



**HAL**  
open science

# Tectonique de l'Apennin Méridional: structures et paléocontraintes d'un prisme d'accrétion continental

Jean-Claude Hippolyte

► **To cite this version:**

Jean-Claude Hippolyte. Tectonique de l'Apennin Méridional: structures et paléocontraintes d'un prisme d'accrétion continental. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie, Paris-6., 1992. Français. NNT: . tel-03637772

**HAL Id: tel-03637772**

**<https://hal.science/tel-03637772>**

Submitted on 11 Apr 2022

**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.

Académie de Paris  
Université Pierre et Marie Curie

**THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6**

Spécialité:

**Géologie structurale**

**Jean-Claude HIPPOLYTE**

**1992**

**Tectonique de l'Apennin méridional:  
structures et paléocontraintes  
d'un prisme d'accrétion continental**

Mém. Sc. Terre Univ. P. et M. Curie, Paris, n° 92-5

soutenue le 9 Avril 1992

devant le jury composé de:

Mr. J.-P. Cadet	Président
Mr. P. Casero	Rapporteur
Mr. J.-L. Mercier	-
Mr. J. Angelier	Examineur
Mr. R. Funicello	-
Mr. F. Roure	-
Mr. P. Tapponnier	-

Unité d'Enseignement et de Recherche des Sciences de la Terre  
4, place Jussieu 75252 Paris Cedex 05

# Avant-propos

Le Professeur Jacques Angelier m'a accueilli dans son laboratoire alors que j'arrivais à l'Université Paris VI pour préparer un DEA, décidé à orienter mes études vers l'analyse structurale et la "microtectonique". Avec son extraordinaire enthousiasme il m'a fait découvrir la tectonique quantitative et a toujours su me proposer des sujets d'études passionnants comme la distension synsédimentaire des fossés oligocènes de Provence et la tectonique d'une chaîne récente. Je le remercie, bien sûr pour son accueil chaleureux au sein de son équipe et pour la mise à disposition de ses logiciels, mais aussi pour la confiance qu'il m'a accordée et pour la grande liberté qu'il m'a laissée dans l'orientation de mes recherches.

Mes chaleureux remerciements vont également à François Roure de l'Institut Français du Pétrole sans qui ce travail n'aurait pas été possible. Il ne s'est pas contenté d'être l'initiateur de cette étude mais il l'a suivie pas à pas avec toujours beaucoup d'intérêt. Je le remercie pour son extraordinaire disponibilité, pour son regard critique sur ce travail et pour son soutien moral pendant la rédaction de ce mémoire.

J'exprime tous mes remerciements à Carla Müller (IFP) qui a daté les échantillons que je ramenaient d'Italie. Sans son aide, beaucoup de conclusions de ce travail n'auraient pas été possibles.

Je remercie Monsieur le Professeur Jean-Paul Cadet de m'avoir fait l'honneur d'accepter la présidence du jury.

Je tiens à remercier tout particulièrement Piero Casero (de l'entreprise Total) qui m'a accordé sa confiance et son amitié lors de mes passages à Rome. Sans nos discussions et sans sa grande connaissance de la géologie de l'Apennin méridional, ce travail ne serait pas ce qu'il est. Je le remercie également d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse.

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur le Professeur Jacques-Louis Mercier qui a bien voulu accepter, malgré ses nombreuses occupations, non seulement d'examiner cette thèse en tant que spécialiste de la tectonique cassante, mais aussi la tâche supplémentaire d'être rapporteur.

Je remercie Monsieur le Professeur Renato Funicello, qui m'a accueilli à Rome comme un de ses étudiants, m'accordant son temps et toutes les facilités dans mes recherches bibliographiques. Je le remercie d'avoir accepté d'être membre du jury.

Je remercie vivement Monsieur le Professeur Paul Tapponnier qui, malgré ses nombreuses charges, a bien voulu participer à ce jury et y apporter sa connaissance de la tectonique des chaînes de montagne.

Merci à tous les membres du laboratoire de tectonique quantitative qui ont pu m'aider dans ce travail, particulièrement à Eric Barrier qui a accepté de quitter son terrain de Sicile pour m'accompagner sur le terrain, à Claude Grandjacquet qui connaît parfaitement la région Campano-Lucanienne, à Bernadette Mulmann et Jean-Michel Dupin qui m'ont aidé pour les dernières corrections typographiques et à tous mes camarades thésards pour leurs conseils: Catherine Bouroz, Sara Vanduycke, Laszlo Fodor, Chu Hao-Tsu, Olivier Lacombe, Hwang Jae-Ha, Jian-Cheng Lee, Laurent Geoffroy, Nadine Aires, Jyr-Ching Hu et Robert Porjesz.

Je remercie également l'équipe de paléomagnétisme, notamment Leonardo Sagnotti, Catherine Kissel et Massimo Mattei, pour les intéressantes discussions et collaborations que nous avons eues.

Merci aux étudiants et chercheurs italiens avec qui j'ai eu de nombreuses discussions, notamment Mario Tozzi, Paola Montone et Daniela Pantosti.

La première année du travail de thèse a été consacrée à l'étude des bassins oligocènes de Provence (Marseille, Aix, Apt, Manosque, Forcalquier). Ce travail n'est pas présenté dans ce mémoire mais il est l'objet de publications. Je tiens à adresser tous mes remerciements à ceux qui m'ont aidé dans ce cadre Provençal: Gérard Guleu, Suzanne Raynaud et, tout particulièrement, Denise Nury et Françoise Bergerat.

Enfin un grand merci à mes parents et à ma soeur qui m'ont soutenu et encouragé au cours de mes études. Je leur dédie ce travail.

# Résumé

Dans ce travail, des déformations de l'Apennin méridional sont caractérisées en termes de structures et de contraintes. Il s'agit des déformations néogènes et quaternaires, et en particulier des déformations compressives d'âge plio-quaternaire.

Les méthodes utilisées sont celles de l'analyse structurale et de la reconstruction de paléocontraintes à partir de plans striés combinées à l'étude des grandes structures et à des compléments stratigraphiques. Une application particulière des méthodes d'analyse de paléocontraintes est faite dans les matériaux conglomératiques plio-quaternaires, où la fiabilité d'un critère de chronologie relative est mise en évidence.

Ce travail a été réalisé pour une part dans l'avant-pays, zone peu déformée se prêtant bien aux analyses de paléocontraintes mais où les séries stratigraphiques ne permettent pas toujours une datation précise des événements tectoniques. L'intérêt s'est porté principalement sur la région déformée de la chaîne, où les structures ont été étudiées, où les paléocontraintes qui leur sont liées ont été reconstruites, où les événements tectoniques ont été datés et leur importance évaluée.

Dans les unités charriées de plate-forme carbonatée, les structures majeures sont dues à des compressions sub-méridiennes. Les déformations compressives les plus anciennes caractérisées sont post-tortoniennes. Elles sont contemporaines d'importants mouvements tangentiels. Par exemple, des sédiments de la zone NN15 du nannoplancton (fin du Pliocène inférieur) se trouvent actuellement sous l'allochtone à plus de 35 km du front de la chaîne.

Dans les unités orientales de la chaîne se sont développés des bassins d'âge plio-quaternaire, récemment interprétés comme des bassins "piggyback". Le modèle de bassin "piggyback" formé et rempli de sédiments tandis qu'il est transporté sur une nappe de chevauchement active a été éprouvé dans le bassin de Sant'Arcangelo, d'âge Pléistocène inférieur. Ce bassin est associé à des structures compressives (plis, chevauchements, décrochements). Son remplissage est caractérisé par des éventails sédimentaires et une migration des dépocentres associés à des plis synsédimentaires. Les états de contraintes d'âge pléistocène inférieur montrent un régime uniquement compressif. Il s'agit donc d'un bassin "piggyback" syn-compressif essentiellement monphasé.

Ce modèle, vérifié pour le bassin de Sant'Arcangelo, est aussi valable pour d'autres bassins pliocènes dont certains montrent parfois une évolution polyphasée avec basculements successifs et migration de dépocentres dans différentes directions successives. C'est le cas du bassin de l'Ofanto, qui est un bassin "piggyback" polyphasé.

De tels bassins "piggyback" (Sant'Arcangelo et Ofanto) sont systématiquement associés à des plis et chevauchements; ils permettent de modéliser la géométrie de duplex profonds et de dater leur formation. Ainsi, bien que l'étude des chevauchements dans l'avant-fosse donne l'impression erronée que les grands déplacements tangentiels sont finis dès le Pliocène moyen, des chevauchements structurent la chaîne pendant tout le Pliocène et le Pléistocène inférieur. L'activité compressive synsédimentaire contemporaine des zones



de nanoplancton NN15, NN16, NN18 et NN19 montre par ailleurs que les événements compressifs sont durables et ne correspondent pas à de brèves pulsions.

Trois directions de compression principales ont caractérisé les déformations de l'Apennin contemporaines de l'ouverture tyrrhénienne. Ce sont: au Pléistocène inférieur, une compression WSW-ENE caractérisée dans toute la chaîne; au Pliocène et probablement aussi au Messinien, une compression NNE-SSW (contemporaine ou antérieure à une compression WNW-ESE, moins bien exprimée) précédée, pendant la même période du Miocène supérieur-Pliocène, par une compression NNW-SSE.

La confrontation des orientations et des âges des paléocontraintes tectoniques avec les données du paléomagnétisme (rotations anti-horaires des unités) permet de supposer que les directions de compression NNW-SSE avaient une orientation NNE-SSW avant de subir des rotations. Par ailleurs, des rotations différentielles de l'avant-pays apulien, reconnues par paléomagnétisme, ont affecté les directions de compression anciennes (anté-éocènes) actuellement N 120 dans le massif du Gargano et N 145 dans les Murges.

On reconnaît donc deux événements compressifs principaux. Le premier, NNE-SSW, du Miocène supérieur et du Pliocène, est responsable de l'essentiel des déformations compressives de l'Apennin méridional ainsi que de la création de nombreux bassins "piggyback". Le second, WSW-ENE, d'âge Pléistocène inférieur, est caractérisé dans toute la chaîne, mais ses déformations (chevauchements et plissements) sont majeures dans le Sud (bassins "piggyback" de Sant'Arcangelo et de Métaponte).

Trois types d'extensions sont rencontrés. (1) Des extensions antérieures aux compressions sont d'âge Miocène moyen (monts de la Daunia) et d'âge Miocène supérieur (Matese). Elles peuvent être liées à des phénomènes de flexuration d'unités d'avant-pays (Matese). (2) Des extensions sont contemporaines des périodes de compression comme le révèle l'analyse des chronologies relatives. Elles sont généralement orthogonales aux compressions et leur sont liées par des permutations d'axes de contraintes. Des observations faites dans des terrains d'âge quaternaire montrent que ces phénomènes de permutations peuvent être très rapides et les états de contraintes liés par permutation peuvent être considérés comme contemporains à l'échelle des temps géologiques (million d'années). De façon générale, ces permutations trahissent des variations de confinement latéral, local ou régional. Ainsi, pendant que le bassin de Sant'Arcangelo est soumis à une compression WSW-ENE, le bassin de Salerne s'ouvre en distension NNW-SSE et la contrainte horizontale maximale ( $\sigma_1$  ou  $\sigma_2$ ) y est de même orientation WSW-ENE. On met ainsi en évidence une relation entre un mécanisme d'ouverture tyrrhénienne à l'Ouest (bassin de Salerne) et un mécanisme de compression à l'Est (bassin de Sant'Arcangelo). La contrainte horizontale maximale a une direction similaire dans ces deux régions. (3) Des extensions postérieures aux compressions, d'orientation NE-SW, ont débuté après la compression du Pléistocène inférieur. Elles sont contemporaines du fort soulèvement de la chaîne, de l'intense activité volcanique et de la formation de nombreux grabens lacustres au Pléistocène moyen. Elles sont encore actives comme en témoignent les mécanismes au foyer et la faille active de l'Irpinia (séisme du 23 novembre 1980), pour laquelle une

extension N15 a pu être déterminée. Cette extension ne paraît pas liée à l'ouverture tyrrhénienne, contrairement aux extensions contemporaines des compressions qui l'ont précédée et qui d'ailleurs étaient de direction très différente.

Les compressions de l'Apennin méridional sont contemporaines de l'ouverture tyrrhénienne. Dans l'Apennin méridional, comme en Calabre, les compressions NW-SE, parallèles au plongement de la plaque ionienne, sont peu exprimées et démontrent que la subduction est passive. Le rapport entre directions de compressions de l'Apennin méridional (principalement NNE-SSW) et directions d'extension en Calabre et sur la marge tyrrhénienne (sub-orthogonale) dénote une variation de confinement latéral entre ces régions, lié à la disposition des zones de croûte continentales (blocage) et océaniques (subduction).

La rotation horaire de la direction générale de compression, notamment entre le Pliocène (NNE-SSW) et le Pléistocène (WSW-ENE), est comparée au changement de la position et de l'orientation de l'accrétion océanique (du bassin Vavilov au bassin Marsili), qui s'est fait avec une rotation horaire de la direction d'ouverture (E-W puis NW-SE). Ces rotations pourraient correspondre à un changement de la direction de dérive de l'arc Calabrais.

L'ouverture tyrrhénienne et la compression apenninique peuvent être perçues comme un écoulement gravitaire comparable à celui invoqué dans le cas de la plaque égéenne. Néanmoins, dans le cas de la mer tyrrhénienne, l'écoulement est guidé par la disposition des domaines continentaux et océaniques. La compression, liée au rapprochement Afrique-Europe, ne put donc s'exprimer que dans les directions restantes (NNE-SSW puis WSW-ENE).

### **Avertissement:**

Le lecteur trouvera une carte générale, avec localisation des sites d'observation, en Planche 1 (dépliante) à la fin de l'Annexe 1, et une échelle stratigraphique dans la figure 136.

# Table des matières

Avant-propos	I
Table des matières	III
Résumé	VII
Abstract	XI
Liste des figures	XV
<b>Chapitre I: les problèmes tectoniques dans l'Apennin méridional</b> .....	<b>1</b>
<b>A. Le cadre stratigraphique et structural de l'Apennin méridional</b> .....	<b>1</b>
A1. Les séries stratigraphiques de l'Apennin méridional.....	2
1) Les séries stratigraphiques des unités dérivant de la marge apulienne	4
a) L'avant-pays de la chaîne.....	4
$\alpha$ ) Le substratum carbonaté.....	4
$\beta$ ) La série flexurale.....	4
b) Les séries de bassin.....	5
$\alpha$ ) Dans l'Apennin campano-lucanien.....	5
$\beta$ ) Successions du Molise et du Sannio.....	6
$\gamma$ ) Les séries post-Miocène moyen.....	6
c) Les séries carbonatées de la plate-forme occidentale.....	7
2) La série stratigraphique du bassin ligure.....	7
A2. Structure de la chaîne.....	9
1) Structures générale.....	9
a) L'avant-pays.....	9
b) Le domaine oriental de la chaîne.....	10
c) La chaîne calcaire.....	10
d) La série ligure.....	10
2) La structure déduite de l'exploration pétrolière.....	11
A3. Les reconstructions de la marge apulienne.....	16
1) Les premières interprétations .....	16
2) L'école napolitaine.....	16
3) Les modèles récents.....	17
<b>B. Les données géophysiques</b> .....	<b>19</b>
1) Informations sur la structure de la croûte.....	19
a) La carte magnétique.....	19
b) La carte gravimétrique.....	19
c) Structure de la croûte.....	21
2) L'activité sismique.....	21
<b>C. Les données de paléocontraintes</b> .....	<b>25</b>
<b>D. Les modèles géodynamiques</b> .....	<b>30</b>
D1. La convergence apenninique.....	30
1) L'évolution cinématique d'après le modèle de Bassin Irpinien.....	30
2) Les nouveaux modèles cinématiques.....	31
D2 L'ouverture tyrrhénienne.....	35
1) Présentation du bassin Tyrrhénien.....	35
2) Age de l'ouverture.....	36
3) Les principaux modèles d'ouverture tyrrhénienne.....	41
4) Corrélations entre ouverture tyrrhénienne et orogène apenninique.....	45

<u>E. Conclusions</u> .....	47
1) Présentation des problèmes.....	47
2) Objectifs de cette étude.....	48

## **Chapitre II: Analyse de la tectonique cassante, les méthodes.....49**

<u>A. Rappel des méthodes</u> .....	49
1) Notion de contraintes.....	49
a) Définitions.....	49
b) Représentation géométrique des tenseurs de contraintes.....	50
2) Etat de contrainte et jeux de failles.....	52
a) Cas d'une roche non pré-fracturée.....	52
b) Cas d'une roche pré-fracturée.....	52
3) Reconstitution d'un état de contrainte.....	55
a) Le problème.....	55
b) L'état de contrainte reconstitué.....	55
c) Les méthodes de calcul utilisées.....	56
<u>B. Exemples de traitements</u> .....	58
1) Exemples de sites simples.....	58
2) Exemples de sites complexes.....	61
3) Exemples de critères de chronologie observés.....	64
a) Chronologie de stries .....	64
b) Chronologie par rapport à un basculement.....	64
c) Plans de failles réutilisés.....	67
d) Décalage de structures.....	67

<u>C. Analyse "micro-tectonique" dans les séries conglomératiques peu consolidées</u> .....	69
1) Les structures des surfaces de galets et leur utilisation.....	69
2) Sites polyphasés et critères de chronologie.....	76

<u>D. Les permutations d'axes de contraintes</u> .....	79
--	----

## **Chapitre III: Les paléocontraintes dans les unités charriées de plate-forme..... 87**

<u>A. Le massif du Matese et sa région (zones IPFW et IUB)</u> .....	87
1) Structure générale .....	87
2) La bordure septentrionale du Matese.....	88
3) La zone orientale du Matese.....	90
a) Exemple du site IPFW1.....	90
b) Le contact Sannio/Matese .....	93
4) Les autres sites miocènes des environs du Matese.....	98
a) Les problèmes de datation des séries miocènes.....	98
b) Les paléocontraintes des sites miocènes.....	101
5) Datation des événements.....	105

<b>B. La région des monts Alburni (zone IIPFW)</b> .....	109
1) Structure générale .....	109
2) Les plis de la plate-forme campano-lucanienne.....	109
3) La dépression de la plaine du Sélé (golfe de Salerne).....	114
4) Datation des événements.....	119

## **Chapitre IV: Les paléocontraintes dans les unités charriées de bassin: les bassins "piggyback"..... 123**

<b>A. Notions de bassin "piggyback"</b> .....	123
1) Définition .....	123
2) Les bassins "piggyback" de l'Apennin méridional.....	126
a) Bref historique.....	126
b) Une nouvelle interprétation.....	127

### **B. Les paléocontraintes dans un bassin "piggyback": l'exemple du bassin de Sant'Arcangelo**..... 130

Stratigraphie.....	130
<b>B1. Le bassin pléistocène</b> .....	132
1) Les structures pléistocènes.....	132
2) Apport des sondages à la connaissance des structures.....	134
3) Paléocontraintes.....	136
4) Profils sismiques.....	137
5) Les interprétations précédentes.....	140
6) Synthèse et interprétation du bassin pléistocène.....	141
7) Modèle de formation.....	142
<b>B2. Les sédiments du Pliocène</b> .....	145

### **C. Les tectoniques superposées d'un bassin "piggyback" complexe: le bassin de l'Ofanto**..... 151

1) Stratigraphie.....	151
2) Structure.....	151
3) Paléocontraintes.....	151
4) Profils sismiques.....	158
5) Synthèse et interprétation.....	158
6) Modèle de formation.....	160
7) Evolution polyphasée du bassin.....	162

### **D. Caractéristiques générales de ces bassins "piggyback"**..... 166

1) Caractéristiques des bassins de l'Apennin méridional. ....	166
2) Comparaison entre les bassins "piggyback" de l'Apennin méridional et ceux de l'Apennin septentrional.....	166
3) Conclusions: apports de l'étude des bassins "piggyback" à la compréhension de la partie orientale de la chaîne (zone UB).....	167

## **Chapitre V: Les paléocontraintes dans l'avant-pays 169**

<b>A. L'avant-fosse: un bassin flexural</b> .....	169
1) Structure générale et remplissage de l'avant-fosse.....	169
2) La bordure occidentale de l'avant-fosse.....	171
3) L'avant-fosse et son substratum.....	176
4) L'analyse "microtectonique" .....	179

<u>B. Les paléocontraintes dans l'avant-pays calcaire</u> .....	181
B1. Le Gargano.....	181
1) Structure.....	181
2) Les calcaires éocènes.....	183
3) La faille de Matinata.....	183
4) Le reste du massif.....	186
5) Datation des événements.....	188
B2. Les Murges.....	190
<u>C. Synthèse: les états de contraintes de la zone d'avant-pays</u> .....	193
1) Les extensions.....	193
2) Les compressions.....	193

## Chapitre VI: Synthèse et interprétation..... 197

<u>A. Comparaison entre tectonique récente et tectonique active</u> .....	197
1) Les états de contraintes récents et actuels de l'Apennin méridional.....	198
2) Le séisme de l'Irpinia (23 nov. 1980).....	202
3) Les états de contraintes récents et actuels de Calabre.....	206
4) Les états de contraintes récents et actuels de Sicile.....	206
<u>B. Reconstitution de l'évolution tectonique en termes de contraintes</u> .....	209
1. Essai de corrélation des directions de contraintes.....	209
a) Les grandes directions de contraintes de la chaîne.....	209
$\alpha$ ) Les directions de compression.....	209
$\beta$ ) Les directions d'extension.....	210
b) Datation des états de contraintes reconstitués.....	210
c) Utilisation des données de paléomagnétisme.....	214
$\alpha$ ) Les données de paléomagnétisme.....	214
$\beta$ ) Exemples d'apports des données du paléomagnétisme à l'interprétation des variations d'orientations de contraintes...	215
$\beta$ 1) Apports du paléomagnétisme dans l'avant-pays...	216
$\beta$ 2) Apports du paléomagnétisme dans le bassin de Sant'Arcangelo.....	216
$\gamma$ ) Hypothèses sur les rotations d'unités et de contraintes dans la chaîne.....	217
d) Corrélations avec l'avant-pays.....	218
2. La succession des événements tectoniques et leurs importances relatives.....	220

## Conclusions et implications géodynamiques..... 224

1) Les compressions.....	224
2) Les extensions.....	225
3) Implications géodynamiques.....	226

Annexe 1  
Annexe 2



# Abstract

Structural analysis and paleostress determinations have been carried out for Neogene and Quaternary deformations of southern Apennines. In order to date the major deformation events, particular analyses in Plio-Quaternary conglomerates were developed and the reliability of a chronology criterion was evaluated in detail.

Tectonics and paleostresses in the foreland were studied. But the major subject of interest was the chain itself, where the mechanism of the deformation, the relative amplitudes of events as well as their ages could be determined in detail.

In carbonate units of the western side of the chain, the main structures are due to North-South compressions. The oldest compressions identified are post-Tortonian. Large-scale Plio-Quaternary nappe movements are important as shown by the presence of sediments of the NN15 nannoplankton zone (end of lower Pliocene) under the allochthon, more than 35km away from the present nappe front.

In the Eastern side of the chain, Plio-Quaternary piggyback basins are present. This model of basins formed and filled while being carried on active thrust sheets is checked in detail herein, taking the Lower-Pleistocene Sant'Arcangelo basin as a case study. The structure of this basin is found to be associated with compressional structures only (folds, thrusts and strike-slip faults). Its sedimentary infill is characterized by stratigraphic wedgings and migration of depocenters in association with synsedimentary folding. Paleostresses are simply compressional. This recent Sant'Arcangelo piggyback basin is monophasic. However, a Pliocene basin (Ofanto) provides an example of a polyphasic basin with successive tilts and migrations of depocenters related to compressional tectonisms.

In southern Apennines, the association of Plio-Quaternary piggyback basins with folds and thrusts provides information on the structure of deep-seated duplexes and on the age of their formation. Whereas, according to foredeep analysis, one may think that thrusting activity diminished after the Middle Pliocene, the development of piggyback basins shows that major structuration of the chain still continued during the Pliocene and the Early Pleistocene. Compressional synsedimentary deformations occurred during the epoch of nannoplankton zones NN15, NN16, NN18 and NN19.

Three main directions of compression are characterized. A WSW-ENE trending compression, Early Pleistocene in age, affected the whole chain. During the Pliocene and probably the Messinian, NNE-SSW trending compressions, following a NNW-SSE trending one, prevailed. A WNW-ESE trending compression, well characterized but without important deformation, could have been contemporaneous of, or subsequent to, the NNE-SSW trending compression.

Paleomagnetism data allow to propose that NNW-SSE compression results from anticlockwise rotation of units actually affected by NNE-SSW compression. Moreover, differential rotations of the foreland, as reconstructed by paleomagnetic means, have affected oldest (ante-Eocene) directions of compression, presently N120 in the Gargano promontory and N145 in the Murges.



To conclude, two principal compressional events affected the chain. One event, with a NNE-SSW trend, is responsible for the main compressional deformations of Southern Apennines during the Upper Miocene and the Pliocene. Another compression, WSW-ENE in trend, Lower Pleistocene in age, is well expressed in the southern part of the area (piggyback basins of Sant'Arcangelo and Metaponto).

Three kinds of extensions are characterized. (1) Extensions which have occurred prior to major compressions took place in Middle Miocene (Daunia) and Upper Miocene (Matese). They may reflect flexure processes in foreland units (e. g., Matese). (2). Extensions also occurred contemporaneous with compressional periods, as revealed by relative chronology. Usually, such extensions are perpendicular to the dominating directions of compression, and thus correspond to permutations of stress axes. Observations in Quaternary sediments show that these states of stress can be considered as contemporaneous at the scale of geological times (i. e., less than one million years). For example, during the structuration of the Sant'Arcangelo piggyback basin, which occurred under WSW-ENE compressional regime, the Salerne basin opened with NNW-SSE extension and the horizontal maximum stress ( $\sigma_1$  or  $\sigma_2$ ) had the same direction in both areas. A relation is thus revealed between a mechanism related to the Tyrrhenian opening (i. e., the Salerne basin) and a mechanism related to the shortening of the mountain belt (i. e., the Sant'Arcangelo basin). (3) Extension also occurred later than the main compression. This extension had NE-SW trends and began after the Early Pleistocene compression. It was contemporaneous with the major uplift of the chain, with the alkaline volcanic activity and with the formation of Middle Pleistocene lacustrine grabens. This extension is still active, as shown by focal mechanisms and by the Irpinia active fault (23 Nov. 1980, earthquake) along which a N15 trending extension is determined. This extension does not seem to be related to the Tyrrhenian opening, unlike previous extensions of different directions.

Compressions in Southern Apennines are contemporaneous with Tyrrhenian opening. In southern Apennines as well as in Calabria, compression parallel to the dip of the Ionian plate is not well expressed, and suggests that subduction is mostly passive. Trends of compressions in Southern Apennines (mainly NNE-SSW) and extensions in Calabria (perpendicular) imply variations in lateral confining pressures between these two areas. These variations are due to the geographic distribution of continental crust domains (mainly coupling) and oceanic crust domains (subduction, and decoupling).

The rotation of the direction of compression between the Pliocene (NNE-SSW) and the Pleistocene (WSW-ENE) is compared with the change of location of oceanic accretion (from Vavilov basin to Marsili basin) accompanied with a clockwise rotation of the opening trend (E-W followed by NW-SE). This could correspond to a major change in the direction of drifting of the Calabria Arc.

Opening of the Tyrrhenian basin and compression in the Apennines can be considered as due to gravitational effects comparable with those invoked in the case of the Aegean plate. However, in the case of the Tyrrhenian sea , this direction of movement was constrained by the pattern of the continental and oceanic domains. The compression due to Africa-Europe convergence thus necessarily occurred in the remaining trends (NNE-SSW then WSW-ENE).

**Note:**

The reader may find a general map with location of the "microtectonic" sites, in Planche 1, at the end of Annexe 1, and a stratigraphic scale in fig. 136.



# Liste des figures

- Fig. 1:** Schéma structural de l'Italie et du Bassin Tyrrhénien .
- Fig. 2:** Schéma structural de l'Apennin méridional.
- Fig. 3:** Unités lithostratigraphiques de l'Apennin méridional.
- Fig. 4:** Localisation et stratigraphie des sédiments irpiniens.
- Fig. 5:** Bloc-diagramme des unités paléogéographiques de l'Apennin méridional.
- Fig. 6:** Coupes géologiques NE-SW de la péninsule apenninique au niveau du Mont Alpi.
- Fig. 7:** Coupe interprétative de la croûte apenninique au niveau du Massif du Matese.
- Fig. 8:** Carte de subsurface du sommet des calcaires de la plate-forme orientale.
- Fig. 9:** Coupes schématiques générales montrant la différence de style de déformation entre l'Apennin central et l'Apennin méridional.
- Fig. 10:** Schémas paléogéographiques des unités apenniniques dans un stade pré-orogénique.
- Fig. 11:** Carte du champ magnétique résiduel.
- Fig. 12:** Carte des anomalies de Bouguer.
- Fig. 13:** Coupe schématique montrant la déflexion de la lithosphère de l'avant-pays dans le cas d'un système de double subduction .
- Fig. 14:** Structure de la croûte d'après l'interprétation d'un profil de sismique-réfraction allant des Monts Alburni au Gargano.
- Fig. 15:** L'activité sismique de l'Italie.
- Fig. 16:** Axes des déformations quaternaires de l'Apennin méridional.
- Fig. 17:** Directions de compression et d'extension de la bordure du golfe de Tarente.
- Fig. 18:** Directions d'extension et de compression de la Calabre.
- Fig. 19:** Modèle d'évolution de l'Apennin méridional lors des phases compressives successives.
- Fig. 20:** Colonnes lithostratigraphiques des principales unités de l'Apennin méridional.
- Fig. 21:** Carte bathymétrique de la Zone Tyrrhénienne.
- Fig. 22:** Coupe crustale de la Mer Tyrrhénienne.
- Fig. 23:** Répartition cartographique de trois phases magmatiques déduites des anomalies magnétiques et contemporaines de l'ouverture du Bassin Marsili.
- Fig. 24:** Evolution du Bassin Tyrrhénien et comparaison avec les événements des orogènes pérityrrhéniens.
- Fig. 25:** Schéma structural du Bassin et de l'Arc Tyrrhénien.
- Fig. 26:** Modèle de reconstruction cinématique de l'ouverture tyrrhénienne.
- Fig. 27:** Plan de faille et état de contraintes.
- Fig. 28:** Composantes de la contrainte ( $F$ ) et représentation matricielle dans un système de référence.
- Fig. 29:** Représentation d'un tenseur de contraintes par un ellipsoïde des contraintes.
- Fig. 30:** Représentation des contraintes en deux dimensions par un diagramme de Mohr.

**Fig.31:** Etats de contraintes et fracturation des roches.

**Fig.32:** Axes de contraintes et jeu d'une faille.

**Fig.33:** Deux critères dans le plan de faille F pris en compte dans les différentes méthodes de calcul de contraintes.

**Fig.34:** Différence de résultats des méthodes R4DT-R4DS et INVD pour des failles normales conjuguées.

**Fig.35:** Pli anticlinal du site IUB15 et failles associées.

**Fig.36:** Site IPFW31.

**Fig.37:** Schéma de la procédure suivie pour la détermination de tenseurs de contraintes.

**Fig.38:** Coupe géologique de la structure de Roccadaspide et diagrammes de failles du site IPFW14.

**Fig.39:** Critère de chronologie basé sur la superposition de stries fines sur des cannelures d'un jeu antérieur.

**Fig.40:** Diagrammes failles/tenseurs, après débasculement, des compressions du site IPFW14 et diagrammes de Mohr correspondant.

**Fig.41:** Sites IUB3 et IUB8, dans la série plissée de la Daunia affleurant sur la bordure orientale de la chaîne.

**Fig.42:** Site IPFW1, dans le massif du Matese.

**Fig.43:** Structures observées dans les conglomérats.

**Fig.44:** Caractérisation des divers types de glissements observables sur des galets.

**Fig.45:** Exemple d'un site monophasé de galets striés: IUB19.

**Fig.46:** Site IAVP1, avec calcaires et conglomérats.

**Fig.47:** Exemple d'un site monophasé dans des séries conglomératiques basculées: IUB27.

**Fig.48:** Exemple de site polyphasé dans des conglomérats: IUB32.

**Fig.49:** Comparaison entre des chronologies observées dans une série conglomératique et celles observées dans la série argilo-marneuse sous-jacente.

**Fig.50:** Résultats de calcul de tenseurs dans les terrains du Paléocène-Eocène de l'avant-pays.

**Fig.51:** Diagramme des rapports entre les angles de pitch et l'inclinaison des failles, de l'ensemble des mesures faites dans les terrains éocènes de la péninsule du Gargano

**Fig.52:** Sites des terrains pléistocènes ayant permis de mettre en évidence des permutations d'axes de contraintes.

**Fig.53:** Exemple de permutation totale d'axes de contraintes (permutation de tous les axes), dans le Nord du fossé du Crati (Calabre).

**Fig.54:** Carte de localisation des sites de mesures dans la région du Matese (au Nord de Naples).

**Fig.55:** Structures et diagrammes failles/tenseurs de la bordure septentrionale du Matese.

**Fig.56:** Schéma structural de la bordure orientale du Matese avec localisation des sites de mesures et coupe géologique Nord-Sud du Matese.

**Fig.57:** Contact entre les séries du Matese et du Sannio sur la bordure orientale du Matese.

**Fig.58:** Tableaux de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites du massif du Matese.

**Fig.59:** Coupe Nord-Sud de la bordure occidentale des monts du Sannio et principaux diagrammes failles/tenseurs des structures de cette coupe.

**Fig.60:** Panorama de la série du Miocène supérieur à olistolites.

**Fig.61:** La formation miocène de Calazzo, au Sud du Matese.

**Fig.62:** Coupe schématique d'un front de chevauchement dans les unités de bassin Lagonegro-Molisan, près de Gambatesa.

**Fig.63:** Sites de mesures des terrains du Miocène montrant des permutations d'axes de contraintes  $\sigma_1/\sigma_2$  (extension/compression).

**Fig.64:** Tableau de chronologies relatives des sites des terrains du Miocène dans les environs du Matese.

**Fig.65:** Compressions sub-méridiennes affectant les terrains du Miocène supérieur et du Pliocène de l'anticlinal de Chianche.

**Fig.66:** Diagrammes failles/tenseur de contraintes des terrains du Pliocène supérieur-Pléistocène et du Pléistocène.

**Fig.67:** Schéma géologique de la région du Mont Alburni avec directions de compression sub-méridiennes.

**Fig.68:** Coupe NE-SW générale de la chaîne, passant par le puits Contursi-1

**Fig.69:** Coupe géologique de la structure de Roccadaspide.

**Fig.70:** Tableau de chronologies relatives des sites des régions IIPFW et IIIPFW.

**Fig.71:** Carte des structures de la Mer Tyrrhénienne ayant joué au Pliocène et au Quaternaire et courbes isopaques des séries de même âge.

**Fig.72:** Coupes sismiques dans le golfe de Salerne.

**Fig.73:** Directions de compression et d'extension des déformations d'âge Pléistocène.

**Fig.74:** Les failles d'âge Quaternaire de la formation d'Eboli près du site IIPFW1.

**Fig.75:** Coupe d'une des failles normales du site IIPFW1.

**Fig.76:** Modèle d'ouverture du bassin de Salerne.

**Fig.77:** Faille synsédimentaire du Pliocène, site IIPFW9, avec éventail sédimentaire.

**Fig.78:** Schéma structural de l'Apennin septentrional et profil sismique dans l'arc de Ferrara-Romagna.

**Fig.79:** Schéma structural de l'arc de Ferrara-Romagna et profil sismique dans l'arc d'Emilia.

**Fig.80:** Modèle d'une reprise en compression d'une pile de nappes lors de la déformation d'une unité inférieure.

**Fig.81:** Modèles de formation et d'évolution de bassins "piggyback" de l'Apennin méridional.

**Fig.82:** Schéma géologique du bassin de Sant'Arcangelo et directions de compression pléistocènes.

**Fig.83:** Colonnes stratigraphiques des séries du bassin de Sant'Arcangelo.

**Fig.84:** Les failles normales du bassin de Sant'Arcangelo.

**Fig.85:** Panorama du flanc oriental de la dorsale de Valsini.

**Fig.86:** Coupes géologiques du front de l'allochtone.

**Fig.87:** Anticlinal d'Alianello, au coeur du bassin de Sant'Arcangelo, dans la série du Pléistocène inférieur

**Fig.88:** "Line-drawing" d'un profil sismique du bassin de Sant'Arcangelo.

**Fig.89:** Coupe schématique illustrant les relations entre les unités argileuse, sableuse et conglomératique.

- Fig.90:** Modèle d'avancée des unités du Bassin Lagonegro-Molisan dans l'hypothèse de soulèvements répétés dans la zone apenninique.
- Fig.91:** Les bassins "piggyback" d'âge Quaternaire du golfe de Tarente.
- Fig.92:** Coupes géologiques interprétatives des structures liées à la genèse du bassin de Sant'Arcangelo et du bassin de Métaponte.
- Fig.93:** Etats de contraintes d'âge Pliocène.
- Fig.94:** Histogrammes des directions de compression déterminées dans les terrains plio-quaternaires de la zone IIIUB.
- Fig.95:** Exemple d'un site dans les terrains du Pliocène: site IIIUB33.
- Fig.96:** Tableau de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites de la zone IIIUB.
- Fig.97:** Panorama et coupe de l'anticlinal de Stigliano.
- Fig.98:** Schéma géologique du bassin pliocène de l'Ofanto et directions de compression sub-méridiennes.
- Fig.99:** Histogrammes des directions d'extension et de compression déterminées dans les terrains plio-quaternaires de la région IIUB.
- Fig.100:** Etats de contraintes dans les terrains pliocènes, autres que les directions de compression sub-méridiennes.
- Fig.101:** Failles normales synsédimentaires du site IIUB26.
- Fig.102:** Tableau de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites de la zone IIUB.
- Fig.103:** Exemple de chronologie relative déduite d'un basculement: site IIUB31.
- Fig.104:** Profils sismiques du bassin de l'Ofanto.
- Fig.105:** Comparaison des profils AA' et BB'.
- Fig.106:** Modèle d'évolution du bassin "piggyback" de l'Ofanto.
- Fig.107:** Relations entre structures superficielles et structures de subsurface du para-autochtone apulien sous l'allochtone Lagonegro-Molisan .
- Fig.108:** Chevauchement des "argiles varicolores" sur des argiles du Pliocène terminal de l'avant-fosse au front de la chaîne.
- Fig.109:** Histogrammes des directions d'extension et de compression déterminées dans les terrains plio-quaternaires de la zone UB.
- Fig.110:** Carte de l'avant-fosse de l'Apennin méridional avec localisation des coupes des figures 86 et 113.
- Fig.111:** Coupe géologique à travers la Fosse Bradanique, les Murges et la Mer Adriatique.
- Fig.112:** Courbes isopaques des sédiments de la Fosse Bradanique et courbes isopaques de l'allochtone
- Fig.113:** Coupes géologiques du front de l'allochtone
- Fig.114:** Carte structurale du toit du substratum calcaire de l'avant-fosse.
- Fig.115:** Carte des isobathes du toit des calcaires crétacés et coupes perpendiculaires aux structures.
- Fig.116:** "Line-Drawing" d'un profil sismique dans l'avant-fosse.
- Fig.117:** Etats de contraintes reconstitués à partir de mesures faites dans les sédiments de l'avant-fosse.

**Fig. 118:** Schéma structural du massif du Gargano et localisation des sites de mesures avec leur numéro respectif.

**Fig. 119:** Principaux états de contraintes déterminés dans le massif du Gargano.

**Fig. 120:** Tableaux de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites de l'avant-pays.

**Fig. 121:** Carte de la répartition des faciès du Dogger-Malm dans la mer Adriatique.

**Fig. 122:** Directions de compressions proches de NE-SW dans les carbonates de l'avant-pays et dans l'avant-fosse.

**Fig. 123:** Directions de compressions proches de NW-SE dans les carbonates de l'avant-pays.

**Fig. 124:** Histogrammes des directions de compression, dans le massif du Gargano et dans les Murges, tous les âges de terrains.

**Fig. 125:** Histogrammes des directions d'extension et de compression de l'avant-pays, par tranches d'âge.

**Fig. 126:** Mécanisme au foyer de séismes crustaux dans la péninsule italienne, diagrammes de Wulf hémisphère inférieur.

**Fig. 127:** Les états de contraintes récents et actuels de l'Apennin méridional.

**Fig. 128:** Directions de compression dans les terrains d'âge pléistocène de l'Apennin méridional.

**Fig. 129:** La faille du séisme de l'Irpinia.

**Fig. 130:** Les directions de contraintes de la Sicile.

**Fig. 131:** Histogrammes des directions de compression de la chaîne.

**Fig. 132:** Histogrammes des directions d'extension de la chaîne.

**Fig. 133:** Histogrammes des directions de compression de la chaîne par tranches d'âge.

**Fig. 134:** Déclinaisons magnétiques des sites de paléomagnétisme de l'Apennin méridional et de la Sicile

**Fig. 135:** Comparaison entre les directions de compression de la chaîne et de son avant-pays.

**Fig. 136:** Corrélations entre les déformations de la chaîne et celles du bassin tyrrhénien.

**Fig. 137:** Schéma structural du bassin tyrrhénien et de l'Apennin méridional.

**Fig. 138:** Modèle d'ouverture du bassin tyrrhénien

**Fig. 139:** Deux étapes de l'ouverture du bassin tyrrhénien et directions de compression et d'extension de la péninsule italienne.

**Annexe 1:** Liste des résultats de calculs de contraintes pour les zones IPFW, IUB, IAVP, IIPFW, IIUB, IIAVP, IIIPFW, IIIUB et IIIAVP (avec tableaux).

**Pl. 1:** Carte de localisation des sites de mesures de failles.

**Pl. 2:** Classe directionnelle des compressions d'azimut N180 à N44.

**Pl. 3:** Classe directionnelle des compressions d'azimut N45 à N89.

**Pl. 4:** Classe directionnelle des compressions d'azimut N90 à N124.

**Pl. 5:** Classe directionnelle des compressions d'azimut N125 à N154.

**Pl. 6:** Classe directionnelle des compressions d'azimut N155 à N179.





# Chapitre I: Les problèmes tectoniques dans l'Apennin méridional

## A. Cadre stratigraphique et structural de l'Apennin méridional

### Introduction: Organisation générale de la chaîne:

L'Apennin est une chaîne constituant les reliefs de la péninsule Italienne (fig.1). Atteignant 2267 mètres d'altitude (Mont Pollino) dans sa partie méridionale, elle occupe une situation particulière entre la Mer Adriatique et la Mer Tyrrhénienne, dont les bassins dépassent 3400 mètres de profondeur. Cette chaîne à vergence nord-orientale est née de la déformation de la marge continentale africaine de la Téthys méridionale au cours du Néogène (Haccard et al., 1972; Catalano et al., 1977; Pescatore, 1978; D'Argenio et al., 1973). Elle dessine deux arcs principaux: l'Arc Nord-Apenninique et l'Arc méridional ou Calabrais (fig.1). Ces arcs se rejoignent dans l'Apennin central où on note la présence de deux accidents transversaux (fig 1): le linéament "Olevano-Antrodoco" ou "Ancona-Anzio" (Nardi et al., 1971; Castellarin et al., 1978) et le linéament "Maiella-Roccamonfina" ou "Ortona-Roccamonfina" (Locardi, 1982; 1986).

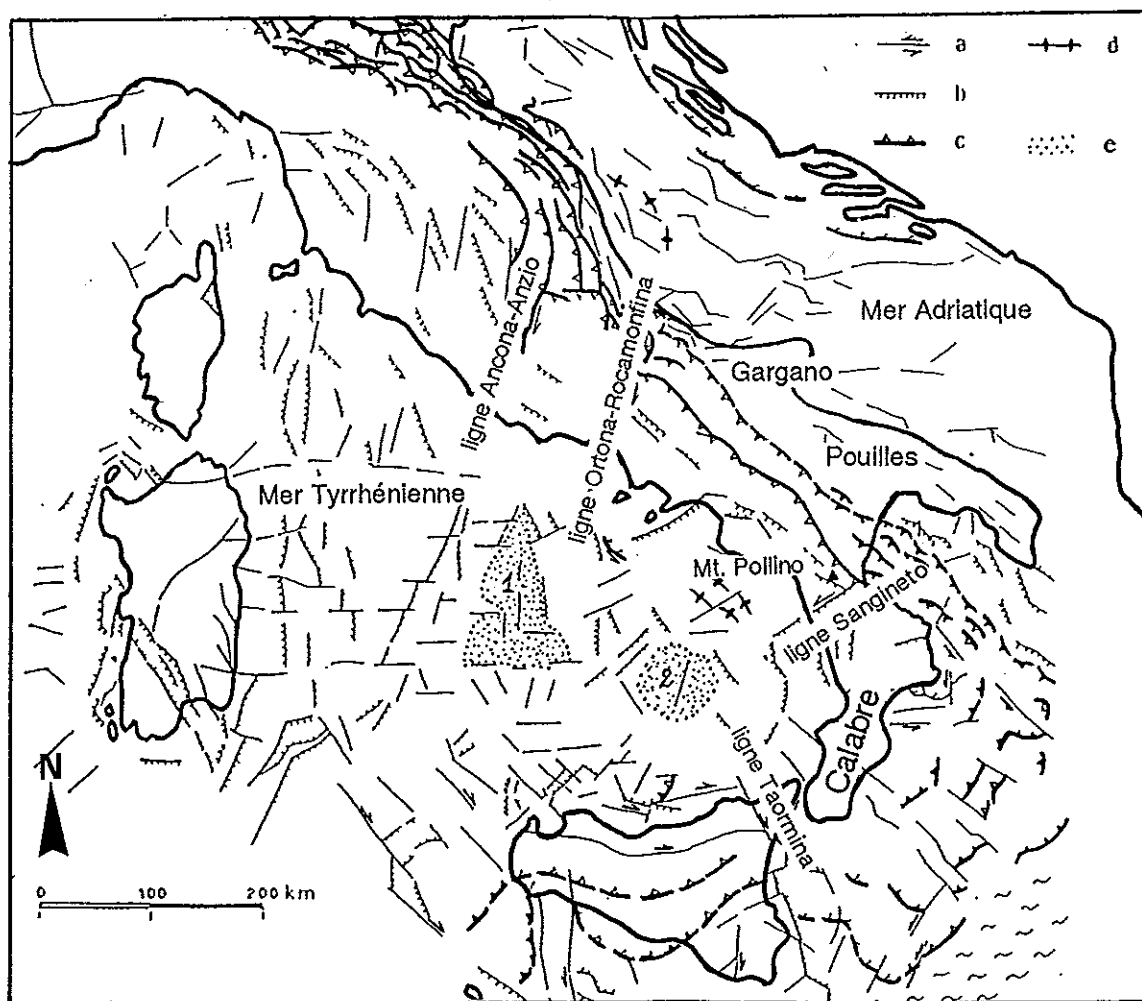


Fig. 1: Schéma structural de l'Italie et du Bassin Tyrrhénien (d'après Sartori, 1988; modifié). Structures du Tortonien supérieur à l'actuel. a: décrochements; b: failles normales; c: chevauchements; d: axes anticlinaux; e: zones avec croûte océanique (1: Messinien moyen (?) à Pliocène inférieur-moyen; 2: Pliocène supérieur (?) à Pléistocène).

L'Apennin méridional, objet de cette étude, représente le segment rectiligne prolongeant au Nord l'arc Calabrais. Comme la Sicile, c'est un secteur bordé par un avant-pays émergé (Gargano et Pouilles), alors que le secteur central de l'arc Calabrais est bordé par la plaine bathyale du domaine Ionien. La Calabre (non étudiée ici) est interprétée comme un fragment de chaîne alpine, à la déformation crétacée-paléogène, qui a chevauché au Néogène les unités paléogéographiques du domaine apenninique (cf. Haccard et al., 1972; Amodio-Morelli et al., 1976). Elle est limitée par deux lignes tectoniques: au nord, la ligne Sangineto, considérée comme sénestre; et au Sud, en Sicile, la ligne de Taormina considérée comme dextre (Amodio-Morelli et al., 1976).

## A1. Les séries stratigraphiques de l'Apennin méridional

La compilation suivante a été réalisée en faisant appel à de multiples références dont les principales sont: D'Argenio et al., 1975; Ippolito et al., 1975; Ortolani et Torre, 1981; Mostardini et Merlini, 1986; Roure et al., 1991; Casero et al., 1991b.

Trois grands domaines parallèles à l'axe de la chaîne peuvent être distingués (fig.2):

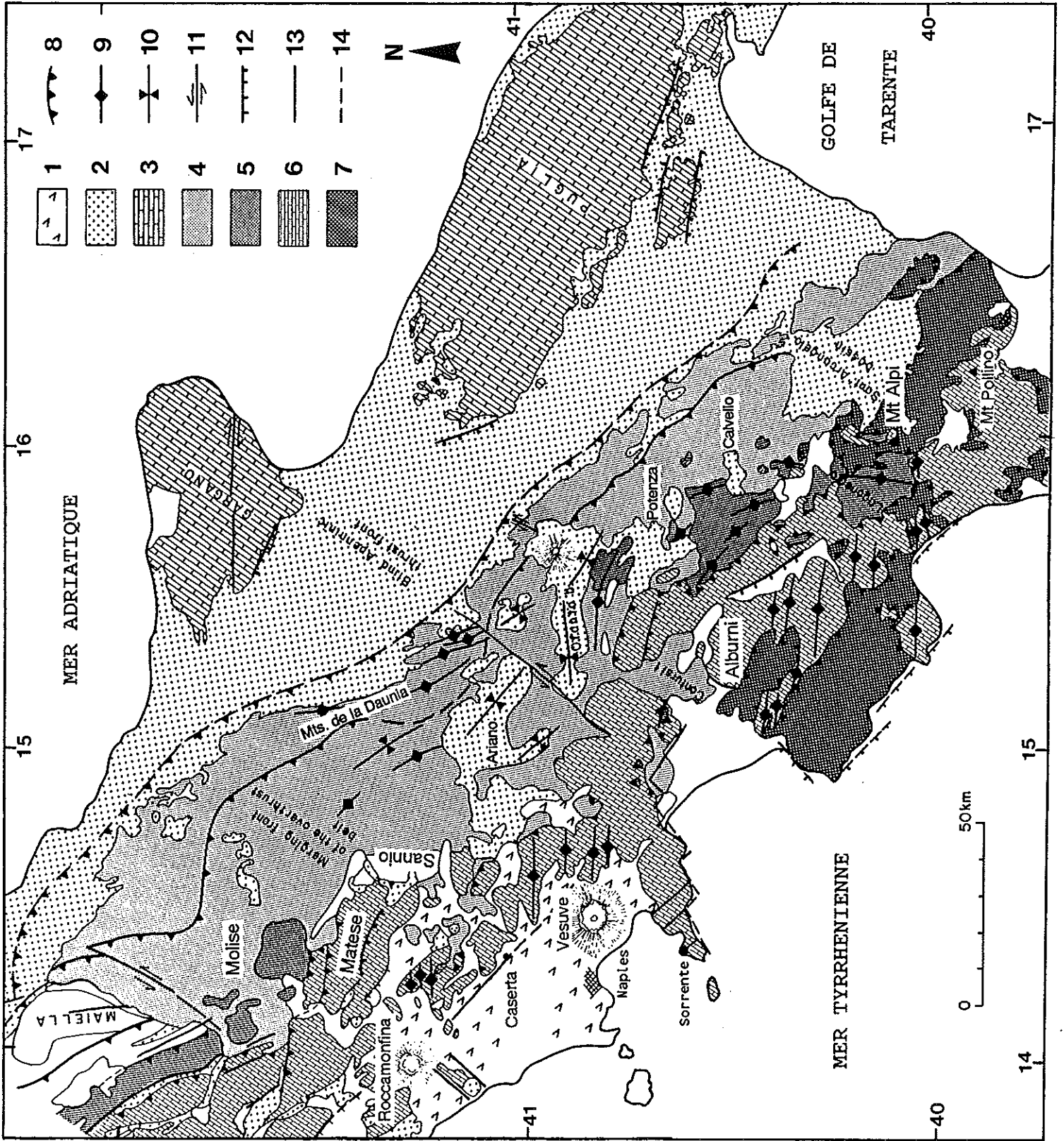
- l'avant-pays (Gargano et Pouilles), précédé par une avant-fosse plio-quadernaire de 20 à 40 Km de large;

- le domaine oriental de la chaîne (allochtone bradan), qui des massifs calcaires jusqu'au front de chevauchement est constitué essentiellement de séries pélagiques. Dans ce domaine oriental, les séries plio-quadernaires sont bien représentées;

- le domaine des massifs carbonatés, qui longe la côte tyrrhénienne sur une largeur n'excédant pas 60 Km et qui comprend les reliefs les plus hauts.

Les unités de ces trois domaines appartenaient à la marge de l'Apulie, tandis que dans le Sud de la chaîne affleurent des unités qui appartenaient à l'Océan Ligurien.

**Fig.2: Schéma structural de l'Apennin méridional (d'après Roure et al., 1991; modifié). Structures tectoniques d'après Funiciello et al. (1981); Ortolani et al. (1981); Renaud et al. (1990); Roure et al. (1991). 1: Quadernaire; 2: Messinien à Pliocène; 3: plate-forme orientale; 4 et 5: unités du Bassin Lagonegro-Molisan; 6: unités de la plate-forme occidentale; 7: unité ophiolitique des Ligurides; 8: chevauchement; 9: axe anticlinal; 10: axe synclinal; 11: décrochement; 12: faille normale; 13: faille de nature indéterminée; 14: failles masquées.**



# 1) Les séries stratigraphiques des unités dérivant de la marge apulienne

## a) L'avant-pays de la chaîne

### α) Le substratum carbonaté

Il affleure dans le massif du Gargano et dans les Pouilles (fig.2). Il comprend des séries carbonatées aux faciès de plate-forme, d'âge triasiques à crétacé supérieur, reposant sur des formations d'anhydrites, de dolomies et de sel du Trias supérieur (fig.3). Dans l'Est du Gargano, des faciès récifaux et de bassin sont présents à partir du Jurassique supérieur. Ils sont recouverts par les calcaires nummulitiques transgressifs Paléocène à Eocène moyen (calcaires de Peschici). Des affleurements de calcarénites organogènes, dépassant rarement 100 mètres d'épaisseur existent sporadiquement sur la plate-forme. Ils sont datés du Langhien-Serravallien dans le Gargano et dans la péninsule Salentine, et du Pliocène moyen-Pléistocène inférieur dans les Pouilles (calcarénites de Gravina) et dans la péninsule salentine (calcarénites du Salento). L'ensemble de la série d'avant pays atteint 4000 mètres dans le Gargano et 6000 mètres dans la péninsule Salentine.

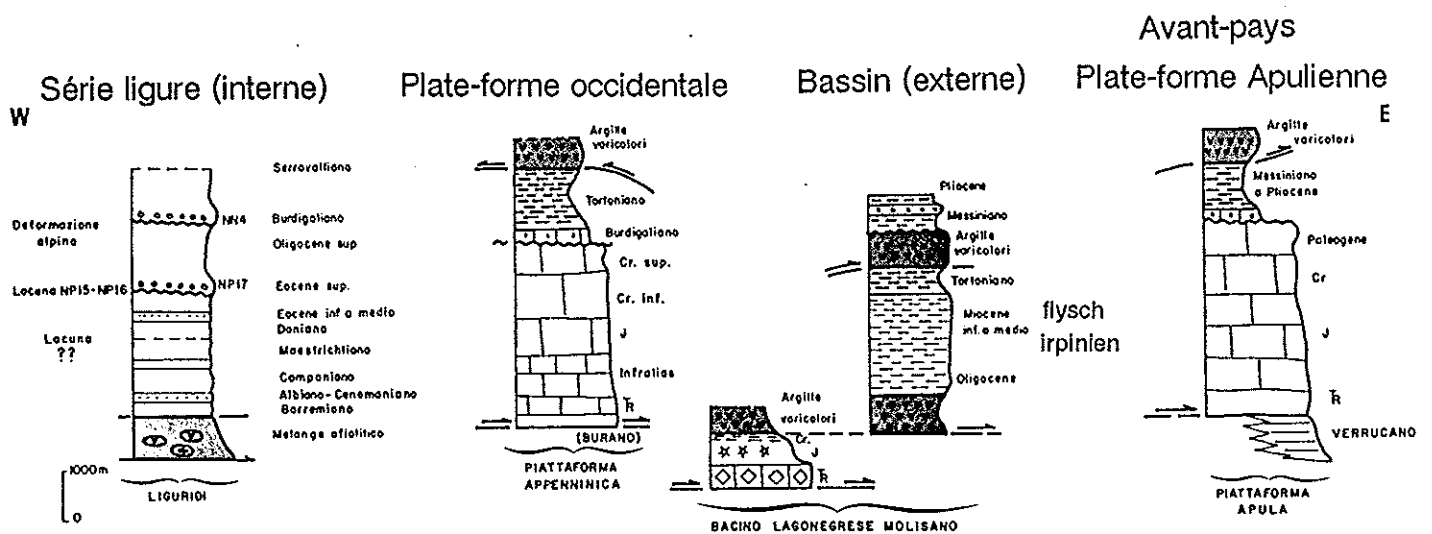


Fig.3: Unités lithostratigraphiques de l'Apennin méridional. (d'après Casero et al., 1989; modifié)

### β) La série flexurale de l'avant-fosse

Le bassin d'avant-fosse borde la chaîne vers l'avant-pays (fig.2). Il est comblé par des sédiments terrigènes plio-quadernaires (argiles, sables, conglomérats) littoraux à bathyaux, atteignant 3000 mètres d'épaisseur (D'Argenio et al., 1975). Les forages indiquent que cette séquence terrigène repose parfois sur des marnes et des évaporites du Tortonien-Messinien, surmontant des calcarénites du Miocène inférieur-moyen et des calcaires mésozoïques (Casnedi et al., 1982). Sur la bordure occidentale de l'avant-fosse, des unités allochtones de la chaîne, s'intercalent dans cette séquence plio-quadernaire (fig.3).

## **b) Les séries de bassin**

### **α) Dans l'Apennin Campano-Lucanien**

Dans l'ensemble de l'Apennin Campano-Lucanien, au Sud du massif du Sannio (fig.2), des séries d'âges complémentaires (Lagonegro et série Irpinienne) sont constamment séparées tectoniquement au niveau des "argiles varicolores" du Crétacé supérieur-Paléogène (Sicilides) (fig.3):

- **Les séries de Lagonegro** affleurent uniquement dans le secteur méridional.(fig. 2) Il s'agit de deux séries semblables superposées tectoniquement.

Elles sont constituées de dolomies et de calcaires à silex triasiques, de radiolarites et de calcaires à silex Jurassiques et d'argilles siliceuses riches en oxyde de fer et en manganèse du Crétacé inférieur et peut-être de l'Eocène. L'ensemble atteint 1 à 2 km d'épaisseur.

- **La série des Sicilides** (Ogniben, 1969), correspond aux "Argiles "Scagliose" (A.S.) (Bousquet, 1972) et aux "argille scagliose varicolori" (A.S.V.) ou **argiles "varicolores"** (Dubois, 1976). C'est une succession argilo-calcaire, souvent chaotique, qui constitue une grande partie des affleurements du domaine oriental de la chaîne.

Ogniben (1969) reconnaît dans cette séquence:

- 500-1000m de schistes versicolores (argillites rouges et vertes) du Crétacé supérieur;
- 500-1500m de turbidites, Crétacé supérieur-Paléogène;
- 400-600m de schistes versicolores éocènes;
- 250-300m de tufs andésitiques, Eocène supérieur-Oligocène.

-**Les flyschs Irpiniens** (fig. 3 et 4) (Cocco et al., 1972; D'Argenio et al., 1973; Pescatore et al., 1986) sont des dépôts terrigènes d'âge Langhien à Tortonien, affleurant de façon discontinue de la marge orientale des massifs calcaires à la fosse bradanique, le long de deux bandes principales de direction NW-SE (fig.4).

On distingue, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, trois types de séquences (D'Argenio et al. 1975, Ippolito et al. 1975):

Une alternance de turbidites calcaires et de marnes pélagiques (600 mètres) dénommée flysch de Faeto (Crostella et Vezzani, 1964) ou de la Daunia (Jacobacci et Martelli, 1967).

Pius au sud, des séquences épaisses (1500 à 2000 mètres) de grès et de pélites turbiditiques représentent le flysch de Gorgoglione (Selli, 1962), déposé dans un éventail sous-marin, ou bien la formation de Serra-Palazzo (Selli, 1962). Ces séries passent vers le bas au flysch Numidien ou grès de Stigliano (Aquitaniens-Burdigaliens) (Vezzani, 1975).

Dans un secteur occidental, des séquences sablo-conglomératiques (1500 mètres) sont représentées par le flysch de Castelvetere (Pescatore et al, 1970) et les grès de Calazzo (Ogniben, 1958). La partie inférieure de la formation de Castelvetere contient des

olistoliths (faciès de pente), dont le volume varie de quelques m<sup>3</sup> à plusieurs milliers de m<sup>3</sup>, provenant du front des nappes carbonatées (Pescatore et al., 1970).

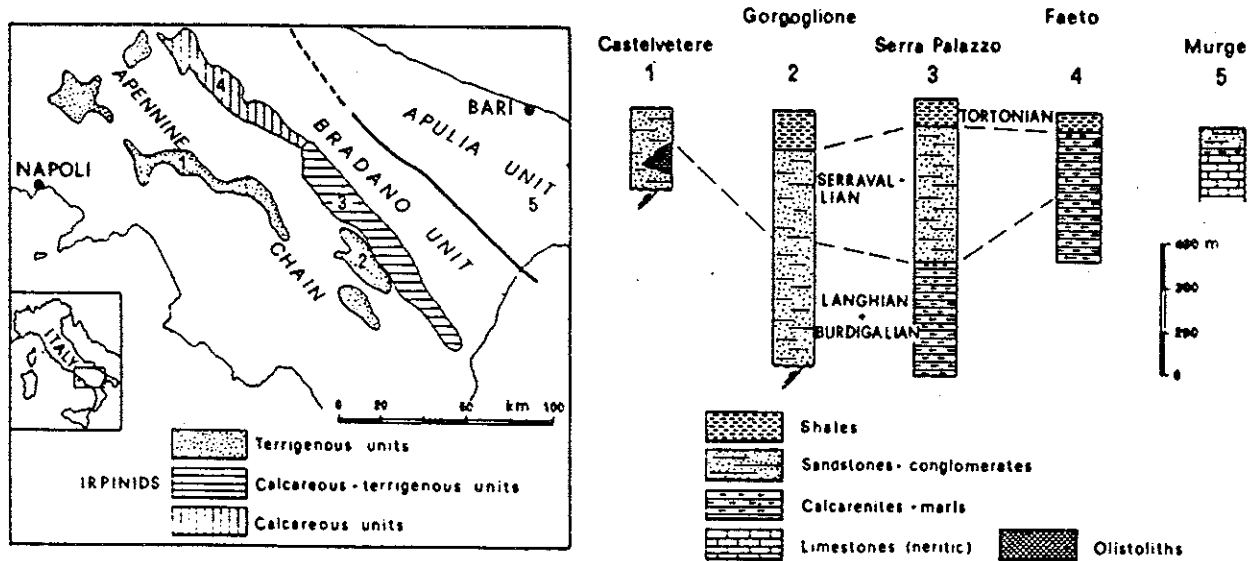


Fig.4: Localisation et stratigraphie des sédiments irpinien. (d'après Pescatore, 1978)

## β) Successions du Molise et du Sannio

Les séries situées au Nord et à l'Est du Matese (fig.2) sont de type bassin (Molise) ou transition (Sannio). Seule la partie supérieure, Crétacé moyen à Miocène, est connue à l'affleurement.

La série du Sannio comporte des calcilutites et des marnes (Crétacé moyen), des calcarénites rouges du type "scaglia" avec intercalations de calcirudites re-sédimentées (Crétacé supérieur-Oligocène), des marnes, calcilutites et grès (Oligocène-Miocène inférieur).

La série du Molise qui affleure aussi, comprend des calcarénites et marnes (Crétacé-Paléogène) et des calcaires et grès miocènes (le sommet de la succession est Serravallien supérieur-Tortonien). La partie inférieure a été forée par Agip dans le puits Frosolone 1 (Pieri, 1966): le Trias dolomitique est suivi par des argiles et des radiolarites jurassiques. L'épaisseur totale dépasse 1800 mètres.

γ) Les séries post-Miocène moyen (séries des bassins transportés, Roure et al., 1991; Casero et al., 1991b) (fig.2 et 3).

Les séries plus récentes que les dépôts des flyschs irpinien affleurent de façon discontinue, essentiellement dans le domaine oriental de la chaîne.

-La série d'Altavilla et Villamaina (D'Argenio et al., 1973), d'âge tortonien supérieur-pliocène inférieur, est formée de sédiments clastiques (argilo-marneux et sableux, parfois conglomératiques) évaporitiques vers le sommet. Ces sédiments se trouvent dans la région de l'Irpinia et de la Daunia (formation "Gessoso Solifera" Messinienne). Leurs faciès sont littoraux à bathyaux. Ils ne dépassent pas quelques centaines de mètres d'épaisseur.

-La série d'Ariano (D'Argenio et al., 1973) affleure dans différents dépocentres de la région de Bénévent, Ariano Irpino, vallée de l'Ofanto, Potenza, Calvello et Sant'Arcangelo. On distingue deux cycles sédimentaires marins d'âges respectifs Pliocène inférieur-moyen et Pliocène supérieur-Pléistocène, chacun comprenant plusieurs centaines de mètres d'argiles bleues suivies de sables puis de conglomérats.

### **c) Les séries carbonatées de la plate-forme occidentale**

Les successions carbonatées qui constituent l'essentiel du domaine occidental présentent toutes des faciès d'ambiance de plate-forme du Trias supérieur au Crétacé supérieur (fig.3). On note toutefois quelques différences dans leur composition, liées à des variations paléo-environnementales et à leur évolution au Tertiaire. On peut notamment distinguer une série "campano-lucanienne" (au Sud de Caserta) (fig. 2) d'une série "abruzzo-campanienne" (au Nord de Caserta) (Pescatore et al., 1970):

-La série "campano-lucanienne" est bien représentée dans les Monts Alburno-Cervati, où elle dépasse 4000 mètres d'épaisseur.

Des dolomies (1500 m) puis des calcaires (2500 m), du Trias supérieur au Crétacé supérieur (parfois jusqu'à l'Eocène inférieur), sont surmontées en transgression par 10 à 80 mètres de calcarénites glauconieuses, puis par 100 mètres de grès et de microbrèches calcaires d'âge aquitainien à langhien (lacune stratigraphique du Paléogène à l'Aquitainien).

-La série "abruzzo-campanienne" (fig.3), au nord, est caractéristique dans les Monts du Matese et le Mont Maggiore où elle atteint 3500 mètres d'épaisseur. Comme pour la précédente, les dolomies du Trias supérieur et Lias inférieur sont surmontées par des calcaires du Lias moyen au Crétacé supérieur. Cette série abruzzo-campanienne diffère toutefois de la série "campano-lucanienne" par l'existence d'un hiatus au Crétacé moyen, généralement marqué par un dépôt de bauxites, et par la succession tertiaire. Le Paléogène y est généralement absent et la transgression miocène est un peu plus récente (Burdigalien). Elle est représentée par des calcaires à algues qui passent à un intervalle pélagique Serravallien suivi par des turbidites bathyales tortoniennes (avant-fosse Miocène: voir Casero et al., 1991b; Roure et al., 1991).

## **2) La série stratigraphique du bassin ligure**

On regroupe sous le terme de série Ligure (Mostardini et Merlini, 1986) l'unité du Frido ("schistes ophiolitiques" des auteurs anciens) et le flysch du Cilento sus-jacent (complexe Ligure d'Ogniben 1969). Dans le domaine étudié, cette série ligure est connue uniquement sur la bordure méridionale de la chaîne (fig.2). Il s'agit d'une unité dite interne, caractérisée par la présence à sa base d'un mélange tectonique (fig.3) (Roure et al. 1991) (argiles à blocs de Grandjacquet, 1975) contenant des blocs d'ophiolites, fragments d'un



domaine océanique plus interne (océan néo-Tethys) bien développé plus au Nord en Toscane ou au Sud en Calabre.

La série se poursuit par une séquence terrigène épaisse (3800 m.) d'âge crétacé à paléogène (argiles, silts, grès et conglomérats) témolnant, par des discordances ou des lacunes, d'événements alpins tardi-crétacés et eocènes (Casero et al., 1991b). Les dépôts miocènes transgressifs sont représentés par des sédiments détritiques grossiers burdigallens à serravalliens.

## A2. Structure de la chaîne

La chaîne apenninique résulte de l'empilement de nappes issues de domaines paléogéographiques différents. La variété des faciès a permis la distinction d'unités à la fois stratigraphiques et structurales.

### 1) Structure générale

#### a) L'avant-pays:

L'avant-pays se flexure en direction de la chaîne. Il est en général peu déformé. Quelques failles normales sont visibles, en particulier dans l'avant-fosse (fig.2 et 5). Une seule faille décrochante importante est reconnue: la faille de Matinata (Funicielo et al., 1981). Elle coupe suivant une direction E-W le massif du Gargano. Des failles normales, d'orientations variées (NW-SE, NE-SW, E-W), se seraient formées à partir du Pliocène moyen (Ciaranfi et al., 1979). Des masses allochtones provenant du front de l'Apennin se sont intercalées dans les sédiments de l'avant-fosse au Pliocène et au Quaternaire (nappe de Métaponte, Ogniben, 1969).

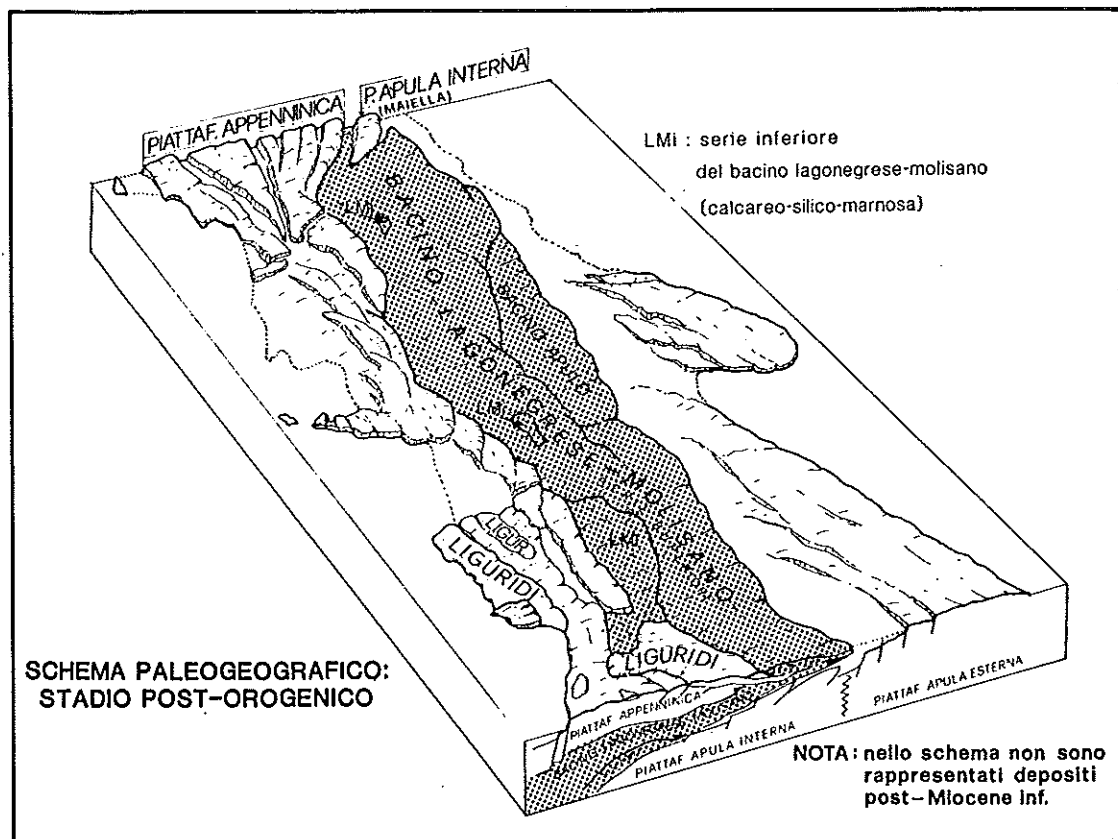


Fig.5: Bloc-diagramme des unités paléogéographiques de l'Apennin méridional. (d'après Mostardini et Merlini, 1986)

## b) Le domaine oriental de la chaîne:

Les séries de bassin chevauchent dans l'avant-fosse les séries des carbonates de l'avant-pays (fig.5). Elles constituent des nappes plastiques (en particulier la série Sicillide) souvent impliquées dans des rétrochevauchements (Mostardini et Merlini, 1986). Le niveau de décollement basal se situe dans la série dolomitique du Trias inférieur (fig.3). Un deuxième niveau de décollement (Grandjacquet, 1971) a joué un rôle important en détachant systématiquement la série Irpinienne de la série Lagonegro (Casero et al., 1991b). Il est situé dans la série des Sicilides ou "argiles varicolores" (Crétacé supérieur à Eocène) (fig. 3) qu'on retrouve soit au sommet de la série Lagonegro, soit à la base de la série Irpinienne. Puisque ces argiles sont schisteuses ("argille scagliose") et contiennent des blocs de roches compétentes présentant une forte fracturation hydraulique, elles sont interprétées comme constituant un mélange tectonique dont la déformation, à la base des nappes, a été accompagnée par une forte pression de fluides (Roure et al., 1991).

Etant donné la grande extension de ces séries chaotiques, les limites des unités et leurs relations sont mal connues. La déformation observable est essentiellement plastique, avec des plis bien visibles dans les séries cohérentes de Lagonegro, Irpines et Ariano (Pliocène) (fig.2). L'orientation de ces plis est très variable; ils forment notamment un arc au front des unités carbonatées méridionales, avec des plis d'axe N-S dans la région de Lagonegro et E-W dans la région de l'Ofanto.

## c) La chaîne calcaire:

Les séries carbonatées, dans leur ensemble, chevauchent les différentes séries de bassin orientales qui apparaissent dans la fenêtre de Lagonegro et près de Salerne, dans les fenêtres de Campanie (fig.2 et 5) (Scandone et Sgrosso, 1974). Elles sont elles-mêmes fragmentées en plusieurs unités qui se chevauchent. Notamment, près de Caserta (fig. 2), l'unité méridionale Taburno-Picentini chevauche l'unité du Matese-Monte Maggiore suivant un front WNW-ESE, oblique à la chaîne. De plus, au sein de cette grande unité méridionale, quatre sous-unités ont été distinguées (Grandjacquet et Mascle, 1978). Le niveau de décollement de ces nappes se situe généralement au niveau des dolomies et des évaporites triasiques (fig.3). Elles sont parfois plissées avec des axes W-E à WNW-ESE et des vergences N à NNE (fig.2) (Ortolani et Torre, 1981, Ortolani et Pagliuca, 1988). Toutefois, les structures les plus apparentes sont des failles normales, de rejets souvent pluri-hectométriques, qui appartiennent à trois familles principales de directions NW-SE, NE-SW (dites respectivement directions apenniniques et anti-apenniniques) et E-W. Ce réseau de failles décale parfois les contacts chevauchants, compliquant alors les relations entre les différentes unités chevauchantes.

## d) La série ligure

La série ligure constitue l'unité la plus élevée de l'édifice apenninique méridional, alors qu'en Calabre elle est chevauchée par une unité plus interne (l'unité dioritique-

kinzigitique, avec gneiss et granites). Cette unité ligure appartient aux unités dites alpines, affleurant surtout en Calabre et considérées comme ayant une origine océanique. Elle repose soit sur les unités de carbonates de plate-forme, soit sur des séries de bassin du domaine oriental (fig.5) (Mostardini et Merlini, 1986). Son front de chevauchement, globalement WNW-ESE, est oblique à l'axe de la chaîne.

## 2) La structure déduite de l'exploration pétrolière

L'exploration pétrolière (campagnes de sismique-réflexion et forages) a permis d'avancer largement dans les connaissances de la structure de cette chaîne. Des coupes WSW-ENE (fig.6) au niveau du Mont Alpi (fig. 2) permettent d'illustrer les différentes interprétations proposées pour tenir compte de ces nouvelles données.

Grandjacquet et Mascle (1978) ont mis en évidence le chevauchement de la série à ophiolites sur les carbonates du Mont Bulgheria et de ceux-ci sur les séries de bassin Lagonegro (fig.6A).

En accord avec les études sédimentologiques des géologues napolitains (D'Argenio et al., 1975; Ippolito et al., 1975), ils considèrent que les carbonates du Monte Alpi appartiennent à une unité qui est chevauchée par la série de bassin Lagonegro et qui chevauche une deuxième série de bassin qui n'affleure que plus au nord. Ces auteurs distinguent donc deux unités de bassin intercalées entre trois unités de plate-forme.

Par ailleurs la présence de terrains d'âge Pliocène inférieur sous l'allochtone implique une dernière phase de recouvrement au Pliocène moyen. Le recouvrement le plus frontal, sur une série pliocène supérieur (nappe de Métafonte) est interprété comme un glissement gravitaire quaternaire accompagné d'olistostromes (Ogniben, 1969). L'effondrement de l'avant-fosse est accompagné de jeux de failles normales.

Mostardini et Merlini (1986), établissent une quinzaine de coupes géologiques dans l'Apennin central et méridional s'appuyant sur des cartes géologiques, des données de forages et des profils sismiques. Ils proposent un modèle où n'interviennent plus que deux unités principales de plate-forme carbonatées au lieu de trois. Le Mont Alpi est considéré comme une klippe de l'unité de plate-forme occidentale reposant sur la série de Lagonegro. L'allochtone chevauche le Pliocène supérieur au puits "Sera D'Olivo 1" et l'avant-pays est parfois affecté par des failles inverses (structure de Grottole) (fig. 6B). De façon générale, le contact des "argiles varicolores" avec les unités occidentales, notamment la plate-forme occidentale, est considéré comme un rétrochevauchement (fig.5), cette série étant originellement la suite stratigraphique de la série Lagonegro. En outre, une deuxième série de bassin (bassin Apulien) est individualisée près du front de la chaîne, sur les coupes plus septentrionales (fig.5).

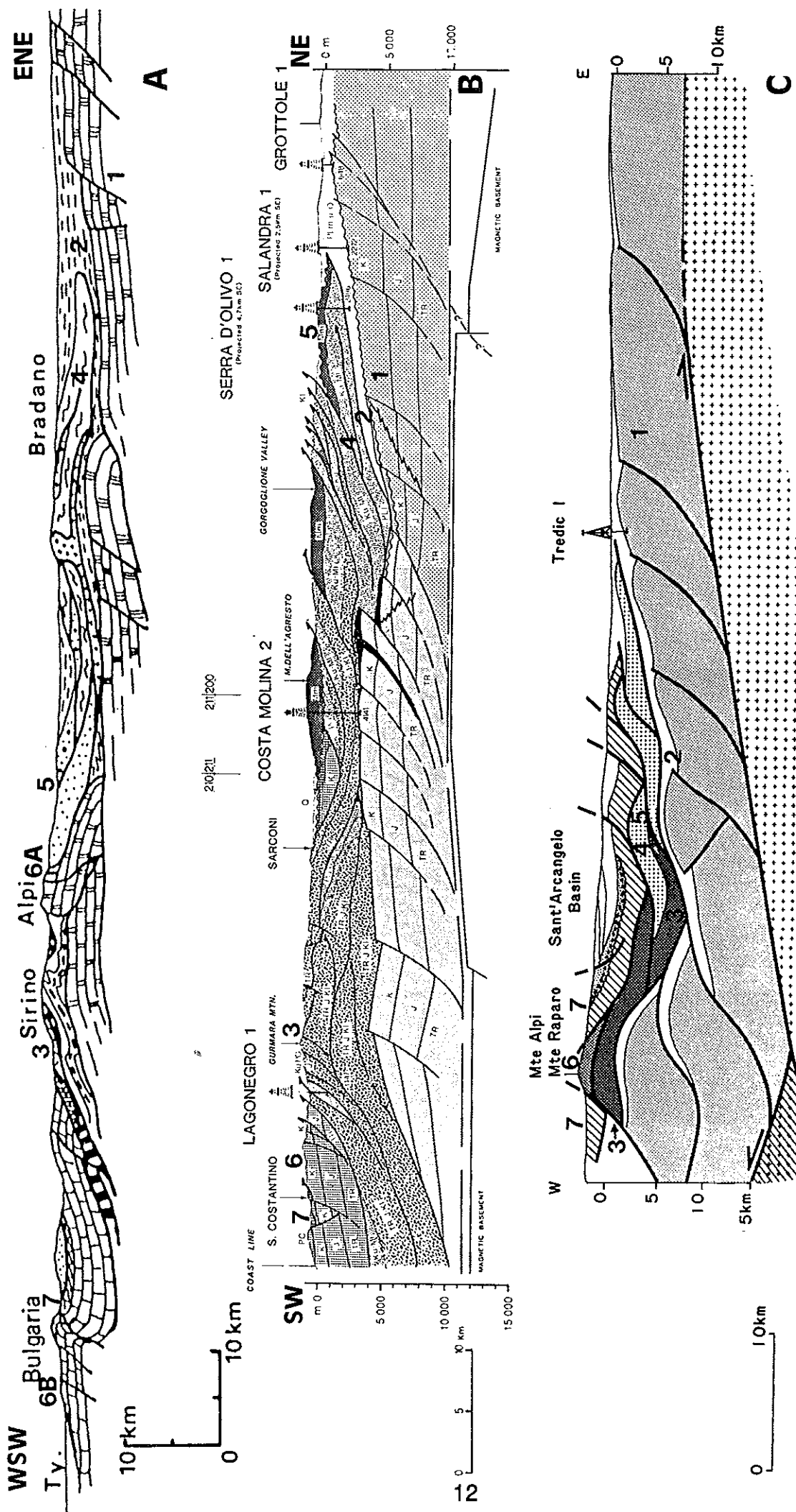


Fig. 6: Coupes géologiques NE-SW de la péninsule apenninique au niveau du Mont Alpi (fig. 2).

A: d'après Grandjacquet et Mascle, (1978).

B: d'après Mostardini et Merlini (1986).

C: d'après Casero et al. (1991b).

1: plate-forme apulienne externe; 2: Messinien à Quaternaire; 3: Unité Lagonegro; 4: "argiles varicolores" (unité du bassin Lagonegro); 5: flysch Irpinien; 6: unité de la plate-forme occidentale; 6A: unités de la plate-forme abruzzo-campesane; 6B: unités de la plate-forme campano-lucanienne; 7: Ligurides.

Roure et al. (1991) et Casero et al. (1991) présentent une nouvelle synthèse à partir des données de forage et de profils sismiques. Ils établissent six coupes transversales de la chaîne où existe une suite complète de lignes sismiques (pour la plupart enregistrées jusqu'à 6s. T.D.). Ces auteurs confirment le modèle de deux unités majeures de plate-forme séparées par des unités provenant d'un bassin unique (fig. 6C). Cependant ils ne distinguent plus le Bassin Apulien de Mostardini et Merlini (1986). La structuration interne des bassins plio-quadernaires (bassin de Sant'Arcangelo par exemple, fig. 2 et 6C) les fait interpréter comme des bassins "piggyback" (Ori et Friend, 1984), déformés et remplis pendant la structuration de la chaîne.

Une coupe synthétique (Casero et al., 1988), résume les caractères majeurs de ces sections (fig. 7). Sur la bordure tyrrhénienne, l'existence de failles normales, qui se raccordent à d'anciennes surfaces de chevauchements, permet de rendre compte des grands effondrements du golfe de Naples (3000 mètres de Quaternaire au puits Castel-Volturno-1 sans que la base soit atteinte) et du golfe de Salerne (2000 mètres de Pliocène-Quaternaire au puits Mina-1). La présence sur les profils sismiques d'un fort réflecteur représentant le toit de l'unité carbonatée orientale a permis de définir la géométrie de cette unité sous l'avant-fosse et l'allochtone Lagonegro-Molisane. Les carbonates de plate-forme constituent des plis et écaillés en cascade sous l'allochtone de bassin (fig. 7). Les marqueurs sismiques montrent que des chevauchements émergent de cette structure profonde en duplex et recoupent les unités de bassin sus-jacentes, créant ainsi des superpositions d'unités identiques et localement des superpositions "out of sequence" (lorsqu'ils recoupent des structures plus vieilles).

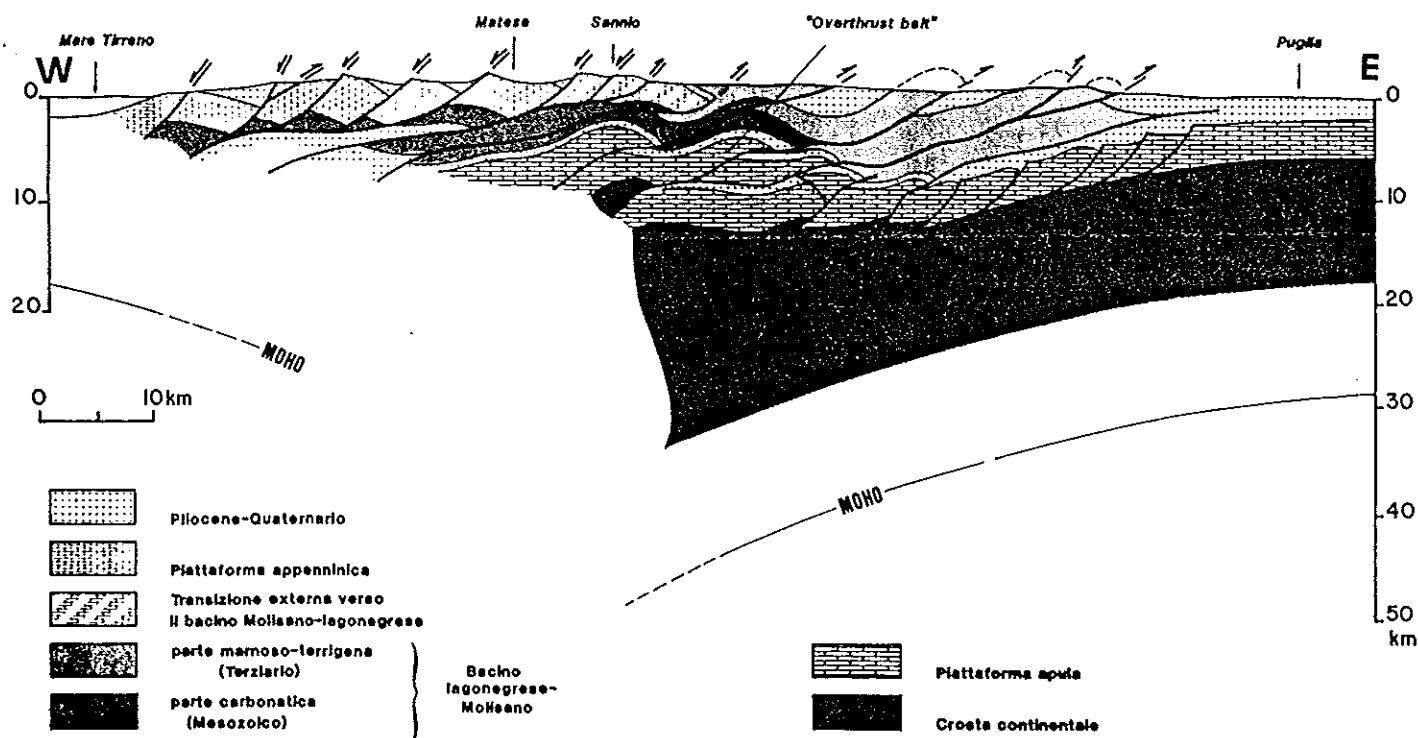


Fig. 7: Coupe interprétative de la croûte apenninique au niveau du Massif du Matese (d'après Casero et al., 1988).

Les structures de surface sont liées à la géométrie profonde des chevauchements: anticlinaux de nappes liés aux rampes profondes; synclinaux, klippes ou bassin "piggyback" apparaissant sur les plats. La carte structurale de subsurface du sommet des carbonates de l'unité orientale (Casero et al. 1991a), montre cette ceinture de duplex (fig. 8). Celle-ci présente de grandes courbures, en particulier près du Mont Alpi et du puits Ciccone-1. Elle masque localement (par exemple près du Vulture) les axes de plis sous-jacents et plus orientaux qui sont parallèles à la direction (NW-SE) du bombement Pouilles-Gargano, ce qui suggère un raccourcissement important entre les duplex et l'avant-pays (Roure et al., 1991; Casero et al., 1991b).

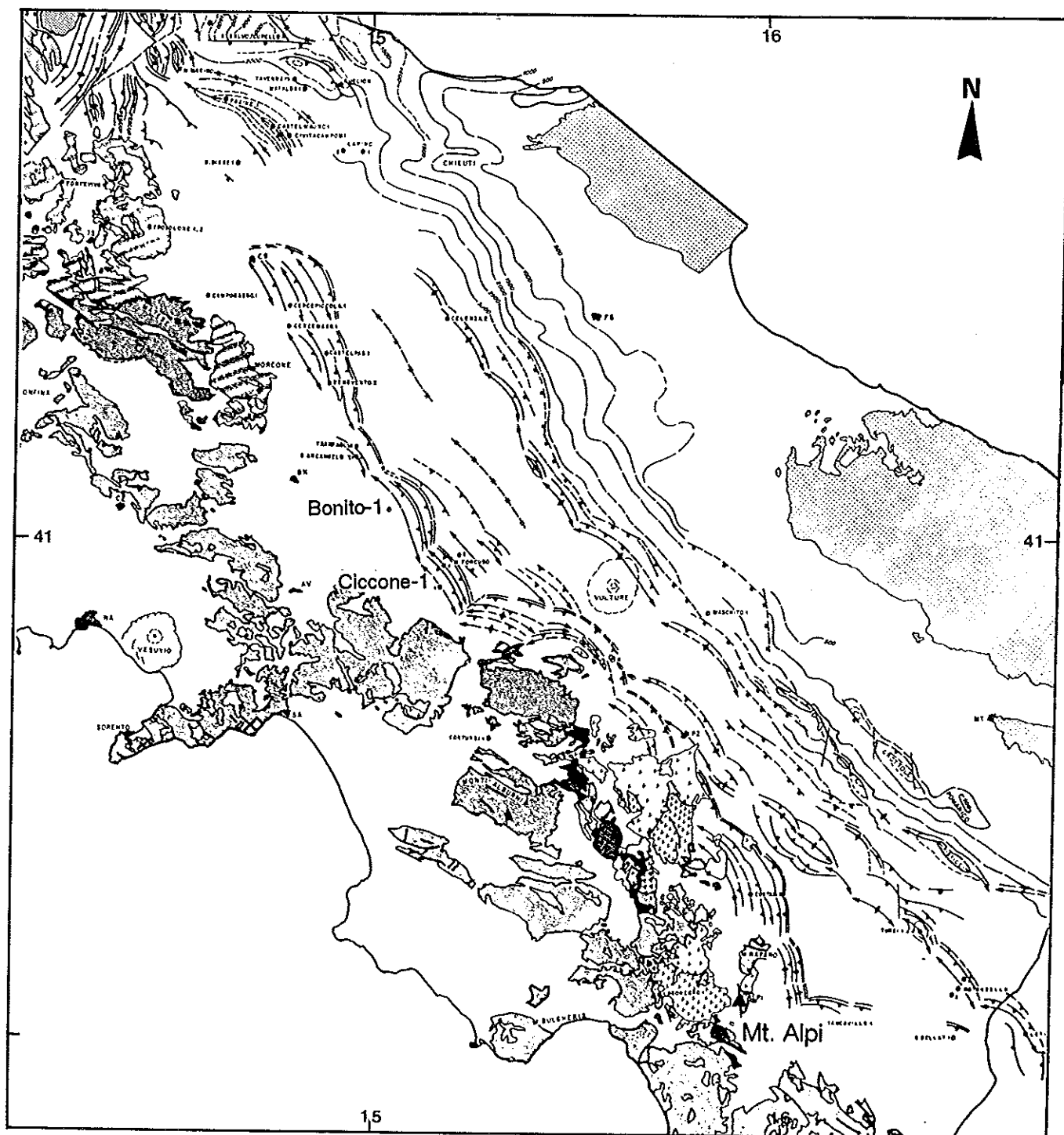
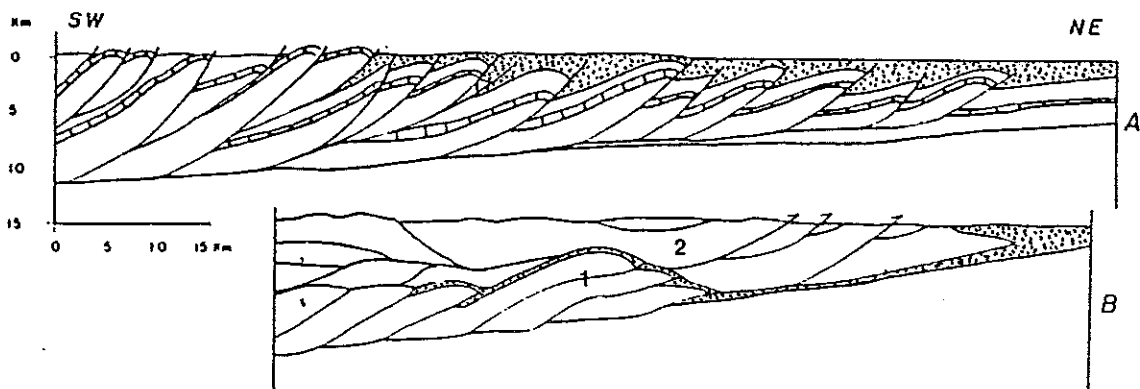


Fig. 8: Carte de subsurface du sommet des calcaires de la plate-forme orientale (d'après Casero et al., 1991a).

En conclusion, les coupes les plus récentes témoignent d'un effort spécial de localisation des principaux fronts de chevauchement dans la zone d'affleurement des unités de bassin, généralement interprétée comme chaotique. Ils démontrent l'existence de raccourcissements récents et importants. Les forages Bonito-1 et Ciccone-1, à près de 40km du front de l'allochtone, ont notamment montré la présence sous les unités de bassin de sédiments du Pliocène inférieur, appartenant à l'unité de carbonates orientale (fig.8) (Mostardini et Merlini, 1986). Postérieurement à ce recouvrement, les chevauchements qui émergent de la ceinture de duplex sont responsables d'une grande partie de l'épaississement des unités de bassin (fig. 7) (Casero et al., 1991b; Roure et al., 1991).

Ce style de déformation diffère de celui de l'Apennin central (Bally et al., 1986; Patacca et Scandone, 1987). En effet, dans cette région, la déformation s'est faite par imbrication successive des unités en séquence "piggyback" et la majorité des unités affleurent ou sont facilement reconnaissables en subsurface (Bally et al. 1986) (fig. 9). En ce qui concerne l'Apennin méridional, une déformation semblable s'est développée mais en profondeur. Elle est complètement masquée par les "nappes plastiques" d'origine plus interne déjà déformées (fig.7).



**Fig.9:** Coupes schématiques générales montrant la différence de style de déformation entre l'Apennin central (A) et l'Apennin méridional (B) (d'après Patacca et Scandone, 1987). Dans l'Apennin méridional, les unités de carbonates (1) sont recouvertes par des unités plastiques de bassin (2).



### A3. Les reconstructions de la marge apulienne

Durant ces trente dernières années, les carbonates mésozoïques de plate-forme ont été attribués à un nombre variable (de 1 à 5) de domaines paléogéographiques distincts, généralement des hauts-fonds séparés par des domaines de bassin.

#### 1) Les premières interprétations

Pour Selli (1962), il n'existe qu'une seule plate-forme carbonatée, en continuité de l'avant-pays Apulien non tectonisé à la chaîne apenninique. La série de Lagonegro est considérée comme allochtone et provenant des zones internes. L'existence des faciès de transition au coeur de cette plate-forme rend actuellement caduc ce concept d'un unique domaine de plate-forme.

Ogniben (1969; 1986), propose un modèle paléogéographique à deux plates-formes, conforme aux notions de géosynclinal (Aubouin, 1965).

Les massifs internes (Calabrides) sont bordés d'un sillon eugéosynclinal comprenant les séries Ligurides, Sicilides et le flysch de Gorgoglione. Le sillon miogéosynclinal correspond aux séries de Lagonegro, du flysch numldien et de la formation de Serra-Palazzo. Il est séparé de l'eugéosynclinal par le seuil Panormide de carbonates et bordé à l'Est par l'avant-pays Apulien.

#### 2) L'école napolitaine

Plus tard, un modèle a été développé par l'école napolitaine (D'Argenio et al., 1973; 1975; Ippolito et al., 1975). Il propose un schéma paléogéographique anté-orogène mettant en jeu une troisième plate-forme carbonatée, dite plate-forme "abruzzo-campanienne". Cette plate-forme est située entre la plate-forme Panormide et l'avant-pays Apulien d'Ogniben (1969). En partant des domaines internes, la paléogéographie comprenait depuis le Trias: le bassin "silentino", la plate-forme "campano-lucanienne", le bassin "lagonegro", la plate-forme "abruzzo-campanienne", le bassin "molisan" et la plate-forme apulienne (fig. 10A). La différenciation des plate-formes "campano-lucanienne" et "abruzzo-campanienne" repose sur l'existence de lacunes sédimentaires et sur l'âge de la transgression Miocène dans les séries de même nom (voir chapitre A1). La plate-forme "abruzzo-campanienne", qui disparaît actuellement au Sud du massif du Matese, se retrouverait beaucoup plus au Sud dans l'affleurement du Mt. Alpi.

Jusqu'à une période récente, ce "modèle Napolitain" n'est pas remis fondamentalement en question. Néanmoins Pescatore et Tramutoli (1980) excluent la présence de la plate-forme "abruzzo-campanienne" aux endroits où le bassin lagonegro fait face directement à la plate-forme apulienne.

### 3) Les modèles récents

En 1986, Mostardini et Merlini font une synthèse des données de subsurface et remettent en question ce modèle paléogéographique à trois plates-formes. Pour ces auteurs, les arguments stratigraphiques des géologues napolitains ne sont pas suffisamment valables pour distinguer la plate-forme "campano-lucanienne" de la plate-forme "abruzzo-campanienne". La zone de chevauchement entre les deux unités de plate-forme correspondantes est considérée comme un chevauchement d'unités qui appartenaient à un même domaine de plate-forme. Le Mt Alpi est considéré comme une klippe de la plate-forme apenninique sur la série Lagonegro, comme l'est de façon certaine le Mt Raparo voisin (fig.6C), plutôt que comme une fenêtre montrant l'unique témoin méridional de la plate-forme "abruzzo-campanienne" (fig.6A). Ils remarquent également que la limite entre faciès Molisan et Lagonegro n'a jamais été clairement définie. Par contre, les puits de la région de Frosolone, Campobasso et Bénévent ont rencontré des séries similaires à celles de Lagonegro et les séries Molisanes seraient hétéropiques des "Argille Scagliose".

Mostardini et Merlini (1986) proposent donc un modèle dans lequel les successions carbonatées mésozoïques de l'Apennin sont regroupées en une seule unité paléogéographique, la plate-forme apenninique (fig.10B). Ils considèrent que les unités Lagonegro, Molisanes et une partie des "Argille Scagliose." appartenaient à un bassin unique, le bassin Lagonegro-Molisan, situé à l'Est de la plate-forme et qui au Miocène a évolué en bassin Irpinien. D'autre part, ils distinguent, dans le domaine Apulien, une plate-forme Apulienne interne et une plate-forme Apulienne externe, séparées par le bassin Apulien, dans lequel se serait déposé le flysch de Faeto. Pour ces auteurs, la série Liguride est originaire d'un bassin situé à l'Ouest de la plate-forme apenninique: le bassin "tirrenico", dans une situation très proche de la zone océanique (Téthys) qui séparait le domaine Africain et Européen.

Ce modèle ne fait pas l'unanimité, mais une autre synthèse (Casero et al. 1988, 1991; Roure et al. 1988, 1991) l'a confirmé dans ses grandes lignes. Ces derniers auteurs, comme Mostardini et Merlini (1986), adoptent un modèle comprenant pour les unités de la chaîne un unique domaine de plate-forme et un domaine de bassin.

Les terrains anciennement attribués à un domaine Intermédiaire dériveraient en fait de la plate-forme occidentale et sont soit encore directement en liaison avec elle (Matese) soit isolés à cause de la tectonique et de l'érosion (Mt Alpi, Müller et al., 1988). Les séries de bassin Lagonegro-Molisan sont originaires d'un domaine oriental par rapport à la plate-forme occidentale, comme le montre la présence de faciès de transition dans le massif du Sannio.

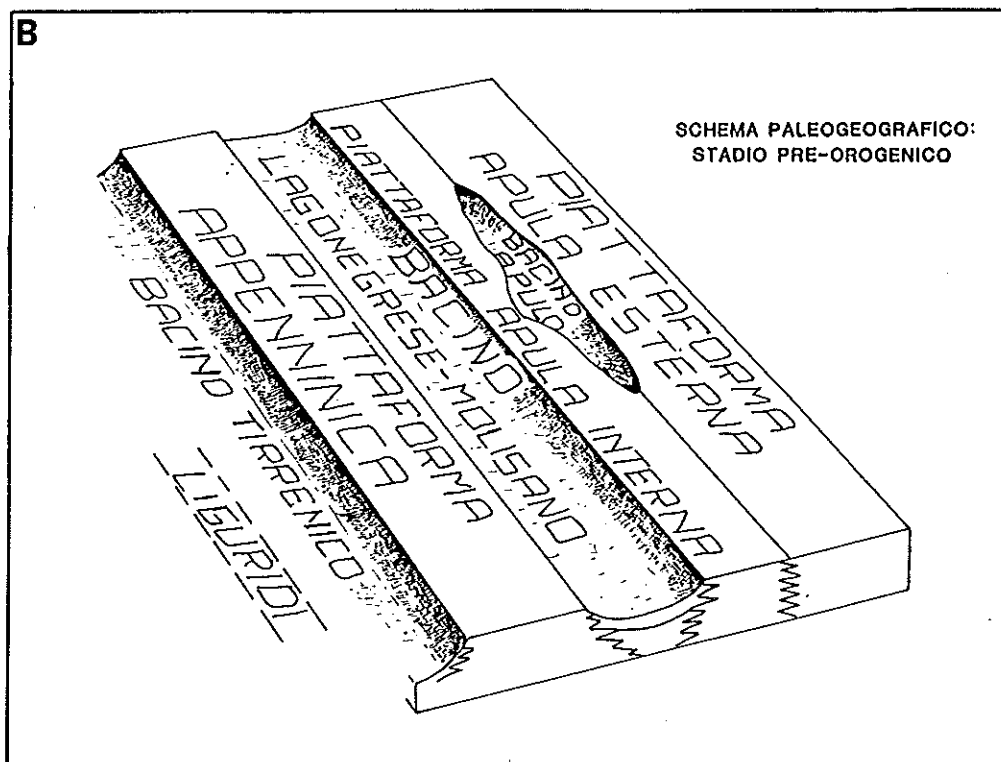
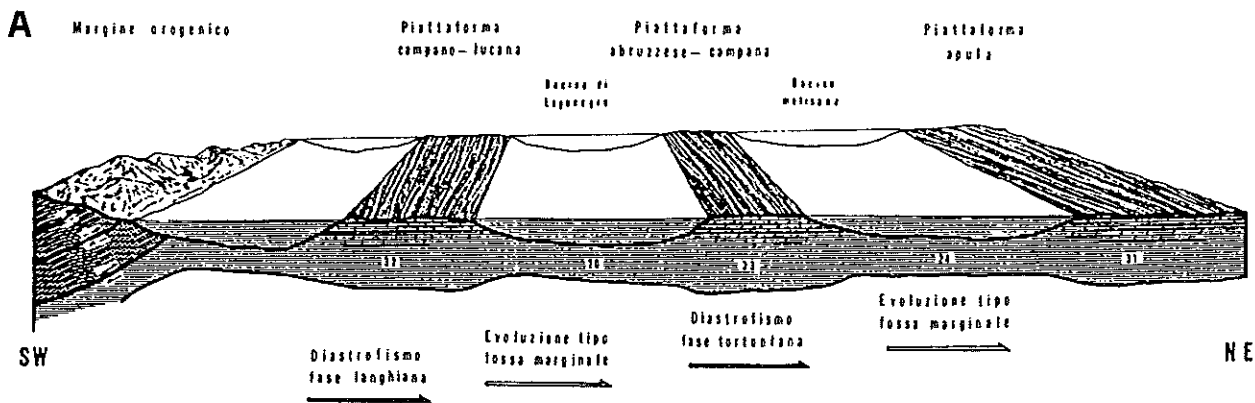


Fig. 10: Schémas paléogéographiques des unités apenniniques dans un stade pré-orogénique.  
 A: d'après Pescatore, (1978).  
 B: d'après Mostardini et Merlini, (1986)

## **B. Les données géophysiques**

### **1) Informations sur la structure de la croûte**

#### **a) La carte magnétique**

La carte du champ magnétique résiduel, obtenue en soustrayant le champ régional (fig. 11), montre la présence d'anomalies avec deux longueurs d'ondes (Mostardini et Merlini, 1986). Des anomalies très intenses et peu étendues sont associées aux édifices volcaniques principaux (Vésuve, Roccamonfina et Vulture) (fig. 2 et 11) (Morelli, 1970; Mostardini et Merlini, 1986). D'autres anomalies sont grandes (plusieurs dizaines de km) et assez intenses (zone de Campobasso, de Potenza, de Sant'Arcangelo, du Salento, de l'"offshore" des Pouilles et de la Mer Ionienne). Ces dernières sont interprétées comme liées soit à des reliefs du socle magnétique, soit à des édifices volcaniques situés entre 2 et 6 km sous le niveau de la mer (Mostardini et Merlini, 1986). Pour ces auteurs, le socle magnétique présente une pente douce depuis la côte adriatique (profondeur inférieure à 9km dans la zone du Gargano) vers l'Ouest (dépassant parfois 13 km), avec une légère remontée vers la Mer Tyrrhénienne (jusqu'à 12km de profondeur environ).

#### **b) La carte gravimétrique**

La carte des anomalies de Bouguer de l'Apennin méridional (fig. 12) montre une forte anomalie négative (60-70 mGal) parallèle à la chaîne Apenninique, de la zone côtière des Abruzzes (au Nord), au golfe de Tarente (au Sud). Cet axe négatif coïncide avec la fosse Molisane et le bassin de Sant'Arcangelo. A partir de cette zone, le champ gravimétrique croît dans son ensemble, avec un gradient élevé, vers la Mer Tyrrhénienne et l'Adriatique (Mostardini et Merlini, 1986).

Morelli (1975) avait reconnu l'allure de cette anomalie négative le long de toute la chaîne Apenninique, en coïncidence avec la série de bassin bordant l'Apennin du Piémont jusqu'à la Sicile. Il notait néanmoins que le fort remplissage des bassins (généralement de 1000 à 2000 m) n'explique pas à lui seul l'amplitude de ces anomalies. En effet, la fosse Bradane qui contient plus de 2500m de sédiments plio-quadernaires, ne présente pas d'anomalie gravimétrique significative. Pour cet auteur, l'origine de cette anomalie négative doit être recherchée dans la présence d'une racine crustale.

Royden et Karner (1984), Royden et al. (1987) et Moretti et Royden (1988) notent que cette anomalie est parallèle au haut gravitaire et morphologique du Gargano-Pouilles, réalisant ainsi une paire d'anomalies positives et négatives typiques des systèmes de convergence. Ils interprètent cette figure dans le cadre d'un modèle de flexuration de la lithosphère rigide de l'avant-pays sous la chaîne Apenninique. L'avant-fosse est considérée comme un bassin flexural et l'avant-pays Gargano-Murge comme un bombement flexural. L'anomalie négative provient du contraste entre la densité de la croûte et celle du manteau dans la racine crustale sous la chaîne (fig. 13). L'anomalie positive provient du contraste des densités présent sous le bombement flexural.

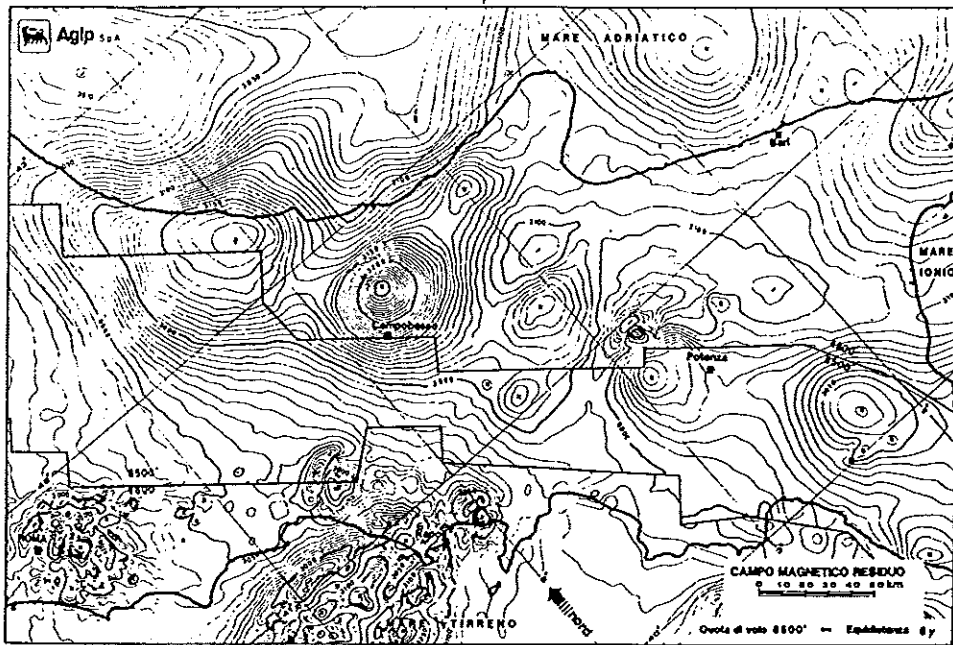


Fig. 11: Carte du champ magnétique résiduel (d'après Mostardini et Merlini, 1986).

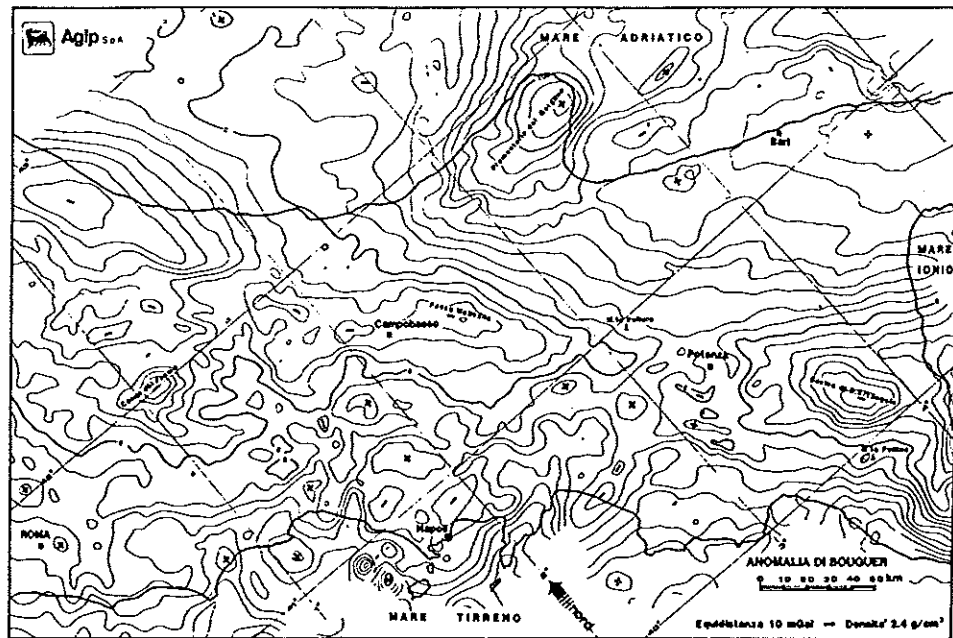


Fig. 12: Carte des anomalies de Bouguer (d'après Mostardini et Merlini, 1986).

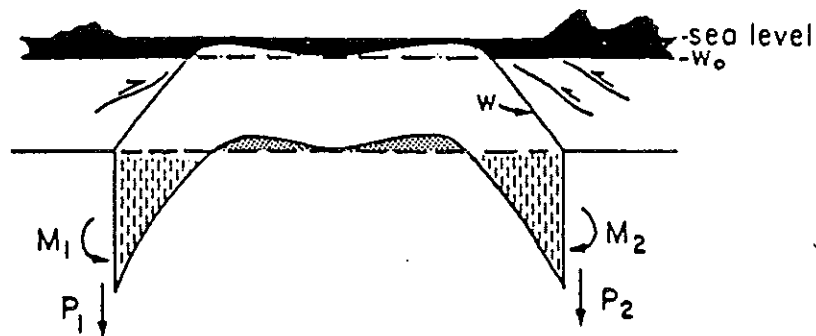


Fig. 13: Coupe schématique montrant la déflexion de la lithosphère de l'avant-pays dans le cas d'un système de double subduction (plaque Adriatique) (d'après Moretti et Royden, 1988). Les anomalies gravimétriques sont dues au contraste négatif de densité entre croûte et manteau dans la "racine" crustale sous la chaîne (hachures verticales) et au contraste positif de densité sous le bombement flexural (zones ombrées). La déflexion est due à la charge topographique du matériel au-dessus du niveau antérieur de la plaque  $W_0$  (en noir), aux moments de la courbure ( $M$ ) et aux charges ( $P_1$ ,  $P_2$ ) appliquées à la plaque en profondeur.

### c) Structure de la croûte

Des sondages de sismique profonde (réfraction) ont été effectués en Italie du Sud entre 1965 et 1971. Le transect allant du Gargano à la plaine du Sele (fig.14), a permis de caractériser une croûte continentale classique dans l'avant-pays apulien, avec un Moho à 30 km et un sommet du Cristallin vers 5 à 6 km (Bellemo et al., 1967; Giese et Morelli, 1975).

Colombi et al. (1973), Morelli et al. (1975) et Schütte (1978) interprètent des réflecteurs à l'aplomb de la marge tyrrhénienne comme indiquant une superposition crustale marquant le plongement de la lithosphère adriatique sous l'Apennin. La limite croûte-manteau plonge continuellement de l'avant-pays (30-32 km) vers la zone centrale des Apennins (35km), puis rapidement jusqu'à 60km sous la Tyrrhénienne. Elle est alors à l'aplomb du "Moho" Tyrrhénien-Calabrais qui varie entre 22 et 29 km.

Les tentatives de reconstruction de la géométrie du Moho à partir des anomalies de Bouguer et de magnétométrie (Finetti et Morelli, 1973; Morelli, 1975; Corrado et Rapolla, 1981; Rapolla, 1986; Fedi et Rapolla, 1988) mettent en évidence son faible plongement à partir de l'avant-pays vers la chaîne, jusqu'à une profondeur de près de 40km, et ensuite une remontée progressive vers le centre de la Mer Tyrrhénienne. Ces résultats ne confirment pas ceux de la sismique; toutefois, les données de gravimétrie permettent seulement d'évaluer la profondeur du Moho si des modèles simples sont utilisés. Les prochains résultats du programme CROP de sismique profonde, sur le transect mentionné ci-dessus, devraient apporter plus d'informations sur la structure profonde de cette chaîne.

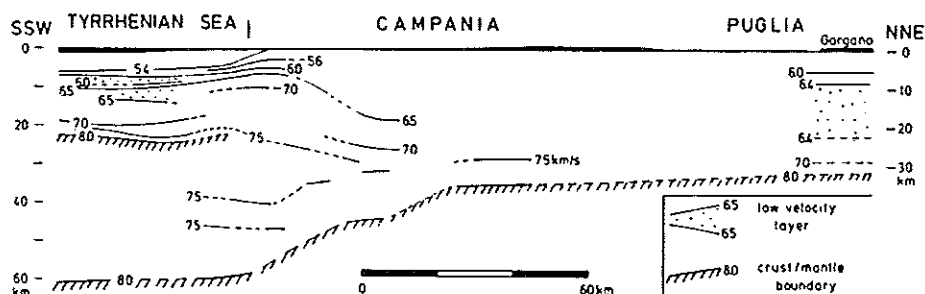
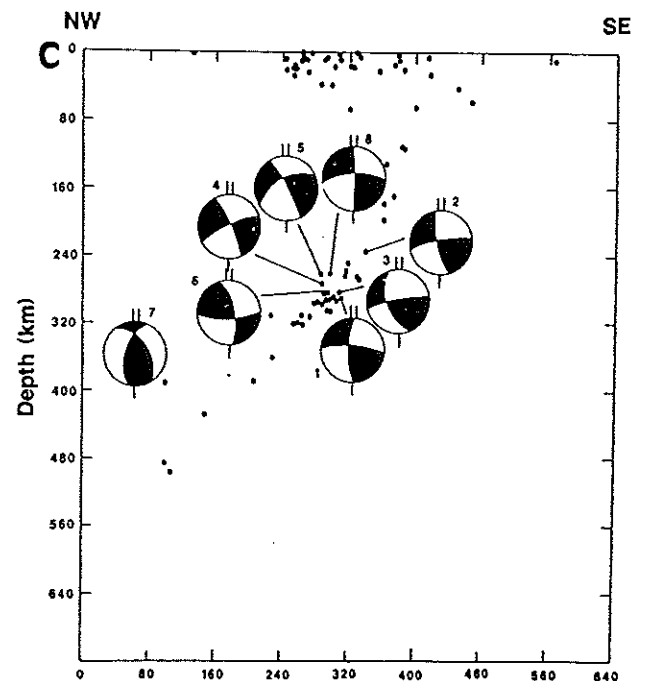
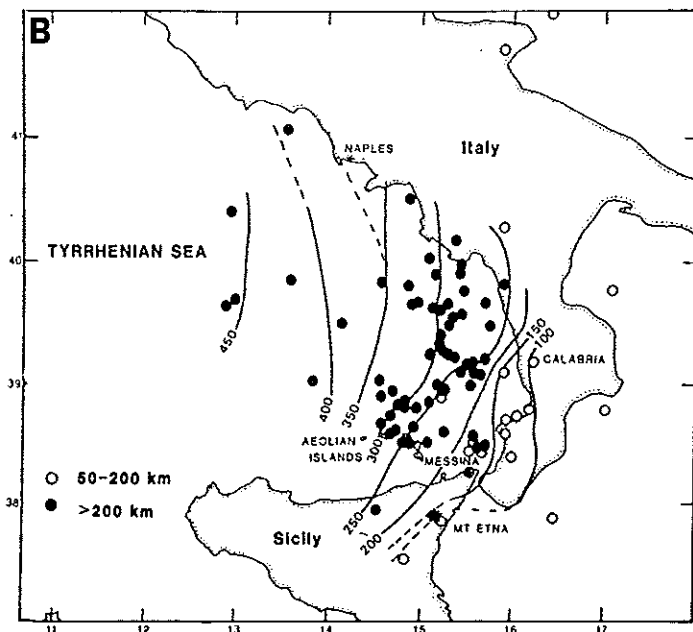
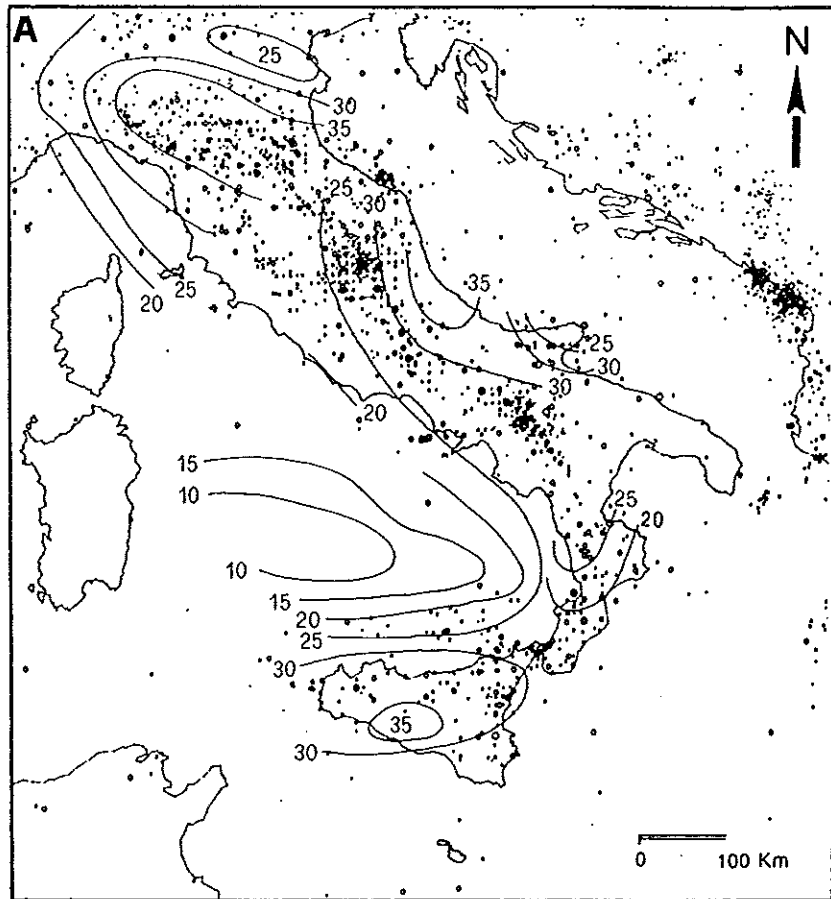


Fig. 14: Structure de la croûte d'après l'interprétation d'un profil de sismique-réfraction allant des Monts Alburni au Gargano (fig. 2) (d'après Schütte, 1978).

## 2) L'activité sismique

Les séismes superficiels (profondeur des foyers inférieure à 50 km) dominent la sismicité de l'Italie (fig. 15A). Ils se répartissent sur l'ensemble de la péninsule italienne et en Sicile, mais sont peu nombreux dans la zone tyrrhénienne à croûte amincie. Des séismes profonds et intermédiaires, au contraire, sont localisés dans un petit domaine, allant du Nord de la Sicile jusqu'au parallèle 41 N (Giardini et Velona, 1991), les événements les plus profonds étant situés dans le centre de la Mer Tyrrhénienne (fig. 15B).



**Fig. 15: L'activité sismique de l'Italie.**

**A:** Carte des épacentres des séismes de 1900 à 1975 en Italie, et épaisseurs de la croûte en kilomètres (d'après Gasparini et al., 1985).

**B:** Localisation des épacentres des séismes intermédiaires et profonds de 1961 à 1984 et courbes d'équidistance de la zone de Wadati-Benioff (d'après Anderson et Jackson, 1987b). Cercles vides: hypocentres entre 50 et 200 km; cercles pleins: hypocentres à plus de 200 km de profondeur.

**C:** Coupe de la zone de Wadati-Benioff avec mécanismes au foyer projetés sur le plan de coupe (d'après Anderson et Jackson, 1987b).

Les hypocentres des séismes du Sud-Est de la Mer Tyrrhénienne définissent une zone de Wadati-Benioff (fig. 15B et C) large de près de 200 km et plongeant de la Mer Ionienne vers le N-W sous la Mer Tyrrhénienne centrale sur près de 400 km (Ritsema, 1979). Cette géométrie implique qu'un minimum de 600 km de lithosphère a été subducté (Anderson, 1987). L'existence d'anomalies de vitesse interprétées comme liées à la présence de matériel froid a montré que le panneau plongeant est présent sous la Sicile et l'Apennin méridional. Au contraire, ce panneau ne peut plus être mis en évidence en Italie centrale, au Nord du 42ème parallèle (Giardini et Vellona, 1991).

Pour Gasparini et al (1982), cette zone de Wadati-Benioff présente une forme concave vers la Tyrrhénienne, en gouttière à forte courbure. L'existence de cette courbure a été utilisée comme preuve de l'existence d'une compression NE-SW (Martini et Scarpa, 1987; Mallinverno et Ryan, 1986). Des travaux plus récents (Anderson et Jackson, 1987b; Giardini et Vellona, 1988, 1991), en déterminant de nouvelles profondeurs d'hypocentres, ont conduit à proposer une structure plus simple, qui n'est que légèrement concave vers le N-W à 300 km de profondeur (fig.15B). Comme l'avait montré Ritsema (1979), on note une transition des directions NE-SW (dans la partie supérieure) aux directions N-S (dans la partie plus profonde).

En coupe NW-SE, la zone de Wadati-Benioff est continue de la surface jusqu'à une profondeur supérieure à 500 km (fig.15C) (Gasparini et al., 1982; 1985; Giardini et Vellona, 1988; 1991). Elle plonge d'abord à 70° jusqu'à 250 km, puis à 45° (Gasparini et al., 1982; Anderson et Jackson, 1987b; Giardini et Vellona, 1988). L'activité sismique est surtout concentrée entre 250 et 300 km, dans la zone de concavité maximale (Ritsema, 1979; Caputo et Postpil, 1973; Gasparini et al., 1982; Anderson et Jackson, 1987b).

Les mécanismes au foyer des séismes intermédiaires et profonds, au Nord et au Sud de ce panneau plongeant, montrent surtout des mouvements décrochants, ce qui serait en bon accord avec l'hypothèse de courbure latérale de l'arc.

Le long de la marge ionienne de la Calabre, des mécanismes profonds et intermédiaires montrent l'existence de failles inverses et ont leur axe P orienté WNW-ESE (Gasparini et al., 1982). La détermination de mécanismes au foyer de grands séismes, situés dans l'intervalle de profondeur 250-300 km, a permis de montrer que leurs axes P se trouvent suivant la ligne de pente de la zone sismique (fig. 15C) (Ritsema, 1979; Gasparini et al., 1982; 1985; Anderson et Jackson, 1987b). Le panneau plongeant est donc en "compression plongeante" dans cet intervalle de profondeur et les vecteurs glissement ne sont jamais en coïncidence avec le plan du panneau plongeant, ce qui implique que les failles déplacent du matériel en dehors de ce plan (Anderson et Jackson, 1987b).

Suivant les mêmes auteurs, un mécanisme situé près de Naples, en dehors de la zone principale d'activité, n'est pas conforme à cette tendance et représenterait la déformation d'un fragment isolé de lithosphère subductée, probablement moins incliné que le panneau principal.



Pour Giardini et Velona (1988), la distribution des séismes et la géométrie des contraintes montrent que les structures profondes de la région tyrrhénienne ne se conforment pas au modèle de subduction d'un panneau plongeant. Ils notent que dans aucune autre zone de Benioff n'existe une distribution similaire de séismes intermédiaires et profonds. Le plongement, de 70° dans les premiers 200 km, est parmi les plus forts connus, et le changement à 45° sous 250 km n'a pas été reconnu dans d'autres zones sismiques plongeantes (Anderson et Jackson, 1987b), bien que ce type de courbure soit suggéré dans le modèle de "subduction se retirant". De plus, on n'observe pas ici l'accroissement de la sismicité profonde dans l'intervalle 500-600 km, pourtant typique de toutes les zones sismiques profondes mondiales (Giardini et Velona, 1988).

Pour Gasparini et al. (1982), la tectonique actuelle de cette zone de Wadati-Benioff est fortement conditionnée par la courbure latérale, plus que par le processus de plongement. Suivant ce raisonnement, la sismicité profonde ne serait pas tellement liée à un processus de subduction active, mais davantage à la déformation d'une vieille zone de subduction (Mc. Kenzie, 1972; Gasparini et al., 1982; Mantovani et al., 1985).

## C. Les données de paléocontraintes

Les analyses microtectoniques sont peu nombreuses dans l'Apennin méridional. Toutes mettent en évidence des intercalations d'épisodes compressifs dans une ambiance distensive, notamment au Pliocène moyen et au Quaternaire. Cependant, les directions de contraintes varient considérablement suivant les auteurs et les régions.

Gars (1983) s'est intéressé à la néotectonique de l'Apennin méridional pour en comprendre la tectonique active. Il a effectué des calculs de tenseurs (méthode Carey, 1976) et évalué des directions de contraintes de façon graphique. Il détermine ainsi trois épisodes tectoniques quaternaires (fig.16):

- une extension du Pléistocène inférieur, de direction proche de NE-SW. Cette extension serait synsédimentaire des dépôts de calcarénites de l'avant-pays apulien, attribuées au Calabrien;

- une compression du Pléistocène moyen, de direction NE-SW (N38 près du golfe de Tarente, N20 dans des calcarénites au sud du Gargano);

- une extension d'orientation presque parallèle à la péninsule italienne, encore active, tandis que des décrochements en compression NW-SE à N-S se manifestent encore actuellement dans le Gargano (comme l'indique un mécanisme au foyer).

Gars (1983) a également mis en évidence une compression E-W qui affecte localement des sédiments pliocène moyen à Romagnano dans la région de Naples, et qu'une compression et des décrochements en compression N126 à 138 affectant des terrains mésozoïques au sud du Gargano.

Auroux (1984) s'est intéressé à la partie méridionale du secteur étudié et à la péninsule Salentine. Les directions de contraintes déterminées par une méthode mise au point par Etchecopar et al. (1981) montrent la prédominance d'une compression NW-SE (N118 à N145) (fig.17, b et d). Celle-ci, affectant les calcarénites de l'avant-pays attribuées au Quaternaire, caractériserait un épisode compressif post-Calabrien. L'auteur considère néanmoins qu'elle a également pu caractériser des événements compressifs plus anciens (phase fini-pliocène inférieur).

Deux directions d'extension (N26 à N45 et N115 à N13) sont mises en évidence dans des terrains mésozoïques et cénozoïques de l'avant-pays. L'extension (N26 à N45) correspondrait à une permutation des axes de contraintes de la compression NW-SE.

Les terrains quaternaires dans le Sud-Ouest du bassin de Sant'Arcangelo ont enregistré une compression N40 (fig.17d), semblable à celle déterminée par Gars (1983), mais interprétée ici comme une perturbation locale du champ de contrainte.

Une direction de compression N70 est aussi mise en évidence dans cette région dans des grès numidiens (Aquitaniens-Burdigaliens). D'après cet auteur, une direction semblable de compression (NE-SW à ENE-WSW), dans les formations anté-pliocènes de l'avant-pays, pourrait être l'équivalent de la compression oligocène mise en évidence par Letouzey et Trémolières (1980) en Sicile.

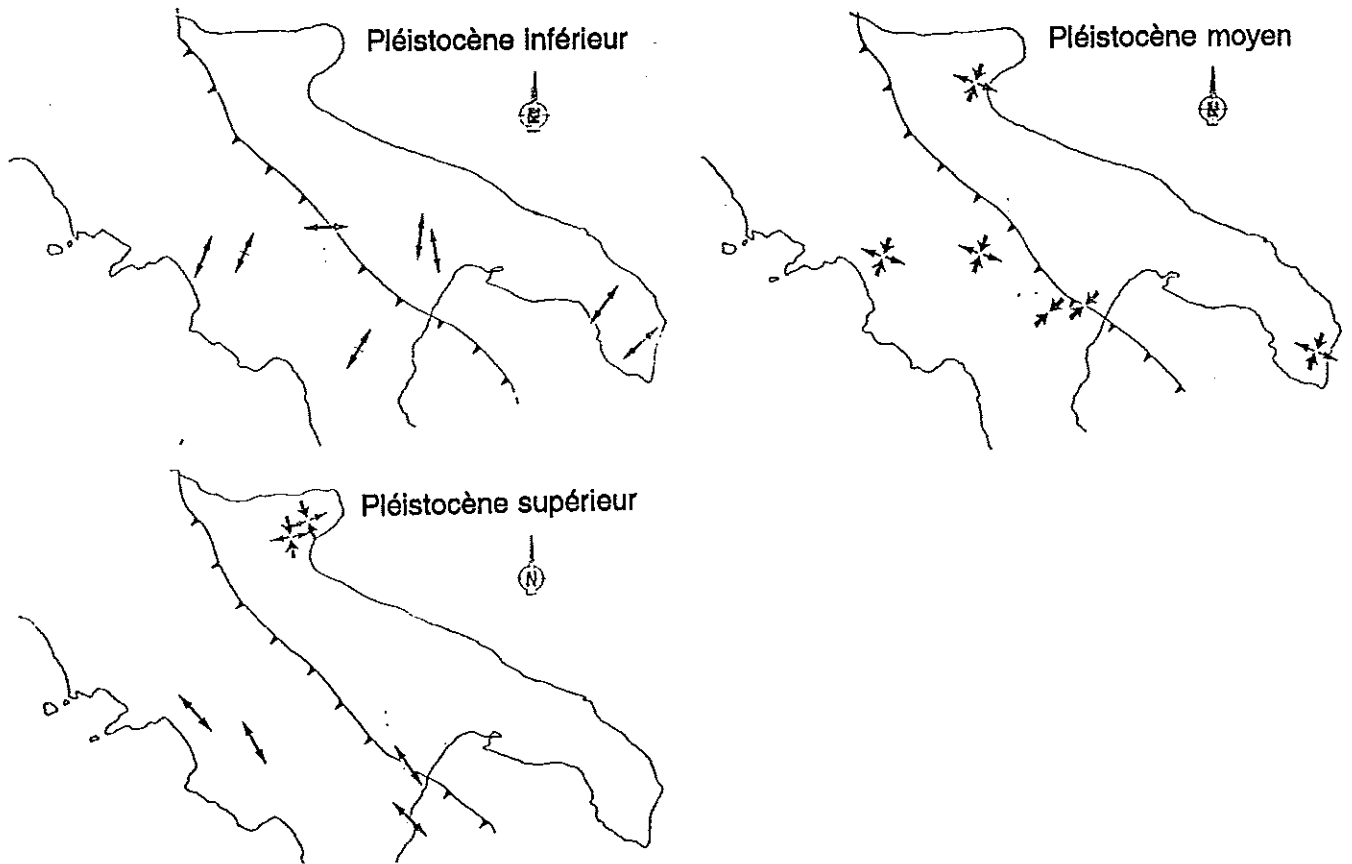


Fig. 16: Axes des déformations quaternaires de l'Apennin méridional (d'après Gars, 1983). Représentation des axes principaux des contraintes horizontales, en extension et en compression.

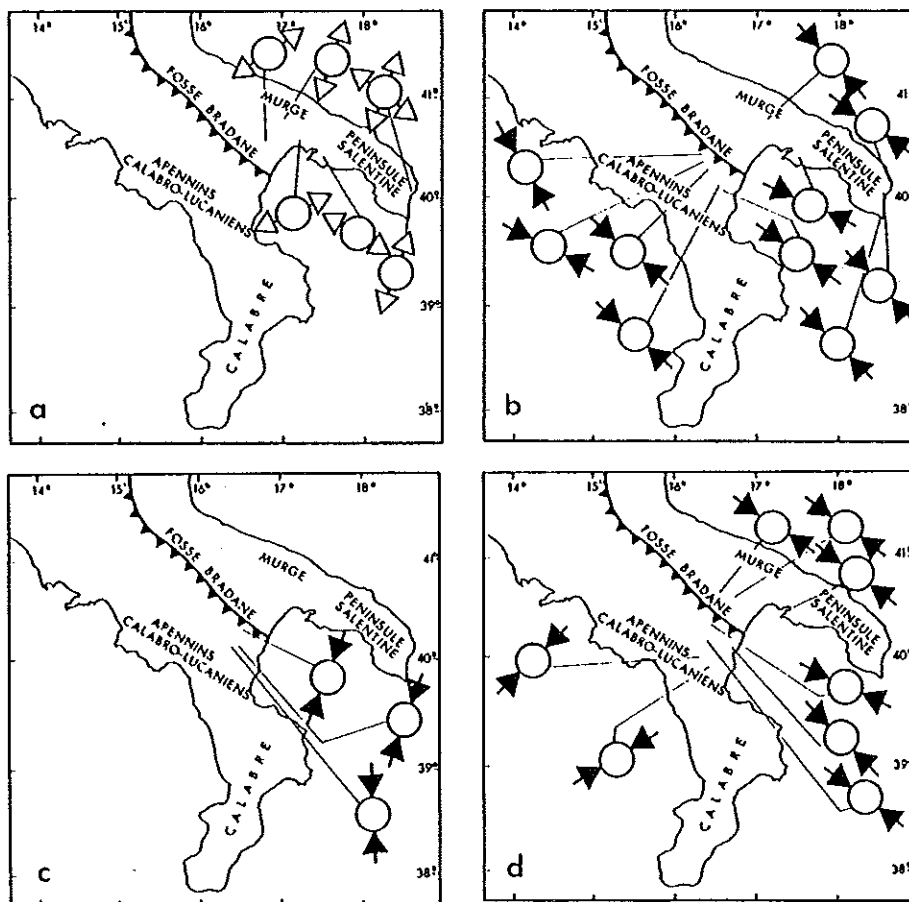


Fig. 17: Directions de compression et d'extension de la bordure du golfe de Tarente (d'après Auroux et al., 1987). a: directions d'extension de l'avant-pays; b: directions de compressions des formations du Crétacé au Miocène; c: directions de compression des formations du Pliocène inférieur; d: directions de compression des formations du Plio-Quaternaire.

Une troisième direction de compression, N-S à N20, affecte les terrains du Pliocène inférieur (fig.17c). Elle est attribuée au même épisode de compression, fini-pliocène inférieur, que la compression N140.

Selon Auroux (1984), la compression globalement N145 mise en évidence serait la somme de deux contraintes: l'une, générale dans le domaine Méditerranéen depuis le Miocène supérieur (Letouzey et Tremolières, 1980), de direction N165, serait engendrée par la convergence Afrique-Europe (Le Pichon et al., 1971; Letouzey, 1986; Bergerat, 1987); l'autre, de direction N120, d'intensité comparable mais d'origine locale, résulterait de la collision entre l'arc Calabrais et son avant-pays.

Moussat (1983) a travaillé à la limite du secteur étudié, en Calabre septentrionale et centrale. Ses calculs de contraintes, effectués par la méthode d'Angelier (1979) à partir des mesures provenant de terrains du Tortonien supérieur-Messinien et du substratum, montrent une direction d'extension principale comprise entre N124 et N156 (en moyenne N143) (fig.18).

D'autre part des diagrammes de fréquence des orientations de failles normales dans les terrains plio-quadernaires (Ghisetti, 1979 a et b; Bousquet et al. 1980; Tortorici, 1981; Moussat, 1983) montrent l'existence d'une direction d'extension principale N122 et d'une extension secondaire N43, perpendiculaires.

D'après Moussat (1983), ceci indiquerait que l'orientation de l'extension n'a guère changé depuis le Tortonien supérieur et que l'arc tyrrhénien est affecté par une tectonique distensive depuis cette période jusqu'à l'époque actuelle, avec une direction d'extension dominante voisine de N120. Les directions d'extension sub-orthogonales à la direction régionale sont interprétées comme des permutations locales et momentanées des axes principaux de contraintes  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ , qui pourraient résulter d'une faible extension longitudinale de l'arc au cours de sa migration.

La phase d'extension régionale aurait été interrompue par plusieurs événements compressifs de courte durée, attribués aux épisodes de compression qui affectent l'Apennin peut-être au Messinien, puis au Pliocène moyen et au Quaternaire moyen.

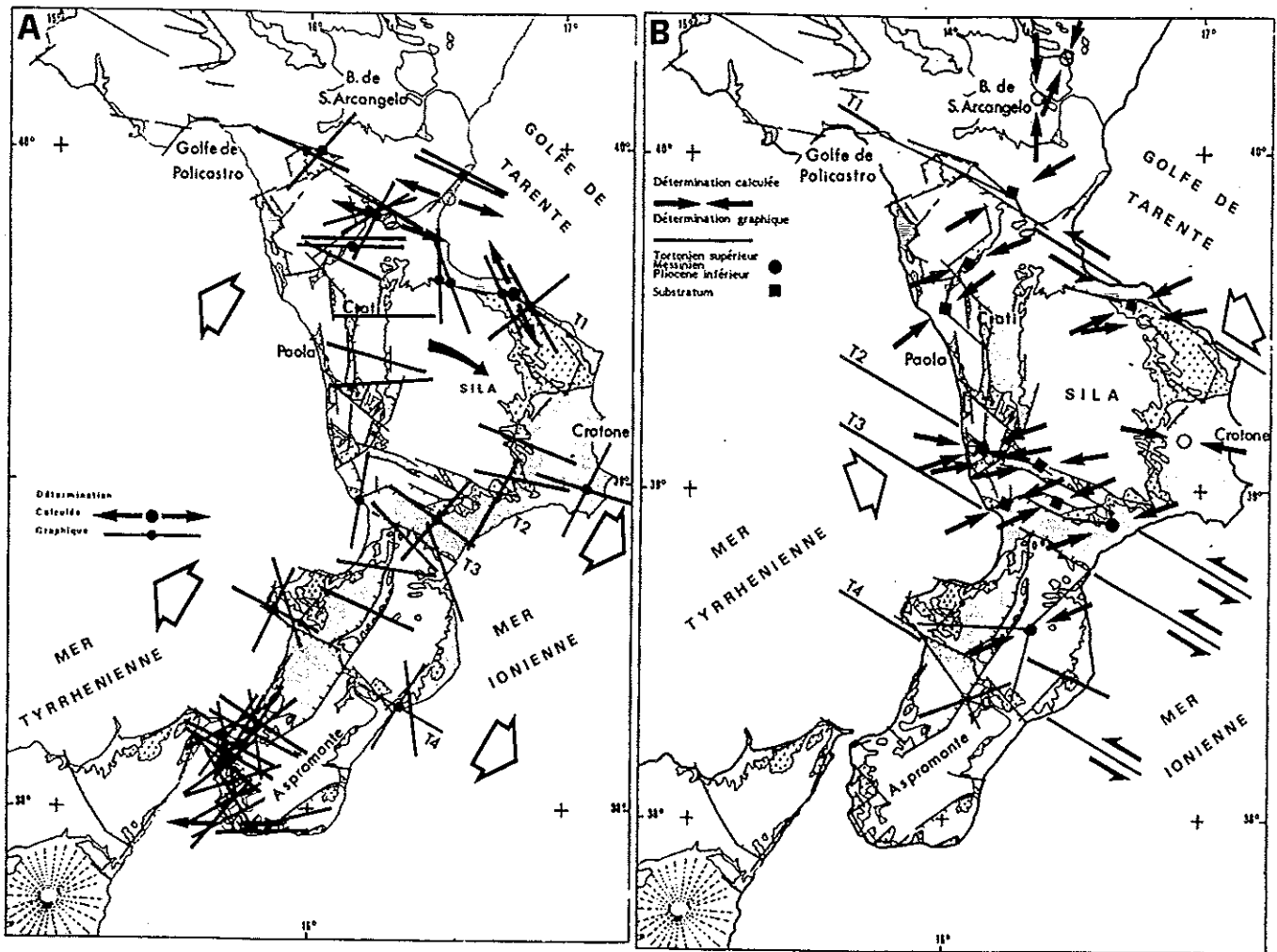
Au Pliocène moyen, la compression, essentiellement caractérisée par des décrochements, a une direction N70. La datation de cet épisode s'appuie sur l'existence de plis d'axes NNW-SSE à N-S sur le versant Ionien de la Sila, attribués à cette phase, et de petites failles inverses dans les formations du Pliocène inférieur de régions avoisinantes (bassin de Crotona, Tortorici, 1981; bassin de Sant'Arcangelo, Auroux et al. 1982, Auroux, 1984).

Pour Moussat (1983), les directions de compression subméridiennes déterminées par Auroux (1984) dans la région du bassin de Sant'Arcangelo (fig.17C et 18B) et attribuées à la même phase pliocène sont interprétées comme induites par des déplacements différentiels de masses allochtones, dont le mouvement a probablement été commandé en grande partie par la gravité.

Cet événement, du Pliocène moyen, serait contemporain du fonctionnement de grands décrochements sénestres d'orientation N120 (fig. 18B). De tels décrochements permettraient le découplage entre les segments de l'arc pris dans les zones de serrage continental (Apennin, Sicile) et les segments sous lesquels la croûte océanique du Bassin Ionien est subductée (Calabre).

Une étude en Calabre septentrionale, effectuée par Ghisetti et Vezzani (1982), va néanmoins à l'encontre de ces résultats. Notamment, elle attribue un sens de mouvement opposé à la transversale T1 du Pollino (fig. 18B). Les contraintes horizontales maximales seraient subméridiennes au Sud de ce linéament et NE-SW au Nord de celui-ci. En outre, des directions supplémentaires de compression (N100 à 110) ont été déterminées dans le Pliocène inférieur de la Sila et de L'Aspromonte.

Un épisode compressif pléistocène n'est mis en évidence que dans la zone septentrionale de la Calabre, sur le versant méridional du Mt. Pollino (Moussat, 1983). Une série verticale attribuée au Calabrien, dont la structure résulterait d'irrégularités le long d'un plan de faille normale (Bousquet, 1973), est interprétée comme liée à une compression N30. Plus récemment d'autres structures compressives (plis et failles inverses) ont été signalées



**Fig. 18:** Directions d'extension et de compression de la Calabre (d'après Moussat et al., 1986; synthèse d'après Moussat et al., 1982; Moussat, 1983; Ghisetti, 1979a; Bousquet et al., 1980; Tortorici, 1981; Auroux et al., 1982).  
**A:** Directions d'extension déterminées dans les terrains du Pliocène inférieur au Quaternaire.  
**B:** Directions de compression déterminées dans les séries du Tortonien-Messinien, Pliocène inférieur et dans leur substratum.

Bien que les résultats ne soient pas tous homogènes, on peut en tirer un certain nombre de conclusions générales:

Les différents auteurs cités ont montré l'existence d'une déformation polyphasée avec alternance d'épisodes de compression et de distension (jusqu'à trois épisodes dans le Quaternaire: Gars, 1983).

Trois directions principales de compression sont signalées dans le domaine étudié: NE-SW, NW-SE et N-S.

Des directions d'extension, parallèles et perpendiculaires à l'axe de la péninsule, existent dans la chaîne et dans l'avant-pays.

Les permutations d'axes de contraintes sont fréquentes dans l'avant-pays (Auroux, 1984) et dans la chaîne (Moussat, 1983).

Néanmoins, une synthèse reste difficile et l'évolution des paléocontraintes dans cette région complexe n'est pas claire, même dans les terrains quaternaires. Pour chaque événement distingué, les directions de contraintes diffèrent suivant l'auteur:

-compression quaternaire de l'Apennin méridional et de son avant-pays de direction NE-SW pour Gars (1983), N130 pour Auroux (1984);

-compression pliocène moyen à la fois N130 et N-S dans l'Apennin méridional (Auroux, 1984), N70 en Calabre septentrionale (Moussat, 1983);

-paléocontraintes horizontales maximales, subméridiennes en Calabre septentrionale, devenant NE-SW au Nord de l'accident du Pollino (Ghisetti et Vezzani, 1982); mais c'est le contraire pour Moussat (1983).

La divergence de ces résultats est probablement liée à plusieurs faits. Tous les auteurs ont mis en évidence plusieurs directions de paléocontraintes très différentes et ont considéré essentiellement la direction dominante du secteur étudié. Aucun argument stratigraphique direct, à l'exception de quelque failles normales synsédimentaires décrites par Gars (1983), n'est venu corroborer l'âge attribué aux paléocontraintes. Les datations stratigraphiques indirectes (âge des terrains affectés les plus récents) sont mal contraintes, étant donné que les terrains plio-quaternaires (argiles, sables et conglomérats), qui se prêtent mal à l'observation des stries, ont été peu utilisés dans les calculs de paléocontraintes. Aucune datation nouvelle n'a permis de contrôler l'âge des séries étudiées (la première et dernière couverture de l'Italie méridionale par les cartes géologiques au 1/100.000 date généralement des années 1960 à 1970).

## D. Les modèles géodynamiques

### D1. La convergence apenninique

Différentes évolutions cinématiques générales sont proposées pour l'Apennin méridional. Ces différences sont liées essentiellement au choix du modèle paléogéographique adopté pour la période anté-orogénique et à l'interprétation du contexte de sédimentation des différentes séries, anté-, syn- ou post-orogéniques, (voir le chapitre IA3).

#### 1) L'évolution cinématique d'après le modèle du Bassin Irpinien

Cocco et al. (1972), D'Argenio et al. (1973), Ippolito et al. (1975) et Pescatore (1978) ont regroupé les principales successions miocènes de l'Apennin campano-lucanien sous le terme "unités Irpines". Ils ont défini les trois principales phases de déformation apenniniques.

Les unités Irpines se sont déposées dans un unique bassin, le bassin syn-orogénique Irpinien, qui se serait formé durant la phase tectonique langhienne (ou burdigalienne), en coïncidence avec le bassin de Lagonegro (fig.10 et fig.19). Cette phase compressive impliquerait le bassin "Silentino", la plate-forme "campano-lucanienne" et une partie du bassin de Lagonegro, qui formeraient un empilement de nappes constituant la marge occidentale du bassin Irpinien. Ces nappes auraient fourni du matériel terrigène, en particulier des dépôts à olistolites, alors que sa marge orientale (plate-forme "abruzzo-campanienne"), non déformée, aurait fourni du matériel carbonaté. L'axe du bassin, qui a les caractéristiques d'une avant-fosse, aurait migré vers le Nord-Est, comme le montrerait l'âge plus récent des faciès terrigènes des zones externes et l'évolution verticale des séries qui deviennent plus grossières et marquent une tendance régressive.

La phase serravallienne est une extension temporelle de la phase Langhienne pendant laquelle la plate-forme "abruzzo-campanienne" entre en subsidence.

Lors de la phase tortonienne, le bassin Irpinien disparaît, ses dépôts sont charriés sur la plate-forme "abruzzo-campanienne", en même temps que celle-ci est charriée sur le bassin "molisan" (fig. 19). Cette phase forma la chaîne, tandis que plusieurs phases tardives, du Messinien au Pliocène moyen, amenèrent cette pile de nappes jusqu'à sa situation actuelle sur les sédiments de l'avant-pays apulien. En effet, le front de l'Apennin chevauche les sédiments du Pliocène inférieur à moyen, tandis qu'il est recouvert en discordance par les sédiments du Pliocène supérieur et du Calabrien de la fosse Bradane. Cette période du Tortonien au Pliocène supérieur correspond au dépôt du "complexe ex-postorogénique" d'Ogniben (1969). Il est ainsi nommé car il est postérieur à la formation des nappes, mais transporté sur le substratum bradanique de l'avant-pays.

La période "néotectonique" (Pliocène-supérieur et Pléistocène) correspond au dépôt du complexe "post-orogénique vrai" d'Ogniben (1969), (bassins intra-apenniniques pliocènes et pléistocènes). Les derniers mouvements d'avancée des nappes, indiqués par de nombreuses données de puits de la fosse Bradane, seraient des glissements gravitaires dus au soulèvement de la chaîne et à la subsidence de l'avant-fosse.

Remettant à jour ce modèle, Pescatore et Senatore (1986), et Pescatore (1988) distinguent dans les unités Irpines, des dépôts de bassin "piggyback" (flysch de Gorgoglione), des dépôts d'avant-fosse s.s. (formations de Serra Palazzo et de Castelvetere) et des dépôts provenant d'un bassin d'avant-pays (flysch de Faeto).

Ortolani et Torre (1981) ont caractérisé les différentes phases tectoniques. Pour ces auteurs, les phases les plus importantes dans la construction de la chaîne apenninique méridionale sont miocènes. Lors des phases langhiennes et tortoniennes, les unités de plate-forme carbonatée "campano-lucanienne" et "abruzzo-campanienne" sont affectées de plis à axes E-W (fig.2). Une phase messinienne, qui correspondrait aux derniers raccourcissements notables de la chaîne, voit la formation d'un arc de plis dans les unités Lagonegro et la manifestation de phénomènes distensifs le long de la marge Tyrrhénienne. Une phase au Pliocène inférieur, matérialisée par une discordance angulaire dans la Maiella, a probablement affecté aussi la chaîne campano-lucanienne. La phase du Pliocène moyen, qui correspond à la translation de la chaîne sur les sédiments de l'avant-fosse, est en outre caractérisée par un plissement de la marge orientale de la chaîne. La différence d'orientation des structures langhiennes à tortoniennes (Est-Ouest à vergence Nord) et messiniennes à pliocènes (parallèles aux marges de la chaîne et à vergence externe), est interprétée comme liée à une rotation antihoraire des unités chevauchantes au Tortonien-Messinien.

## 2) Les nouveaux modèles cinématiques

Dans leur modèle paléogéographique de la marge Apulienne, Mostardini et Merlini (1986) adoptent une évolution cinématique similaire à celle proposée antérieurement, avec notamment l'évolution syntectonique du bassin Irpinien à partir du Langhien. Toutefois, ils pensent que la tectonique s'est poursuivie de façon ininterrompue durant le Miocène et le Pliocène et qu'une phase "plutôt violente" s'est manifestée à la fin du Pliocène inférieur. C'est en effet à cette époque qu'est tectonisée la plate-forme Apulienne interne qui devait être large de 60-80 Km au Sud, et de 80-130 au Nord, avant que le bassin Apulien soit lui-même tectonisé après le Pliocène inférieur. Au Pliocène moyen-Quaternaire, tandis que se manifestent des phénomènes distensifs sur la plate-forme apenninique, les unités les plus externes sont toujours affectées par des phases de compression.

Pattaca et Scandone (1987; 1988) admettent également que les phases les plus importantes sont miocènes. Toutefois, ils soulignent l'âge très récent des derniers transports



orogéniques, mis en évidence par l'exploration du sous-sol pour les hydrocarbures. Sur la base d'une analyse stratigraphique, ces auteurs distinguent cinq phases tectoniques principales dans l'évolution post-tortonienne des Apennins. Ces phases sont messinienne, pliocène-inférieur, pliocène-moyen, pliocène supérieur et pléistocène. Elles sont définies comme de courts événements de déformation séparés par des périodes de calme tectonique suffisamment longues pour permettre le dépôt d'un cycle sédimentaire. Suivant ces auteurs, la géométrie des chevauchements indiquerait une compression réelle dans le transport des nappes, et non un processus gravitaire. Les phases du Pliocène-supérieur et du Pléistocène sont caractérisées par quelques chevauchements et par des plissements peu importants.

Casero et al. (1988, 1991) et Roure et al. (1988, 1991) utilisent un modèle de subduction afin de déterminer l'évolution cinématique de la déformation. Chaque domaine paléogéographique commence à se flexurer avant d'être impliqué dans les déformations compressives de la ceinture plissée, passant du bombement flexural (environnement d'eau peu profonde) à l'avant-fosse (eau profonde) au front du prisme. Dans ce modèle, les séries de bassin Lagonegro n'apportent pas de contrainte sur le calendrier de déformation, car leurs séquences turbiditiques ne sont pas nécessairement liées aux déformations apenniniques: les flyschs Numidien et Irpinien peuvent représenter des éventails sous-marins dérivant d'une source africaine distale. C'est donc la subsidence des domaines de plate-forme qui est analysée et permet de dater la migration de l'avant-fosse. En s'enfonçant, les séries de plate-forme récifale évoluent vers des calcaires marneux pélagiques puis des turbidites d'eau profonde qui remobilisent les sédiments des nappes internes (Cocco et Pescatore, 1975; Pescatore, 1978).

Ainsi (fig.20), dans le domaine de la plate-forme occidentale, la subsidence commence au Langhien-Serravallien (calcaires marneux) et le premier flysch est tortonien au niveau du Mont du Matese, tandis que les calcaires marneux et le flysch susjacent sont messiniens au Mt Alpi (Ortolani et Torre, 1971; Müller et al., 1988).

La plate-forme Apulienne commence à se flexurer au Messinien post-évaporitique dans sa partie occidentale (puits Contursi, Dondi et Papetti, 1965), et au Pliocène inférieur au niveau des plis en cascade de la ceinture de chevauchements externes.

L'âge du chevauchement et de l'accrétion de chaque unité est moins précis. Il est défini par la présence de matériel remobilisé (olistolites) dans les sédiments autochtones, et par la discontinuité basale des bassins "piggyback" où les dépôts syntectoniques messiniens à pliocènes ont été piégés (notamment dans les unités de bassin) (fig.20) (Casero et al., 1991a).

Sur l'unité ophiolitique ligure (la plus élevée) (fig.3), les dépôts détritiques grossiers langhiens à serravalliens correspondent ainsi à des bassins "piggyback" et la discontinuité de base rejette l'accrétion de cette unité au prisme apenninique à l'Aquitainien supérieur-Burdigalien moyen, durant la collision entre Europe (Calabre) et Apulie (Rehault, 1981; Roure et al., 1988).

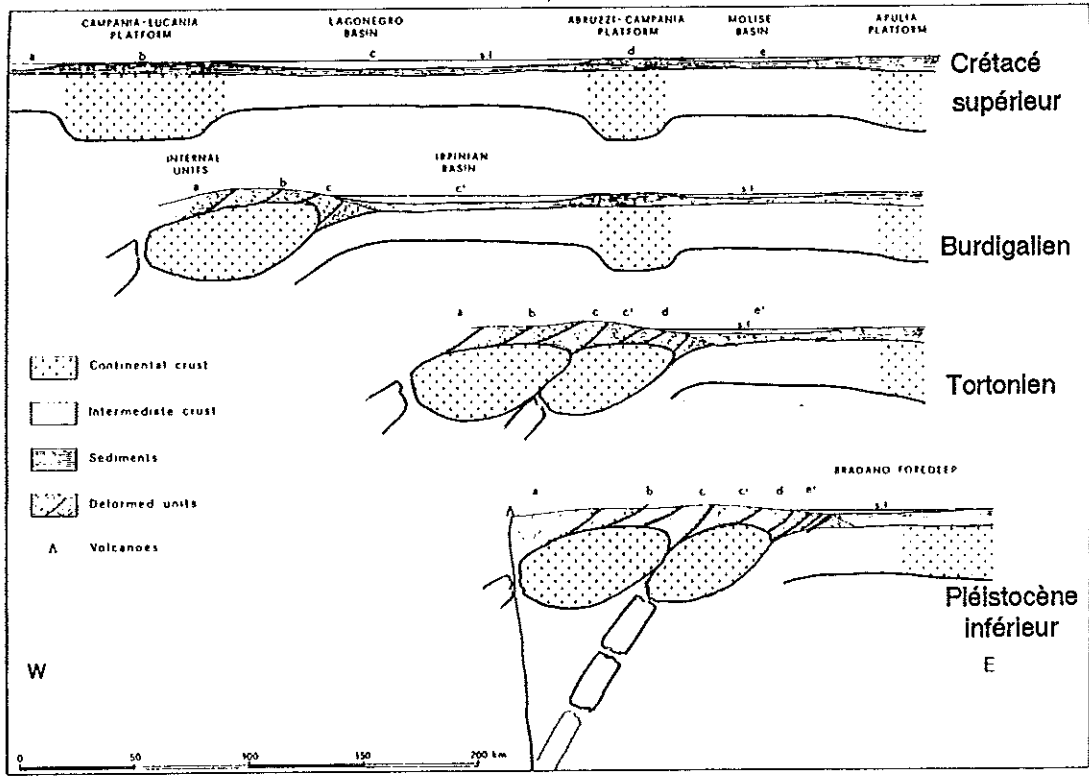


Fig. 19: Modèle d'évolution de l'Apennin méridional lors des phases compressives successives (d'après Pescatore et Slaczka, 1984).

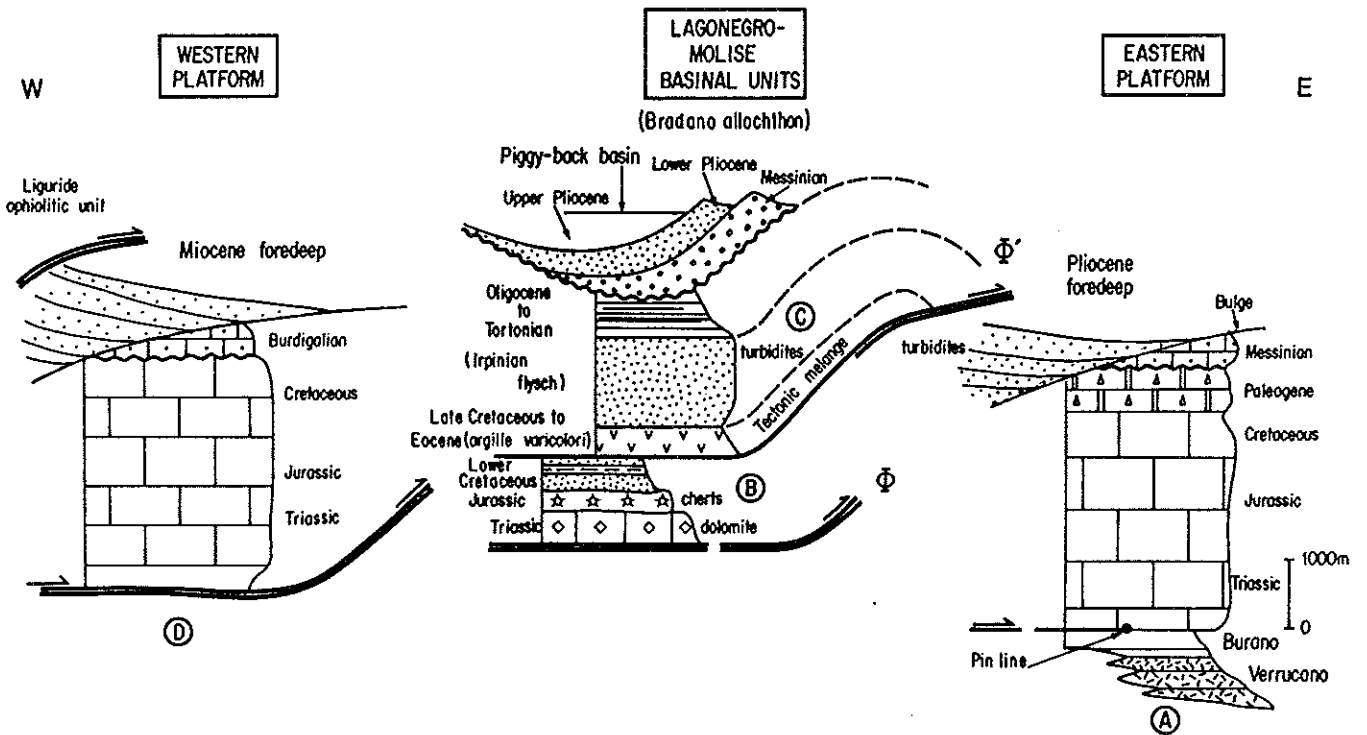


Fig. 20: Colonnes lithostratigraphiques des principales unités de l'Apennin méridional (d'après Roure et al., 1991).

Le Matese n'est pas tectonisé avant le Tortonien supérieur et le Mt Alpi est déformé après le Messinien inférieur.

Dans les unités de bassin, flexure et déformation sont postérieures au Tortonien et probablement messiniennes (fig.20). Dans les plis en cascade, ils ne sont pas antérieurs au Pliocène inférieur.

Les auteurs considèrent que la plupart des chevauchements et du raccourcissement se produisent au Messinien-Pliocène, comme le montre le puit Contursi, dans le domaine occidental de la chaîne, qui contrairement à l'interprétation de Mostardini et Merlini (1986) atteindrait l'unité Apulienne surmontée de dépôts messiniens.

A la différence des travaux antérieurs, les dépôts messiniens à pliocènes, au sommet des unités allochtones sont interprétés comme des formations syntectoniques remplissant des bassins "piggyback". L'essentiel du raccourcissement était déjà atteint à la fin du Pliocène moyen, mais la compression a continué jusque dans le Quaternaire inférieur comme le montre la présence de galets impressionnés dans les dépôts plio-quatérnaires du bassin de Sant-Arcangelo. Les "argiles à blocs" et "argiles varicolores" qui étaient considérées comme des séries transgressives syntectoniques et olistostromes enregistrant l'arrivée des nappes de glissement à l'Oligocène-Miocène inférieur (Grandjacquet, 1971; Görler, 1978) sont interprétées comme un mélange tectonique de semelle de nappe (Roure et al., 1991).

Tandis que la plupart des auteurs admettent un parallélisme entre les domaines paléogéographiques et le front de chevauchement, d'autres ont proposé des modèles montrant une certaine obliquité. Ortolani et Torre (1981) soulignent que les unités internes ont chevauché les domaines de la marge Apulienne avec un front oblique. Roure et al. (1988) et Casero et al. (1988) remarquent que l'âge de la subsidence diffère du Nord au Sud de l'Apennin méridional. Cette subsidence est messinienne dans les Abruzzes (Ippolito et al. 1973; Pescatore, 1978), et tortonienne dans le Matese. Ceci implique une obliquité dans l'avancée de la déformation apenninique. En utilisant un modèle semblable, Pescatore (1988) suggère aussi une obliquité du front de compression par rapport aux unités paléogéographiques. Pour cet auteur, les séquences d'approfondissement des domaines de plate-forme carbonatée commencent au Serravallien au Nord et à l'Aquitainien au Sud. L'approfondissement progressif des domaines de plate-forme préexistants se ferait vers le N et NE.

## D2. L'ouverture tyrrhénienne

### 1) Présentation du Bassin Tyrrhénien

Le Bassin Tyrrhénien est constitué par une plaine abyssale triangulaire de plus de 3000 m de profondeur (atteignant localement 3620 m.) entourée par trois marges: la marge sarde à l'Ouest (large de 250 km), la marge Latium-Campanie-Calabre à l'Est et la marge sicilienne au Sud (relativement étroites, 20 km) (fig.21).

La marge Sarde est une marge passive, avec des failles normales listriques dirigées pour la plupart N-S à N30 (fig. 1). Dans la Mer Tyrrhénienne septentrionale (au Nord du méridien N41), dont la profondeur ne dépasse pas 2000 m, un système de rides et de vallées N-S correspond à des môles et fossés (ou demi-fossés) (Morelli, 1970; Finetti et Morelli, 1973; Fabri et Curzi, 1979; Moussat, 1983; Finetti et Del Ben, 1986; Rehault et al., 1987a).

La plaine bathyale tyrrhénienne est caractérisée par un fond plat fréquemment interrompu par des monts sous-marins et des rides. On y distingue deux bassins principaux, dont la partie centrale est occupée dans chaque cas par un grand volcan: bassin Vavilov à l'Ouest, bassin Marsili à l'Est (fig. 21).

Les analyses de sismique-réfraction ont révélé que la discontinuité de Mohorovicic se situait à moins de 10 km sous le niveau de la mer dans le bassin tyrrhénien central, et à 30 km près des côtes italiennes (Morelli, 1970; Finetti et Morelli, 1973; Cassinis et al. 1979; Nicolich, 1981; Steinmetz et al. 1983; Boccaletti et al., 1984; Recq et al., 1984). Une coupe E-W de 550 km, suivant le plus grand axe de la Mer Tyrrhénienne (fig. 22), montre l'existence de deux zones de croûte avec une épaisseur océanique (6 km et 7 à 10 km). Ces zones sont larges d'une centaine de kilomètres chacune. Elles sont séparées par une zone de croûte plus épaisse (15 à 20 km) (Steinmetz et al. 1983), dont la nature continentale a été établie par dragage (Colantoni et al., 1981).

Ces faibles épaisseurs de croûte, de même que la présence de fortes anomalies de Bouguer (Morelli, 1970), d'un flux de chaleur élevé (Erickson et al., 1977; Della Vedova et al., 1984) et d'anomalies magnétiques d'amplitude relativement hautes (Bolis et al., 1981) ont fait supposer la présence de croûte océanique. Cette hypothèse a été confirmée par la découverte de basaltes tholéitiques au niveau du socle acoustique du bassin Vavilov, lors des forages DSDP site 373A (Dietrich et al., 1978; Kasten, Mascle, Auroux et al., 1987) et ODP sites 651 et 655 (Kastens, Mascle et al., 1987). Dans le bassin Marsili, le site ODP 650 a livré des basaltes calco-alcalins, mais on peut penser (Mascle et Rehault, 1990) que le bassin a une croûte océanique qui a été contaminée par les séries magmatiques dérivant des îles éoliennes.

Cependant, l'extension de ces zones océaniques est discutée. Puisque sur la plupart des monts sous-marins ont été dragués des échantillons sialiques (Colantoni, 1981). Moussat (1983) considère que le domaine qui pourrait être de croûte océanique est réduit et circonscrit par la courbe de niveau 3400 m (fig. 21). Après avoir cartographié les zones

dépourvues de blocs basculés visibles en sismique-réflexion, Moussat et al. (1986) estiment que la croûte océanique ne dépasse pas 50 à 70 km de largeur. Le Bassin Tyrrhénien serait comparable à un bassin océanique au premier stade de son évolution. Dans ce cas, la surface de la lithosphère océanique néoformée est faible, mais l'étirement de la lithosphère continentale se trouve dans une phase finale (Rehault et al., 1987a). Pour Finetti et Del Ben (1986), la croûte continentale préexistante a complètement disparu dans la plaine abyssale, à l'exception de quelques fragments locaux. Notons aussi qu'aucun système de dorsale n'est reconnaissable, l'activité magmatique étant localisée dans des édifices volcaniques isolés (Lavecchia et Stoppa, 1989).

L'analyse des anomalies gravimétriques et de la dispersion des ondes de Rayleigh indique que la remontée du Moho est accompagnée d'une réduction d'épaisseur de la lithosphère; cette épaisseur n'excède pas 30 à 40 km sous la plaine bathyale (Panza et al., 1980; Corrado et Rapola, 1981).

La présence de lithosphère océanique fine au centre du bassin, de même que la forte sismicité intermédiaire et profonde qui forme une zone de Wadati-Benioff (Gasparini et al., 1982), jointes à la présence d'un arc volcanique calco-alcalin (Barberi et al., 1974), ont permis d'interpréter la Mer Tyrrhénienne comme un bassin marginal associé à la subduction de la lithosphère Ionienne (Ritsema, 1969; Erickson, 1970; Boccaletti et Guazzone, 1972; Bousquet, 1973; Moussat et al. 1986).

## 2) Age de l'ouverture

Pour éprouver l'hypothèse de l'expansion d'un bassin arrière-arc avec migration vers l'océan de l'arc et de la zone de subduction (Boccatelli et al. 1976; Moussat, 1983; Moussat et al., 1985; Malinverno et Ryan, 1986), et pour établir un calendrier de son ouverture, sept sites de forages ont été choisis dans le cadre du programme ODP, Leg 107 (Kastens, Mascle et al., 1987) (fig.21 et 22). Cette campagne a été suivie par de nouvelles corrélations de profils sismiques (Finetti et Del Ben, 1986; Kastens et Mascle, 1990).

Dans le bassin Sarde (marge sarde supérieure) aucun forage n'a été réalisé, mais des profils sismiques montrent que cette zone fut affectée par une subsidence avant le Tortonien supérieur (Miocène inférieur?; Rehault et al., 1984).

Sur la marge Sarde intermédiaire (Terrasse Cornaglia; fig.21) les sites ODP 654, 653 et DSDP 132 montrent que le rifting débute au Tortonien supérieur et s'arrête (ou ralentit considérablement) durant le Messinien supérieur (ODP, 1986; Kastens, Mascle et al., 1987; Mascle et Rehault, 1990).

Sur la marge Sarde inférieure (à l'Est de la ligne R. Selli) les sites ODP 652 et 656 sont situés à quelques kilomètres de la transition supposée avec la croûte océanique du bassin Vavilov. Le rifting a affecté cette région durant le Messinien et a cessé pendant le Pliocène inférieur, peut-être zone G. margaritae incluse (Kastens, Mascle et al., 1987; Mascle et Rehault, 1990; Sartori, 1990).

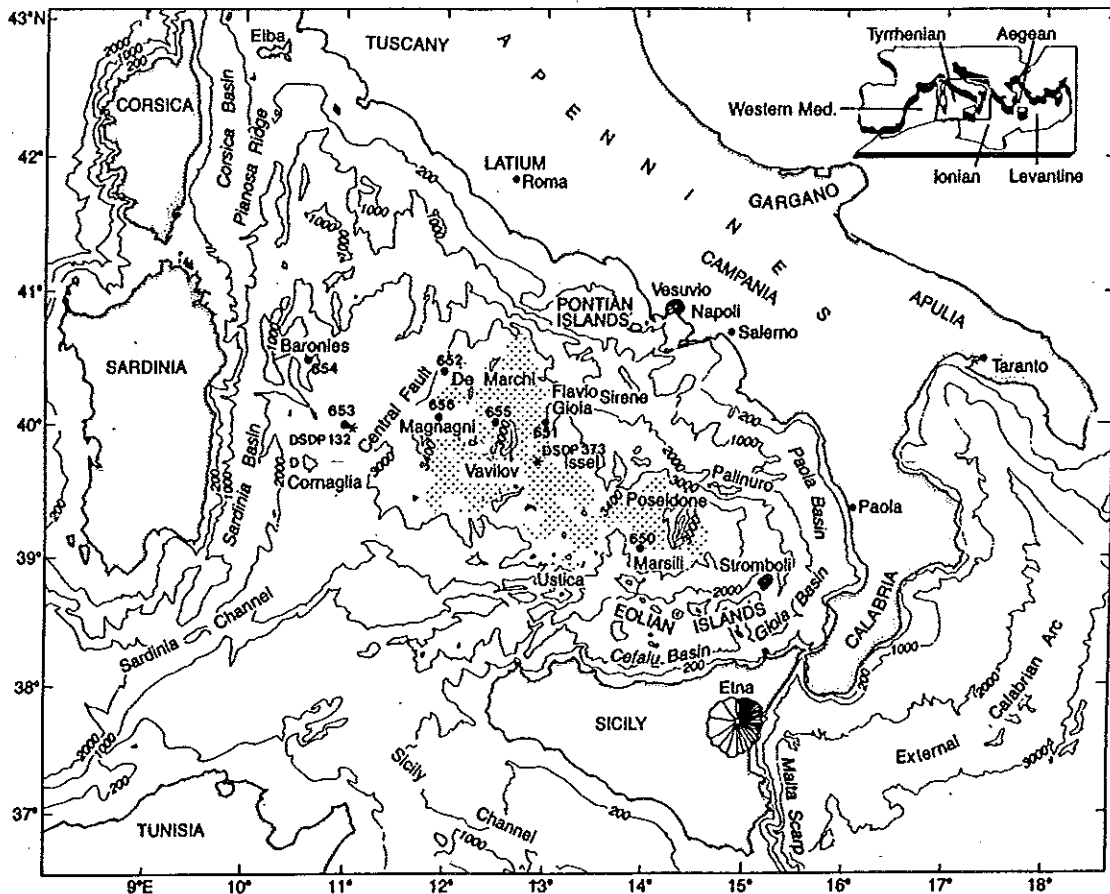


Fig.21: Carte bathymétrique de la Zone Tyrrhénienne (d'après Mascle et Rehault, 1990). Pointillés: bassin central profond (>3400 m); étoiles: sites 132 et 373 de DSDP; cercles pleins: sites d'ODP Leg 107.

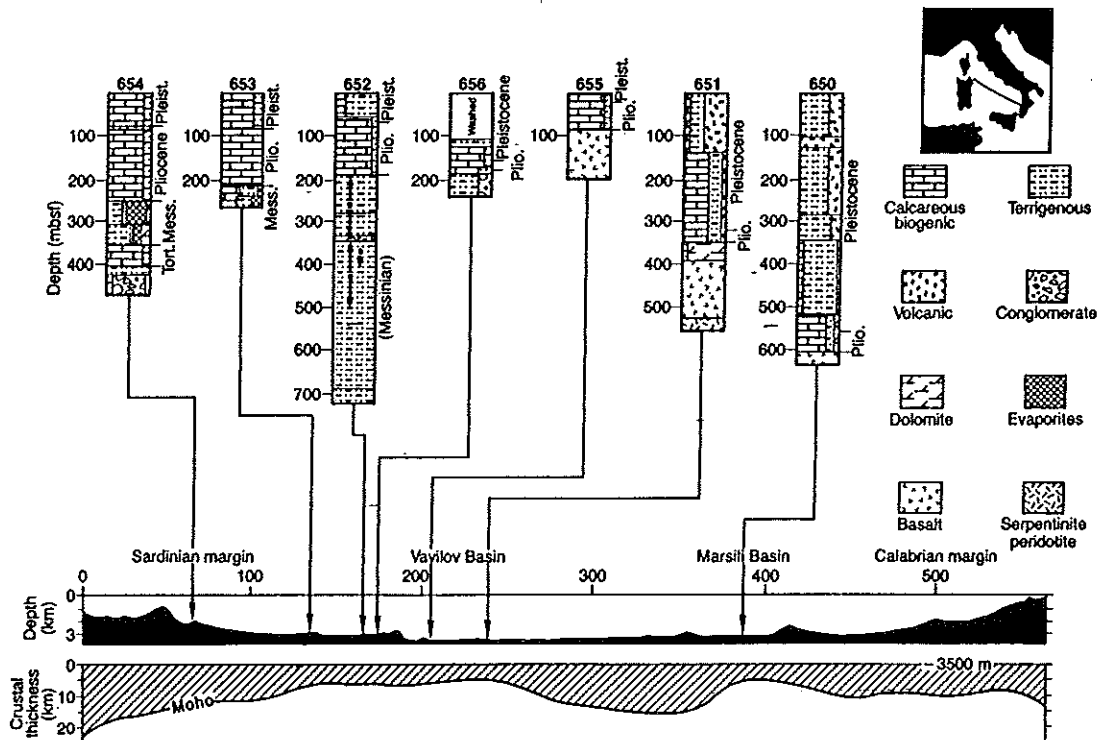


Fig.22: Coupe crustale de la Mer Tyrrhénienne (d'après Steinmetz et al., 1983), et colonnes stratigraphiques simplifiées des sites du Leg 107 (d'après Kasten et Mascle, 1990).

Il est possible que ce rifting ait commencé pendant le Messinien, après la phase de rifting de la Terrasse Cornaglia (Sartori, 1990). Des perturbations (hiatus sédimentaires, glissements intraformationnels ou "slumps") ont fait leur réapparition au Pléistocène inférieur (site 656) (Kastens, Mascle et al., 1987; Sartori, 1990). Durant l'assèchement messinien de la Méditerranée, les faciès sont sub-aériens (site 656) et lacustres (site 652), indiquant que cette zone était plus haute que la marge interne où se trouvait un bassin (ODP Leg 107 Scientific Drilling Party, 1986; Kastens, Mascle et al., 1987; Mascle et Rehault, 1990).

Dans le Bassin Vavilov, les sites 655 d'ODP et 373 de DSDP (fig. 21) ont montré que le socle acoustique était constitué de basaltes tholéitiques.

Les datations radiométriques (K/Ar) des basaltes du site 373 ont révélé des âges du Tortonien supérieur, soit  $7,3 \pm 1,3$  Ma (Barberl et al, 1978). Néanmoins, les plus vieux sédiments datés sont du Pliocène inférieur (MPL-3, 3,3 à 4,4 Ma, zones de nannofossiles NN14 à NN19) (Kasten, Mascle et al., 1987). En fait, une revue critique des âges radiométriques (Sartori et al., 1989) montre que ces basaltes sont sans doute plus jeunes, soit 4,1 Ma (Pliocène inférieur).

Le site 655, près de la transition entre croûtes continentale et océanique, symétrique du puits 373 par rapport à l'axe du bassin, a livré des basaltes dont l'âge K/Ar est de  $4,4 \pm 0,4$  Ma (Féraud, 1990). Les carbonates trouvés dans les fissures du basalte contiennent des foraminifères planctoniques de la zone MPL-4 et des nannofossiles de la zone NN15. Le magnétisme inverse de ces roches et la biostratigraphie indiquent un âge de 3,4 à 3,6 Ma (ODP, Leg. 107 Scientific Drilling Party, 1986; Sartori, 1990).

Près de l'axe du bassin, le forage du site 651 d'ODP a traversé deux coulées de basalte séparées par des sédiments dolomitiques et reposant sur des péridotites serpentinisées d'origine mantellique (Kastens, Mascle et al., 1987). L'âge radiométrique des coulées est proche de 2,6 Ma (Féraud, 1990). Les plus vieux sédiments prélevés sur ces basaltes sont du Pliocène supérieur (zone G. inflata, moins de 2,2 Ma), mais 40 mètres de sédiments ne sont pas datables (Kastens, Mascle et al., 1987). La présence de *G. crassaformis* (Pliocène moyen, 3-2,2 Ma) dans les sédiments entre les deux coulées suggère une mise en place des basaltes durant la partie inférieure de la zone *G. crassaformis* (zone *G. aemilliana*) (Sartori, 1990).

Ces datations suggèrent que la mise en place de la croûte océanique s'est produite de façon symétrique par rapport à l'axe du bassin, et qu'elle a commencé au Pliocène inférieur il y a 4,3-4,1 Ma, c'est à dire après la fin de l'étirement au site 652 (Sartori, 1990).

Le Bassin Marsili a été foré près de sa bordure occidentale (site 650 d'ODP) afin d'atteindre les plus vieux domaines océaniques (Kastens, Mascle et al., 1987). Aucun âge radiométrique n'est disponible pour les basaltes calco-alcalins du fond du puits, mais sur 30 mètres les premiers sédiments sur ces roches sont datés biostratigraphiquement (zone de nannoplancton NN18) et magnétostratigraphiquement de 1,7 à 2 Ma (Pliocène terminal) (ODP, Leg 107 Scientific Drilling Party, 1986; Kastens, Mascle et al., 1987; Mascle et Rehault, 1990). Le socle magmatique du Bassin Marsili n'est apparemment pas plus vieux que 2 Ma (Mascle et Rehault, 1990).

D'autre part, les laves du site 650, à 4100 m sous le niveau de la mer, ont une vésicularité de 20 à 30%, indiquant que l'éruption n'a pu se produire à une profondeur supérieure à 2000-2500 m (Kastens et al., 1988), ce qui implique une subsidence post-Pliocène inférieur, plus forte que celle attendue par simple subsidence thermique (Sartori, 1990). Au centre du bassin, la stratigraphie sismique montre que le volcan Marsili a une activité volcanique qui débute au Quaternaire et s'est achevée très récemment. Finetti et Del Ben (1986) estiment que les processus de rifting ont diminué au Pléistocène supérieur, mais qu'ils ne sont pas complètement finis.

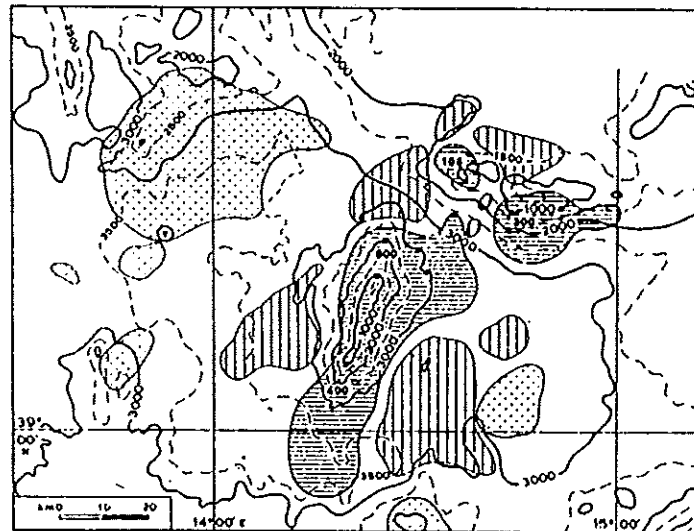
A la différence du Bassin Vavilov, la plaine bathyale du Bassin Marsili montre des anomalies magnétiques positives et négatives organisées en bandes sub-parallèles et symétriques de part et d'autre du Volcan Marsili (Selli, 1970). Savelli et Schreider (1991) ont proposé une chronologie de ces anomalies associées à une croûte basaltique, en distinguant trois épisodes de mise en place (fig.23):

- l'événement magnétique Olduvaï (1,87 à 1,67 Ma) (ODP site 650), de polarité normale. Ce socle igné à l'origine circulaire, se trouve actuellement à 40 km au NW et 35 km au SW de l'axe physiographique du volcan Marsili (fig.23);

- la période Matuyama supérieure (1,67 à 0,73 Ma), de polarité Inverse;

- l'époque Brunhes (0,73 à actuel), de polarité normale, pendant laquelle s'est formé le volcan Marsili.

La vitesse d'expansion du Bassin Marsili dans la direction E-W est estimée à 4,4 cm/an.



**Fig.23:** Répartition cartographique de trois phases magmatiques déduites des anomalies magnétiques et contemporaines de l'ouverture du Bassin Marsili (d'après Savelli et Schreider, 1991). Pointillés: phase 1, événement magnétique d'Olduvaï (1,87-1,67 Ma). Hachures verticales: phase 2, Matuyama supérieur (1,67 à 0,73 Ma). Hachures horizontales: phase 3, Brunhes (0,73 Ma à Actuel).

Aucun forage n'a été effectué dans le cadre du programme ODP pour comprendre le rifting de cette région. Néanmoins, dans le secteur qui sépare le Bassin Marsili de la Mer Tyrrhénienne centrale, les profils sismiques suggèrent que les failles normales affectent des



réflecteurs pliocènes et pléistocènes (Masclé et Rehault, 1990). Dans le Bassin de Paola (fig.21), une séquence syn-rift est supposée appartenir au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (Barone et al., 1982).

Le Leg 107 d'ODP a montré que, dans son ensemble, la Mer Tyrrhénienne a été l'objet d'une succession de périodes de rifting qui se sont déplacées avec le temps vers l'Est et ont entraîné la création de sous-bassins océaniques distincts. A l'exception de quelques indices de subsidence, peut-être au Miocène inférieur, dans les bassins corso-sardes, le rifting a commencé au Tortonien supérieur dans une zone anciennement occupée par les orogènes alpins et apenniniques (Masclé et Rehault, 1990; Sartori, 1990).

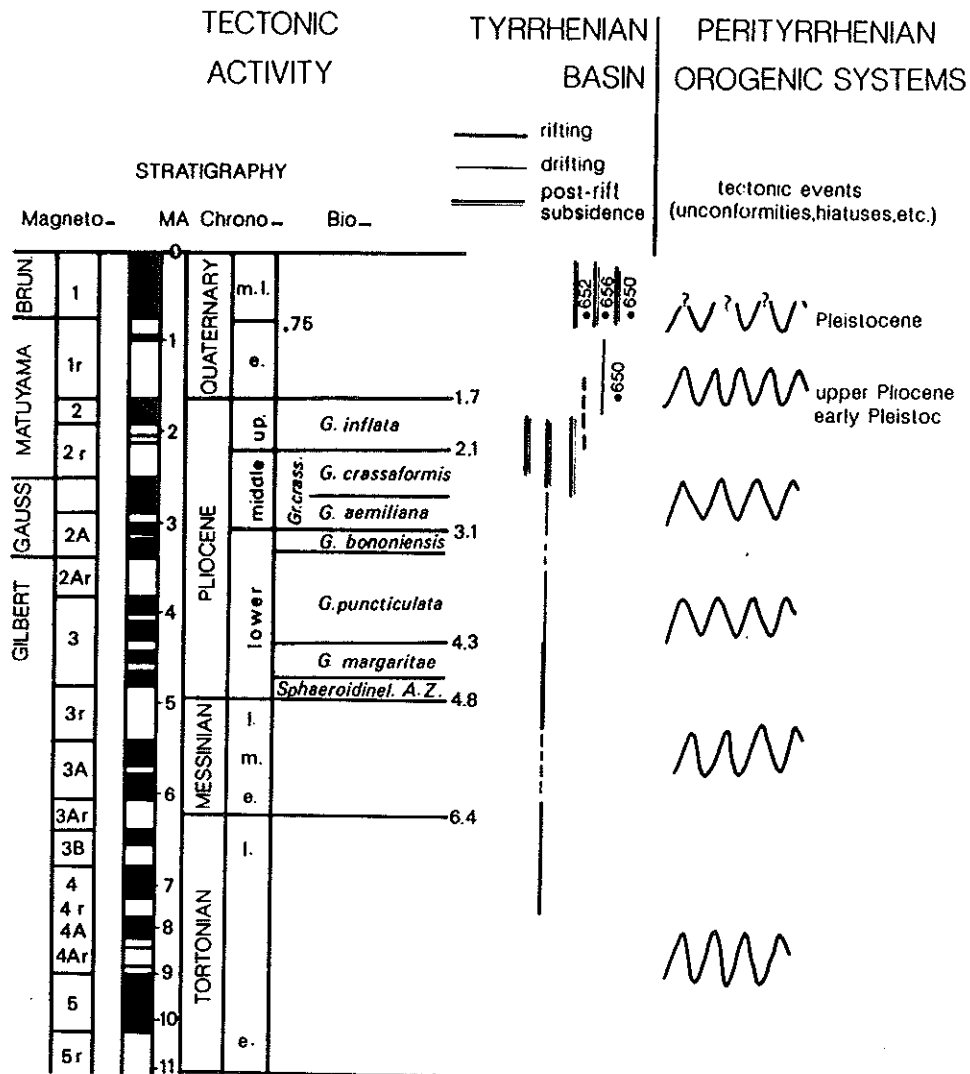
Un changement de position de l'accrétion crustale s'est produit, passant du Bassin Vavilov au Bassin Marsili. Les phases de rifting et de création de bassin sont en accord avec un modèle de déplacement progressif avec le temps de la zone de subduction vers le Sud-Est (Kastens, Masclé et al., 1987).

Sartori et al. (1987) ont suggéré que la fin ou le fort ralentissement du premier rifting est corréléable avec le début de la mise en place de croûte océanique dans la plaine bathyale au Sud du Mont Magnaghi (Duschene et al., 1986). Cette zone serait actuellement recouverte par une série messinienne (Fabri et Curzi, 1979; Moussat, 1983). La suite des événements qui caractérisent l'évolution du Bassin Tyrrhénien peut être résumée comme suit (Sartori, 1990) (fig. 24):

-Une première période de rifting, du Tortonien supérieur au Messinien, entraîne la formation de failles normales listriques N-S dans la "terrace Cornaglia" (fig. 21 et 24). Elle se termine probablement avec la création de croûte océanique de la plaine bathyale méridionale (au sud du 40° parallèle).

-Une seconde période de rifting se produit du Messinien (supérieur?) au Pliocène inférieur (peut-être zone G. margaritae incluse), à l'Est de la faille centrale (fig. 21 et 24). Cette phase est suivie par la mise en place d'une croûte océanique dans le Bassin Vavilov jusqu'à la fin de la zone G. aemiliana (Pliocène moyen), c'est à dire de 4,3 à 2,6 Ma. Une forte subsidence (>1000m) se produit par flexuration de la marge Sarde (peut-être en partie thermique) au Pliocène moyen (2,7 Ma), comme l'indique un brusque changement de la faune de foraminifères des sites 654,653 et 652 d'ODP.

-Après une nouvelle phase d'étirement, probablement au Pliocène supérieur, une nouvelle croûte océanique se met en place à partir du Pliocène terminal dans le Bassin Marsili. La subsidence reprend au Pléistocène aux sites 656 et 650 (Kastens, Masclé et al., 1987), tandis que l'Apennin méridional est en fort soulèvement.



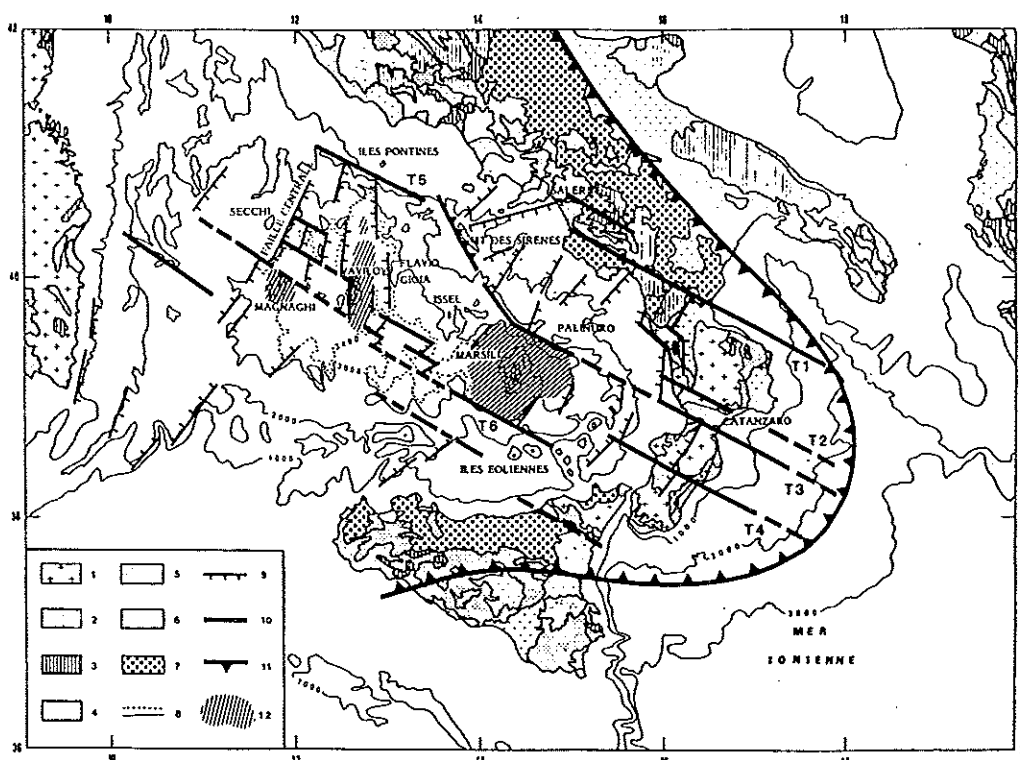
**Fig.24:** Evolution du Bassin Tyrrhénien et comparaison avec les événements des orogènes pérytyrrhéniens (d'après Sartori, 1990). Bassin Tyrrhénien: trait épais: période de rifting; trait fin: période d'accrétion océanique; trait double: période de subsidence post-rift. Systèmes orogéniques: les événements tectoniques sont représentés par des discordances.

### 3) Les principaux modèles d'ouverture tyrrhénienne.

La plupart des auteurs admettent que la Mer Tyrrhénienne est un bassin marginal associé à la subduction actuelle de la Mer Ionienne sous l'arc calabro-sicilien. Moussat (1983) et Rehault et al. (1984; 1987b) proposent un modèle de migration de la Calabre vers le SE le long de failles transformantes. Suivant ces auteurs, les anomalies magnétiques linéaires du bassin central sont organisées en directions N-S à N30, et sont limitées ou décalées par des linéaments magnétiques N110-120 interprétables comme des failles transformantes (Moussat, 1983). De façon semblable, la carte des accidents visibles sur les profils sismiques et les cartes de bathymétrie montrent que les fossés tectoniques sont bordés par des failles normales de directions dominantes N10 à N30 (fig. 25). Les blocs basculés sont recoupés transversalement par une seconde famille de fractures, d'orientation dominante N110 à N140 (essentiellement N110-120) sub-parallèle à la direction d'extension déduite de l'orientation des failles normales, donc assimilables à des failles transformantes.

La direction d'ouverture de la Mer Tyrrhénienne, déduite de ces failles transformantes qui découpent la Calabre, est N110-120.

Ces auteurs suggèrent que l'ouverture du bassin est contrainte par deux zones continentales qui interdisent son expansion vers le NE (l'Apulie) et vers le SW (le plateau de Raguse). Le Bassin Tyrrhénien ne peut s'agrandir que par la dérive de la Calabre et de la Sicile vers le SE, parce que seule la lithosphère de la Mer Ionienne peut entrer dans la zone de subduction du Sud de l'Italie. Rehault et al. (1984), après avoir évalué l'amincissement crustal et la largeur de croûte océanique tyrrhénienne (50-70 km), estiment que le déplacement de l'arc Calabro-Peloritain est de l'ordre de 350-400 km.



**Fig.25:** Schéma structural du Bassin et de l'Arc Tyrrhénien (d'après Moussat et al., 1986). 1:Précambrien et Paléozoïque; 2:Mésozoïque; 3:Paléogène; 4:Miocène; 5:Pliocène et Quaternaire; 6:volcanisme; 7:nappes de glissement; 8:isobathes en mètres; 9:principales structures distensives; 10:T1 à T6, principales structures assimilables à des failles transformantes, 11:limite probable entre la plaque apulo-africaine et le domaine tyrrhénien déduite du minimum gravimétrique et de la géométrie du front de l'allochtone; 12:extension maximale de la croûte océanique déduite des zones dépourvues de blocs de croûte continentale basculés identifiables en sismique-réflexion.

Finetti et Del Ben (1986) adoptent un modèle semblable de migration de l'arc vers l'ESE de l'ordre de 300 km. Ils proposent une reconstitution cinématique prenant en compte les résultats du Leg 107 d'ODP. Au Tortonien (fig. 26A), les Apennins et l'orogène Maghrébin formaient un seul arc continu avec une protubérance au niveau de la Calabre qui serait due au processus de rifting dans le fossé Cornaglia. Durant l'ouverture sud-tyrrhénienne (fig. 26B) l'Apennin méridional subit une rotation antihoraire d'environ 35° par rapport à l'Apennin septentrional. Des failles d'orientations variées, sénestres dans l'Apennin méridional (ex: Palinuro-Policastro) et dextres au Sud (ex: Taormina) permirent au bloc Calabrais de migrer

vers l'ESE en même temps que s'ouvrait en "pull-apart" le canal sicilien. La marge sicilienne est affectée par des failles dextres qui tronquent le système Maghrébin et provoquent des rotations horaires de blocs. Une rotation antihoraire modeste de l'Apulie au Plio-Quaternaire détermine des déformations décrochantes au Nord du Gargano. A la fin du Pliocène (fig. 26C) la plus grande partie du bassin océanique Marsili est créée mais l'ouverture continue au Pléistocène inférieur (fig. 26D).

Sartori (1990) propose que le déplacement de l'ouverture du bassin s'est accompagné par un changement d'organisation des contraintes. Pendant un premier épisode du Tortonien supérieur au Pliocène moyen (de 9 à 2,5 Ma), les failles listriques de la marge Sarde, en grande partie N-S à N10 (fig. 1), suggèrent que les contraintes extensives étaient orientées E-W à N100 (Sartori, 1988). Cette direction semble corroborée par la distribution du volcanisme pliocène (surtout Pliocène moyen) tholéitique et alcalin, souvent mis en place le long de fractures orientées N-S. Les failles transformantes seraient alors principalement E-W à N100 (fig. 1). La forme triangulaire de la zone océanique de Vavilov serait due à la propagation vers le Nord de la croûte entre le Messinien et le Pliocène moyen, associée à une rotation antihoraire de la marge Tyrrhénienne sud-apenninique.

L'étirement reprend au Pliocène moyen-supérieur. Il est surtout confiné à la Mer Tyrrhénienne sud-orientale. Cependant, ses effets sont ressentis dans tout le Bassin Tyrrhénien jusqu'à la Sardaigne par le rajeunissement de vieilles structures et dans des édifices volcaniques. Lors de ce second épisode, les contraintes ont subi une rotation horaire de 20-30° et sont orientées N110-130, comme l'indiquent les indices tectoniques et la distribution des édifices volcaniques Tyrrhéniens. Les failles transformantes seraient alors normales à l'arc Calabro-Péloritain (fig. 2).

Sartori (1990) établit un parallèle entre ce changement de contraintes dans le temps et le changement de direction du lambeau lithosphérique en subduction sous la Mer Tyrrhénienne: N-S dans la partie la plus profonde, NE-SW dans la partie superficielle (Ritsema, 1979).

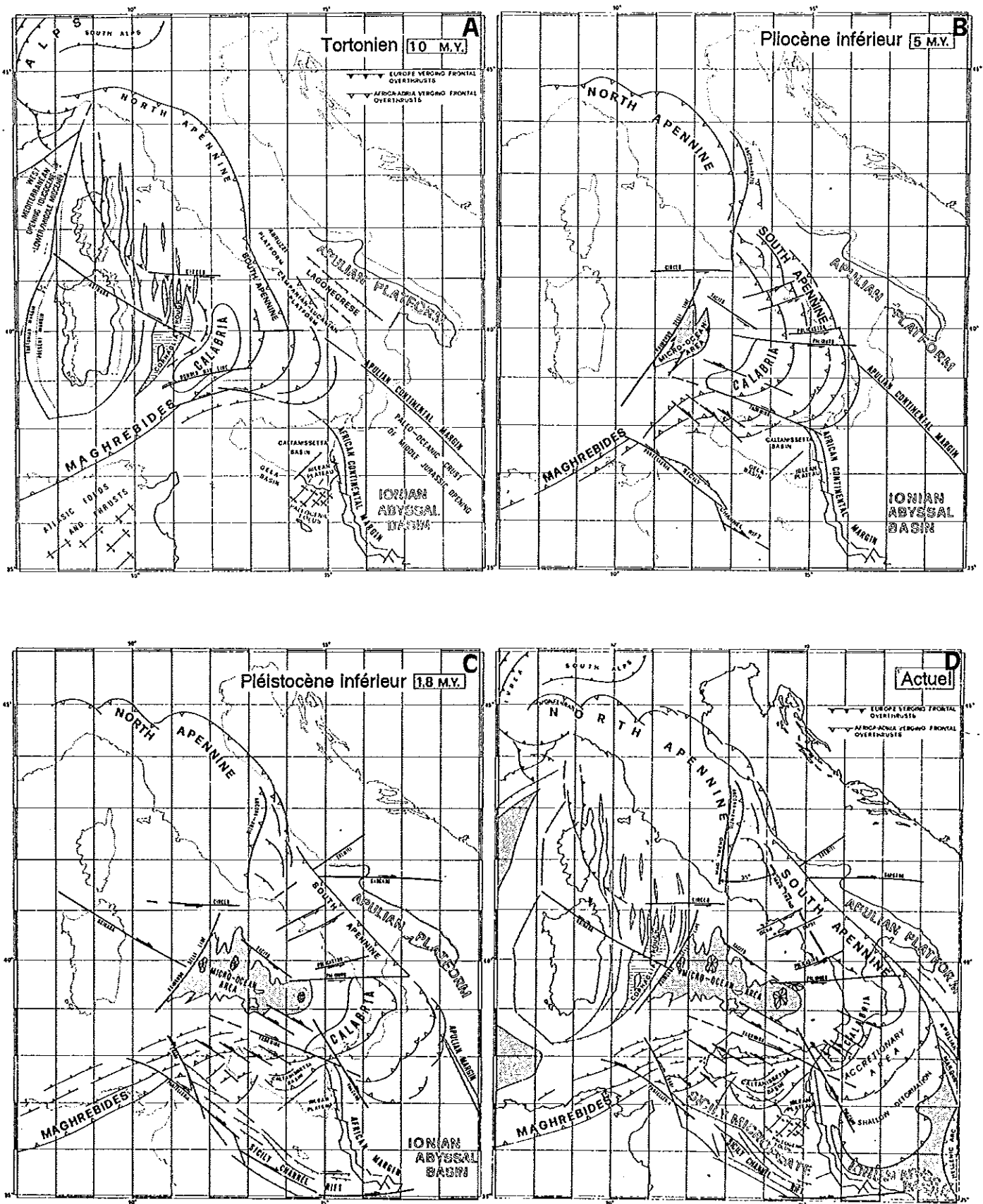


Fig.26: Modèle de reconstruction cinématique de l'ouverture tyrrhénienne (d'après Finetti et Del Ben, 1986).

#### 4) Corrélations entre ouverture tyrrhénienne et orogène apenninique.

Le Leg 107 d'ODP a montré que le Bassin Tyrrhénien s'est formé au cours de plusieurs événements à partir du Tortonien supérieur. Pendant la même période, les chaînes péri-tyrrhéniennes ont continué à être déformées. Leur évolution, généralement considérée discontinue, est enregistrée et datée par des discordances et hiatus séparant des cycles sédimentaires: discontinuité tortonienne, intra-messinienne, pliocène inférieur, pliocène moyen, pliocène supérieur-pléistocène inférieur et peut-être pléistocène (Patacca et Scandone, 1989; Sartori, 1988; 1990).

Sartori (1988; 1990) a tenté de corréler les déformations de la Mer Tyrrhénienne, qu'il considère être la "zone source de la tectonique", avec les cycles sédimentaires et les déformations de l'ensemble des orogènes péri-Tyrrhéniens (fig. 24). Il estime que les discordances ou hiatus de sédimentation ne dépassent pas quelques centaines de milliers d'années, tandis que la sédimentation continue peut dépasser un million d'années.

Il a montré que les périodes de subsidence continue et de sédimentation dans les parties internes (grabens et demi-grabens) et externes (avant-fosse et bassins satellites synchevauchement (Ricchi Lucchi, 1986) des orogènes, sont corrélables avec les périodes majeures de rifting du bassin Tyrrhénien (fig. 24, périodes de rifting tortonien supérieur-messinien et messinien-pliocène inférieur).

Les hiatus et discordances dans les chaînes sont plus difficilement corrélables avec les déformations Tyrrhéniennes. Ils peuvent correspondre à une fin de rifting (et un début d'accrétion océanique) dans le Bassin Tyrrhénien. Ils représenteraient des périodes de translation d'unités allochtones dans les zones externes de la chaîne (ex: phase de la zone à *G. punctulata*, de Patacca et Scandone, 1989). Ils pourraient aussi être corrélés à une accélération de subsidence dans les bassins. Ils correspondraient alors à une forte subsidence ou un fort soulèvement de la chaîne (réajustement isostatique) (fig. 24).

Ainsi, après la phase compressive tortonienne, considérée comme la dernière phase de compression généralisée, survient un événement fini-miocène. A cet événement intra-messinien, sont attribuées des discordances dans l'Apennin septentrional et en Sicile, ainsi que des transports orogéniques dans les Apennins septentrional et central, de même qu'un fort rejet dextre le long de la ligne Ancona-Anzio (Castellarin et al., 1978). Il est corrélé avec l'arrêt du rifting dans la terrasse Cornaglia et avec la mise en place probable de croûte océanique.

L'événement du Pliocène inférieur (de la zone *G. punctulata*) correspond à une avancée des chevauchements dans l'Apennin septentrional (Pieri et Groppi, 1981; Castellarin et Vai, 1986; Patacca et Scandone, 1987), ainsi qu'à un mouvement dextre le long de la ligne Ortona-Roccamonfina (Locardi, 1986). Il est également associé à un approfondissement de l'avant-pays Apulien indiquant que des portions de l'Apennin méridional se sont déplacées vers l'avant-fosse (Casnedi et al., 1982). Cet événement

pliocène inférieur est corrélé avec la fin du rifting et avec le début de l'expansion dans le Bassin Vavilov.

La discordance du Pliocène moyen (sous-zone G. aemiliana, base de la zone G. crassaformis; Patacca et Scandone, 1987), contemporaine de transports dans tout l'Apennin (Locardi 1986; Casnedi et al, 1982), correspond à la fin de la mise en place de la croûte océanique du Bassin Vavilov et à la flexure de la marge Sarde-Orientale.

Les discordances du Pliocène supérieur (zone G. inflata) et du Pléistocène (Patacca et Scandone, 1987) semblent correspondre à la fin du rifting et à une forte subsidence du bassin.

D'autre part, Sartori (1988; 1990) corrèle le déplacement du processus d'ouverture du Bassin tyrrhénien et son changement du champ de contraintes à un changement dans le style des déformations des chaînes pérityrrhéniennes. Notamment, sous la plaine du Pô, la déformation en séquence observée jusqu'au Pliocène moyen, cesse presque complètement et des fronts du Pliocène supérieur au Pléistocène se développent 40 à 50 km à l'intérieur des fronts du Pliocène moyen (Castellerin et Vai, 1986).

## E. Conclusions

### 1) Présentation des problèmes

De cette revue bibliographique, on dégage un certain nombre de problèmes:

- Le rôle de la subduction continentale et océanique dans la tectonique de l'Apennin. Les données de géophysique (sismique profonde et gravimétrie) nous montrent que la lithosphère Adriatique plonge sous l'Apennin. Ce plongement crée le bassin flexural de l'avant-fosse et le bombement flexural Gargano-Murge, caractérisés par des anomalies positives et négatives typiques des zones de convergence (Royden et Karner, 1984).

Toutefois, aucun raccord n'est mis en évidence entre le plongement de cette lithosphère et la zone de Wadati-Benioff large de 200km qui plonge vers le Nord-Ouest à partir de l'arc Calabrais. En outre, la sismicité de l'arc Calabrais ne serait pas liée à un processus de subduction active, mais à la déformation d'une vieille zone de subduction (Mac Kenzie, 1972, Gasparini et al., 1982).

-Les modèles paléogéographiques. Le modèle de l'école napolitaine, à trois plates-formes, repose essentiellement sur des arguments stratigraphiques. Ceux-ci sont indéniables, en particulier la présence dans la série abruzzo-campanienne de bauxite et de flysch Tortonien, absent dans la série campano-lucanienne. Néanmoins, les observations structurales de terrain et de sub-surface faites par Mostardini et Merlini (1986) et par Casero et al. (1991) apportent des arguments solides en faveur d'un modèle à deux plates-formes. L'interprétation du Mt. Alpi est plus crédible suivant ce dernier modèle. En outre, ce modèle à deux plates-formes, plus simple, rend mieux compte de la symétrie cylindrique actuelle de la chaîne. Bien qu'il n'explique pas les différences des séries stratigraphiques abruzzo-campaniennes et campano-lucaniennes, il est actuellement le plus satisfaisant.

-L'âge de la déformation. Il est établi d'après le modèle du Bassin Irpinien miocène supposé syn-tectonique. Ce modèle propose des phases tectoniques burdigaliennes à tortoniennes, contemporaines du remplissage du bassin. Si on choisit le modèle paléogéographique à deux plates-formes, on considère que les unités campano-lucaniennes et abruzzo-campaniennes appartiennent au même domaine géographique situé à l'Ouest du bassin de Lagonegro. Or, tous les auteurs admettent que la déformation, en migrant d'Ouest en Est, n'atteint l'unité de la plate-forme campano-lucanienne (Monts du Matese) qu'au Tortonien. L'adoption du modèle à deux plates-formes implique donc que le Bassin Lagonegro, devenu le bassin Irpinien au Miocène, ait été déformé principalement après le Tortonien, c'est à dire après son remplissage.

Des données de subsurface sont en accord avec l'hypothèse d'une importante tectonique post-Tortonien. Le puits de Contursi (Dondi et Papetti, 1965) indique en effet la présence de terrains messiniens sur la plate-forme orientale et sous les unités du Bassin Lagonegro, à plus de 50 km du front de la chaîne (Casero et al., 1988). Ce puits permet de souligner l'importance des mouvements post-Messiniens et constitue un fort argument en



faveur de l'hypothèse d'une déformation récente du Bassin Lagonegro. Si cette hypothèse se confirme, l'essentiel de la déformation des unités affleurant dans la péninsule d'Italie méridionale doit être considérée comme contemporaine de l'ouverture tyrrhénienne (Tortonien supérieur-Pleistocène, Mascle et Rehault, 1990; Sartori, 1990). Les zones déformées antérieurement seraient à présent principalement dans la mer Tyrrhénienne.

L'existence de bassins flottants dits "piggyback". Roure et al. (1991) proposent que les bassins messiniens à pliocènes soient des bassins "piggyback", c'est à dire syn-compressifs. Cette hypothèse va également dans le sens d'une déformation compressive essentiellement messinienne et pliocène. Elle implique une activité de chevauchements durant le Pliocène, ce qui s'oppose à l'hypothèse couramment admise du transport massif de l'empilement de nappes sur l'avant-pays pendant cette même période (par ex. D'Argenio et al., 1975). Mais des données de subsurface viennent à l'appui de cette nouvelle hypothèse, en particulier les profils sismiques de bassins Pliocènes comparables à ceux des bassins "piggyback" de l'Italie septentrionale (plaine du Pô).

## 2) Objectifs de cette étude

L'objectif fondamental de l'analyse microtectonique présentée ci-après est la détermination des paléocontraintes responsables de l'évolution de l'Apennin méridional.

La détermination des forces compressives liées au développement de cette chaîne sera une priorité. Mais le modèle d'évolution des bassins pliocènes, en tant que bassins "piggyback" (syn-chevauchement) sera également abordé en terme de contraintes.

Ce travail aura également comme objectif de caractériser et dater les épisodes récents de déformation. Puisque l'analyse des paléocontraintes est fondée sur des mesures de plans de failles striés, elle permettra d'évaluer l'importance relative de la fracturation et de la déformation des épisodes anciens et récents et par là de conforter tel ou tel modèle.

Le cadre particulier de cette chaîne, à proximité d'une zone de subduction et d'une aire océanique, rend la détermination des paléocontraintes particulièrement intéressante. L'évaluation des contraintes devrait permettre de mettre en évidence le rôle respectif de la subduction (active ou passive), de la convergence Afrique/Europe et de l'ouverture tyrrhénienne dans la formation de l'Apennin. A cette fin, un effort particulier sera fait pour chercher des relations entre compressions et distensions.

Les analyses microtectoniques antérieures ont révélé l'existence d'une déformation polyphasée, jusque dans le Quaternaire. Elles ont montré que l'analyse de paléocontraintes dans cette région, a priori complexe, doit passer par une étude détaillée des séries détritiques plio-quaternaires, associée à une datation fine. Les datations présentées dans ce travail ont été réalisées par C. Müller à partir des flores de nannoplancton. Comme on le verra dans la suite de ce travail, la recherche d'une interaction entre datations stratigraphiques, grandes structures (notamment pour les bassins) et détermination de paléocontraintes en tectonique cassante joue un rôle fondamental pour une meilleure compréhension géodynamique de la chaîne étudiée.

# Chapitre II: L'analyse de la tectonique cassante, les méthodes

## A. Rappel des méthodes

### 1) Notions de contraintes

#### a) Définitions

Les contraintes:

Toute déformation résulte de forces. Une force  $df$  étant appliquée sur un élément de surface  $dS$ , lorsque  $dS$  tend vers zéro, le rapport  $df/dS$  tend vers  $F$  correspondant à la densité de force.  $F$  est alors appelé vecteur contrainte s'exerçant sur une facette  $dS$ . La contrainte est exprimée en unité de force par unité de surface:  $N/m^2$  ou  $Pa$ , plus généralement en  $MPa$  ( $1 MPa=10^6 Pa=10 bar$ ).

Les contraintes tectoniques dont l'étude est visée ci-après sont déterminées par les efforts tectoniques susceptibles de se développer dans l'écorce terrestre.

Tenseur de contrainte, axes principaux de contraintes:

La grandeur et l'orientation du vecteur contrainte en un point dépendent de l'orientation de la facette sur laquelle il s'exerce. Dans le cas général la force est oblique par rapport à la surface sur laquelle elle s'applique. On peut alors la décomposer suivant une contrainte normale ( $\sigma$ ) et une contrainte tangentielle, cisailante ( $\tau$ ) (fig. 27).

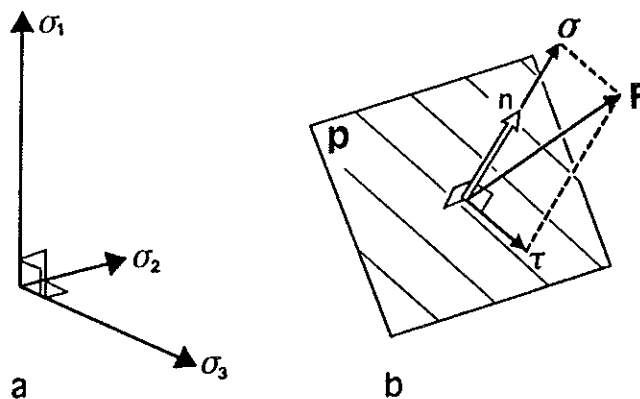


Fig.27: Plan de faille et état de contraintes (d'après Angelier, 1989a). a, axes principaux des contraintes orthogonales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ . b, plan de faille  $P$  avec sa normale  $n$ ; la contrainte  $F$  exercée sur  $P$  se décompose en contraintes normale ( $\sigma$ ) et tangentielle ou cisailante ( $\tau$ ).

On connaît l'état de contrainte en un point si on connaît le vecteur contrainte s'exerçant sur une facette quelconque passant par ce point. En particulier, la connaissance des contraintes s'exerçant sur trois facettes perpendiculaires détermine parfaitement l'état de contrainte en un point. La contrainte ( $F$ ) (fig. 28A) exercée sur la facette perpendiculaire à  $x$

peut être caractérisée par ses composantes suivant les axes  $x, y, z$ :  $\sigma_x, \tau_{xy}, \tau_{xz}$ , et peut être représenté matriciellement (fig. 28B). De même la contrainte exercée sur la facette perpendiculaire à  $y$  et celle sur la facette perpendiculaire à l'axe  $z$  ont pour coordonnées  $\tau_{yx}, \sigma_y, \tau_{yz}$  et  $\tau_{zx}, \tau_{zy}, \sigma_z$  respectivement. On démontre que ces neuf valeurs peuvent être réduites à six valeurs indépendantes qui peuvent être écrites sous forme de matrice (tableau de nombres) (fig. 28C). Dans un système de coordonnées choisi, cette matrice représente un être mathématique appelé tenseur, lui-même indépendant de ce repère.

Il existe, dans le cas général, trois plans perpendiculaires pour lesquels le vecteur contrainte se réduit à une contrainte normale  $\sigma$ . Ces trois contraintes normales sont appelées contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale,  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  respectivement, avec  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ . Si on choisit ces trois plans particuliers comme trièdre de référence, le tenseur de contrainte a la représentation matricielle de la figure 28D, puisque les contraintes cisailantes sont nulles. Connaissant le tenseur de contrainte  $T$ , on peut calculer la contrainte  $F$  exercée sur un plan de normale  $n$ , par l'opération:  $F=T.n$ .

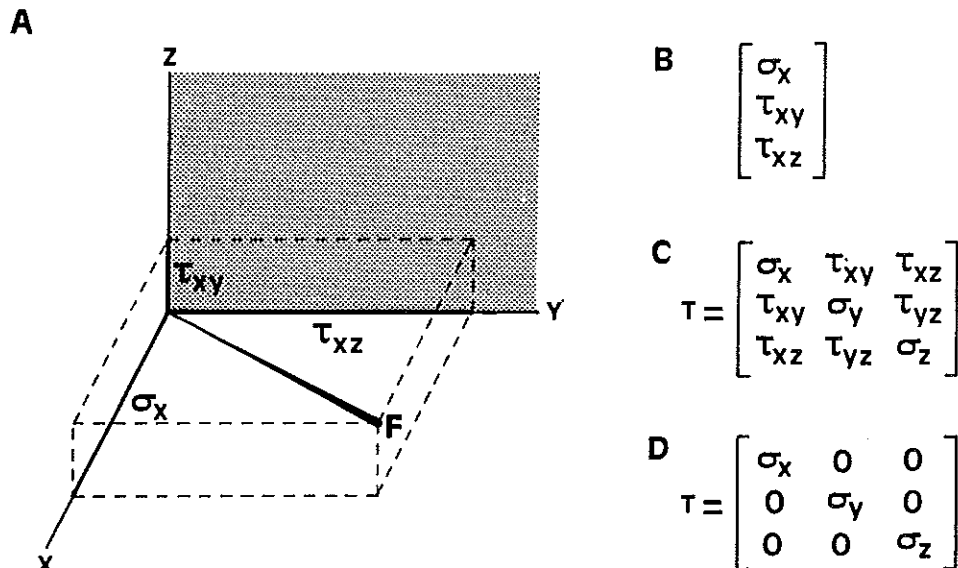


Fig.28: Composantes de la contrainte (F) et représentation matricielle dans un système de référence (voir explications dans le texte).

## b) Représentation géométrique des tenseurs de contraintes

### Ellipsoïde des contraintes:

C'est le lieu de l'extrémité du vecteur contrainte  $F$  appliqué au point  $M$  lorsque la facette tourne autour de ce point (fig. 29). L'ellipsoïde possède trois axes de symétrie orthogonaux qui correspondent aux trois contraintes principales  $\sigma_1, \sigma_2$  et  $\sigma_3$ . Il possède trois plans de symétrie, ou plans principaux, perpendiculaires entre eux, pour lesquels la composante tangentielle de la contrainte est nulle. Ces plans ont des normales qui correspondent respectivement aux trois axes principaux des contraintes (fig. 29).

Un état de contrainte quelconque peut être décomposé en deux parties: une partie correspondant à la contrainte isotrope  $\sigma_i = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ , et une partie appelée contrainte déviatorique caractérisée par  $\sigma_1 = \sigma_1 - \sigma_i$ ,  $\sigma_2 = \sigma_2 - \sigma_i$ ,  $\sigma_3 = \sigma_3 - \sigma_i$ , avec  $\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0$ .

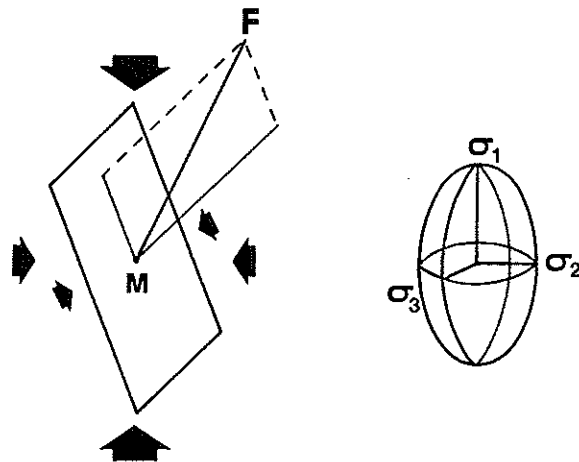


Fig.29: Représentation d'un tenseur de contraintes par un ellipsoïde des contraintes.

**Diagramme de Mohr:**

En deux dimensions (fig. 30A), le cercle de Mohr est le lieu de l'extrémité du vecteur contrainte dans le repère  $(\sigma, \tau)$  fixe par rapport à la facette lorsque celle-ci tourne autour du point M. On appelle  $\theta$ , l'angle entre la direction principale  $\sigma_1$  et la facette.

En trois dimensions (fig. 30B), on démontre que l'extrémité du vecteur contrainte dans le plan  $(\sigma, \tau)$  se déplace dans un triangle curviligne limité par les cercles de diamètres  $\sigma_1 - \sigma_2$ ,  $\sigma_2 - \sigma_3$ ,  $\sigma_1 - \sigma_3$ . En particulier, l'extrémité du vecteur F s'exerçant sur les différentes facettes contenant un axe principal ( $\sigma_3$ ,  $\sigma_2$  ou  $\sigma_1$ ), se déplace sur les cercles de diamètres  $\sigma_1 - \sigma_2$ ,  $\sigma_1 - \sigma_3$ ,  $\sigma_2 - \sigma_3$  (respectivement).

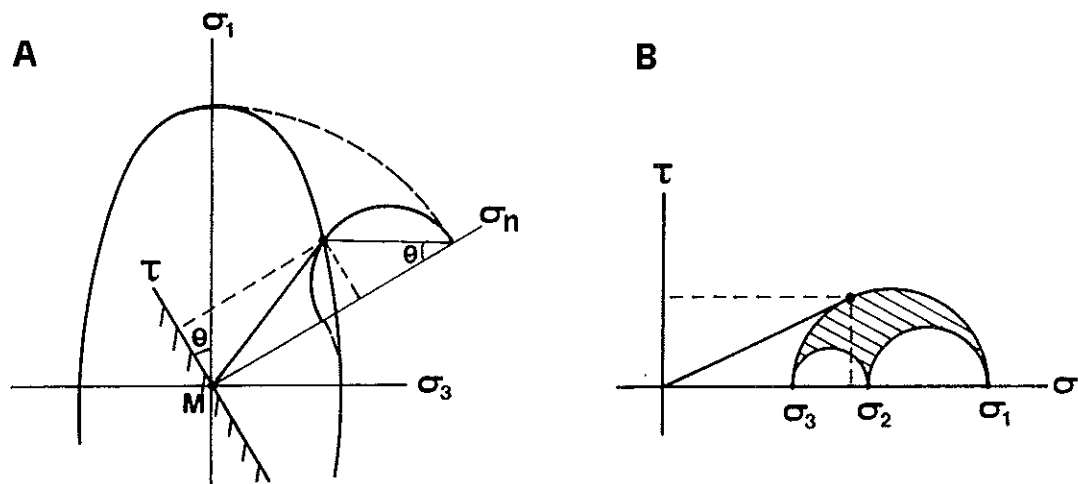


Fig.30: Représentation des contraintes en deux dimensions par un diagramme de Mohr. A: Relations géométriques entre l'ellipsoïde des contraintes et le diagramme de Mohr. B: Positions de l'extrémité du vecteur contrainte sur le diagramme de Mohr (zone hachurée).

## 2) Etat de contrainte et jeux de failles

Deux cas fondamentaux sont à considérer suivant que la roche est pourvue ou non de discontinuités préexistantes.

### a) Cas d'une roche non pré-fracturée

Dans le premier cas, l'apparition de failles néoformées est conforme aux lois de la mécanique des roches. Quand le seuil de rupture est atteint, il apparaît deux familles de cassures conjuguées, avec un angle  $2\theta$  inférieur ou égal à  $90^\circ$  (fig. 31A). L'axe de la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  appartient au plan bissecteur du plus petit angle entre les deux familles de cassures. La valeur de l'angle  $2\theta$  varie en fonction du matériau, mais aussi avec la valeur de  $\sigma_i$  (contrainte isotrope); lorsque  $\sigma_i$  est fort, ( $2\theta$ ) est proche de  $45^\circ$ .

Lorsque plusieurs essais en laboratoire sont effectués à différentes pressions de confinement, on peut tracer une courbe de rupture caractéristique du matériau. Cette courbe ou enveloppe de Mohr représente le lieu des points de rupture. A la rupture, les contraintes  $\sigma_n$  et  $\tau$  obéissent au "critère de rupture":  $\tau = \tau^\circ + \sigma_n \operatorname{tg} \theta$  ( $\tau^\circ$ : cohésion;  $\theta$ : angle de frottement interne, variant en fonction de la contrainte normale).

Par analogie avec les résultats des expériences de mécanique des roches, Anderson (1942) a proposé une interprétation des fentes de tension et failles conjuguées observables dans la nature permettant de retrouver l'orientation des axes de paléocontraintes. Les deux familles de failles conjuguées contiennent l'axe  $\sigma_2$  et ont pour bissectrice de l'angle aigu et de l'angle obtus les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ , respectivement (fig. 31B).

La reconnaissance de familles de failles conjuguées est fondée sur trois critères (Angelier, 1979a) (Fig. 31B):

- les familles de failles doivent porter des stries perpendiculaires à leur intersection;
- le sens de mouvement est distribué symétriquement de façon que l'angle aigu entre les plans de failles contienne la direction de raccourcissement;
- la valeur de l'angle aigu entre ces deux familles doit être conforme aux propriétés mécaniques de la roche au moment de la création des failles (le plus souvent entre  $50^\circ$  et  $70^\circ$ ).

Dans le cas des failles néoformées conjuguées, l'orientation des failles et le pitch des stries sont imposés par l'état de contrainte responsable de leur apparition.

### b) Cas d'une roche pré-fracturée

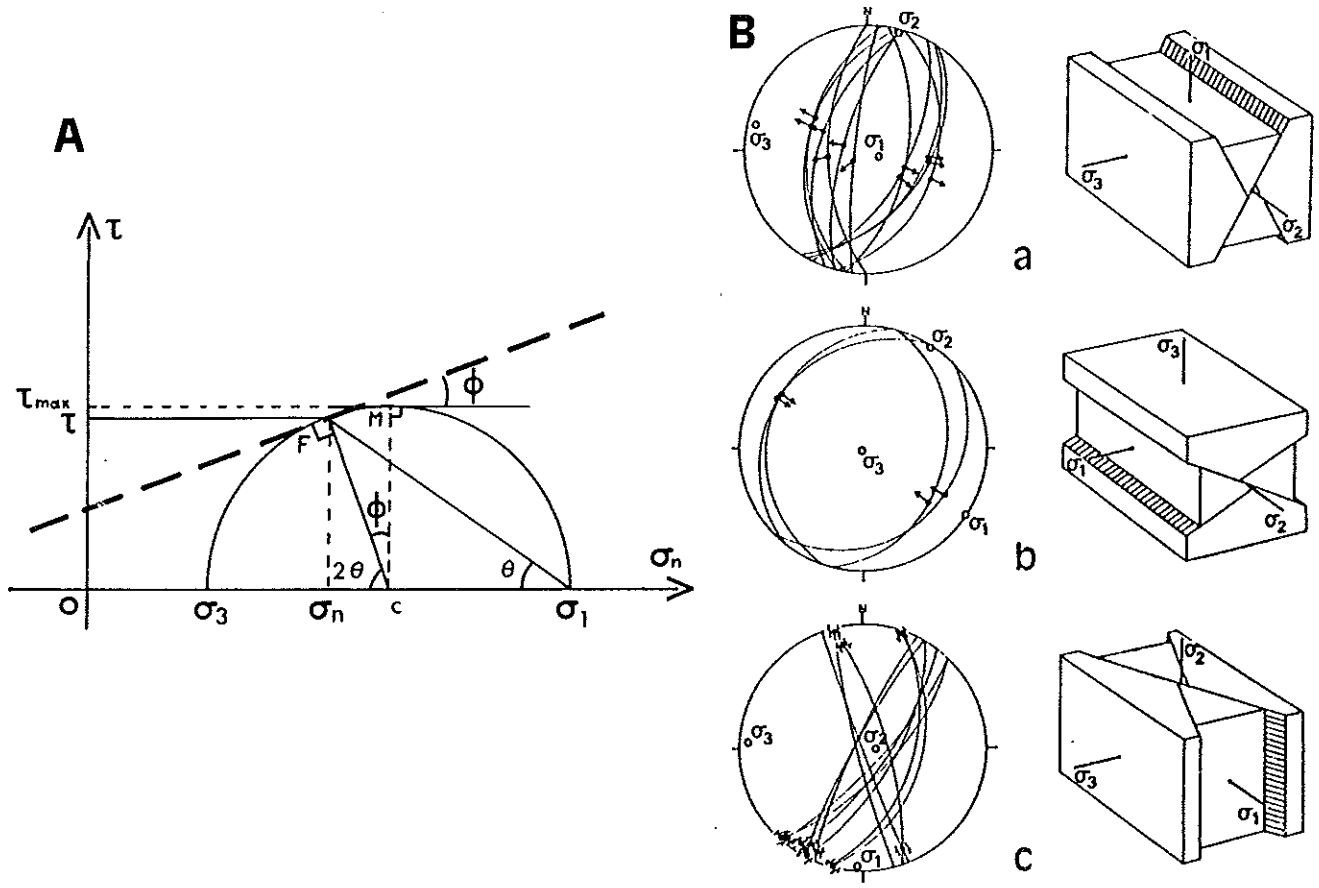
Si la roche est pourvue de discontinuités préexistantes (diaclasses, anciennes failles, plans de schistosités, etc.), on pourra observer tout de même la formation de failles néoformées conjuguées, mais de plus certaines discontinuités bien orientées par rapport aux axes principaux des contraintes pourront jouer comme failles. Les contraintes normales ( $\sigma_n$ ) et tangentielles ( $\tau$ ) suivent un "critère de frottement":  $\tau = \mu \cdot \sigma_n$ , où  $\mu$  est le coefficient de

frottement sur la surface considérée. En l'absence de cohésion, il sera donc plus facile d'activer un plan que d'en créer un.

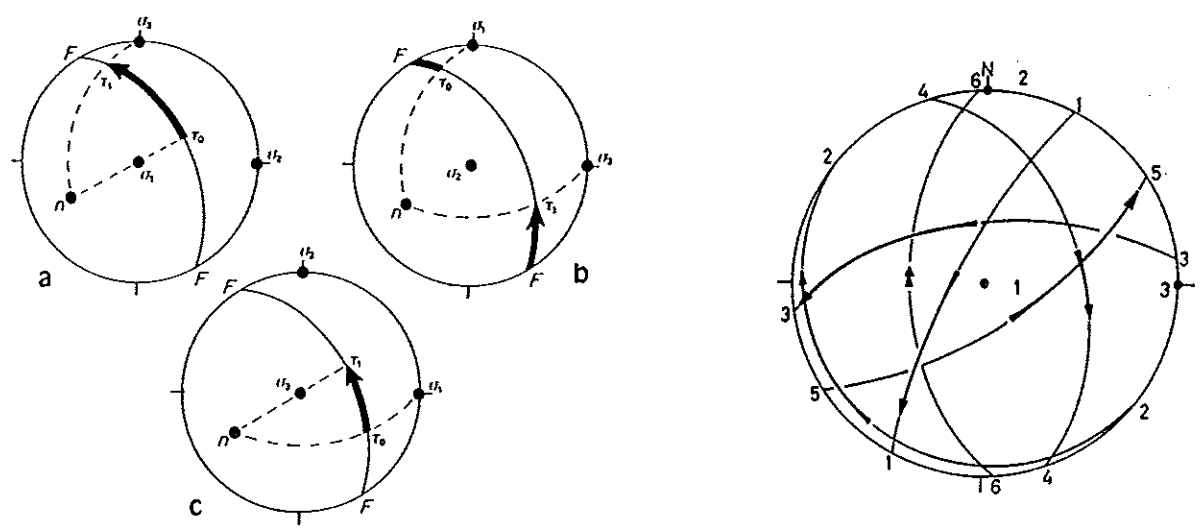
Les principes de base de la détermination de la direction de mouvement sur tout plan préexistant en fonction de l'état de contrainte furent formulés par Wallace (1951) et Bott (1959). Le glissement se produit le long du plan de faille dans la direction et le sens de la contrainte résolue maximum (contrainte tangentielle ou cisailante maximum  $\tau$  (fig. 27). Cette contrainte tangentielle peut être calculée puisqu'il s'agit de la composante tangentielle sur le plan de faille de la contrainte appliquée au plan. Notons que la direction et le sens de glissement dépendent de l'orientation des contraintes principales  $\sigma_1, \sigma_2$  et  $\sigma_3$ , mais aussi de leur rapport exprimé par le facteur  $\Phi$  (Angelier, 1975):  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , donc  $0 \leq \Phi \leq 1$ .

Les constructions géométriques de la figure 32 permettent de se rendre compte du rôle du rapport  $\Phi$ . Dans le cas où  $\Phi=0$ , c'est à dire  $\sigma_2 = \sigma_3$ , la contrainte tangentielle sur un plan donné est parallèle à la projection orthogonale de l'axe  $\sigma_1$  sur ce plan et le sens de cisaillement est tel que suivant la direction de  $\sigma_1$  il y a compression (fig. 32a, b et c). Dans le cas où  $\Phi=1$ , c'est à dire  $\sigma_2 = \sigma_1$ , la contrainte tangentielle est parallèle à la projection orthogonale de l'axe  $\sigma_3$  (fig. 32a, b et c). Dans les cas intermédiaires où  $0 \leq \Phi \leq 1$  le cisaillement occupe une position intermédiaire entre ces deux positions extrêmes et les constructions graphiques sont trop complexes pour être utilisables en routine.

La figure (32d) montre que lorsque  $\Phi$  varie de 0 à 1, la valeur de l'angle balayé par la contrainte tangentielle dépend de l'orientation du plan de faille dans le trièdre des contraintes principales. Un cas particulier est celui où le plan de faille contient l'axe principal intermédiaire  $\sigma_2$  (cas des failles conjuguées néoformées). Si on effectue la même construction que précédemment on remarque que les projections orthogonales de  $\sigma_1$  et de  $\sigma_3$  sur le plan de faille sont confondues. Dans ce cas, le cisaillement ne change pas lorsque le rapport  $\Phi$  varie. Ceci explique pourquoi les failles conjuguées, seules, ne permettent pas de calculer le rapport  $\Phi$  des contraintes (Angelier, 1979a)



**Fig.31: Etats de contraintes et fracturation des roches.**  
**A:** Représentation sur diagramme de Mohr de la contrainte à la rupture (point F) (d'après Blés et Feuga, 1981).  $\theta$ : angle expérimental entre la contrainte maximale et le plan de rupture.  
**B:** Trois systèmes de failles conjuguées néoformées observables sur le terrain et positions respectives des axes de contraintes principales  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  (d'après Angelier, 1989a). a, failles normales. b, failles inverses. c, décrochements. A gauche, plans de failles striés en projection de Schmidt, hémisphère inférieure d'après quelques exemples égéens. A droite, blocs-diagrammes simplifiés correspondants.



**Fig.32: Axes de contraintes et jeu d'une faille** (d'après Angelier, 1989a). le plan de faille, F, est représenté en trait fin (projection de Schmidt); sa normale est n.  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ , axes principaux des contraintes. Lorsque le rapport  $\Phi$  croît de 0 à 1, c'est à dire que  $\sigma_2$  croît de  $\sigma_3$  à  $\sigma_1$ , la contrainte tangentielle balaie le plan de faille de la position  $\tau_0$  à la position  $\tau_1$ .  
a,  $\sigma_1$  vertical, donc jeu normal. b,  $\sigma_2$  vertical, donc jeu décrochant. c,  $\sigma_3$  vertical, donc jeu inverse. d, positions possibles des stries pour six plans de faille de géométrie différente pour des orientations communes des axes de contraintes (d'après Angelier et Mechler, 1977).

### 3) Reconstitution d'un état de contrainte

#### a) Le problème

Le problème inverse du précédent est de déterminer un état de contrainte moyen à partir de mesures des plans de failles striés observés sur le terrain. Dans un site de mesures, de façon générale, coexistent des failles néoformées et des failles héritées. Rappelons que lorsque deux familles de failles conjuguées néoformées sont identifiées, l'orientation des axes de contrainte peut être déterminée de façon géométrique (cf. supra et fig. 31B). Cependant, la prise en compte de l'ensemble des données est plus satisfaisante puisqu'elle permet:

- d'augmenter le nombre de mesures disponibles et donc de mieux contraindre le résultat;
- de connaître l'orientation des axes de contraintes dans le cas où les failles conjuguées manquent;
- de déterminer la valeur du rapport  $\Phi$  (le jeu des failles héritées dépendant de la valeur de ce rapport);
- de contrôler la compatibilité mécanique du jeu d'une faille héritée portant plusieurs familles de stries, et ainsi d'extrapoler l'observation d'une chronologie de strie à une chronologie de tenseur de contrainte.

A la suite de Carey et Brunier (1974), de nombreux auteurs ont mis au point et amélioré des méthodes de calcul numérique des tenseurs à partir de populations hétérogènes de failles, valables également dans le cas de populations de failles conjuguées (Angelier, 1975; Carey, 1976; Angelier et Mechler, 1977; Armijo et Cisternas, 1978; Angelier et Goguel, 1979; Angelier, 1979a et b; Etchecopar et al., 1981; Angelier et al., 1982; Angelier, 1983; 1984; Michael, 1984; Reches, 1987; Angelier, 1989b).

Ces méthodes reposent toutes sur les mêmes hypothèses fondamentales:

- la direction et le sens du jeu d'une faille sont conformes au vecteur cisaillement induit sur cette faille par le tenseur des contraintes (les interactions entre les failles sont donc négligées);
- les déformations sont sans rotation et faibles; ou plus précisément, on étudie le dernier incrément d'une déformation discontinue finie;
- les failles jouent durant le même événement tectonique et le champ de contraintes est uniforme dans tout le volume considéré (on néglige donc les variations d'orientation des contraintes, associées aux discontinuités et hétérogénéités).

Le principe de ces déterminations de contraintes est de calculer un tenseur qui rende minimale une somme de fonctions exprimant pour chaque faille l'écart entre le cisaillement calculé et la strie mesurée.

#### b) L'état de contrainte reconstitué

Un tenseur de contraintes comporte six variables indépendantes qui décrivent l'orientation des trois axes principaux et les magnitudes des contraintes principales. Toutefois, les seules



données disponibles pour un calcul sont des plans striés (c'est-à-dire la géométrie des glissements), mais pas l'amplitude des contraintes cisailantes résolues. La géométrie du glissement dépend de l'orientation des contraintes et parfois du rapport  $\Phi$ , mais on ne change pas la direction ni le sens du cisaillement par multiplication du tenseur par un scalaire positif ( $k$ ) ou par l'addition d'un état de contrainte isotrope. Si un tenseur  $T$  est solution, alors tout tenseur  $T'=kT+II$  ( $k>0$ ) ( $I$ : matrice unité) est aussi solution. On peut donc calculer un tenseur de contrainte réduit (Angelier 1975, 1979a, 1984), qui n'explique que l'orientation des axes principaux de contraintes et le rapport  $\Phi$ . Ce tenseur réduit ne contient que quatre variables indépendantes. Puisque les équations sont fonction de quatre inconnues, le calcul d'un tenseur à partir de moins de quatre mesures de failles striées différentes est impossible. En pratique, bien plus de quatre mesures sont nécessaires pour définir correctement un tenseur.

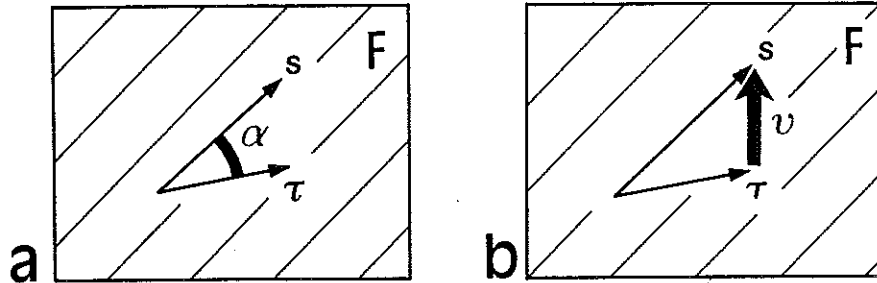
### c) Les méthodes de calcul utilisées

Cinq méthodes de calcul de tenseur de contraintes analytiques et une méthode de détermination graphique sont actuellement disponibles. Les méthodes analytiques correspondent à deux approches mathématiques différentes: des calculs itératifs ou des calculs directs.

Les méthodes itératives sont des méthodes d'exploration bi-dimensionnelles (R2DT, R2DS) ou quadri-dimensionnelles (R4DT, R4DS) (Angelier, 1975; 1979a et b; 1983; 1984). Le programme compare de façon itérative différents tenseurs et ne retient que celui qui rend minimum une fonction simple de l'angle entre contrainte cisailante et vrai vecteur glissement (fig. 33a). La détermination des quatre inconnues nécessite plusieurs cycles de calculs qui peuvent être longs. Outre la détermination du tenseur réduit, on obtient la liste des mesures avec pour chacune la valeur de l'angle entre la strie réelle et la strie calculée. On peut ainsi repérer les glissements qui ne sont pas en accord avec la solution moyenne. En fonction des observations qualitatives de terrain, ils pourront être soit négligés (cas de jeux guidés par exemple), soit séparés des autres (cas d'un polyphasage. Le calcul sera recommencé jusqu'à ce que la solution soit satisfaisante à la fois quantitativement (angle moyen entre la strie observée et la strie calculée inférieur à  $20^\circ$ ) et qualitativement (accord avec les observations naturalistes de terrain).

Dans le cas d'utilisation d'une méthode analytique directe (INVDIR, Angelier, 1990), le programme cherche la solution qui annule les dérivées partielles d'une fonction. Ceci se concrétise par la résolution analytique d'un système de quatre équations aux dérivées partielles (car il y a quatre inconnues), résolution qui est instantanée. Le temps de calcul est beaucoup plus court que pour les autres méthodes. Le critère utilisé ne dépend pas uniquement de l'angle cisaillement/glissement, mais il est aussi fonction de l'amplitude de la contrainte cisailante (en fait, il s'agit de l'amplitude relative car on détermine un tenseur réduit) (fig. 33b). Cette amplitude doit être retenue aussi grande que possible de façon à vaincre la cohésion et la friction sur les plans de failles. Pour chaque faille, on peut non seulement juger l'angle entre la strie théorique et la strie réelle, mais on peut aussi apprécier

si son activation est acceptable ou non, grâce à un indicateur: "rapport upsilon" ou RUP, qui dépend de l'angle entre les stries et de la magnitude de la contrainte cisillante. On peut ainsi contrôler l'homogénéité du résultat et repérer les failles pour lesquelles les valeurs ANG et RUP sont anormales (bons écarts: RUP 0-50% ou Ang 0-22,5°; écarts médiocres: RUP 50-75% ou Ang 22,5-45°; mauvais écarts: RUP 75-200%, ou Ang 45-180°).

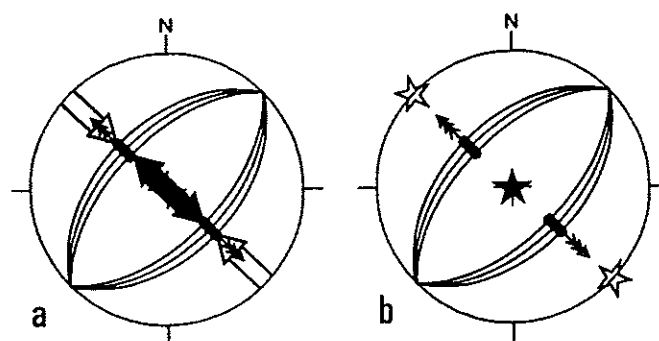


**Fig.33:** Deux critères dans le plan de faille F pris en compte dans les différentes méthodes de calcul de contraintes (d'après Angelier, 1991).

a: critère angulaire (méthodes R4DT-R4DS,  $\alpha$  minimum); s, vecteur strie;  $\tau$ , contrainte tangentielle imposée par le tenseur des contraintes.

b: critère mixte (méthode INVD,  $v$  minimum).

La méthode de détermination directe INVDIR présente des avantages sur les méthodes itératives: un calcul plus rapide et une meilleure détermination de la position des axes en particulier pour une population constituée uniquement de failles conjuguées. En effet l'utilisation du critère de l'angle cisaillement/strie réelle rendu minimum, qui est utilisé par les méthodes itératives (R4DT, R4DS, R2DT, R2DS), permet de fixer un axe intermédiaire unique, mais laisse une indétermination sur la position des axes extrêmes à l'intérieur d'un certain angle (fig. 34a). Au contraire avec l'utilisation du critère RUP (méthode INVDIR), il n'existe qu'une solution, celle où la contrainte cisillante moyenne est maximale (fig. 34b).



**Fig.34:** Différence de résultats des méthodes R4DT-R4DS et INVD pour des failles normales conjuguées. a: méthodes R4DT-R4DS: axes calculés variant suivant les grosses flèches (blanche pour  $\sigma_3$ , noire pour  $\sigma_1$ ). b: méthode INVD: solution unique pour les axes  $\sigma_3$  (étoile blanche) et  $\sigma_1$  (étoile noire).

Néanmoins, des essais montrent que dans les cas ordinaires il n'y a pas de différence significative entre les résultats obtenus par ces différentes méthodes. C'est la méthode INVDIR qui a été utilisée dans la presque totalité des traitements. Ce choix a été fait notamment en raison de l'abondance des sites comportant des failles conjuguées.

## B. Exemples de traitements

Près de deux cents sites ont permis d'effectuer des calculs de tenseur (Pl. 1). Leur nombre empêche de les présenter tous en détail. Quelques-uns, qui illustrent les méthodes de traitement, sont présentés ci-après. D'autres, qui présentent un intérêt particulier dans l'étude régionale, seront commentés dans le développement des résultats. Néanmoins, les résultats de tous les sites, détaillés dans le texte ou non, sont consignés dans l'annexe. Afin de simplifier leur localisation sur la carte, les sites sont nommés en fonction de leur position géographique. Ainsi, le terrain d'étude a été divisé en trois régions correspondant à des contextes géologiques différents: avant-pays, zone des unités de bassin, zone des unités calcaires de la plate-forme occidentale (Pl. 1). L'appartenance des sites à ces zones sera signalée dans leur nom par "AVP", "UB", "PFW", respectivement. Une division purement arbitraire permet le découpage du terrain d'étude en trois segments NE-SW. L'appartenance d'un site à un de ces segments sera signalée dans les premiers caractères de son nom: "I", "II", "III". Le terrain est alors découpé en neuf régions et le dernier chiffre du nom de site correspond au numéro du site, dans sa région.

Dans l'analyse d'une population de faille, deux cas se présentent:

- ou bien la population de failles semble pouvoir être expliquée par un unique tenseur de contraintes et le traitement le confirme; le site sera alors dit simple;
- ou bien la population de failles est très hétérogène et il existe des structures polyphasées; le traitement peut alors être complexe et long.

### 1) Exemples de sites simples

#### Exemple du site IUB15:

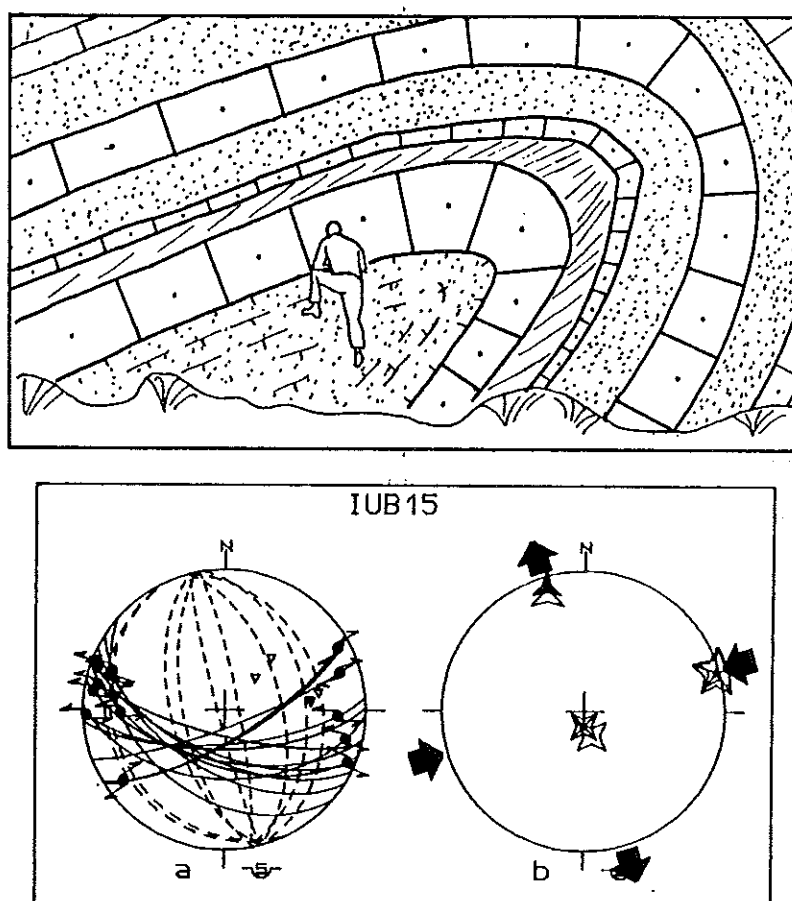
La station de mesures IUB15 est située dans le secteur I, dans le domaine des unités de bassin Lagonegro-Molisan (UB), au front des unités carbonatées (Pl. 1). Ce site 15 correspond à une excavation faite pour la construction d'une maison dans une série du Miocène supérieur qui est ici plissée. Il illustre une relation entre tectonique cassante et plicative.

Cet affleurement permet d'observer un pli décamétrique dans des calcarénites sableuses en bancs pluri-décimétriques. L'axe du pli est horizontal, de direction NNW-SSE. Il existe également une déformation cassante et toutes les failles observées sont des décrochements décimétriques dextres (de direction ENE-WSW) et sénestres (de direction E-W à NW-SE) (fig. 35). Ces failles étaient a priori compatibles avec un unique tenseur de contraintes et le calcul l'a confirmé en donnant l'orientation des contraintes, leur plongement et la valeur du rapport  $\Phi$ :

- $\sigma_1$  (étoile à cinq branches) N072°, 0°,
- $\sigma_2$  (étoile à quatre branches) N162°, 75°,
- $\sigma_3$  (étoile à trois branches) N342°, 15°,
- $\Phi=0,366$ , RUP=35, Ang=9°.

On constate que l'axe  $\sigma_1$  est perpendiculaire à l'axe du pli. Le tenseur calculé correspond probablement à un épisode cassant décrochant, tardif du plissement (puisque les décrochements ne sont pas basculés). Ces décrochements appartiennent donc à un épisode de compression de direction N72.

De nombreux exemples ont montré que des déformations décrochantes correspondent à un épisode de compression avec basculement et plissement. Lors de ce travail toutes les directions de  $\sigma_1$  déterminées avec des décrochements ont aussi été déterminées avec des failles inverses dans des sites voisins. Par la suite, lorsqu'il sera question de directions de compression, cela aura donc la signification de direction de  $\sigma_1$ , qui peut correspondre aussi bien à des déformations compressives par failles inverses qu'à des déformations associées à des décrochements. Il est bien évident que cet amalgame, justifié régionalement dans le domaine étudié ici, n'est pas applicable a priori en général.



**Fig.35:** Pli anticlinal du site IUB15 (localisation sur planche 1) et failles associées (diagramme de Schmidt hémisphère inférieur).

Diagramme de gauche: représentation des structures observées. Traits continus, traces cyclographiques des plans de failles avec leurs stries; traits pointillés, plans stratigraphiques; petits triangles, pôles des plans stratigraphiques.

Diagramme de droite: résultats des calculs de tenseurs de contraintes. Etoiles pleines, axes calculés avec la méthode R4DT; étoiles vides, axes calculés avec la méthode INVDIR. Etoile à cinq branches, axe  $\sigma_1$ ; étoile à quatre branches, axe  $\sigma_2$ ; étoile à trois branches, axe  $\sigma_3$ .

### Exemple du site IPFW31:

Les tenseurs sont généralement calculés avec des failles mineures (de quelques décimètres à quelques mètres de rejet) plutôt qu'avec des failles majeures (de quelques décamètres à quelques kilomètres de rejet) à cause de l'abondance relative des premières.

Néanmoins, le calcul peut donner d'aussi bons résultats avec les grandes failles, comme le montre le site IPFW31 situé au front d'une unité de carbonates (Pl.1 et fig. 36A). L'unité dans laquelle sont faites les mesures chevauche des terrains du Miocène supérieur avec un front de direction Est-Ouest. Le front est considéré chevauchant dextre et associé à des failles sénestres (Renaud et al., 1990) (fig.36).

Des mesures ont été faites dans une carrière de calcaires broyés. On y observe à la fois des failles inverses et des décrochements dextres et sénestres (fig. 36B). Les failles sont pluri-décamétriques et le sens de mouvement est généralement déterminé par le critère des fractures de Riedel. Le calcul de tenseur à partir de toutes ces failles permet de déterminer une compression N108, avec l'axe  $\sigma_2$  vertical. Ces failles inverses et ces décrochements correspondent probablement au même épisode de compression. Ces failles décamétriques reflètent la géométrie des failles cartographiques décrochantes ou chevauchantes. Le front Est-Ouest de cette unité est donc oblique à la direction de compression, il est probablement chevauchant dextre, comme l'ont suggéré Renaud et al (1990).

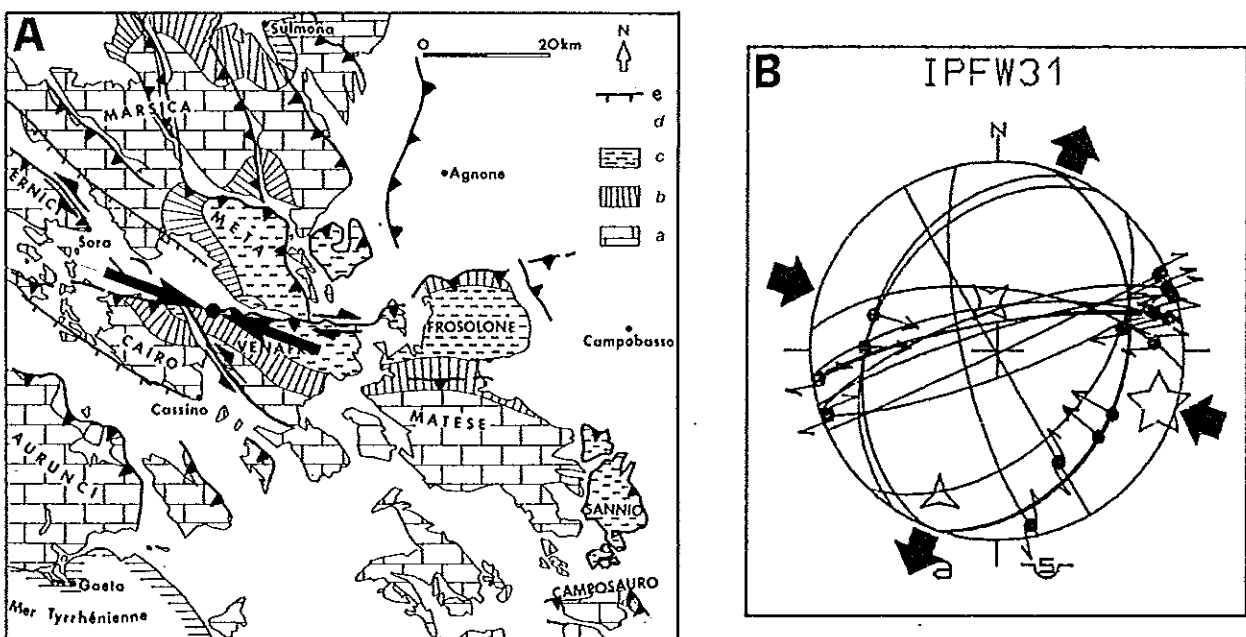


Fig.36: Site IPFW31.

A: schéma structural d'après Renaud et al, (1990), et orientation de la contrainte  $\sigma_1$  du site IPFW31.

B: diagramme de failles et de tenseur du site IPFW31.

## 2) Exemples de sites complexes

Fréquemment, les failles mesurées dans un site ne sont pas compatibles avec un unique tenseur de contrainte. Cette situation peut être perçue dès l'acquisition des mesures sur le terrain. Ainsi, l'existence de structures de nature différente (failles normales, plis...) qui se recoupent, ou de plans de failles comprenant plusieurs stries, sont des indices d'une histoire complexe.

Le résultat du calcul sur l'ensemble des failles confirme ou non l'existence de plusieurs états de contraintes (fig. 37). Dans le cas de la confirmation (le résultat du calcul d'un tenseur unique est donc mauvais), il faut opérer un tri des failles. Pour effectuer ce tri, les observations de terrain sont de grande importance. Les failles non cohérentes sont indiquées dans le résultat du calcul par des angles ou un pourcentage RUP mauvais. Elles sont retirées et le calcul est recommencé de façon itérative jusqu'à l'obtention d'un résultat acceptable. La soustraction des failles non cohérentes est contrôlée par les observations sur le terrain de chronologie de structures ou bien de failles conjuguées ou associées. La population de failles qui est rejetée fait l'objet d'un autre calcul suivant la même procédure et ainsi de suite jusqu'à ce que "l'isoloir" (classe B de la fig. 37) ne soit plus constitué que par un nombre négligeable de mesures.

Il existe par ailleurs des méthodes de séparation automatique (Angelier et Manoussis, 1980; Angelier, 1984) qui, par rapport à la précédente, ont l'avantage de ne pas établir de "hiérarchie" entre les différentes classes séparées (et donc les tenseurs correspondants).

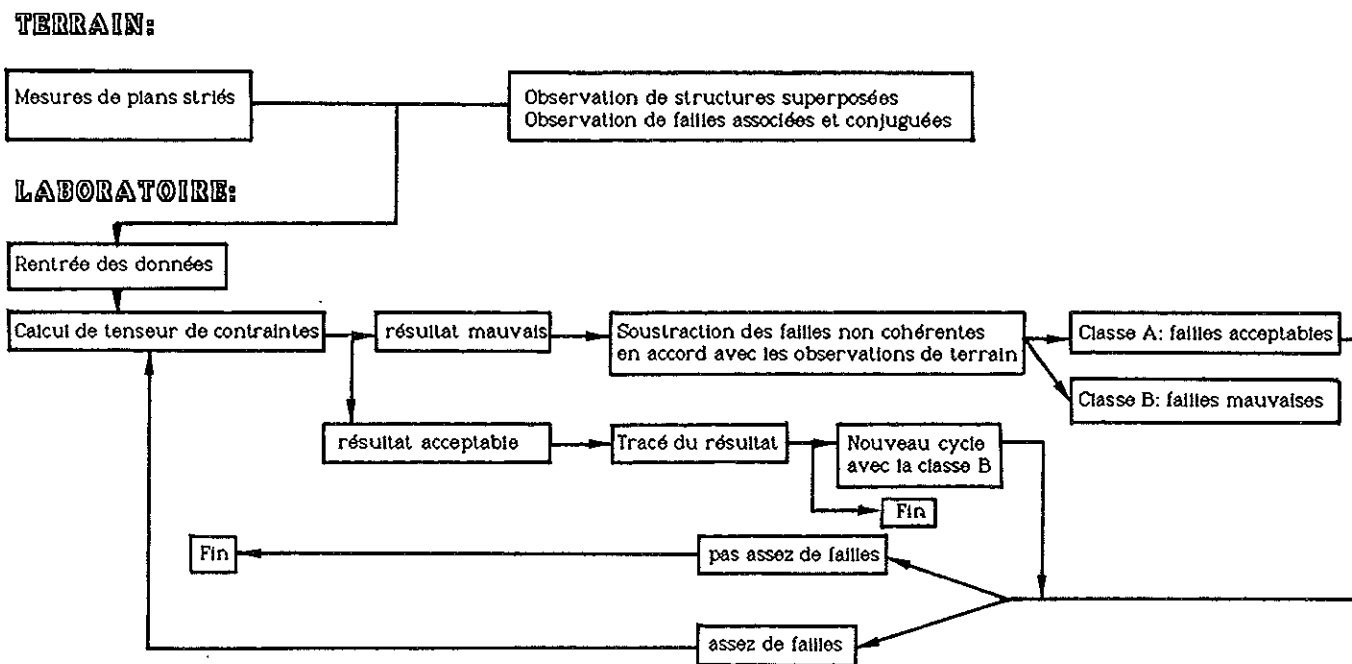


Fig. 37: Schéma de la procédure suivie pour la détermination de tenseurs de contraintes.

### Exemple du site IIPFW14:

Au sud de Salerne, une fenêtre tectonique permet d'observer les terrains de la plate-forme occidentale sous les unités internes des Ligurides (Pl. 1 et fig. 38). Cette fenêtre correspond à un anticlinal d'axe WNW-ESE et les mesures ont été faites dans des calcarénites aquitaniennes sur son flanc septentrional. Cent-onze failles décimétriques à décamétriques ont été mesurées (fig. 38A). Ce sont essentiellement des décrochements et quelques failles normales. Etant donné que huit plans porteurs de plusieurs stries ont été observés, on suppose l'existence de plusieurs états de contraintes.

Un calcul utilisant l'ensemble de la population donne pour résultat une compression ENE-WSW pour laquelle 47 failles ont un angle entre la strie réelle et la strie calculée ou un pourcentage RUP très mauvais. Ce résultat n'est pas acceptable puisque les valeurs moyennes de Ang et de RUP sont de  $46^\circ$  et de 75% respectivement, alors que de bons écarts auraient été de 0 à  $22,5^\circ$  et de 0 à 50% respectivement. En accord avec les observations de chronologies relatives, ce résultat suggère l'existence de plusieurs états de contraintes et leur séparation doit être effectuée en s'aidant des observations de terrain.

Dès l'acquisition des mesures, on a pu remarquer l'existence de quatre familles de failles différentes: des décrochements peu inclinés, des décrochements subverticaux avec des stries parallèles à la stratification, des décrochements verticaux avec des stries horizontales, et des failles normales.

En utilisant ces observations, les observations de chronologies et en effectuant des calculs itératifs, on arrive alors à la distinction de trois états de contraintes décrochants et deux états distensifs (fig. 38D, E, F, G et H). Des jeux banc-sur-banc (fig. 38C) indiquent que le plissement est probablement dû à la compression NNE-SSW, qui est d'ailleurs perpendiculaire à l'axe du pli. Dans ce site, il a donc été possible de déterminer plusieurs états de contraintes dont l'un est clairement lié à la structure majeure, c'est à dire au pli d'axe NNE-SSW. Une centaine de failles ont été utilisées, mais 13 plans striés ne sont pas compatibles avec ces tenseurs en raison de leurs angles mauvais (fig. 38B). Ces plans correspondent à des jeux banc-sur-banc (fig. 38C) (qui peuvent être assimilés à des jeux guidés), à une faille normale sub-verticale (fig. 38B), à des failles dont le sens n'était pas certain et des failles correspondant à des plans guidés ou peut-être à des états de contraintes peu marqués.

**Fig.38:** Coupe géologique de la structure de Roccadaspide et diagrammes de failles du site IIPFW14.

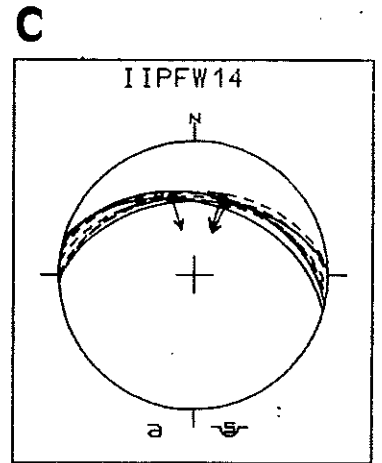
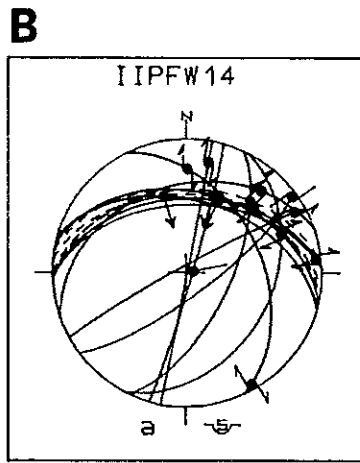
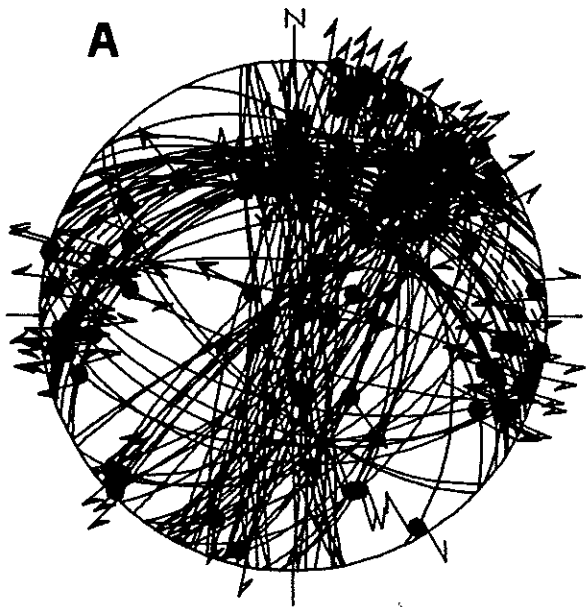
A: diagramme de l'ensemble des plans striés observés.

B: plans striés non utilisés après la procédure de calcul.

C: jeux banc sur banc parmi les plans striés non utilisés dans un calcul de paléo-contraintes.

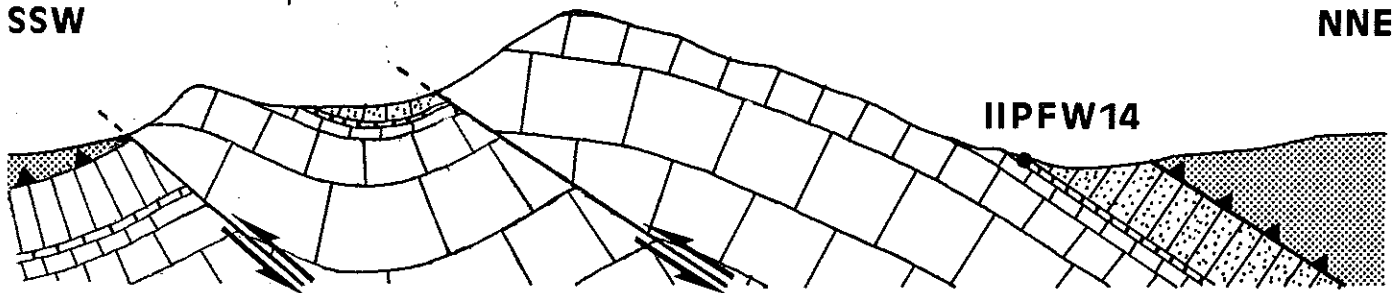
D, E, F, G, et H: les cinq états de contraintes identifiés et leurs chronologies relatives.

1, unité Ligure (interne); 2, 3 et 4, unité de la plate-forme occidentale, d'âge: 2, Miocène moyen; 3, Aquitaniien; 4, Mésozoïque à Eocène.

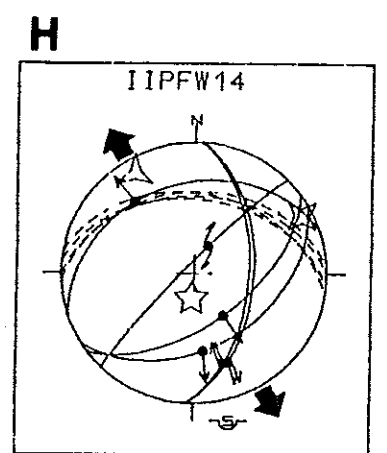
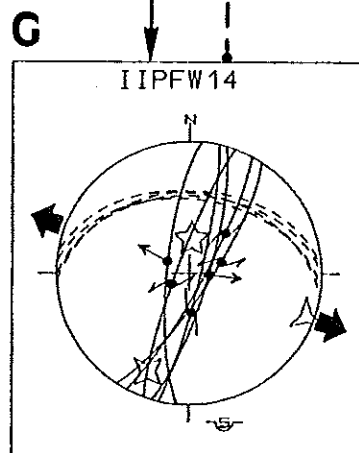
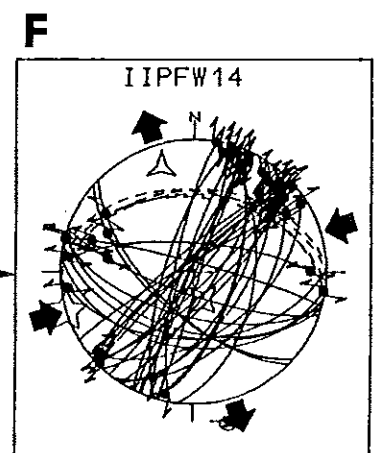
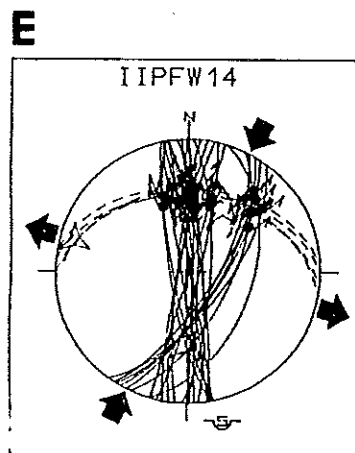
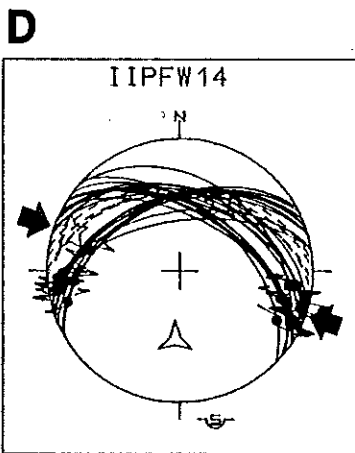
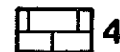
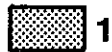


SSW

NNE



1 km





### 3) Exemples de critères de chronologie observés

#### a) Chronologie de stries

Les superpositions de stries sont les figures de chronologie relative les plus fréquemment observées, mais pas forcément les plus fiables. Un cas particulier est la présence de stries et stylolites sur de la calcite fibreuse provenant d'un jeu antérieur de la faille. Mais le critère le plus fiable est certainement la présence de fines stries et de stylolites sur une bordure de cannelures (fig. 39). En effet ces stries n'ont pu se former qu'après les cannelures, sinon elles auraient été effacées.

Dans le site IIPFW14, les observations de chronologie relative des stries montrent que la compression N27 précède la distension N115 qui est suivie par la compression N73 (fig. 38).

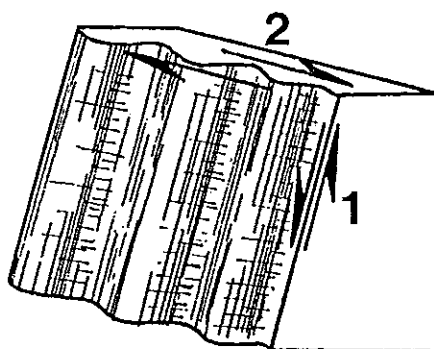


Fig.39: Critère de chronologie basé sur la superposition de stries fines sur des cannelures d'un jeu antérieur.

#### b) Chronologie par rapport à un basculement

Lorsqu'il existe un basculement net (supérieur à  $20^\circ$ ), l'antériorité des tenseurs basculés par rapport à ceux non basculés est très généralement en accord avec les autres critères de chronologie, et montre de plus une bonne cohérence régionale.

Pour expliquer que de nombreuses failles montrent des relations de symétrie avec la stratification, on peut faire l'hypothèse d'un faillage antérieur au basculement. Par exemple, dans le site IIPFW14, on observe que deux diagrammes (compression N24 et N109) montrent des axes de contraintes contenus dans le plan de stratification (fig. 38D et E), alors que les autres ne montrent aucune relation de symétrie avec la stratification (fig. 38F, G, et H). Les failles de la compression N24 portent des stries parallèles aux plans de stratification. L'abondance de ces failles suggère qu'il ne s'agit pas de jeux guidés, mais de failles basculées après leur jeu décrochants. Cette interprétation est confortée par la comparaison de ce diagramme avec celui de la compression N73 (fig. 38F). En effet, dans le même site la majorité des failles d'une compression post-basculément ne correspond pas à des jeux guidés parallèles à la stratification. De façon comparable, la symétrie des plans de décrochements de la compression N109 par rapport au plans de stratification, ne peut

résulter d'un hasard. L'hypothèse de failles inverses postérieurement basculées est la plus vraisemblable.

Les calculs ont été recommencés après avoir débasculé les failles, en remettant à l'horizontale le plan de stratification (fig. 40). Les diagrammes qui en résultent montrent que lorsque la stratification est horizontale, les décrochements de la compression N109 sont devenus des failles inverses et les failles de la compression N24 portent des stries sub-horizontales. Ces deux états de contraintes représentent donc des épisodes antérieurs au plissement. Dans ce site, la chronologie déduite des stries se trouve donc confirmée et précisée, puisque la compression N24 et la compression N109 sont toutes deux antérieures aux distensions et à la compression N73.

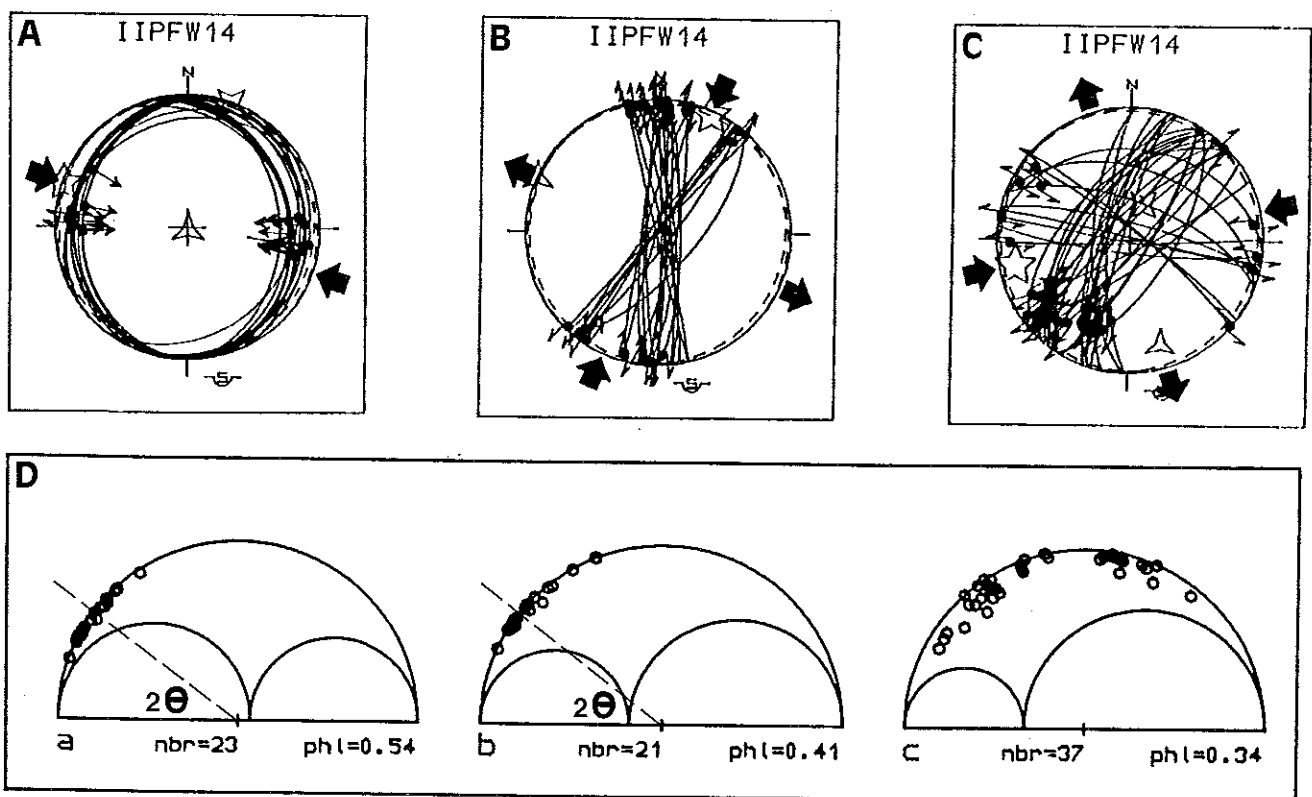
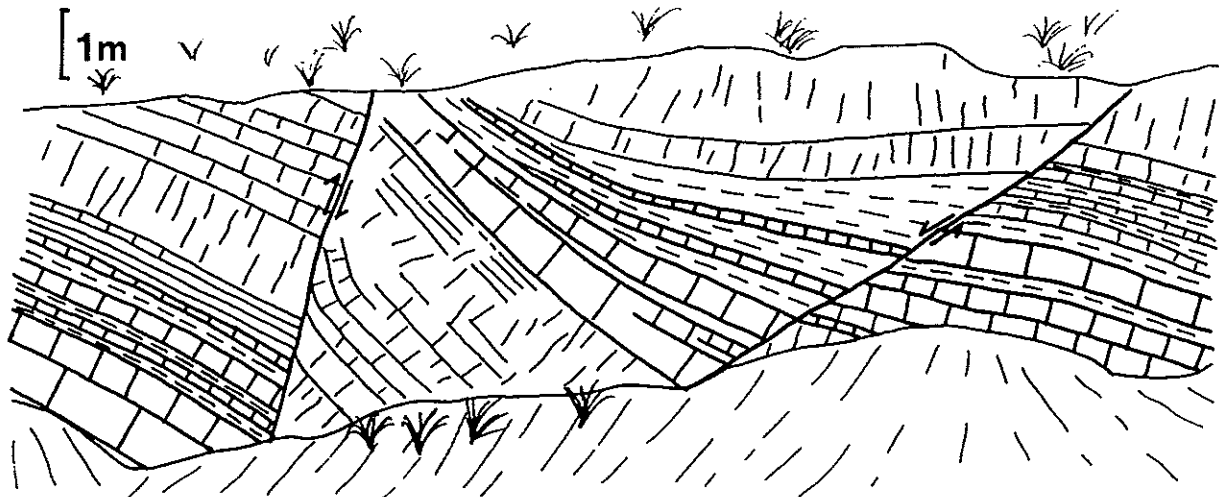
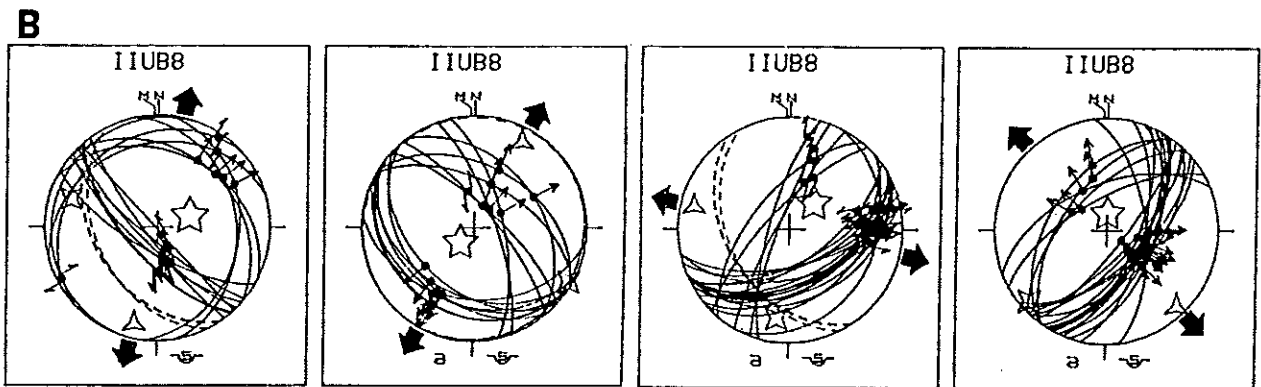
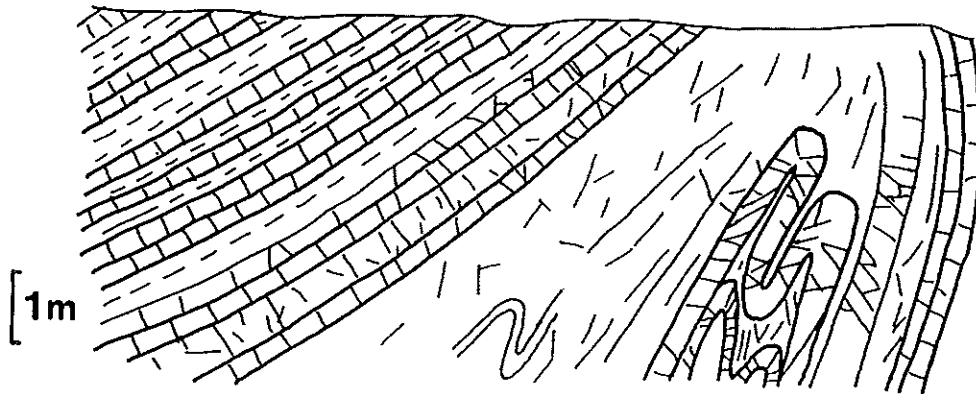
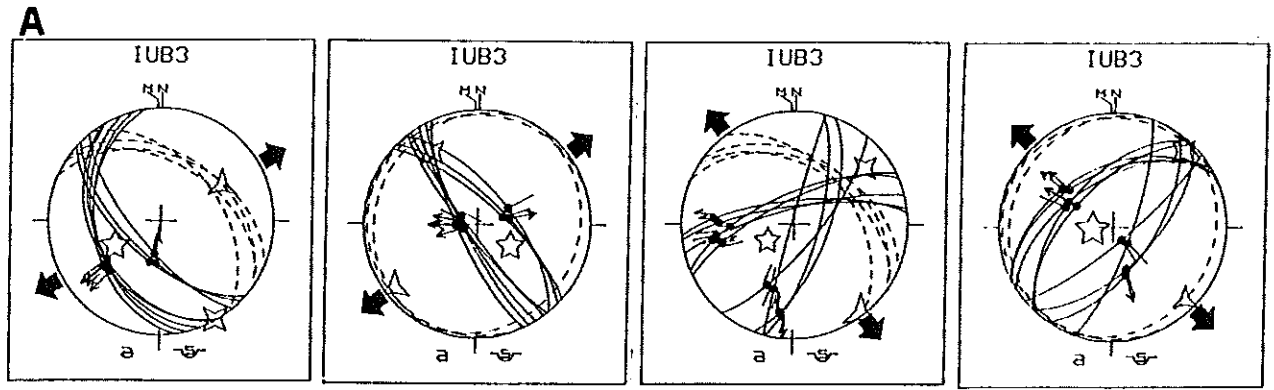


Fig.40: Diagrammes failles/tenseurs, après débasculement, des compressions du site IIPFW14 et diagrammes de Mohr correspondant (sans valeurs des abscisses et ordonnées).

D'autres sites permettent d'illustrer la cohérence régionale des chronologies, relativement au basculement des couches. Sur la bordure nord-orientale de la chaîne, les formations de flysch calcaire miocène de Faeto sont plissées suivant une direction NW-SE. Mis à part les failles liées à la compression, on observe diverses failles correspondant à des failles normales basculées, dans les sites IUB3, IIUB8 et IIUB22 (Pl. 1). Ces anciennes failles normales se présentent actuellement comme des décrochements, des failles normales très inclinées, ou très peu inclinées, et des failles inverses, mais elles portent généralement des stries perpendiculaires aux plans de stratification (fig. 41).



**Fig.41:** Sites IUB3 et IIUB8, dans la série plissée de la Daunia affleurant sur la bordure orientale de la chaîne.  
**A:** site IUB3, sur un flanc de pli.  
**B:** site IIUB8, près d'une faille normale avec éventail sédimentaire.

La distension mise en évidence est systématiquement basculée. Il s'agit donc d'un épisode de déformation antérieur au plissement et caractérisé par deux directions d'extension (NW-SE et NE-SW) liées par permutation des axes  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ . Une des coupes de la figure 41 montre un éventail sédimentaire qui indique que l'extension NW-SE a été synsédimentaire du Miocène moyen. Cette observation indépendante confirme que cette extension représente un événement précoce, antérieur au plissement.

### **c) Plans de failles réutilisés**

La première déformation qui affecte un volume rocheux crée des plans néoformés conjugués conformes au modèle d'Anderson (1942) (fig. 31B). Les déformations suivantes créent aussi des plans néoformés, mais peuvent également réutiliser d'anciennes fractures. Dans le site IIPFW14, les premiers événements, qui sont les compressions N109 et N24 ont créé des systèmes de failles inverses et décrochantes conjuguées (fig. 40A et B). Sur les diagrammes de Mohr correspondants (fig. 40D), on note que les points sont groupés autour du point de rupture. Ces diagrammes confirment que ces failles sont néoformées et montrent que l'angle  $2\theta$  entre les plans de failles conjuguées, sont de l'ordre de 40 degrés. De façon remarquable, cet angle est le même pour les failles inverses de la compression N109 et pour les failles décrochantes de la compression N24. Ces diagrammes de Mohr confirment que ces compressions ont affecté un milieu pas ou peu fracturé.

Un autre épisode décrochant, avec une compression de direction N73, a par la suite affecté ces roches. Si l'on compare les diagrammes de failles des compressions N24 et N73, on constate que la population des failles résultant de l'épisode décrochant (N73) est plus hétérogène que celle de la compression N24. Elle comprend, entre autres, des plans de même géométrie que ceux de la compression N24 et de la distension N115. Le diagramme de Mohr correspondant à cette compression N73 confirme l'existence à la fois de failles néoformées et de failles héritées. Notons que dans ce cas, le résultat du calcul du rapport des contraintes est significatif ( $\Phi=0,34$ ), alors que pour les compressions N109 et N24, l'absence de failles héritées ne permettait pas une détermination correcte.

Sur des plans de failles, les stries superposées confirment également que des failles de la distension N115 ont été réutilisées par la compression N73. Notons que l'observation de plans réutilisés tend à confirmer les observations de chronologie relative. En particulier, il existe une famille de fractures de direction sub-méridienne qui a pu être créée lors de la distension N115 ou de la compression N24.

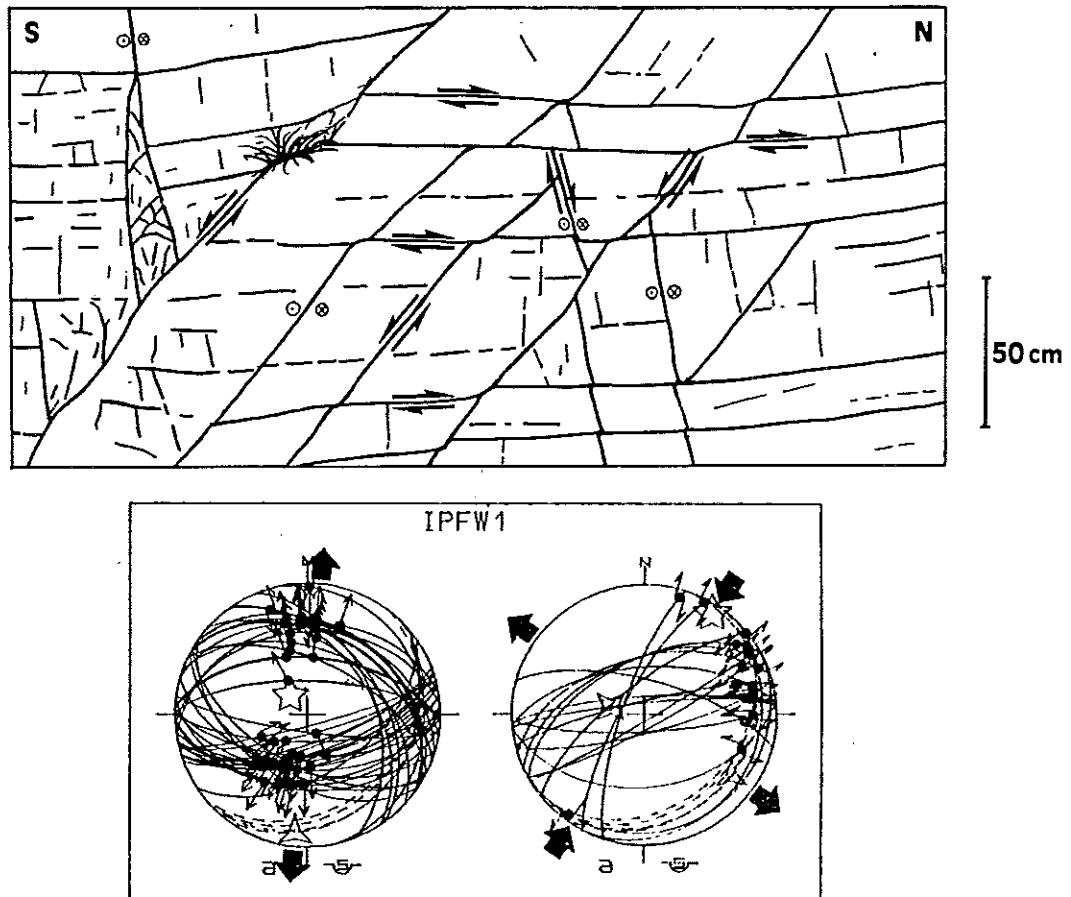
### **d) Décalage de structures**

Des structures peuvent être découpées et décalées lors d'un épisode différent de celui qui les a créés.

Par exemple, le massif du Matese (Pl. 1) est caractérisé par une abondance de failles normales, jusque dans les terrains les plus récents affleurant (Miocène supérieur). Dans le site IPFW1, les calcaires miocènes moyens sont affectés par des failles normales

correspondant à une extension sub-méridienne (fig. 42). Ces failles normales sont décalées par des jeux banc-sur-banc liés à une compression N33. De plus, un bon nombre de ces failles ont rejoué en décrochement pendant cette compression.

L'argument de chronologie déduit du décalage de failles est ici corroboré par l'existence de plans réutilisés. Après la distension N-S, des décrochements associés à une compression ont réutilisé des plans de failles normales et des jeux banc-sur-banc attribuables à cette même compression ont décalé ces failles normales.



**Fig.42:** Site IPFW1, dans le massif du Matese. Les calcaires du Miocène moyen sont affectés par des failles normales qui ont parfois rejoué en décrochements sénestres inverses et ont été décalées par des jeux banc sur banc lors de la compression NNE-SSW.

## C. Analyse "micro-tectonique" dans les séries conglomératiques peu consolidées.

Le conglomérat peu consolidé est un matériau particulier puisque les faces de galets représentent des discontinuités d'orientations très variées. On peut l'assimiler à un matériau idéalement pré-fracturé puisque toutes les directions potentielles de glissement existent.

Dans l'Apennin méridional, une grande partie des unités allochtones est représentée par les séries de bassin, et notamment par les "argiles varicolores" à blocs. Ces séries chaotiques qui seraient un mélange tectonique (Roure et al., 1991), ne permettent pas une étude de failles. Souvent, les seules séries non démembrées présentes dans ce domaine sont alors les séquences pliocènes constituées d'argiles, de sables et de conglomérats. Etant donné que dans les argiles les sens de mouvement des plans striés sont souvent douteux s'ils ne sont pas déterminés par des rejets, et que dans les sables les stries sont rares, le seul matériau pouvant fournir des stries et leur sens reste le conglomérat. Les mesures de galets striés ont donc été nécessaires pour comprendre l'évolution des états de contraintes dans le domaine oriental de la chaîne.

Divers auteurs (par exemple Fesche, 1986) ont montré la valeur des résultats d'un calcul de paléocontraintes à partir de galets striés. L'objectif du travail présenté ici a été, outre de contrôler la cohérence des résultats, d'apporter quelques précisions sur la modalité de déformation des conglomérats et sur leurs figures de chronologies relatives. Les résultats des traitements se sont avérés significatifs. Quelques exemples illustrent ci-après ce type d'analyse dans ce matériau particulier.

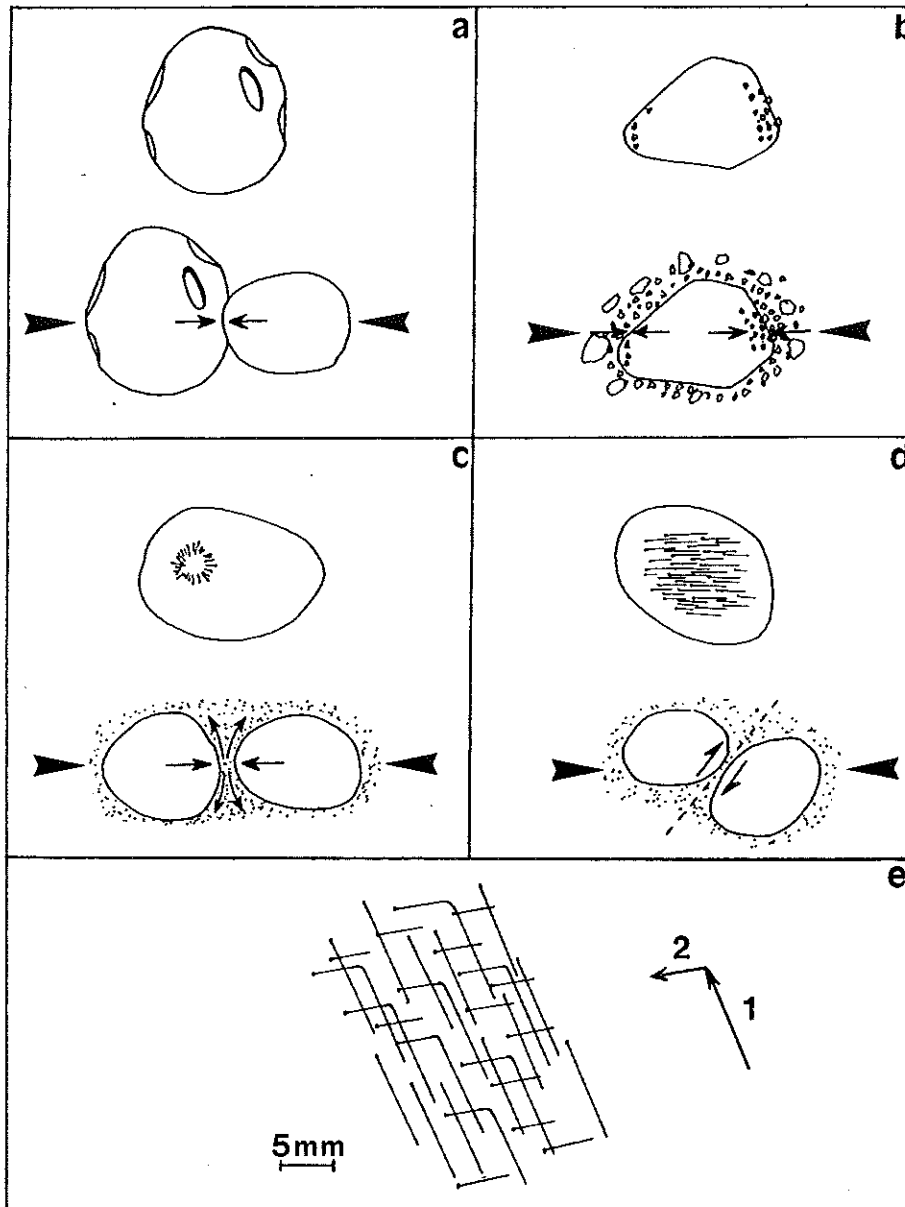
### 1) Les structures des surfaces de galets et leur utilisation

La plupart des séries conglomératiques observées en Italie méridionale ont une matrice abondante de sable et graviers. On conçoit que les galets ont pu bouger l'un par rapport à l'autre ou contre leur matrice. Dans ce type de matériau, les structures observables sont des impressions et des stries (fig. 43).

Les impressions sont créées par pression-dissolution, un galet calcaire (soluble) étant marqué par un galet ou des graviers moins solubles (fig. 43a et b). L'origine tectonique de ces impressions est généralement acceptée.

Bien que ces marques soient équivalentes à des stylolites, elles ne permettent pas d'accéder à la direction de l'axe des contraintes  $\sigma_1$ , car elles sont en général très courtes. En revanche, elles ont été utiles comme indice d'une déformation dans les séries détritiques quaternaires.

En particulier, la présence de galets à impressions sur les faces latérales, dans la série pléistocène du bassin de Sant'Arcangelo, avait permis à Casero et al. (1988) de signaler l'existence d'une compression quaternaire dans ce bassin. Dans les séries de même âge (conglomérats d'Eboli) qui se trouvent sur le versant tyrrhénien de la chaîne, nous avons également pu observer des galets impressionnés latéralement (fig. 43b). Ces deux observations suggèrent qu'une compression pléistocène a affecté l'ensemble de la chaîne.



**Fig.43:** Structures observées dans les conglomérats.

a: impressions de galets par pression-dissolution.

b: impressions d'un galet par les graviers de sa matrice (cas des conglomérats d'Eboli, du Pléistocène inférieur).

c: stries rayonnantes créées par l'expulsion de sable entre deux galets. .

d: stries sub-parallèles créées par cisaillement entre deux galets (utilisées pour des calculs de paléocontraintes).

e: critère de chronologies de stries observables à la loupe sur les galets (sens de mouvement indiqué par les grains de sables en terminaison des stries).

Les stries sur galet indiquent un déplacement relatif de celui-ci par rapport à sa matrice. Schrader (1988) s'est intéressé à ces déplacements sous l'aspect de la déformation, et en particulier aux symétries des linéations de glissement sur les galets. A partir d'observations de terrain et de calculs de champs de mouvement (Hoeppener, 1964; Ramberg, 1975; Ramsay et Huber, 1983), il distingue deux cas extrêmes principaux: un champ de déformation orthorhombique et un champ de déformation circulaire. Etant donné

que le chemin des particules, calculé pour un corps isotrope déformé de façon homogène, est hyperbolique (fig. 44A), les linéations sont analysées en termes de composantes tangentielles ( $\gamma$ ) et radiales ( $\epsilon$ ) du mouvement (fig. 44B). L'ellipsoïde de la composante normale (radiale) du mouvement des particules a comme directions principales  $\epsilon_1, 2, 3$  (fig. 44C). La composante tangentielle ( $\gamma$ ) est nulle dans la direction des asymptotes des hyperboles, ces asymptotes qui définissent les axes du champ de mouvement (AD, axe de divergence; AI, axe intermédiaire; AC, axe de convergence).

Schrader (1988) montre que dans le cas d'un champ de déformation orthorhombique (fig. 44C), les axes du champ de linéation sont orthogonaux et coïncident avec les axes de déformations normales principales  $\epsilon_1, 2, 3$  et avec les axes X, Y, Z de l'ellipsoïde de déformation.  $\gamma_1$  et  $\gamma_2$  (à  $45^\circ$  de  $\epsilon_1$  et  $\epsilon_3$ ) sont de même taille, on a donc la symétrie d'un cisaillement pur. Dans ce cas de cisaillement pur, les directions de déformation et de contraintes coïncident (Schrader, 1988; Taboada et Ritz, 1991).

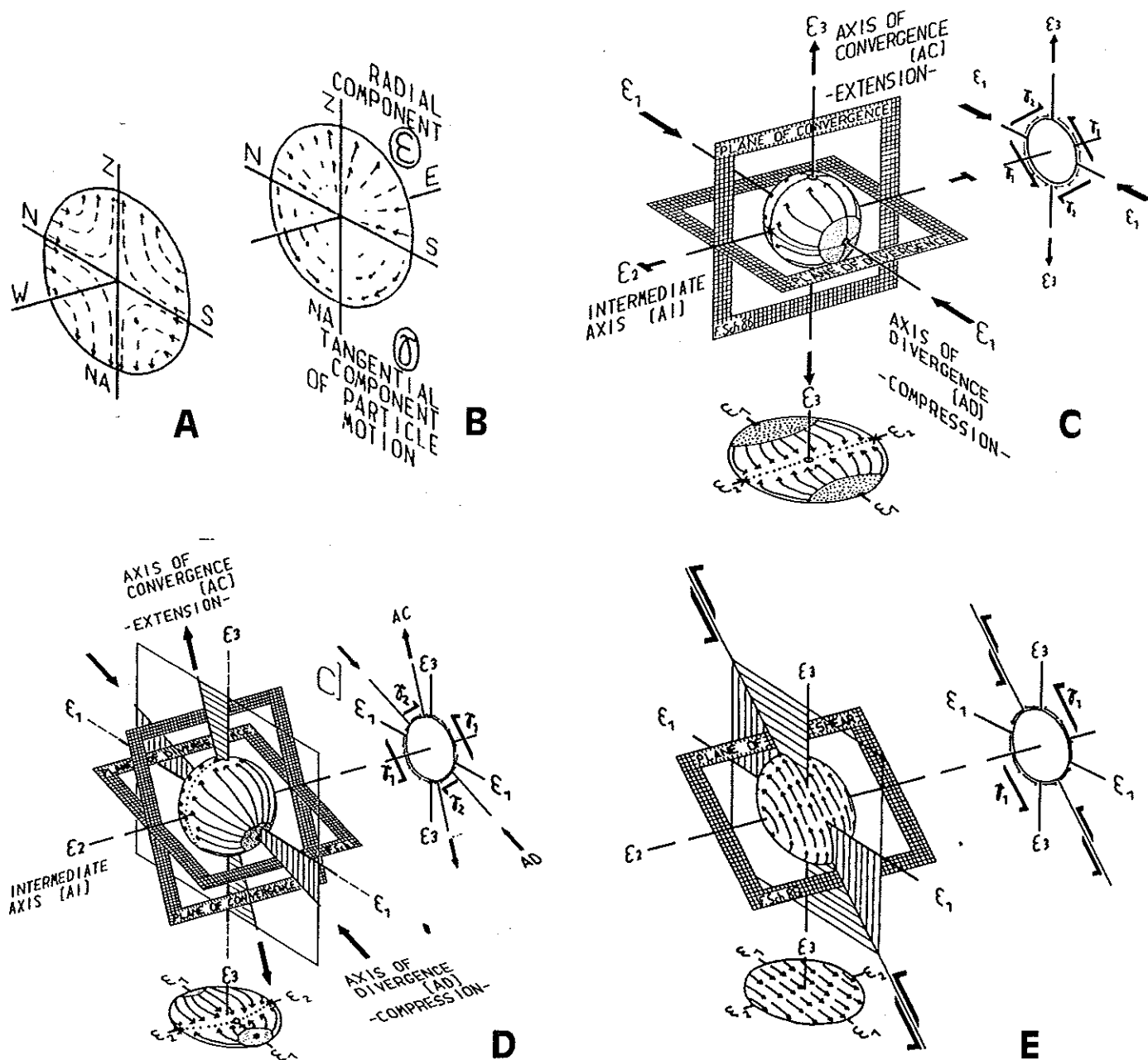
Dans le cas d'un cisaillement simple (fig. 44E), le champ de déformation est circulaire autour de l'axe AI. Les axes AD et AC sont confondus dans un plan de cisaillement unique à  $45^\circ$  de  $\epsilon_1$  et  $\epsilon_3$ . Le mouvement des particules s'effectue le long de plans parallèles à  $\gamma_1$ .

Des galets striés correspondant à ce deuxième cas ont été décrits par Ferrandin et Petit (1982) dans le Haut Atlas. Par contre Schrader (1988) signale qu'ils sont rares dans le Bassin molassique des Alpes occidentales, où la plupart des déformations des galets sont intermédiaires entre cisaillement pur et cisaillement simple (fig. 44D). Ce cas correspond à une symétrie monoclinique:  $\gamma_1$  et  $\gamma_2$  sont de taille différente et comme pour un cisaillement simple, l'axe Z de raccourcissement coïncide avec l'axe de convergence.

Dans les séries étudiées, deux types de stries ont été observés sur les galets: des stries courtes et de direction variée (fig. 43c), et des stries longues et parallèles entre elles (fig. 43d).

Les stries courtes sont généralement rayonnantes autour d'un cercle (fig. 43c). Parfois, à l'intérieur du cercle, on observe une forte dissolution qui correspond à une impression par un autre galet. Ces stries courtes pourraient correspondre au glissement du sable entre deux galets dont le contact, lorsqu'il est atteint, provoque la formation d'une impression. Cette figure est comparable à celle du cisaillement pur de Schrader (1988) (fig. 44C) mais des stries assez longues pour être mesurées n'ont jamais été trouvées. On peut penser qu'elles ont été créées par le mouvement de la matrice sableuse entre deux galets qui se rapprochaient. Le mouvement s'est parfois poursuivi jusqu'à la formation d'une impression, mais le rapprochement a généralement été faible puisque les stries produites sont courtes. Ces stries sont aisément reconnaissables mais ne sont pas utilisées dans le calcul de tenseur. Néanmoins ces figures et les impressions indiquent la direction de compression.





**Fig.44:** Caractérisation des divers types de glissements observables sur des galets (d'après Schrader, 1988).  
 A: Champ théorique du mouvement des particules sur un galet. Ce champ hyperbolique dépend de la solubilité du matériau constituant du galet.  
 B: Ce champ est caractérisé par ses composantes radiales ( $\epsilon$ ) et tangentielles ( $\gamma$ ).  
 C: Champ de déformation orthorhombique (cisaillement pur). AD, AI et AC, axes de divergence, intermédiaire et de convergence respectivement. Ces axes coïncident avec les axes principaux de déformation normale  $\epsilon_1, 2, 3$ . En pointillés, zones de dissolution.  
 D: Champ de déformation résultant de la superposition de déformations en cisaillement pur et en cisaillement simple.  
 E: Champ de déformation pour un cisaillement simple. AC et AD sont confondus dans le plan de cisaillement à  $45^\circ$  de  $\epsilon_1$  et  $\epsilon_2$ . Tous les mouvements des particules sont parallèles à la déformation cisailante  $\gamma_1$ .

Plus fréquemment, les stries observées sont sub-parallèles, comparables à celles observées sur des plans de faille. Le critère de sens est généralement une incrustation de grains de sables au bout des stries, mais quelquefois aussi des lamelles de calcite. Il n'y a pas de façon claire des zones de divergence ou de convergence des stries. Celles-ci sont comparables aux linéations du cas de cisaillement simple de Schrader (1988) (fig. 44E). Toutefois, elles n'ont jamais été observées sur toute la surface d'un galet mais sur un ou deux secteurs d'une face, dont la courbure est faible et donc assimilable à des plans. Plus rarement, deux systèmes de stries convergentes, sur un même galet (mouvements conjugués), indiquent qu'il s'agit d'un cas intermédiaire entre cisaillement pur et cisaillement simple (fig. 44D). Puisque ces surfaces striées sont créées par cisaillement, elles ont été mesurées et utilisées pour calculer des tenseurs de contraintes.

Le site IIIUB19 (fig. 45) illustre un traitement dans le cas d'un site simple, dans la série calabrienne du bassin de Sant'Arcangelo. Bien que la surface d'un galet présente une infinité d'orientations, chaque galet strié observé ne portait des stries que sur une ou deux portions de faces relativement planes. De plus, les stries sont peu dispersées et le diagramme nous montre qu'elles sont presque toutes horizontales (décrochements).

Par le calcul, on détermine une compression de direction N70, avec les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  horizontaux. La cohésion des failles est de 100% et le résultat est acceptable. D'autres sites dans ce bassin ont montré que ce résultat est cohérent régionalement et significatif (voir chapitre IVB). Puisque les surfaces de glissement pré-existent, on peut les comparer à des failles héritées et le calcul du rapport des contraintes ( $\Phi$ ) est significatif.

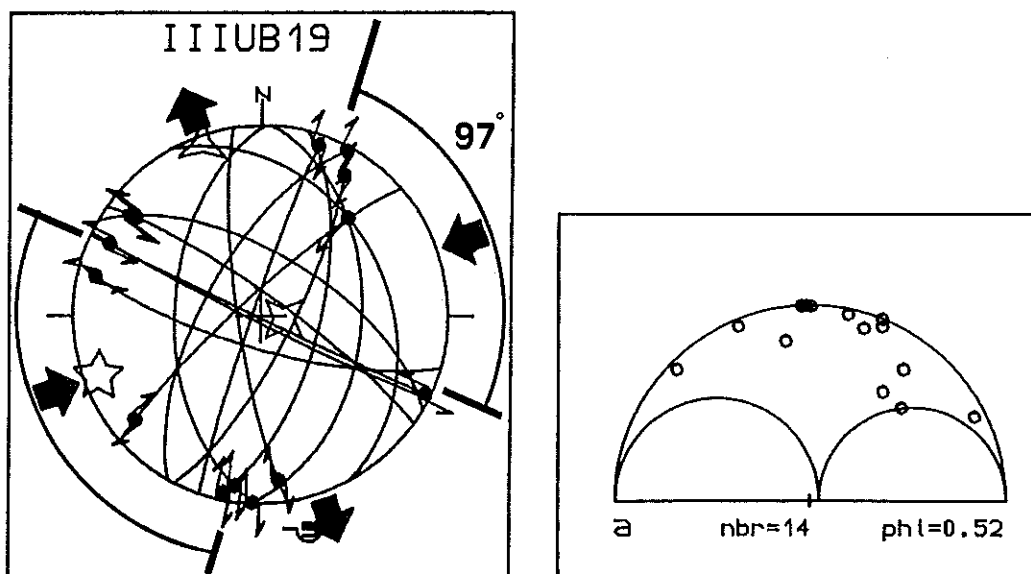


Fig.45: Exemple d'un site monophasé de galets striés: IIIUB19. Angle entre les plans striés antithétiques de 97°. Diagramme de Mohr: Les pôles des contraintes calculées pour les plans mesurés sont dispersés et montrent que le rapport  $\Phi$  ( $\Phi=0.52$ ) est bien contraint.

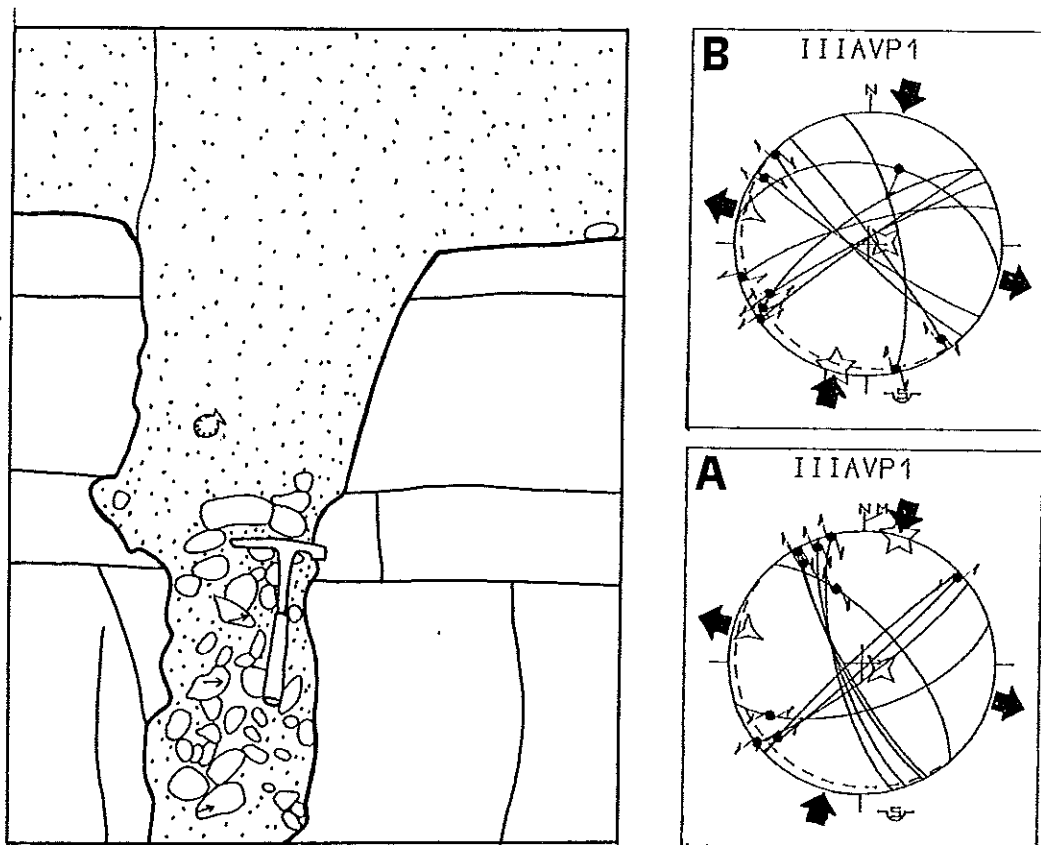
On peut noter que l'angle entre les plans "conjugués" est voisin de 90°. Ceci s'est avéré quasi-systématique des séries conglomératiques qui ont été étudiées, alors que dans les calcaires ou les grès, l'angle  $2\theta$  est voisin de 60°. On peut penser que cet angle, plus fort dans les séries conglomératiques, est significatif d'une faible cohésion du matériel. En outre, d'après Schrader (1988) le mouvement cisailant s'effectue à 45° des composantes radiales du mouvement des particules ( $\varepsilon_1$ ,  $\varepsilon_3$ ) (fig. 44E). Si on assimile les composantes radiales de mouvement aux axes de contraintes (le rapprochement s'effectuant de façon parallèle à  $\sigma_1$ ), on observe une analogie entre le modèle et les observations de terrain. Ceci pourrait signifier que les stries se forment plus facilement sur les faces où la composante tangentielle du mouvement ( $\gamma$ ) est la plus forte (fig. 44B), c'est-à-dire sur les portions de faces qui tangent le galet à 45° de  $\varepsilon_1$  (fig. 44E).

Le site IIIAVP1 a permis de faire une comparaison entre les plans striés d'une série calcaire et ceux d'une série conglomératique (fig. 46). Dans ce site de l'avant-pays, les calcaires crétacés sont surmontés en discordance par les "calcarénites de Gravina" attribuées au Pliocène supérieur-Calabrien (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971). A la base de la transgression, on trouve quelques galets clairsemés, mais il a été possible d'en observer davantage dans une ancienne cavité. Les mesures ont été faites dans les calcaires crétacés et dans les conglomérats à matrice de calcarénite sableuse remplissant cette cavité (fig. 46) (aucune faille n'a pu être mesurée dans les calcarénites).

Les galets striés ont permis de calculer une compression N14. L'angle entre les décrochements est supérieur à 90°. La même direction de compression existe dans la série des calcaires crétacés, autour des conglomérats. Toutefois, l'angle  $2\theta$  est plus petit, voisin de 60°. On voit donc que, en dépit des différences liées aux caractéristiques du matériau, l'utilisation des galets striés fournit un résultat comparable à celui de la série calcaire.

Une difficulté de l'utilisation des sites dans les conglomérats vient du fait qu'il est difficile d'observer le pendage des séries. Par exemple, les mesures du site IIUB27 (fig. 47 A) ont été faites sans connaissance du pendage. Les plans striés mesurés sont très réguliers et correspondent à des failles décrochantes inverses. Suivant le basculement qu'a subi cette série, il aurait pu s'agir de failles décrochantes inverses dans leur position de formation, mais aussi de failles normales, de décrochements, ou de failles inverses postérieurement basculées.

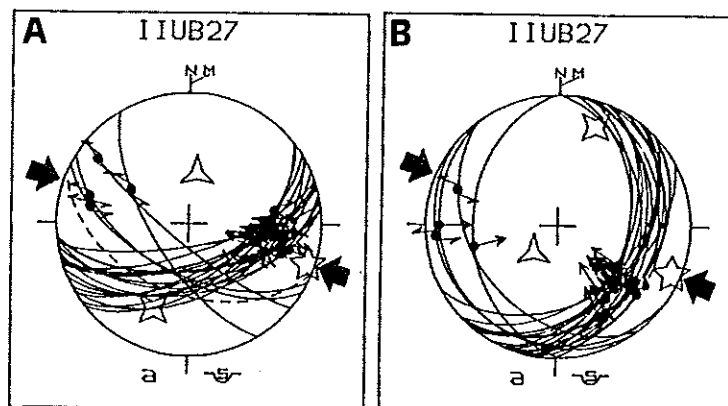
Après avoir effectué ces mesures, il a heureusement été possible d'observer un niveau de grès et de mesurer un pendage. La relation entre ces failles et la stratification, de même que le diagramme débasculé (fig. 47B), montrent qu'il s'agit de failles inverses qui ont été basculées avec la série. Il s'agit donc d'une situation tout à fait similaire à celle de la compression N109 du site IIPFW14 dans une série calcaire (fig. 38d et 40A). Cet exemple suggère que le critère de chronologie par basculement peut être utilisé avec les mesures de galets striés.



**Fig.46:** Site IIIAVP1, avec calcaires et conglomérats.

A: les failles de la série calcaire permettent de calculer une compression de direction NNE-SSW.

B: les galets striés à la base des calcarénites discordantes attribuées au Pliocène supérieur (?)-Pléistocène (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971) permettent de calculer également une compression NNE-SSW.



**Fig.47:** Exemple d'un site monphasé dans des séries conglomératiques basculées: IIUB27.

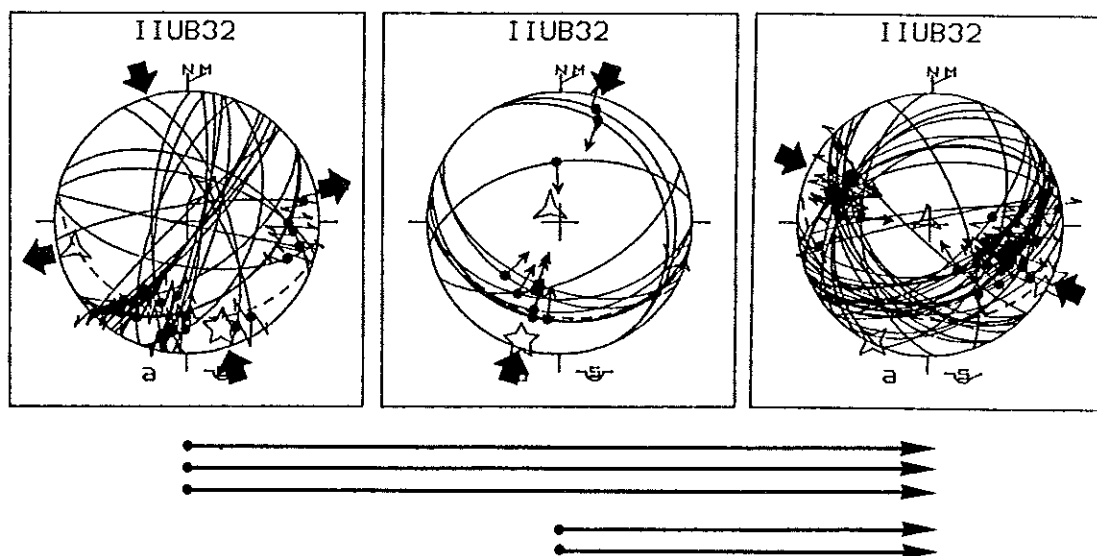
A: les plans striés des galets montrent des relations de symétrie avec les plan de stratification indiquant qu'ils ont été créés avant le basculement.

B: les mêmes structures après débasculement correspondent à des failles inverses.

## 2) Sites "polyphasés" et critères de chronologie

Est-il possible d'utiliser des sites qui ont enregistré plusieurs états de contraintes? Les exemples détaillés ci-dessus ont montré que dans les conglomérats, qui contiennent toutes les orientations de surfaces de glissement potentielles, une déformation monophasée se caractérise par un ou deux des grands types de failles: normales, inverses ou décrochantes. Puisque les plans striés d'un site monophasé dans des conglomérats sont comparables à ceux d'un site monophasé dans un autre matériau, la séparation des états de contraintes ne sera pas a priori plus compliquée.

Par exemple, le site IIUB32 a livré des décrochements et des failles inverses (fig. 48). Le calcul a montré l'existence d'une compression (N164) caractérisée par des décrochements. Les failles inverses, quant à elles, correspondent à deux directions de compression très différentes: N16 et N115 (fig. 48). Dans ce site, cinq plans étaient porteurs de deux stries. L'observation à la loupe de ces stries met en évidence un critère de chronologie qui semble caractéristique des séries conglomératiques à matrice sableuse peu consolidée (fig. 43e). En effet, les jeux récents n'effacent pas les mouvements anciens, puisqu'on n'a pas un frottement de deux surfaces de même géométrie. On peut donc observer des stries de directions différentes, qui se croisent. En particulier, on peut observer des stries en forme de coudes qui représentent les changements de direction des grains de sable. L'observation de ces coudes permet donc de déduire une chronologie des stries. On peut faire de nombreuses observations sur une seule face de galet et vérifier que la chronologie observée est cohérente. Notons qu'avec cette figure, la détermination de deux des inconnues (chronologie des stries, sens d'un mouvement ou d'un autre) permet de déduire la troisième.

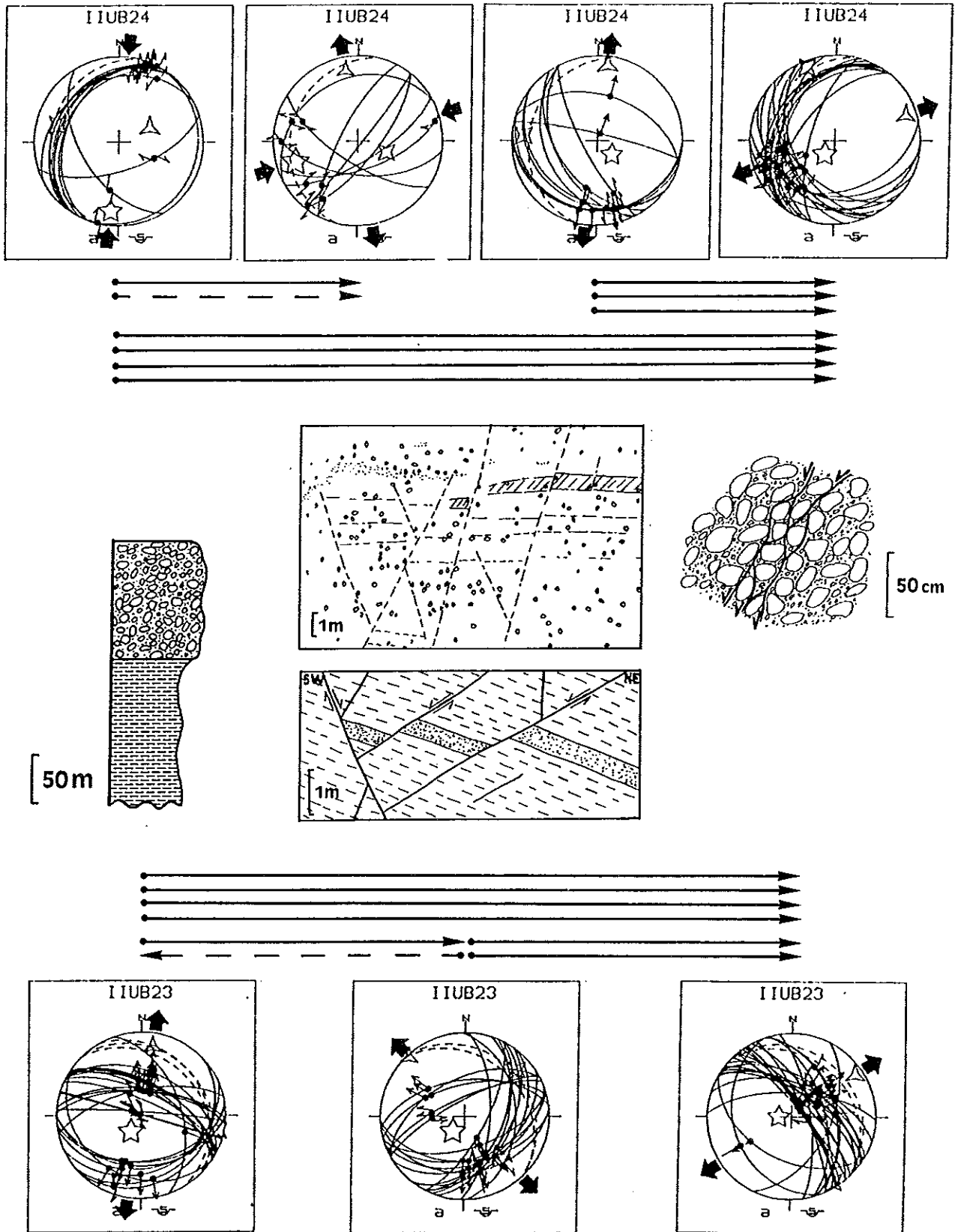


**Fig.48:** Exemple de site polyphasé dans des conglomérats: IIUB32. La séparation des trois états de contraintes (compressions NNW-SSE, NNE-SSW et WNW-ESE respectivement) est fondée sur des calculs itératifs. La validité de cette séparation est attestée par la géométrie des plans striés (décrochements ou failles inverses) et par l'existence de chronologies de stries cohérentes entre elles (flèches).

Dans le site IIUB32, cinq surfaces de galets présentaient de telles figures et ont permis de déduire des chronologies de paléocontraintes (fig. 48). On remarque que les chronologies observées dans différents endroits du site sont cohérentes entre elles, confirmant la validité de ce critère. Dans ce site on dispose également d'une chronologie par rapport au basculement puisque la compression N164 est basculée tandis que les autres événements sont postérieurs au basculement. Ce basculement permet de confirmer la chronologie entre la compression N164 et celle N115.

Les sites IIUB24 et IIUB23 (fig. 49) permettent de comparer des chronologies déduites par ce critère et d'autres déduites par des critères plus classiques. Le site IIUB24, dans des conglomérats, a permis de déterminer deux directions de compression (N6 et N72) et deux directions d'extension (N7 et N70). Parmi les chronologies déduites des observations de courbures et superpositions de stries, trois placent l'extension N70 après l'extension N7. Comme pour l'exemple précédent, toutes les chronologies observées dans les conglomérats sont cohérentes. Dans le site voisin, IIUB23 (fig.49), situé dans les sédiments argilo-marneux sous-jacentes aux conglomérats, trois directions d'extension ont été déterminées (N9, N137 et N56). Les chronologies déduites par le critère de superposition de stries fines sur des cannelures, ou par le critère des plans réutilisés, indiquent là aussi qu'une extension N56 suit une extension N9. Par ailleurs, cette chronologie est confirmée par le basculement de la série, puisque les failles et le tenseur de l'extension N9 sont basculés, tandis que ceux de l'extension N56 sont postérieurs ou contemporains du basculement.

Ces deux sites montrent que les chronologies relatives déduites par le critère des coudes et superpositions de stries sur les galets sont les mêmes que celles déduites par des critères plus classiques. Ils confirment également l'analogie des résultats de calcul de paléocontraintes dans une série conglomératique et dans une série argilo-marneuse. Notons également que si aucune faille ne coupe les galets, on peut néanmoins deviner des plans de discontinuité dans l'ensemble de la série. Le mouvement le long de ces plans s'est produit le long des faces de galets. On peut alors concevoir que ces derniers ont pu être striés uniquement sur une face ou deux parallèles comme cela a été généralement observé.



**Fig. 49:** Comparaison entre des chronologies (flèches) observées dans une série conglomératique (site IIUB24) et celles observées dans la série argilo-marneuse sous-jacente (site IIUB23). Dans les deux sites, une extension NNE-SSW précède une extension ENE-WSW. Cette dernière est responsable du basculement des couches dans le site IIUB23. Dans la série conglomératique, on devine des zones de cisaillement mais les galets ne sont pas fracturés. Les mouvements se sont donc produits entre les galets qui ont été striés.

## D. Les permutations d'axes de contraintes

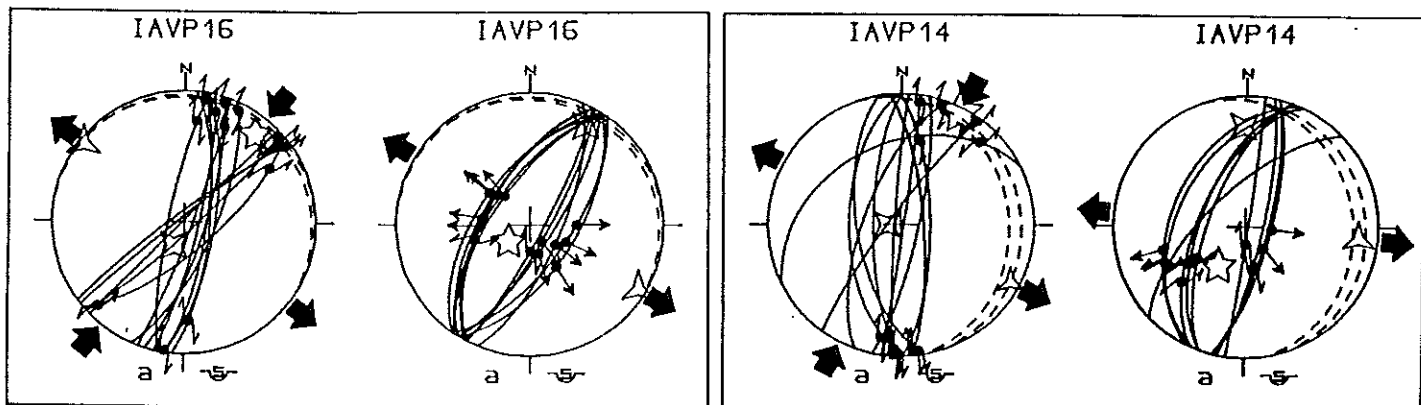
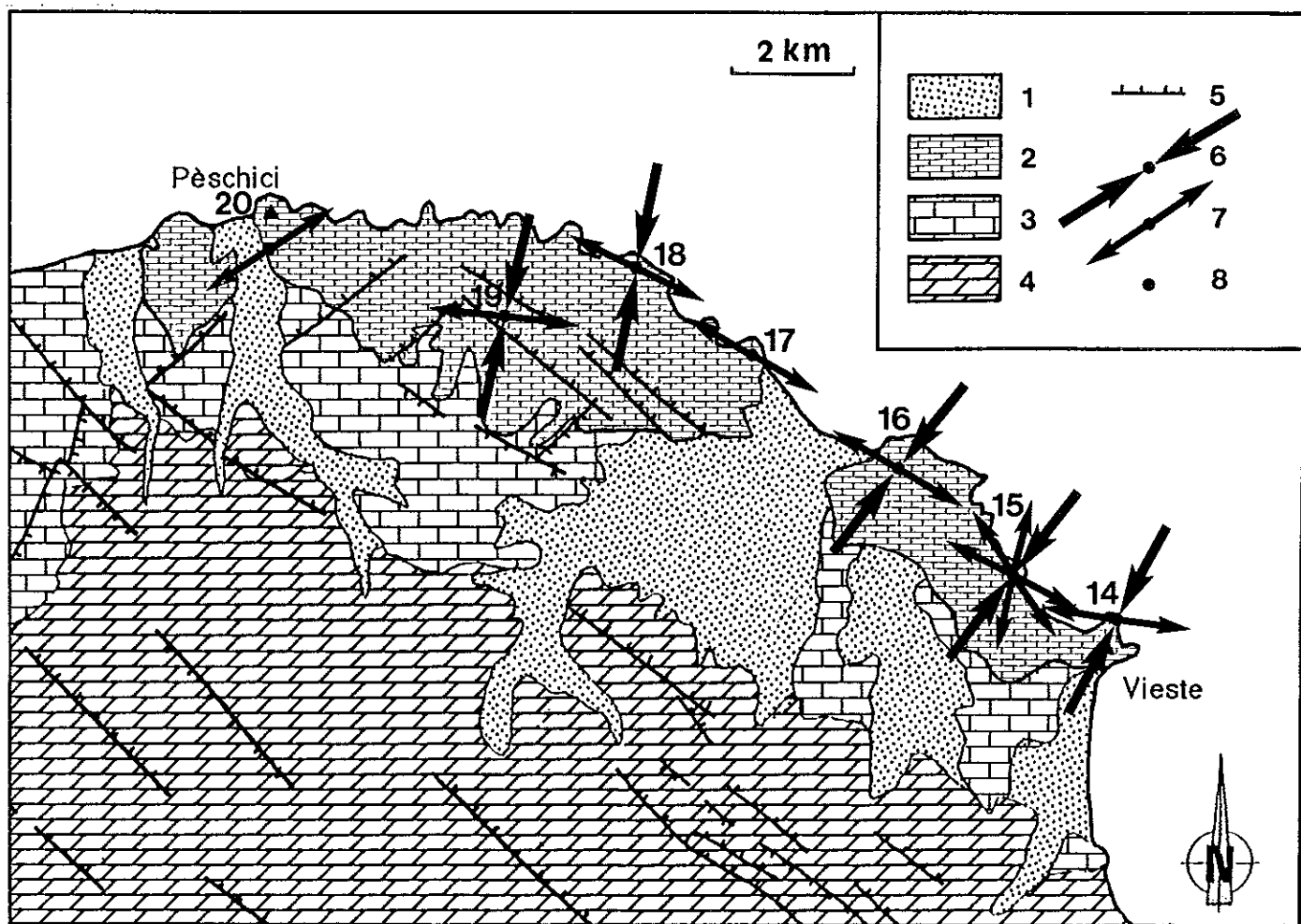
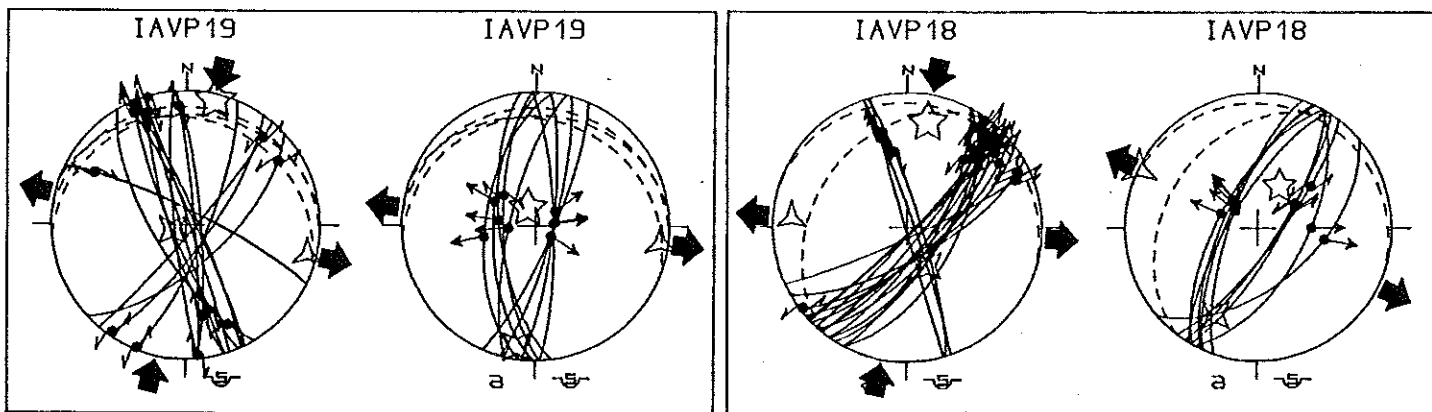
Il est fréquent de déterminer plusieurs états de contraintes dans un même site. On se demande alors s'ils appartiennent à un même épisode de déformation ou à plusieurs. Lorsque les directions des axes de contraintes sont différentes, on soupçonne soit un polyphasage, soit une rotation de blocs. Mais il arrive aussi que les axes soient de même orientation, bien que les mécanismes soient différents (régime extensif, décrochant ou compressif). L'association fréquente de deux états de contraintes "homoaxiaux" suggère que ces mécanismes sont liés.

Ainsi par exemple, sept sites de mesures ont été réalisés dans des terrains parmi les plus récents de l'avant-pays (Paléocène-Eocène du massif du Gargano) (fig. 50). Cinq d'entre eux (IAVP14, 15, 16, 18, 19) (fig. 50) ont permis de calculer une compression avec des décrochements et de rares failles inverses ou décrochantes inverses. Dans les mêmes sites, il existe également une extension perpendiculaire à cette direction de compression. Remarquons que les sites IAVP14, 16, 18 et 19, ont révélé uniquement la présence de ces deux états de contraintes. Cette association quasi-systématique de deux états de contraintes "homoaxiaux" n'est probablement pas due au hasard. On peut parler de permutation de contraintes (Angelier et Bergerat, 1983): les axes de contraintes ont la même orientation, mais la contrainte intermédiaire  $\sigma_2$  est remplacée soit par la contrainte principale  $\sigma_1$ , cas présent (permutation  $\sigma_2/\sigma_1$ ), soit par la contrainte  $\sigma_3$  (permutation  $\sigma_3/\sigma_2$ ). Ce phénomène paraît possible lorsque le rapport des contraintes  $\Phi$  est proche de 1 (permutation  $\sigma_2/\sigma_1$ ) ou proche de 0 (permutation  $\sigma_3/\sigma_2$ ).

La séparation de ces différents états de contraintes est justifiée par le calcul. Un calcul de contraintes avec l'ensemble des 25 failles du site IAVP19 donne un résultat qui est une compression sub-méridienne avec l'axe  $\sigma_3$  horizontal, mais ce résultat n'est pas acceptable. En effet, 14 failles sur les 25 ont un angle ou un pourcentage RUP médiocre ou mauvais (RUP>50%, ANG>22,5°). Après séparation des deux états de contraintes, plus aucune faille n'a d'angle mauvais et seulement 6 failles ont un angle médiocre mais acceptable. Cette dernière solution est donc préférée.

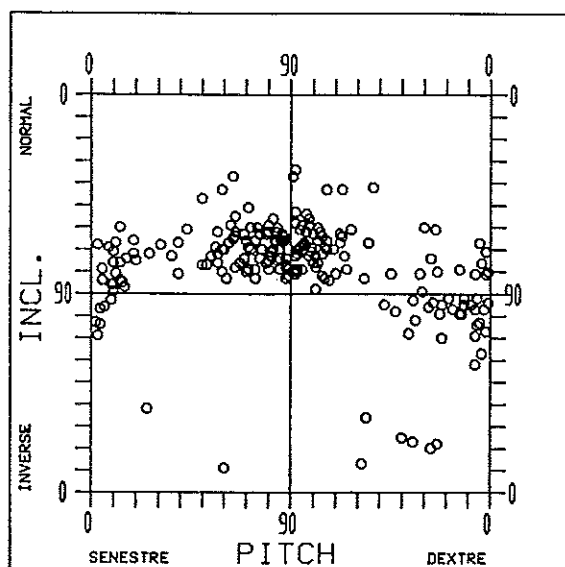
On peut se demander si la séparation d'états de contraintes "homoaxiaux" justifiée par le calcul, reflète la réalité. L'observation des diagrammes (fig. 50) montre qu'il existe deux familles de failles bien distinctes, des failles normales et des décrochements, les failles à stries intermédiaires (décrochantes normales) sont rares. Pour l'ensemble des mesures faites dans les terrains éocènes, le diagramme des rapports entre les angles de pitch et l'inclinaison des failles (fig. 51) confirme également l'existence de deux familles principales de failles. Au centre du diagramme, les pitches sont voisins de 90° sur des failles inclinées en moyenne de 70°; ce sont des failles normales. Sur les bords du diagramme, les stries sont portées par des plans sub-verticaux et sont décrochantes inverses ou décrochantes normales. Il existe donc deux familles de failles distinctes (décrochements et failles





**Fig.50:** Résultats de calcul de tenseurs dans les terrains du Paléocène-Eocène de l'avant-pays (péninsule du Gargano). La plupart des sites montrent une permutation entre une compression NNE-SSW avec décrochements et une extension WNW-ESE.

normales) qui correspondent aux deux états de contraintes individualisés (compression et extension).



**Fig.51:** Diagramme des rapports entre les angles de pitch (abscisse) et l'inclinaison des failles (ordonnée), de l'ensemble des mesures faites dans les terrains éocènes de la péninsule du Gargano (voir explications dans le texte).

Sur le terrain, on a rencontré 9 plans porteurs des deux types de stries: horizontales et "dip-slip". L'existence de ces stries très différentes sur un plan prouve qu'il y a eu succession de deux états de contraintes. Les observations de terrain (familles de failles et superpositions de stries) sont donc en faveur de la distinction des deux états de contraintes et permettent de plus d'en établir la chronologie.

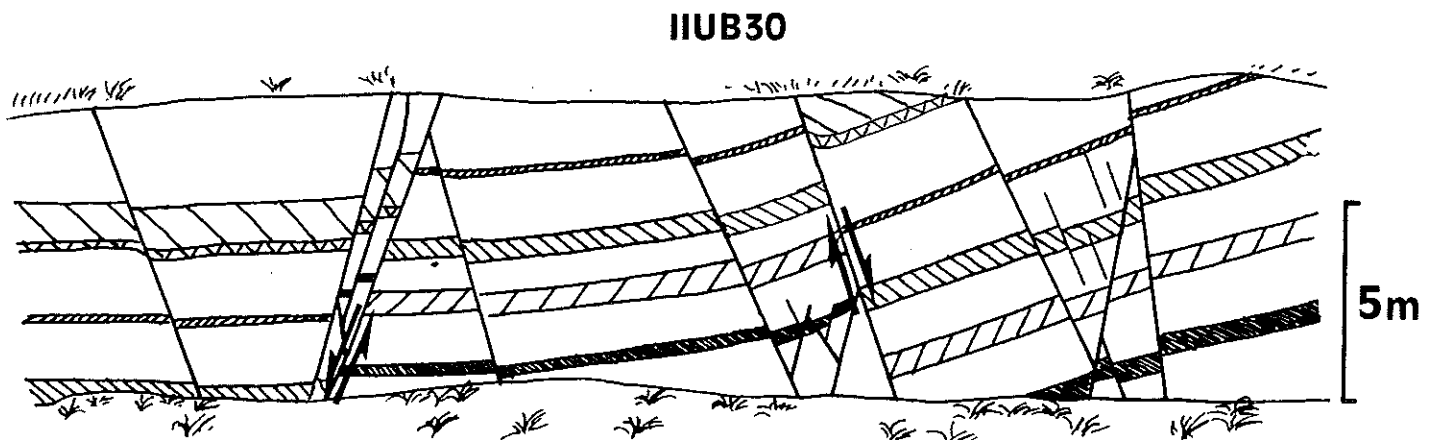
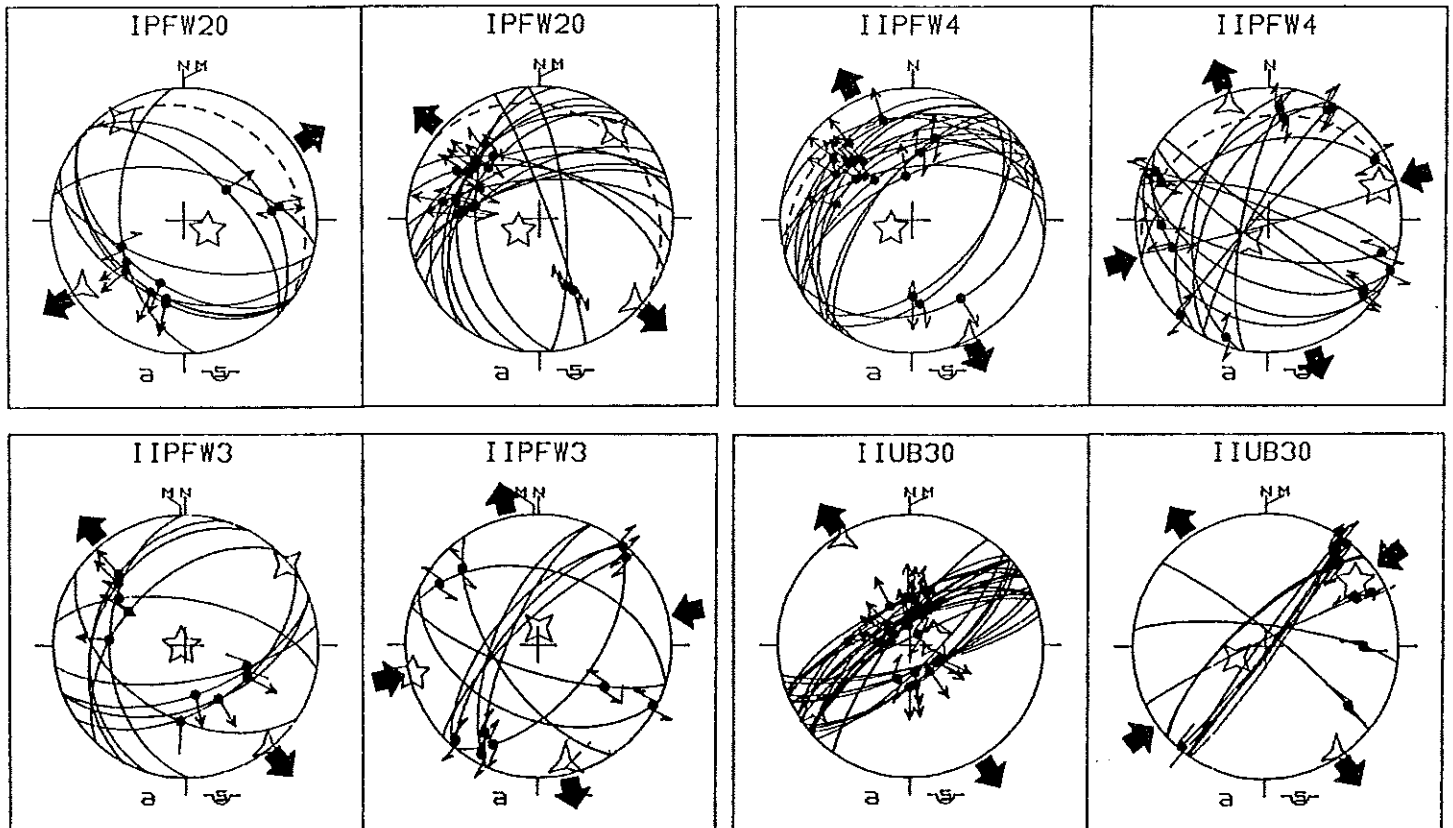
Etant donné que ces états de contraintes sont liés par un phénomène de permutation d'axes, on peut les considérer proches dans le temps (Angelier et Bergerat, 1983). Les exemples suivants donneront quelques précisions sur les modalités et la vitesse de ce phénomène de permutation.

La chronologie établie, bien que cohérente dans un même site, n'est pas toujours cohérente régionalement. Dans le site IAVP14, trois chronologies de stries placent la distension après la compression, tandis que dans les sites IAVP15 et 16, six chronologies de stries indiquent un ordre contraire. Il semble donc que les permutations aient pu se produire de façon indépendante d'un site à l'autre.

On peut dater ces états de contraintes par rapport à un basculement de la série stratigraphique. On observe généralement que les états de contraintes liés par permutations sont soit tous antérieurs au basculement, soit tous postérieurs au basculement. Nous avons vu par exemple que les calcaires du Miocène moyen de l'Est de la chaîne ont été affectés par deux extensions perpendiculaires (fig. 41). Toutes deux sont basculées, elles sont donc

antérieures au plissement Plio-Quaternaire. Ceci suggère que ces états de contrainte extensifs, liés par permutation d'axes  $\sigma_2/\sigma_3$ , sont proches dans le temps.

Des sites dans les roches récentes (quaternaires) précisent la rapidité que peut avoir un tel phénomène de permutation (fig. 52). Ainsi, sur la bordure tyrrhénienne de la chaîne, des conglomérats du site IPFW20, attribués au Pléistocène inférieur moyen (Bonardi et al., 1988), ont été affectés par une extension N57 suivie par une extension N132 (deux chronologies).

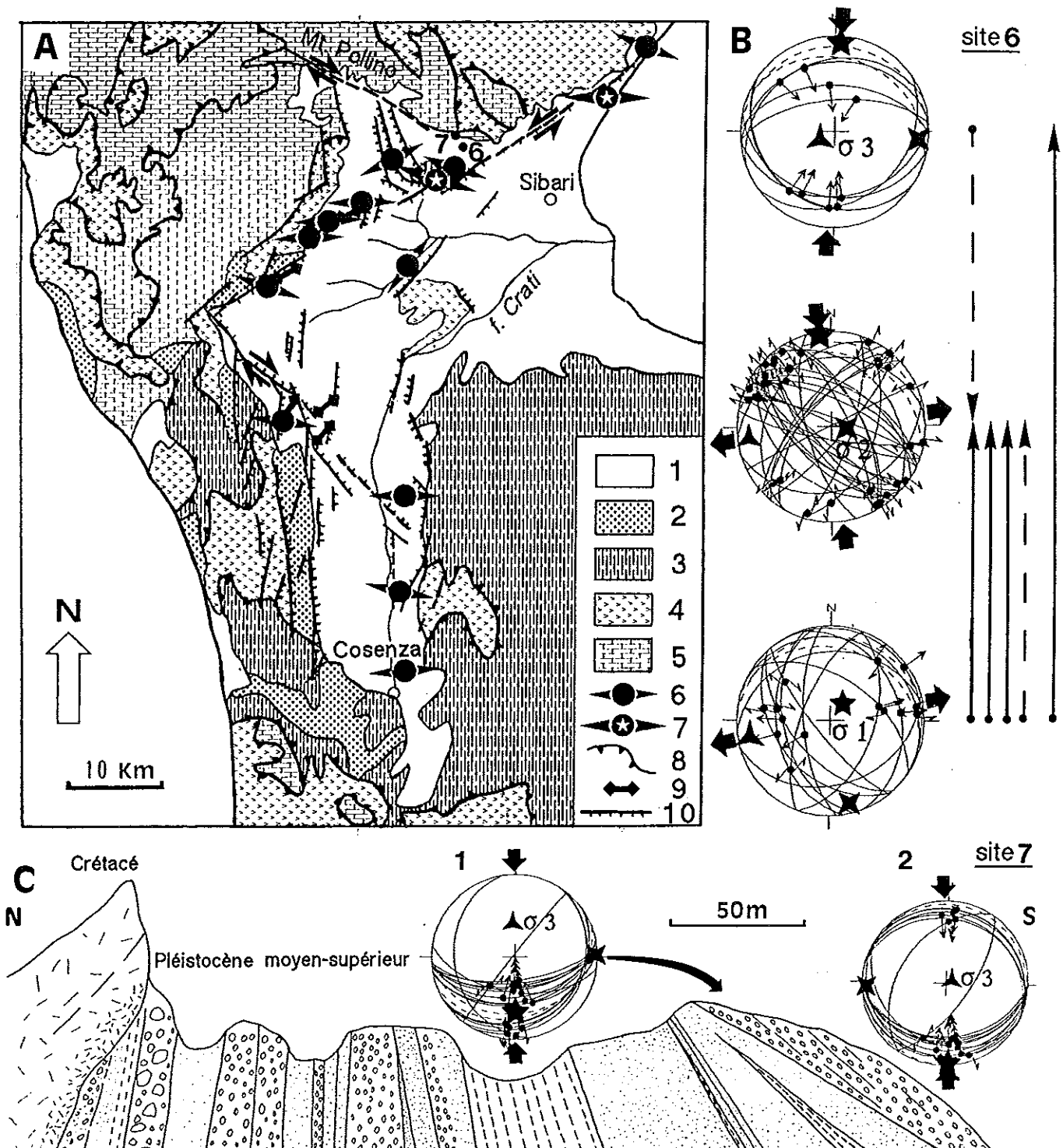


**Fig. 52:** Sites des terrains pléistocènes ayant permis de mettre en évidence des permutations d'axes de contraintes.  
Coupe de la série des ponces et scories provenant du volcan Vulture, dans le site IIUB30.

Toujours dans les terrains quaternaires, le site IIPFW4 (fig. 52) montre une permutation entre une extension (N154) et une compression avec décrochements (N73) dans les conglomérats d'Eboli, datés de 1,5 à 1 Ma K/Ar (Brandaccio et Cinque, 1988). Le site voisin IIPFW3 montre une permutation comparable (extension N141, compression N77), dans des terrains attribués à l'Holocène (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971), mais appartenant plus probablement à la série Pliocène voisine. Une permutation semblable a également été observée près du front de la chaîne (site IIUB30), dans la série de scories et ponces provenant du volcan Vulture et datée radiochronologiquement de 0.74 à 0.59 Ma (La Volpe et Principe, 1989). Ces permutations ont donc pu être très rapides, moins de 740.000 ans.

Le site IIPFW6, dans le fossé du Crati, au Nord de la Calabre (Pl.1, fig. 53A et B), apporte encore plus de précisions. Grâce à des mesures de galets striés et de plans striés dans les grès, ce site a permis de calculer une extension (N79), une compression avec des décrochements (N173) et une compression avec des failles inverses (N3) (fig. 53B). Ces trois tenseurs ont des axes de contraintes de même direction et la permutation a été totale (passage d'une distension pure à une compression pure). Néanmoins, les contraintes horizontales maximales et minimales sont restées de même direction: N-S et E-W. Huit plans striés présentent plusieurs familles de stries. En particulier, la présence de trois familles de stries sur trois des plans striés confirme la distinction de ces trois états de contraintes. Les chronologies qui ont pu être observées sur ces plans indiquent que l'extension a précédé les deux états de contraintes compressifs, ce qui est en accord avec l'observation d'une faille normale synsédimentaire et avec les observations des auteurs précédents dans le même bassin (Phillip et Tortorici, 1981; Lanzafame et Tortorici, 1981). La datation de cette série sédimentaire par nannoplancton (C. Muller) a confirmé son âge Pléistocène moyen-supérieur (zones NN20-NN21). La permutation des contraintes a donc été totale, en moins de 460.000 ans. Notons qu'un autre exemple de permutation totale a été observé dans des grès du Pliocène terminal (C. Muller) du site IIIUB31 (voir annexe).

Tous ces exemples ont montré des permutations dans un même site. Ce genre de permutation rappelle la cinématique complexe des failles, déduite des mécanismes au foyer de répliques. On peut par exemple reconstruire plusieurs états de contraintes homoaxiaux à partir des répliques du séisme de Irpinia de 1980, où les mouvements "anormaux" seraient liés à des interactions de blocs (Mercier et Carey-Gailhardis, 1989). Néanmoins, à la différence des séquences d'enregistrement des mécanismes au foyer de répliques, la chronologie des mouvements de failles observés sur le terrain est généralement cohérente dans un même site. Il se pourrait que dans le cas des séismes l'enfouissement joue un rôle supplémentaire, un état de contrainte proche de l'isotropie facilitant des "permutations" rapides et nombreuses. De toute façon ces permutations dans un site peuvent être rapides (comme le montrent les observations de terrain) ou instantanées (comme le montrent les répliques de séismes).



**Fig. 53:** Exemple de permutation totale d'axes de contraintes (permutation de tous les axes), dans le Nord du fossé du Crati (Calabre). Les terrains des sites IIPFW6 et IIPFW7 sont datés de moins de 460.000 ans, zones de nannoplancton NN20-NN21 (C. Müller).

**A:** Schéma géologique du fossé du Crati avec localisation des sites IIPFW6 et IIPFW7. 1: Plio-Quaternaire; 2: Miocène; 3: unités de roches cristallines; 4: unités ophiolitiques et métamorphiques; 5: unités carbonatées; 6 et 7: directions d'extension d'après l'analyse des diaclases et des failles et d'après un calcul de tenseur à partir de failles (d'après Lanzaframe et Tortorici, 1981); 8: chevauchement; 9: axe de pli; 10: faille normale; demi-flèches: composante décrochante supposée (d'après Lanzaframe et Tortorici, 1981; Ghisetti et Vezzani, 1982).

**B:** site IIPFW6. Trois états de contraintes sont reconstitués dans un même site (permutation locale des contraintes). La séparation des états de contrainte est confirmée par l'existence de stries superposées (jusqu'à trois sur un même plan; chronologies relatives représentées par des flèches). Remarquer que la contrainte horizontale maximale est restée de direction constante: N-S.

**C:** site IIPFW7, situé à deux kilomètres du site IIPFW6. Diagrammes avec tenseur de contraintes et failles mesurées dans le membre de grès et conglomérats le plus méridional de la coupe.

1: tenseur et failles dans leur position actuelle.

2: tenseur et failles après débasculement de la série. La coupe représente plusieurs biseaux sédimentaires qui montrent que le basculement et renversement des formations a été synsédimentaire.

Outre ces permutations locales, on rencontre des variations du champ de contrainte qui peuvent être regardées comme des permutations géographiques, c'est-à-dire d'un site à l'autre. Ceci a pu être démontré dans le Fossé Rhénan, par calculs de tenseurs de contraintes à partir de mécanismes au foyer (Larroque et al., 1987). Deux régions voisines sont actuellement caractérisées, l'une (sud du fossé Rhénan) par un état de contrainte décrochant en compression N150, l'autre (nord du fossé Rhénan) par une extension mais avec une contrainte horizontale maximale ( $\sigma_2$ ) N130 c'est à dire sub-parallèle à la précédente. D'autres variations de ce type du champ de contrainte ont été décrites dans les Andes et au Tibet grâce à l'analyse de plans striés et de mécanismes au foyer (Mercier et al., 1987; 1991).

De telles permutations sont aussi présentes dans l'Apennin. Toujours au Nord de la Calabre, dans le site IIPFW7, voisin du site IIPFW6 (fig.53A et C), il a été possible de déterminer une compression N-S dans les terrains de moins de 460.000 ans (zones NN20-NN21, C. Müller). Cette compression est actuellement basculée, tout comme l'est la formation qui a livré les failles. En effet, le diagramme (a, fig. 53C) montre des failles inverses très inclinées et des failles normales qui après débasculément (fig. 53C, diagramme b) se révèlent être d'anciennes failles inverses basculées. En fait, toute la série Pléistocène moyen-supérieur est basculée et même renversée (fig. 53C). Les directions des pendages (perpendiculaires à la direction de compression), comme l'inclinaison des failles et des axes de contraintes, montrent que la compression N-S est responsable du basculement. La coupe montre que les variations de pendage sont liées à l'existence de plusieurs biseaux sédimentaires. On peut donc en conclure que, dans ce site, le basculement et la compression ont été synsédimentaires et ont duré pendant toute la période de sédimentation. Etant donné que dans le site IIPFW6, distant de deux kilomètres, c'est une extension E-W qui est synsédimentaire de la même série, on en déduit qu'il y avait entre ces deux sites une permutation totale et géographique des contraintes. Néanmoins, les contraintes horizontales maximales et minimales restaient de même orientation.

D'autres exemples de permutations géographiques ont également été observés dans des terrains pléistocènes, comme dans le bassin de Sant'Arcangelo où l'on met en évidence des permutations  $\sigma_2/\sigma_3$  (présence de compressions pures et de compressions avec décrochements, (voir chapitre IVB).

#### En conclusion:

-La distinction d'états de contraintes "homoaxiaux" est justifiée par les calculs et les observations de terrain. Ces états de contraintes sont généralement liés par des permutations d'axes.

-Ces permutations sont de quatre types: permutations  $\sigma_2/\sigma_3$  entre extensions, permutations  $\sigma_2/\sigma_3$  entre compressions, permutations  $\sigma_2/\sigma_1$  entre compression (décrochante) et extension, permutations totales  $\sigma_1/\sigma_2/\sigma_3$ . On observe également des permutations

géographiques d'un site à un autre que l'on peut considérer comme un type particulier de variation spatiale du champ de contrainte.

-Les permutations rencontrées dans ce travail peuvent être très rapides (moins de 460.000 ans), les états de contraintes successifs peuvent alors être considérés comme contemporains à l'échelle du million d'années. On remarque alors qu'on peut observer des chronologies relatives entre états de contraintes subcontemporains. Il convient donc d'être prudent dans la distinction des différents événements tectoniques. A un même événement tectonique peuvent correspondre deux ou trois états de contraintes. Le raisonnement en terme de contraintes reste néanmoins simplificateur puisque l'orientation des contraintes horizontales extrêmes (la plus grande et la plus petite) reste constante.

-Ces changements d'états de contraintes impliquent des changements du rapport des contraintes  $\Phi$ , bien qu'ils n'aient pu être mis en évidence dans les exemples étudiés. La cause de tels changements peut être recherchée dans une variation du confinement latéral lié à l'adaptation de la déformation dans une mosaïque de blocs. Ces permutations peuvent être très locales et liées à une déformation hétérogène dans un site. C'est probablement le cas du site IIIIPFW7 où la compression peut résulter de la géométrie irrégulière d'un accident qui a probablement une composante décrochante dextre dans son mouvement (fig. 53A). Ces permutations pourraient également être générales et correspondre à un processus géodynamique majeur (activité d'une zone de subduction, par exemple).

Dans la plupart des sites, le traitement a conduit à séparer des états de contraintes "homoaxiaux", mais il faut garder à l'esprit qu'ils peuvent être sub-contemporains.

# Chapitre III: Les paléocontraintes dans les unités charriées de plate-forme

## Introduction

Les unités charriées de plate-forme affleurent sur la bordure tyrrhénienne de la chaîne (fig. 2). C'est dans ce domaine que l'on peut envisager de mettre en évidence les déformations compressives les plus anciennes.

En outre, cette bordure tyrrhénienne de la chaîne est caractérisée par de nombreuses failles normales (fig. 7) et par la présence d'une activité volcanique au Quaternaire. Elle offre donc la possibilité d'étudier les relations entre tectonique distensive et compressive.

Nous étudierons successivement la région du massif du Matese (zone IPFW) et la région des Monts Alburni (zone IIPFW) (Pl. 1).

## A. Le massif du Matese et sa région (zones IPFW et IUB)

### 1) Structure générale

Le massif du Matese (fig. 54) comprend les reliefs les plus hauts et les plus vigoureux de l'unité de la plate-forme abruzzo-campanienne (définie au chapitre IA, fig. 10A). C'est également la région où les failles normales sont le mieux accessibles à l'observation.

Le Matese et la montagne de Frosolone (fig. 36 et 54) appartiennent à un même ensemble qui chevauche vers le Nord les unités du bassin molisan, tandis que vers l'Est il plonge sous ces dernières (Clermonté et Pironon, 1979).

Dans le Matese, les faciès de plate-forme carbonatée vont du début du Secondaire au début du Tertiaire (fig. 3). Les faciès du Miocène moyen témoignent d'un approfondissement rapide avec passage à un milieu de type bassin franc. Les calcaires à algues du Langhien et les calcaires marneux du Serravallien (quelques dizaines de mètres) passent au Tortonien inférieur (Ciampo et al., 1987) à une puissante série détritique (plusieurs centaines de mètres de marnes et grès) de type flysch. A l'Est, le Matese serait chevauché par les klippen du Sannio (fig. 36 et 54) représentant des unités d'un domaine de bassin constitué de calcaires détritiques en bancs, alternant avec des marnes rouges du Sénonien au Miocène (Clermonté et Pironon, 1979; Renault et al., 1990).

La tectonique du Matese est dominée par des failles normales, souvent de rejet important (pluri-hectométrique), essentiellement de direction Est-Ouest, mais localement aussi de direction NW-SE et NE-SW. Ces failles masquent une structuration en plis d'axes Est-Ouest. En particulier, le Nord du Matese est écaillé et déformé en plis étroits Est-Ouest (Clermonté et Pironon, 1979).



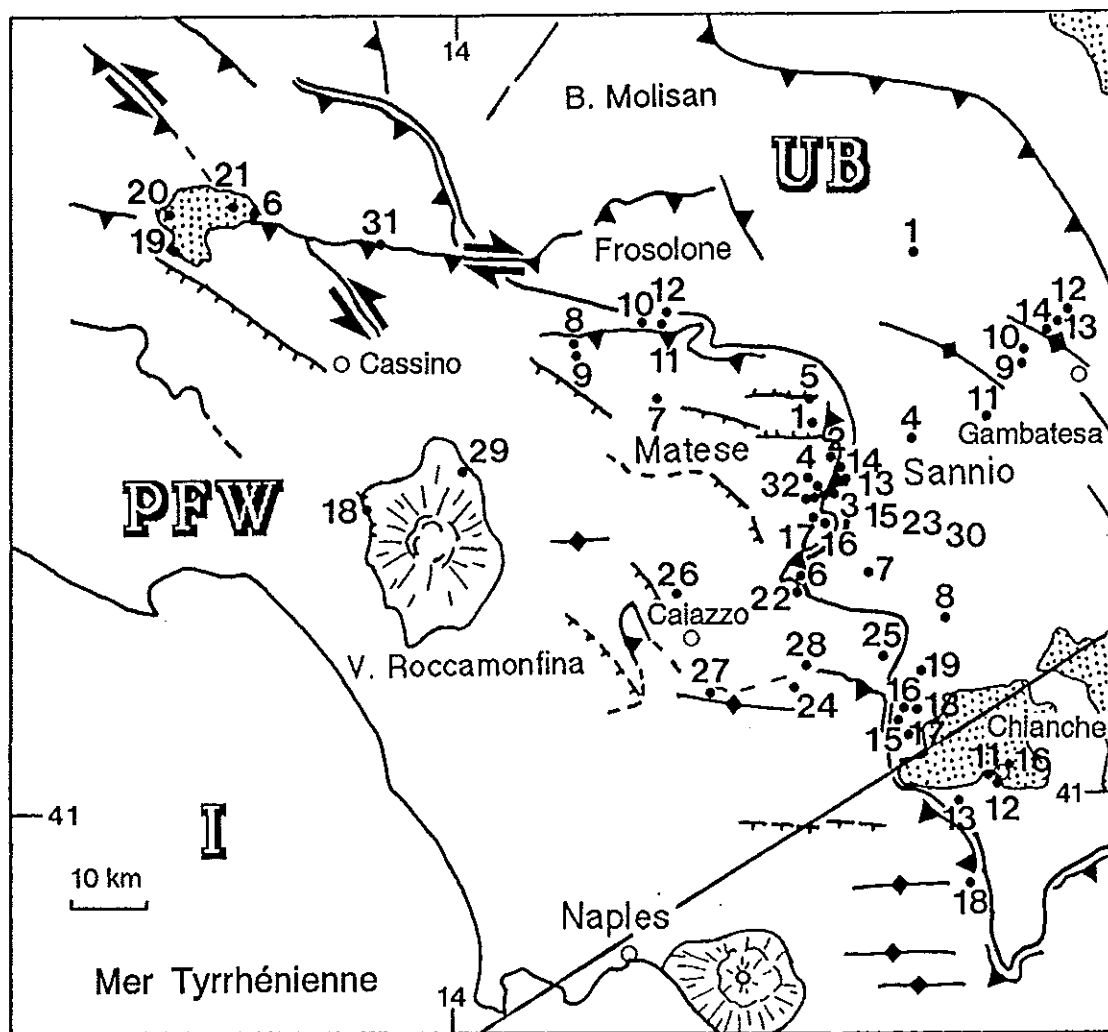


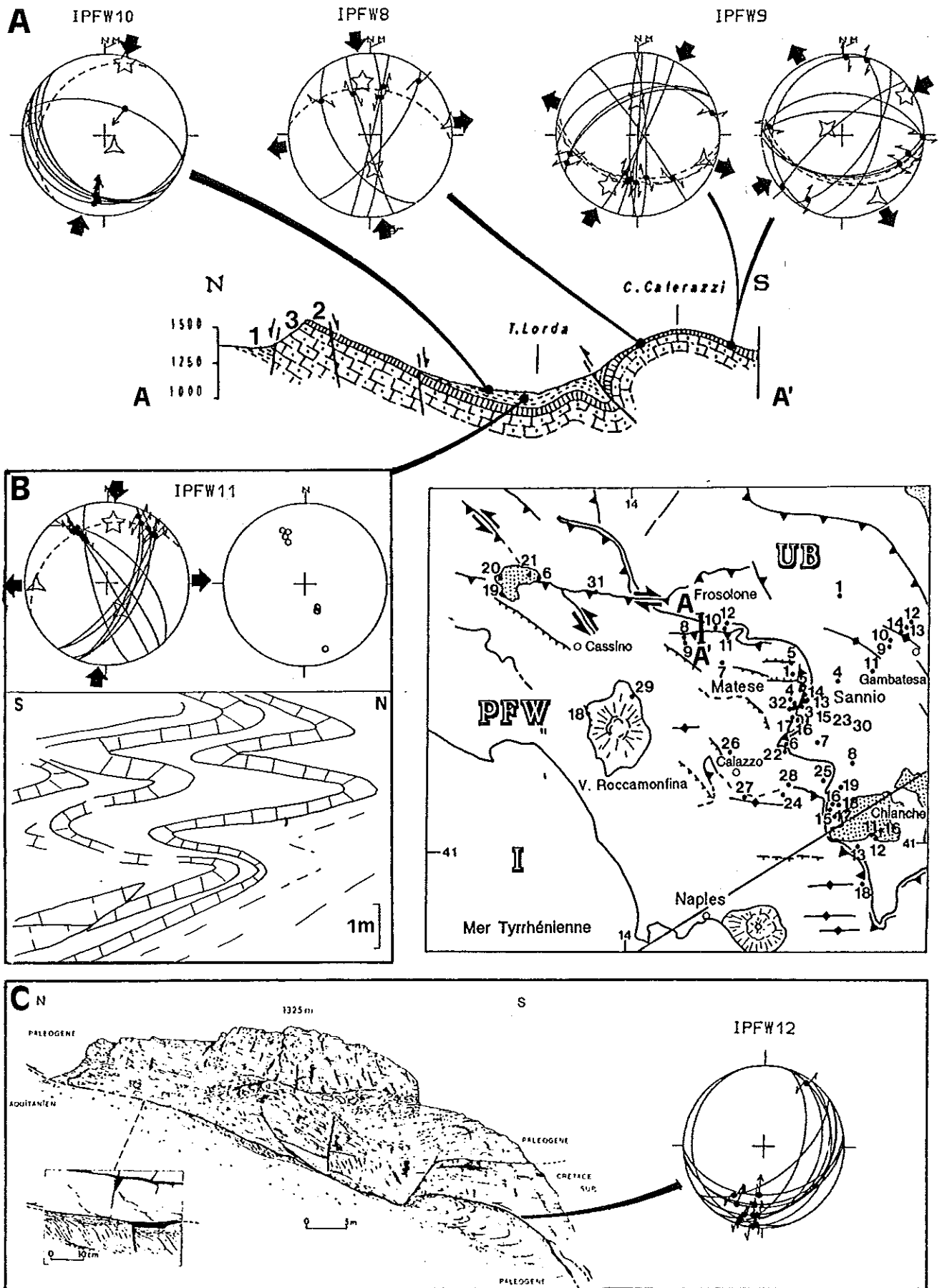
Fig.54: Carte de localisation des sites de mesures dans la région du Matese (au Nord de Naples). PFW: terrains issus de la déformation de la plate-forme occidentale. UB: terrains issus de la déformation des unités de bassin Lagonegro-Molisan. Légende détaillée: se reporter planche-1.

## 2) La bordure septentrionale du Matese

Des compressions de direction sub-méridienne sont associées aux structures de la bordure septentrionale du Matese (fig. 55).

Un pli pluri-hectométrique, d'axe Est-Ouest, peut être observé dans la série mésozoïque du Nord-Ouest du Matese. Les sites IPFW8 et IPFW9, sur ses flancs septentrional et méridional respectivement, ont permis de caractériser une compression sub-méridienne, NNW-SSE à NNE-SSW (fig. 55). Ces compressions sont représentées par des décrochements mineurs actuellement basculés (fig. 55), représentant une déformation cassante précédant la tectonique pllicative. Dans le site IPFW9, cette déformation a été suivie par une compression ENE-WSW, post-basculément .

Au nord du chevauchement du torrent Lorda (fig. 55), cette compression est matérialisée par des failles inverses (site IPFW10) et par un plissement intense (site IPFW11) affectant la série du Miocène moyen (compressions de direction N15 et N5 respectivement).



**Fig. 55:** Structures et diagrammes failles/tenseurs de la bordure septentrionale du Matese.  
**A:** Coupe Nord-Sud de la bordure septentrionale du Matese d'après Clermonté et Pironon (1979), et diagrammes des principales directions de compression. 1: Néogène; 2: Paléogène; 3: Crétacé supérieur.  
**B:** Plis du site IPFW11 et diagrammes failles/tenseurs, pôles des surfaces stratigraphiques.  
**C:** Schéma de la structure chevauchante de la Difenzola (site IPFW12) (Clermonté et Pironon, 1979) et diagramme des mesures de la surface de chevauchement.

Plusieurs kilomètres au Nord (site IPFW12), le long d'un autre chevauchement signalé par Clermonté et Pironon (1979), les stries du contact cisailant indiquent un mouvement Sud-Nord (fig. 55, site IPFW12).

Malgré le polyphasage (voir annexe: site IPFW10), les structures formées pendant une compression sub-méridienne post-Miocène moyen dominant en bordure septentrionale du Matese. Les chevauchements de cette zone pourraient être de même âge et relever des mêmes directions de compression que l'avancée de l'ensemble Frosolone-Matese sur le bassin Molisan (fig. 54).

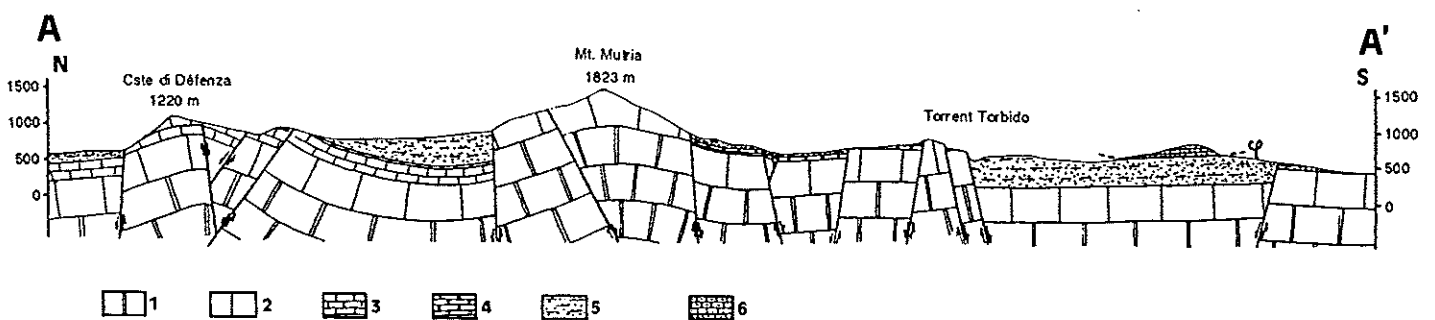
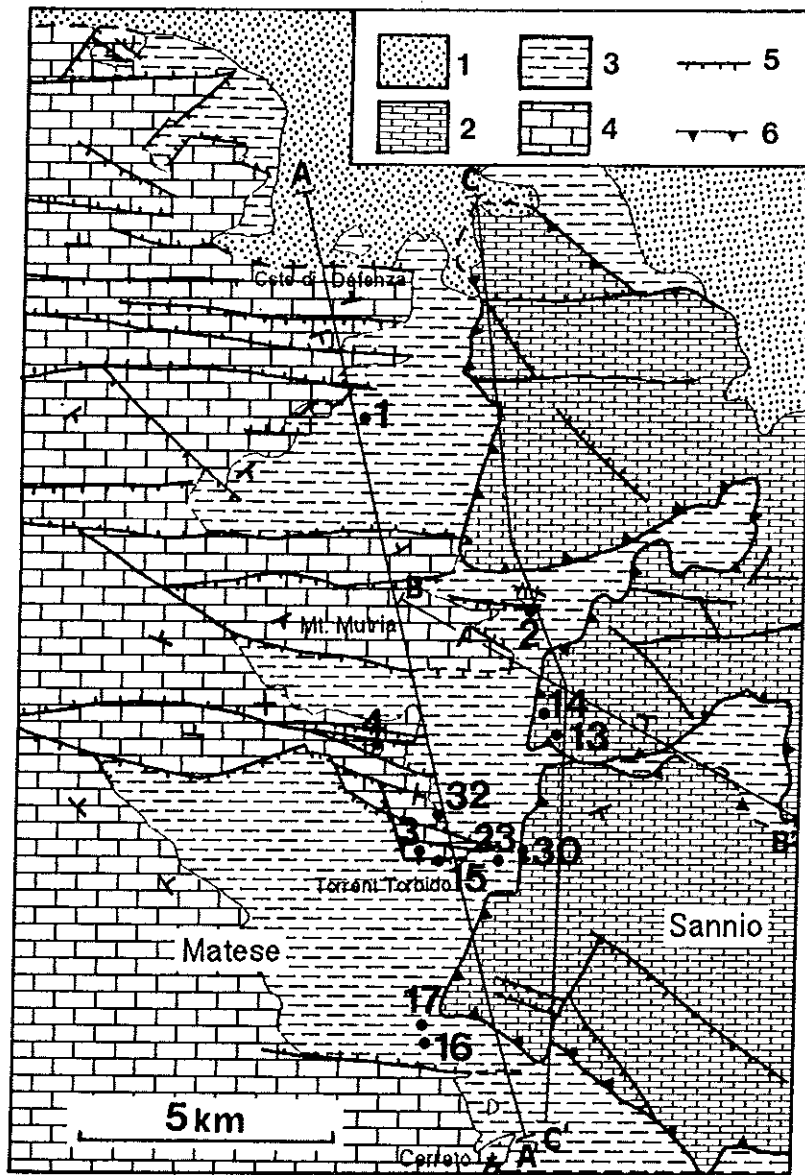
### 3) La zone orientale du Matese

Le massif du Matese se flexure vers l'Est dans une zone où affleurent les sédiments les plus récents (ortonien). Des failles normales de rejet fréquemment pluri-hectométriques affectent toute la série et constituent les structures majeures de ce secteur. Plus à l'Est, ce massif serait en contact par failles normales avec la série du Sannio (fig. 7) (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971; Roure et al., 1988), ou bien serait chevauché par celles-ci (Clermonté et Pironon, 1979) (fig. 56).

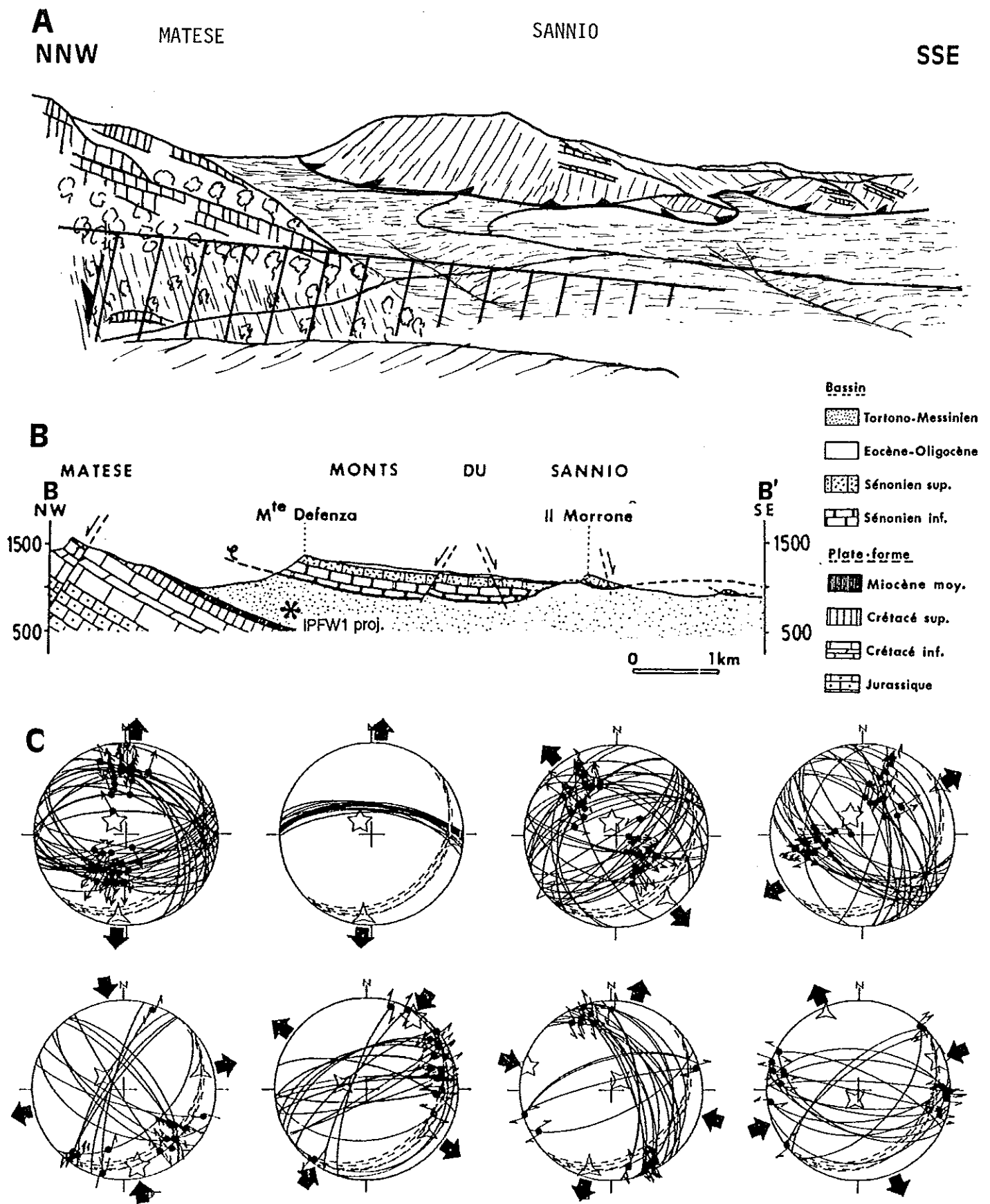
#### a) Exemple du site IPFW1

Les mesures du site IPFW1 ont été réalisées dans la série du Tortonien qui plonge de trente degrés vers le Sud-Est (fig. 56 et 57). Ce site est particulièrement représentatif puisqu'il a été possible de reconstituer tous les états de contraintes mis en évidence dans l'ensemble du Matese. Ainsi, trois directions d'extension, N6, N58, et N141, (caractérisées par des failles normales), et quatre directions de compression, N170, N33, N107, N68, (caractérisées par des décrochements) sont mises en évidence (fig. 57).

Toutes les chronologies relatives de ce site (fig. 58) indiquent que les distensions sont antérieures aux compressions. Dans le détail (fig. 58), l'extension N58 a été suivie par une extension perpendiculaire (N141). Les compressions N33 et N170 sont suivies par la compression N107 puis par celle N68. La chronologie de l'extension N6 par rapport aux deux autres extensions n'est pas certaine, mais elle est au moins antérieure à la compression N33. On peut se rendre compte de cette chronologie en comparant, sur les diagrammes (fig. 57), la position des axes de tenseurs et du plan de stratification. Toutes les tenseurs calculés sont basculés (avec deux axes contenus dans le plan de stratification) à l'exception de ceux des compressions N107 et N68 qui sont donc plus récents. En particulier, pour l'extension N6, à la fois les failles, les fentes de tension et bien sûr les axes du tenseur sont basculés. Le basculement des couches, (30 degrés vers le Sud-Est) peut correspondre soit au dernier tenseur anté-basculé (compression N170 ou N33), soit au premier tenseur post-basculé (compression 107).



**Fig. 56:** Schéma structural de la bordure orientale du Matese avec localisation des sites de mesures (région IPFW) et coupe géologique Nord-Sud du Matese (coupe AA').  
 Schéma structural: 1: Quaternaire; 2: Unité du Sannio (Crétacé supérieur à Miocène); 3: Miocène supérieur; 4: Mésozoïque à Miocène moyen du Matese; 5: faille normale; 6: contact supposé chevauchant.  
 Coupe AA': 1: Trias à Jurassique; 2: Néocomien à Cénomaniens; 3: Cénomaniens à Sénonien; 4: Miocène moyen; 5: Miocène supérieur (Tortonien inférieur à Messinien?). 6: Série du Sannio, Crétacé supérieur à Miocène.



**Fig. 57:** Contact entre les séries du Matese (carbonates de plate-forme et flysch Miocène supérieur) et du Sannio (séries de transition et de bassin) sur la bordure orientale du Matese.

**A:** panorama de la limite entre le Matese et le Sannio au Sud du mont Mutria (fig. 56). Remarquer les "rentrants" et "sortants" du contact. Noter aussi que les failles normales Est-Ouest à rejet pluri-hectométrique du Matese ne se prolongent pas dans les séries du Sannio.

**B:** Coupe géologique du panorama (coupe BB' de la figure 56) (Renaud et al., 1990). Le contact Sannio-Matese est interprété comme un chevauchement.

**C:** Diagrammes failles/joints/tenseur du site IPFW1 sur la bordure du Matese plongeant vers le Sud-Ouest (fig. 56).

La seule faille majeure du site est une faille actuellement inverse de rejet pluri-décamétrique qui a été interprétée comme une faille normale basculée (Roure et al., 1988). L'analyse des failles associées confirme cette interprétation et montre que la faille principale a joué pendant l'extension N141. De plus, le miroir de faille est repris en décrochement dextre au cours de la compression N68. De façon générale, les chronologies (fig. 58) montrent que toutes les distensions reconstituées sont antérieures au moins à la compression N107. En outre, la distension N6 est antérieure à la compression N33 au moins.

La distension est la déformation la plus ancienne mise en évidence dans cette série tortonienne, elle précède les événements compressifs.

## **b) Le contact Sannio/Matese.**

Le long du contact entre les séries de plate-forme du Matese et celles de bassin du Sannio, la carte géologique montre un système de failles normales orthogonales. Clermonté et Pironon (1979) et Renault et al. (1990) considèrent en revanche que le Sannio chevauche le Matese (fig. 36).

Il a été possible d'observer, dans le versant du massif du Sannio, des affleurements de séries miocènes du Matese: le contact dessine des "rentrants" et "sortants" typiques d'un contact peu incliné de chevauchement (fig. 57).

Une coupe Nord-Sud (fig. 59), près de la bordure du Sannio passe par plusieurs "rentrants", ce qui permet de dessiner le contact. Ce dernier est régulier; il présente la forme d'un large anticlinal, ou plutôt d'un dôme (étant donné le plongement des structures vers l'Est). Près de son front, la série du Sannio est peu épaisse (250 mètres); de façon générale, elle ne dépasserait jamais 700 mètres (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971). La partie inférieure de la coupe a été construite en prolongeant les structures du Matese observables près du contact avec le Sannio. Le contraste des styles de déformation est flagrant. Comme on l'observe sur le terrain, les failles normales du Matese, à rejet pluri-hectométrique, n'affectent pas le massif du Sannio. Les failles normales signalées dans ce dernier massif n'ont que des rejets minimes; de plus, elles ne coïncident pas avec celles du Matese (fig. 56 et 59).

On peut conclure que le contact Sannio-Matese correspond à un chevauchement des unités de bassin sur les faciès de plate-forme. Ce chevauchement scelle des structures distensives (failles normales) et même compressives (bascullements) du Matese (fig. 59). Remarquablement, la succession d'événements distensifs et compressifs que ce scellement implique, est en accord avec celle déduite par les reconstructions de paléocontraintes dans le site IPFW1.

SITE & AGE	DIRECTIONS D'EXTENSION					DIRECTIONS DE COMPRESSION				
	1	45	90	135	180	1	45	90	135	180
IPFW19 Pleistocène inf.-moyen [2]					14					X 77
IPFW20 Pleistocène inf.-moyen [2]					57					132
IPFW17 Miocène supérieur [1]					35					X 139
IUB7 Miocène supérieur [1]					21					X 45
IPFW1 Tortonien [3]					6					X 68
					58					X 68
					58					X 68
					58					X 107
					58					X 107
					58					X 107
					6					X 68
					6					X 107
					6					X 33
					6					X 68
					6					X 33
					6					X 107
					6					X 107
					6					X 68
					6					X 68
					6					X 107
IPFW16 Tortonien [3]					31					X 46
IPFW10 Serravallien										X 71
IPFW32 Helvetien Langhien [3]					60					X 13
					60					X 13
IPFW14 Crétacé sup. Paléocène [3]					99					X 114
IPFW8 IPFW9 Crétacé sup. Paléocène [3]					99					X 58
					99					X 30
					99					X 58
					99					X 171
					99					X 171
IPFW30 Crétacé sup. Paléocène [3]					120					X 172
IPFW22 Crétacé [3]					44					X 144
					44					X 144
					44					X 92
					44					X 92

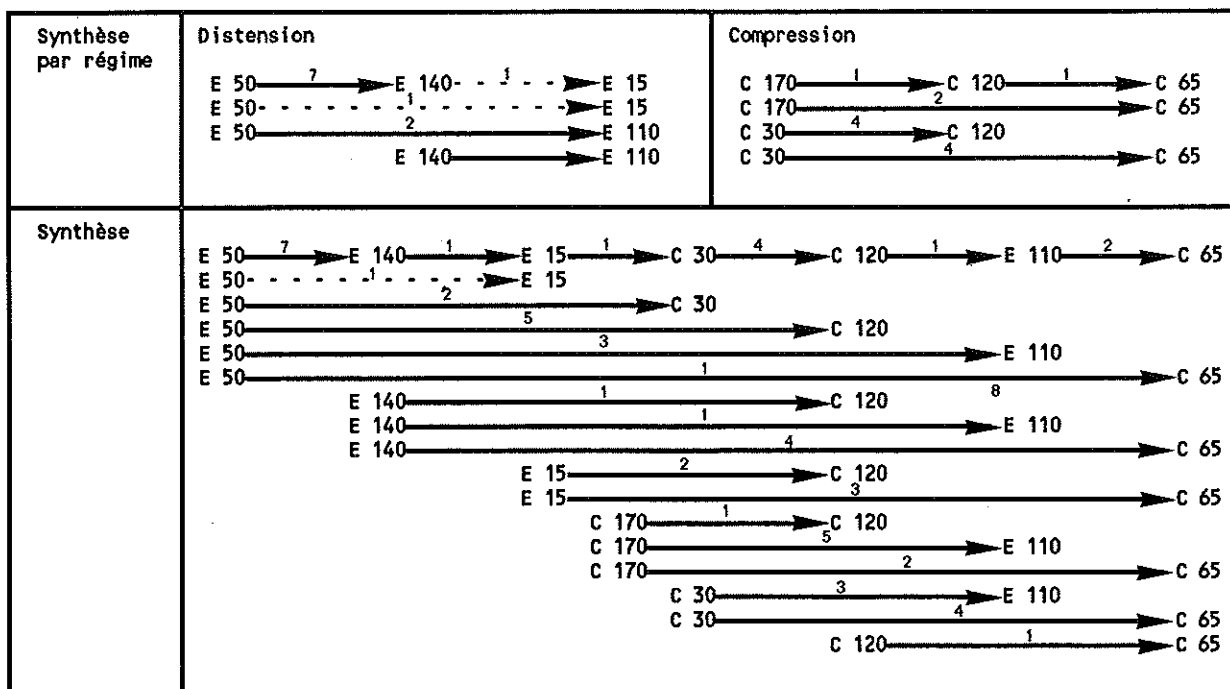


Fig. 58: Tableaux de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites du massif du Matese.

-Colonne de gauche: numéro de site et âge des terrains ([1] datation de C. Müller; [2]: Bonardi et al., 1988; [3]: Servizio geologico d'Italia, 1963-1971).

-Colonne du milieu: azimuth des directions d'extension.

-Colonne de droite: azimuth des directions de compression (X: régime "décrochant"; C: régime compressif).

-Flèches en traits continus: chronologies certaines; Flèches en traits discontinus: chronologie supposée.

Les chronologies sont déduites de superpositions de stries (nombre d'observations indiqué sur la flèche) ou des basculements (aucun numéro inscrit). Dans les synthèses sont reportées les moyennes des directions de compression et d'extension prises en compte, les régimes décrochants et compressifs ne sont plus distingués et les numéros sur les flèches indiquent le nombre total de chronologies.

Afin de relier ces structures aux états de contraintes déterminés dans le site IPFW1, on s'est efforcé de constituer des stations de mesures près des grands accidents. Ainsi, les failles normales des sites IPFW2 et IPFW15 (fig. 59) et des failles mineures associées correspondent à une extension sub-méridienne (NNE-SSW). Les grands miroirs de failles observés dans le site IPFW15 présentent, au contact des séries de flysch, une forte fracturation de leur surface avec de la calcite abondante: ils ont subi une fracturation hydraulique. Il est donc probable que ces failles normales aient joué alors que le flysch était encore imbibé d'eau; il pourrait bien s'agir de failles normales synsédimentaires du bassin de flysch.

Dans un petit fossé bordé de failles normales de direction Est-Ouest (fig. 59, site IPFW4), une série finement litée du Miocène moyen est effondrée entre des compartiments de calcaires mésozoïques; elle est de plus plissée et affectée par une compression NE-SW. Ce plissement local correspond à une "pincée" indiquant que la compression est postérieure à la distension Nord-Sud. Une telle succession avait déjà été observée dans le site IPFW1 (fig. 58).



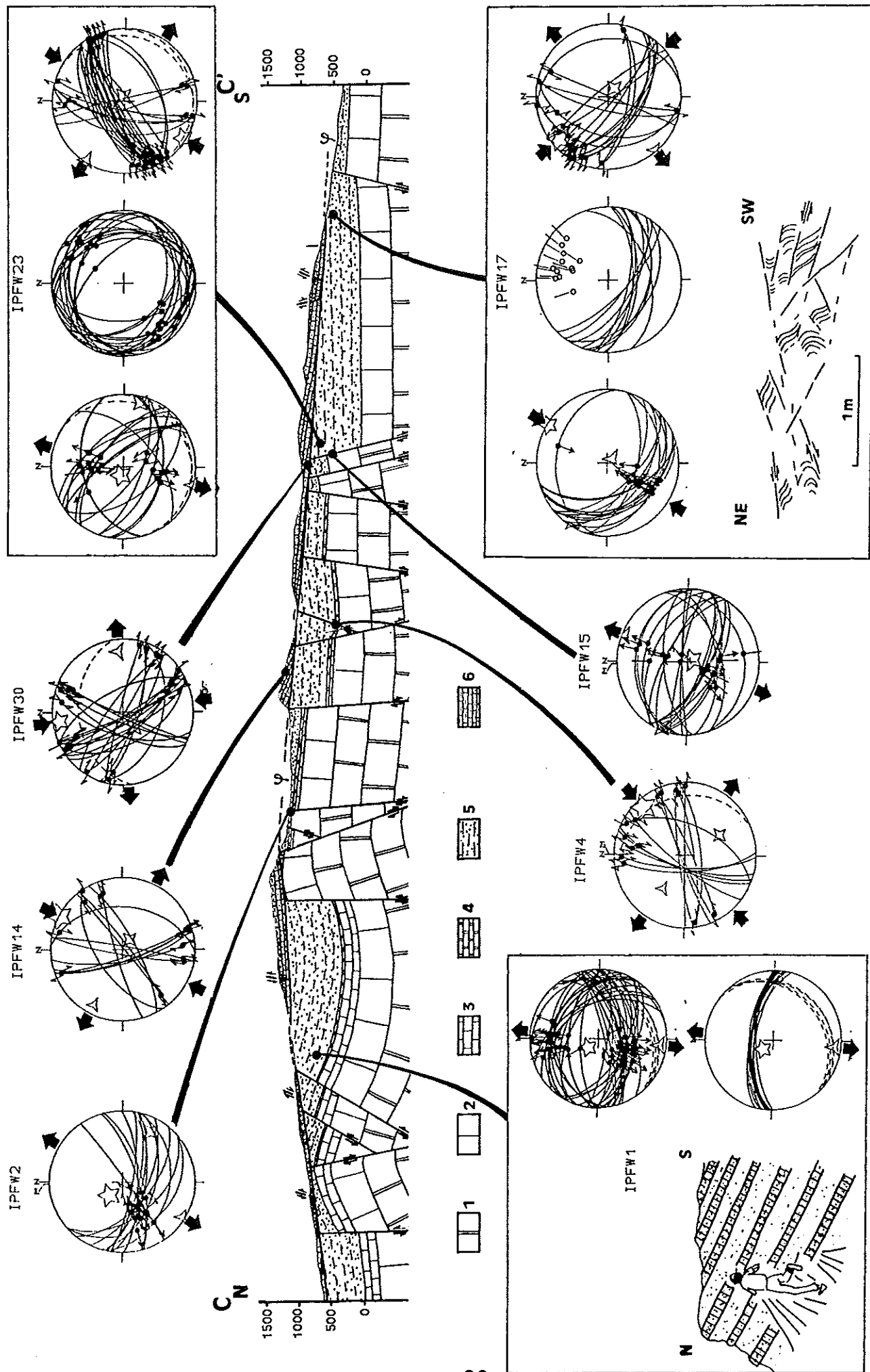


Fig.-59: Coupe Nord-Sud de la bordure occidentale des monts du Sannio (coupe CC' de la figure 56) et principaux diagrammes failles/tenseurs des structures de cette coupe (voir texte).

Dans les niveaux les plus élevés de la série du flysch (fig. 59, site IPPFW23), on met en évidence des directions d'extension similaires à celles du site IPFW1 (voir annexe), et en particulier l'extension NNE-SSW déjà caractérisée avec les miroirs des calcaires mésozoïques (site IPFW15). De plus, toute la série argileuse tortonienne est affectée par de nombreux cisaillements plats (fig. 59, site IPFW23) et par une schistosité diffuse (faciès "écailleux" des argiles). Dans ces argiles, aucun critère n'a permis de déterminer le sens du mouvement, mais il s'agit probablement de cisaillements inverses comme le suggère la direction de compression NNE-SSW reconstituée à partir des failles affectant le grès sus-jacent. En effet, cette compression a la même orientation que les stries des argiles cisillées (fig. 59, site IPFW23).

Dans le site IPFW17 (fig. 59), une bande de cisaillement avec schistosité a été observée dans des calcarénites attribuées au Tortonien (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971). Le sens inverse de cisaillement a pu être déterminé: la compression est NNE-SSW, perpendiculairement à la direction de la schistosité. Une autre compression de direction NE-SW réactive les plans de cisaillement inverse et de schistosité. Cette compression NE-SW est donc postérieure à la compression NNE-SSW, comme cela avait été indépendamment établi dans le site IPFW1.

Dans l'unité du Sannio, des compressions N-S à NNE-SSW ont aussi été caractérisées (fig. 59, sites IPFW14 et 30). De plus, quelques mètres au-dessus du contact chevauchant, des failles inverses et des plis d'entraînement sont compatibles avec cette compression sub-méridienne (voir annexe, site IPFW23).

En définitive, les structures observables sur la coupe correspondent à différents états de contraintes déjà reconstitués dans le site IPFW1. Les chronologies relatives entre états de contraintes sont confirmées et précisées. Les chronologies entre distension et compression indiquent toujours que la distension a précédé la compression. Les multiples compressions se sont suivies dans l'ordre suivant: NNW-SSE et NNE-SSW, WNW-ESE, WSW-ENE. Les distensions NE-SW et NNE-SSW sont antérieures à la compression NNE-SSW au moins.

Les cisaillements observés dans les sites IPFW23 et IPFW17 suggèrent que la mise en place de la nappe du Sannio s'est faite pendant la compression NNE-SSW. Cette nappe pourrait provenir du Nord, étant donné l'équivalence des faciès du Sannio avec ceux de l'unité de Frosolone (fig. 36) (Renault et al., 1990).

Cette mise en place est postérieure à l'extension NNE-SSW dont elle scelle les failles normales de rejet pluri-hectométrique (fig. 59). La forte fracturation hydraulique observée le long de ces failles suggère qu'elles étaient synsédimentaires dans la série de flysch. Les autres directions d'extension (NE-SW et NW-SE) correspondent à des failles dont les rejets sont moindres (décamétriques). Par analogie avec la zone orientale du Matese, le plissement qui est "scellé" par le chevauchement pourrait être lié à une compression sub-méridienne: NNW-SSE ou NNE-SSW. Par contre, le plissement qui affecte la surface de chevauchement peut être lié à l'une des compressions tardives, N110 ou N70.

Dans la zone orientale du Matese on a donc pu relier les états de contraintes aux structures et déterminer la chronologie des événements, aussi bien par l'observation de petites que de grandes structures. On peut démontrer qu'une forte extension a précédé les compressions et n'est donc pas liée à la tectonique de la marge tyrrhénienne.

#### 4) Les autres sites miocènes des environs du Matese (zones IPFW et IUB)

##### a) Les problèmes de datation des séries miocènes

Les séries miocènes ont été difficiles à dater à cause des remaniements (la même formation donnant souvent des âges de nanoplancton différents).

Le flysch tortonien, qui affleure bien dans le Matese, a recouvert l'ensemble de la plate-forme campano-abruzzaise comme en témoignent encore quelques affleurements dispersés. La base du flysch a été datée du Tortonien inférieur (Ciampo et al, 1987). Les termes les plus élevés sont observables dans une coupe du torrent Torbido (fig. 56 et 60). A la différence de la base de la série, composée d'une alternance de grès et de marnes, les derniers deux cents mètres ne présentent pas de nette stratification et sont caractérisés par d'abondants olistolites "d'argiles varicolores". Les olistolites les plus bas ont été "dilués" et s'intercalent sous forme de lames d'argiles rouges dans la série marneuse noire. Les olistolites les plus hauts dans la série constituent des paquets ovoïdes (fig. 60). Corrélativement à cette présence d'olistolites, la série devient riche en remaniements (nanoplanctons de l'Oligocène et du Miocène moyen). Les datations ne sont pas certaines, mais les niveaux les plus élevés de la série miocène pourraient appartenir au Messinien (C. Müller).

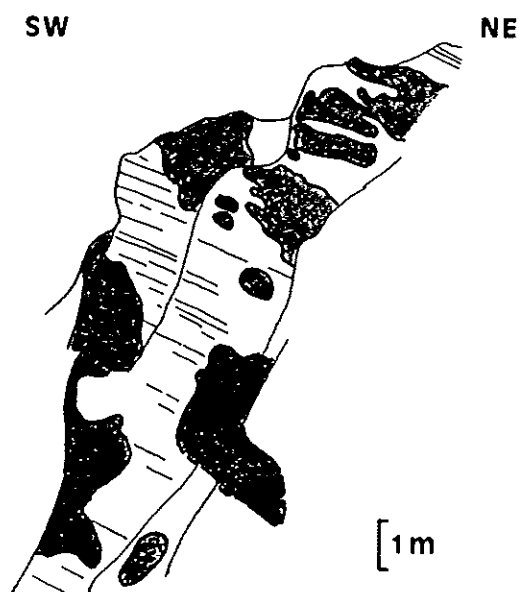


Fig.60: Panorama de la série du Miocène supérieur (Messinien?, datation C. Müller) à olistolites (localisation: fig.56, site IPFW23).

Dans le site IUB7 (fig. 54), des calcarénites à dragées de quartz rappellent les faciès terminaux de la coupe du torrent Torbido. On peut y observer des blocs remaniés typiques du flysch Tortonien et un niveau de lignites. Les premières datations ont donné un âge Langhien; de nouvelles datations ont donné un âge Miocène supérieur.

Au Sud du Matese, il existe des incohérences dans les âges des formations détritiques à olistolites, de même faciès que celle du site IUB7, qui bordent au Nord l'unité de plate-forme carbonatée campano-lucanienne. Par exemple, des sédiments attribués au Miocène moyen sur la carte géologique de Salerne, se raccordent à des séries du Miocène supérieur sur la carte de Bénévent et l'ensemble est attribué au Tortonien supérieur-Pliocène inférieur sur la carte de Bonardi et al. (1988).

Comme dans le Matese, les datations obtenues dans ces séries à olistolites (C. Müller) sont variées. Deux sites (IUB15 et IUB16) attribués à la série d'Altavilla du Tortonien supérieur-Pliocène inférieur (Bonardi et al, 1988) ont donné un âge du Burdigalien. Dans la même série, le site IUB17 a au contraire confirmé un âge Miocène supérieur. Inversement, à l'Ouest de ces affleurements des sédiments attribués au Miocène moyen (Bonardi et al., 1988) ont donné un âge du Miocène supérieur près de leur contact discordant avec les calcaires mésozoïques. Tous ces affleurements appartiennent probablement à une même série débutant au Miocène supérieur.

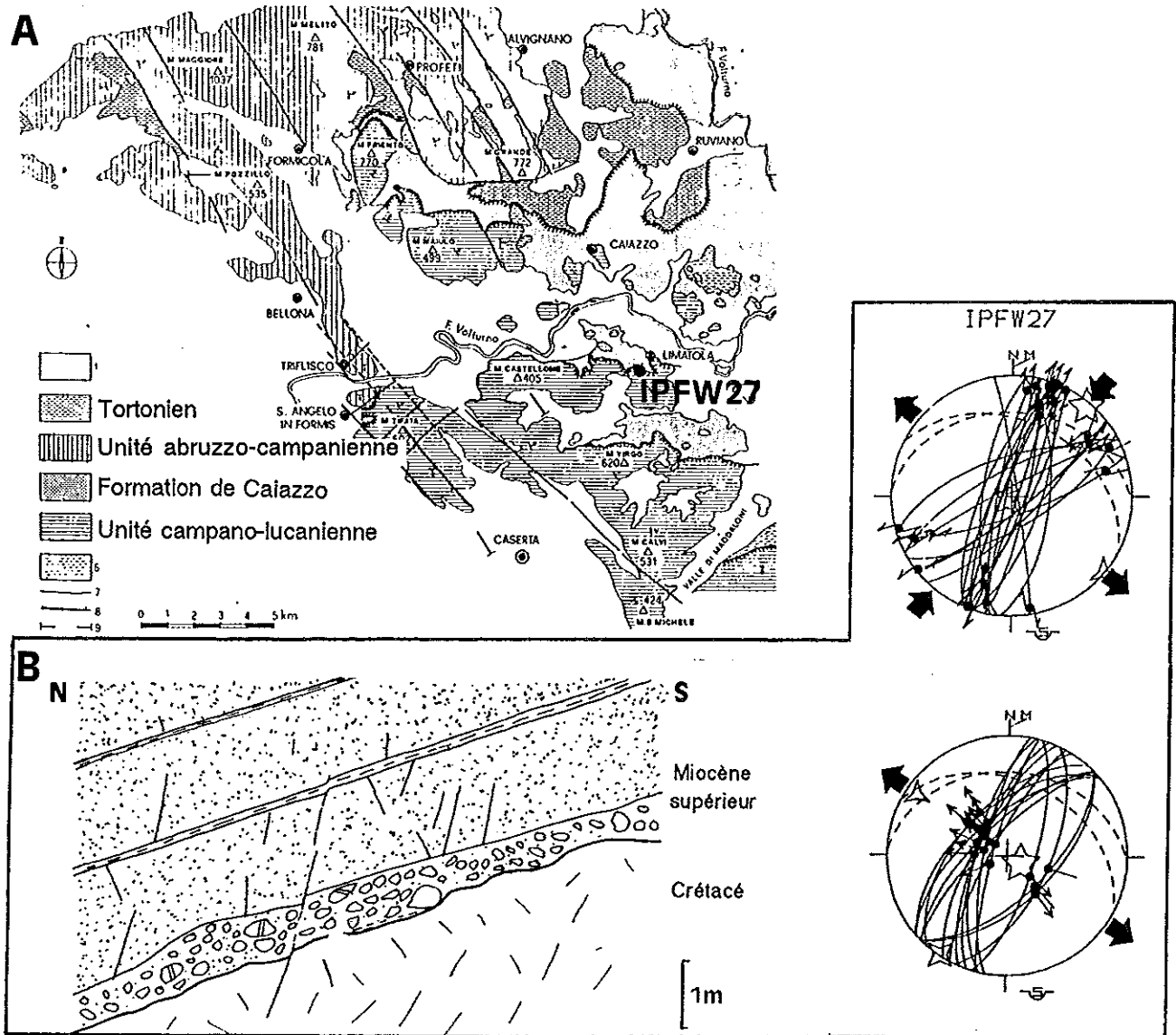
A quelques kilomètres de ces affleurements, la formation de Caiazzo (fig. 54, sites IPFW27 IPFW28 et IPFW24), présente les mêmes faciès avec également des olistolites "d'argiles varicolores" et de calcaire. Cette formation a été attribuée au Tortonien-Messinien sur la carte géologique de Caserta (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971) et au Langhien supérieur-Tortonien inférieur sur la carte de Bonardi et al. (1988).

L'interprétation de cette série est particulièrement importante. Si on prend en compte la seconde datation, cette formation aurait appartenu au bassin Irpinien qui succède au bassin Lagonegro au Burdigalien (Cocco et al., 1972; Pescatore, 1978). Ce bassin, caractérisé par des olistolites sur sa bordure occidentale (formation de Caiazzo et formation de Castelvétère), apporterait la preuve que les déformations compressives commencent au Miocène moyen sur la marge Apulienne (fig. 10A). Son attribution au bassin Irpinien du Miocène moyen est également un des arguments de la distinction des plates-formes campano-lucanienne et abruzzo-campanienne en tant que deux domaines paléogéographiques distincts séparés par un bassin profond (Pescatore et Sgroso, 1973, Pescatore, 1978).

La formation de Caiazzo est clairement superposée au flysch Tortonien. La détermination d'un âge Langhien-Serravalien avait poussé Pescatore et Sgroso (1973) vers une interprétation en termes superposition tectonique (fig. 61A).

Nous avons pu vérifier l'existence du chevauchement de la plate-forme campano-lucanienne sur la formation de Caiazzo (Pescatore et Sgroso, 1973) sur la rive droite du

fleuve Volturno. Par contre, sur sa rive gauche, une tranchée de route permet d'observer dans le site IPFW27 que la formation de Caiazzo est transgressive sur cette unité qui plonge vers le Nord (fig. 61B). A cet endroit, le contact, que les auteurs avaient considéré comme un chevauchement de la plate-forme campano-lucanienne sur la formation de Caiazzo, est donc une superposition stratigraphique. De plus, la base de la transgression a pu être datée du Miocène supérieur (C. Müller). Le même âge a été obtenu près du site IPFW24 (fig. 54), alors que les premières datations indiquaient un âge Burdigalien.



**Fig. 61:** La formation miocène de Caiazzo, au Sud du Matese (fig.54).

**A:** Schéma structural de la région de Caiazzo d'après Pescatore et Sgroso (1973). L'unité de la plate-forme campano-lucanienne chevaucherait la formation de Caiazzo qui, à son tour, chevaucherait le flysch tortonien de l'unité abruzzo-campanienne.

**B:** Schéma de l'affleurement du site IPFW27, au sud de Limatola, et diagrammes (failles/tenseur de contrainte) de plans striés mesurés dans la série de Caiazzo. La formation de Caiazzo est observée transgressive sur les carbonates du Crétacé de la plate-forme campano-lucanienne. La base de la transgression est datée du Miocène supérieur. Compression et extension sont post-basculement et sont liées par permutation d'axes  $\sigma_1/\sigma_2$ .

On soupçonne donc la formation de Caiazzo d'appartenir uniquement au Miocène supérieur. Aucune preuve du chevauchement de cette formation sur le flysch Tortonien n'a en fait été fournie. Par contre si l'âge miocène supérieur se confirme, le contact entre ces deux formations miocènes peut être simplement stratigraphique. Une datation précise de toute cette série pourrait remettre en question le modèle paléogéographique et l'existence dans cette région de phases tectoniques du Miocène moyen.

Ces problèmes de datation, bien que cruciaux pour l'interprétation structurale et le choix d'un modèle paléogéographique, n'ont pas eu de grande conséquence sur l'interprétation des reconstructions de paléocontraintes. En effet, tous les états de contraintes reconstitués dans les sites du Miocène inférieur et moyen ont été aussi caractérisés dans les terrains du Miocène supérieur.

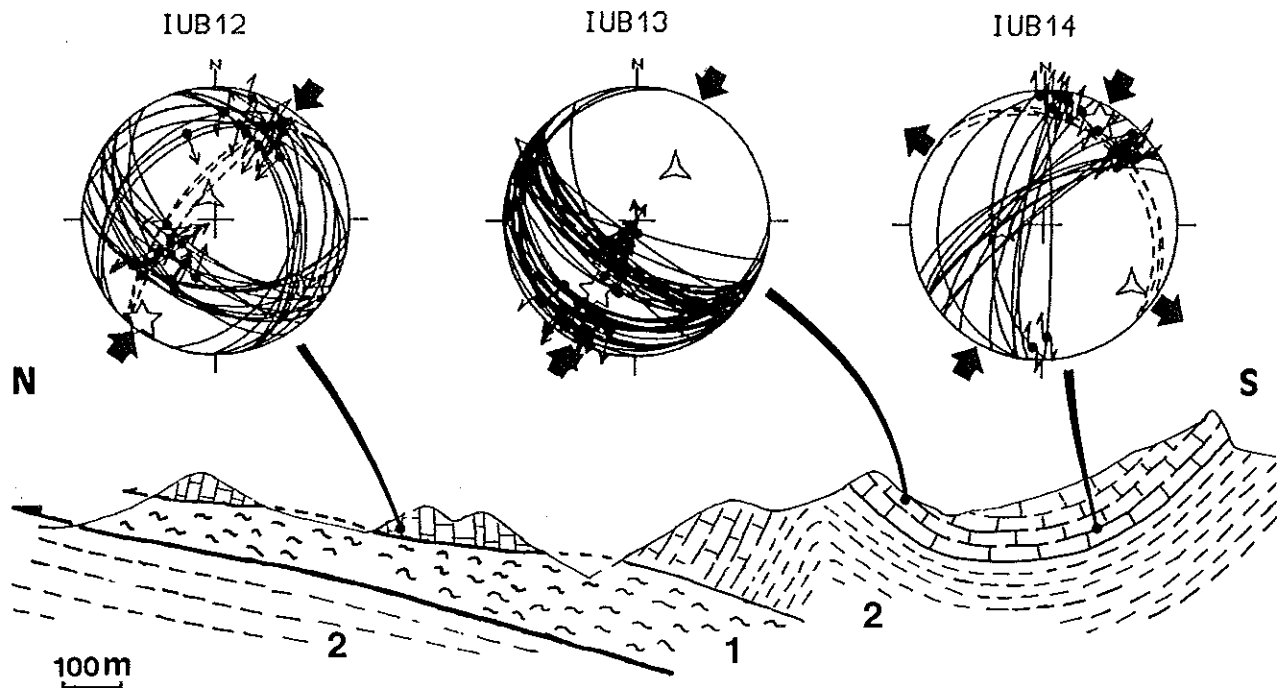
## **b) Les paléocontraintes des sites miocènes**

Comme dans le Matese, les structures compressives principales des régions IPFW et IUB correspondent à des compressions NNE-SSW. C'est une compression N39 qui est caractérisée dans les terrains du Miocène supérieur de l'anticlinal de Limatola (fig. 61). Cette compression, perpendiculaire au pli, n'est pas basculée: elle représente probablement un épisode cassant de la fin du plissement. Dans le même site, une extension N123 a suivi cette compression par permutation d'axes de contraintes  $\sigma_1/\sigma_2$ .

Dans la région IUB (sites IUB 12, 13 et 14) (fig. 54), on peut observer des unités du domaine de bassin ("argiles varicolores"), supportant des séries du Messinien (datations de C. Müller), chevauchant des terrains du Miocène supérieur (fig. 62). Les trois sites de mesures, dans la zone de chevauchement, ont permis de caractériser une compression NNE-SSW (N37, N29 et N28; fig. 62), qui correspond à des failles inverses (sites IUB12 et IUB13) ou à des décrochements (site IUB14; permutation d'axes  $\sigma_2/\sigma_3$ ).

Cette compression NNE-SSW est postérieure au basculement des couches dans le site IUB12, et antérieure au plissement dans les sites IUB13 et IUB14 (fig. 62). Elle paraît liée au plissement, qui lui est perpendiculaire et caractérise le front de chevauchement. Dans cette région, failles inverses, chevauchements et plissements sont généralement associés à une compression NNE-SSW.

D'autres directions de compression, semblables à celles mises en évidence dans le Matese, ont été déterminées dans les sites miocènes: NNW-SSE, WSW-ENE, WNW-ESE. Elles correspondent souvent à des basculements de couches et à des plissements locaux qui paraissent mineurs par rapport à ceux de la compression NNE-SSW.



**Fig. 62:** Coupe schématique d'un front de chevauchement dans les unités de bassin Lagonegro-Molisan, près de Gambatesa (fig. 54, sites IUB12, 13 et 14).  
 1: série des argiles "varicolores" chevauchant les argiles du Miocène supérieur (datation C. Müller); 2: sédiments du Miocène supérieur. Dans les trois sites de mesures on reconstitue une compression NNE-SSW sub-orthogonale aux plis WNW-ESE (fig. 54).

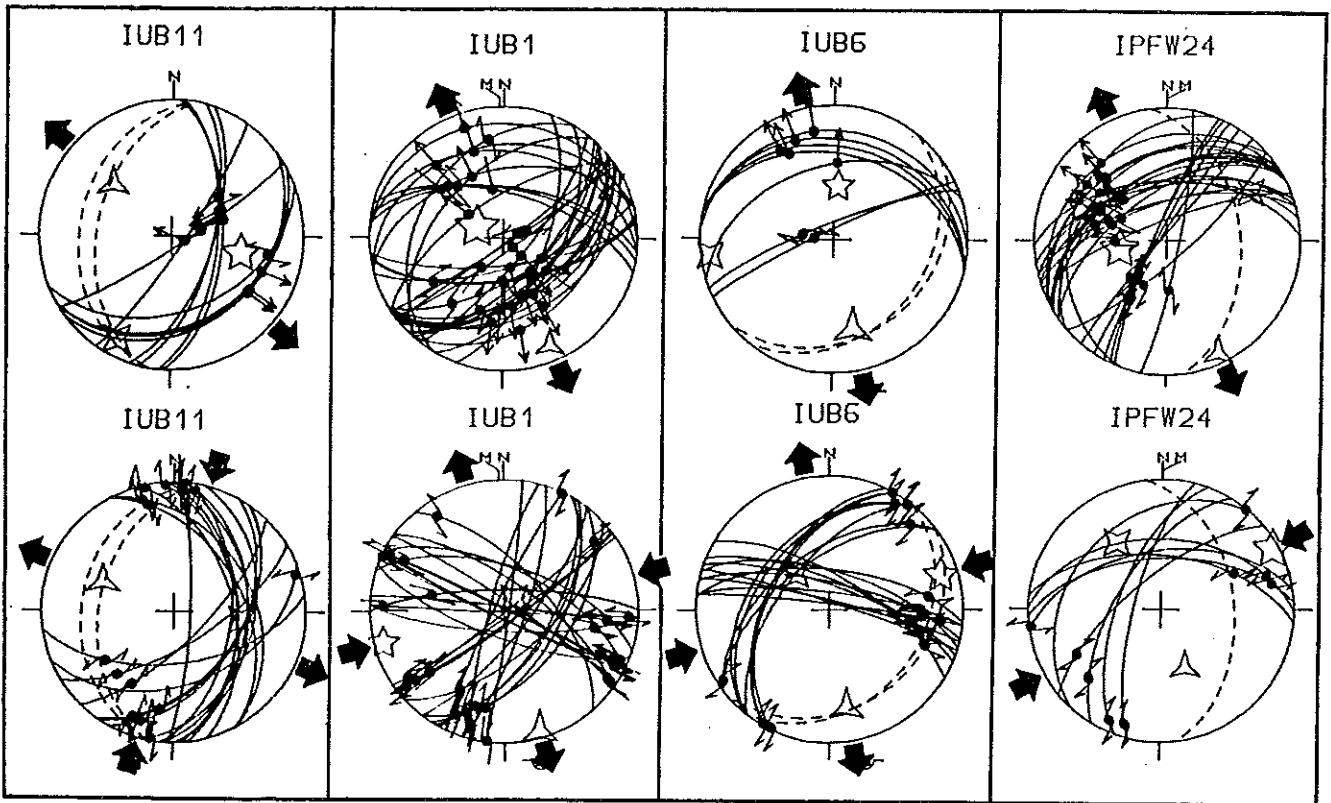
Ces sites miocènes montrent également l'existence d'extension. Néanmoins, dans la plupart des cas, elle est perpendiculaire à une compression qui est caractérisée dans le même site (fig. 63). Par exemple, l'extension WNW-ESE (N127 et N123) des sites IUB11 (fig. 63) et IPFW27 (fig. 61) correspond clairement à une permutation d'axes de contraintes de la compression NNE-SSW (N20 et N39). L'extension NNW-SSE (N161, N167 et N165) des sites IUB1, IUB6 et IPFW24 (fig. 63) correspond à une permutation de contrainte de la compression WNW-ESE (N75, N73, N61). L'extension N70 du site IUB16 (voir annexe) correspond à une permutation de contrainte de la compression N179.

A la différence du Matese, ces distensions ne correspondent pas à des failles majeures. Puisque les structures compressives dominent (fig. 61) et que ces extensions sont liées à la compression par permutation de contrainte, elles paraissent n'être qu'une déformation secondaire liée aux déformations compressives. Il se pourrait qu'elles soient la conséquence d'un confinement latéral (local ou régional) faible, pendant la structuration de la chaîne.

Contrairement à la plupart des sites du Matese, les chronologies relatives (fig. 64) n'indiquent pas toujours que ces extensions précèdent les compressions. La synthèse de ces chronologies permet d'établir une suite d'états de contraintes dans laquelle compressions et extensions alternent (fig. 64, comparer avec fig. 58). On notera que les états de contraintes supposés liés par permutation sont proches dans le temps (par exemple

C170, E75; C65, E160; C30, E135). Ceci tend à confirmer cette hypothèse de permutation, qui implique que ces états de contraintes extensifs et compressifs correspondent à des événements sub-contemporains.

On remarquera en outre que la chronologie des compressions est la même que celle qui a été établie dans le Matese: les compressions sont de directions moyennes N170, N115 et N70 successivement (fig. 58 et 64).



**Fig.63:** Sites de mesures des terrains du Miocène montrant des permutations d'axes de contraintes  $\sigma_1/\sigma_2$  (extension/compression).



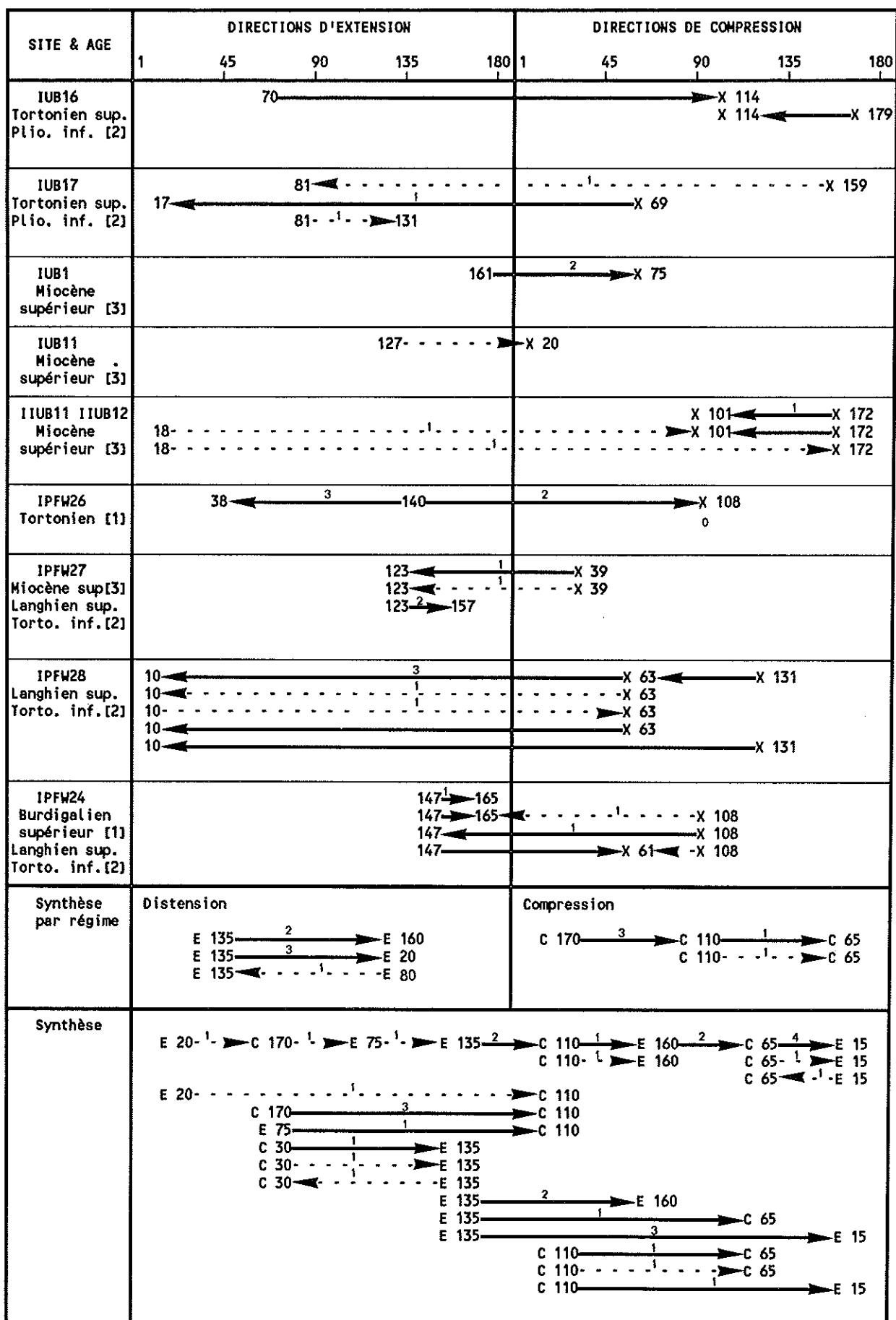


Fig.64: Tableau de chronologies relatives des sites des terrains du Miocène dans les environs du Matese. Même légende que fig. 58.

## 5) Datation des événements

Pour résumer, toutes les directions de compression et d'extension individualisées sont présentes dans les terrains du Miocène supérieur des environs du Matese et une chronologie relative a été établie. Afin de pouvoir dater stratigraphiquement les événements correspondants, les rares affleurements de terrains plio-quadernaires présents au Nord et au Sud de cette région (fig. 54) ont été examinés (sites IPFW19, 20, 21 et site IIUB16).

Dans les terrains plio-quadernaires du site IIUB16, des failles inverses et décrochantes correspondent à une compression N21 (fig. 65). En outre, ces formations reposent en discordance sur des terrains du Miocène supérieur formant un anticlinal d'axe NE-SW. Ce plissement est lié à une compression NNW-SSE, que l'on reconstitue plus ou moins basculée sur les deux flancs du pli (fig. 65, sites IIUB11 et IIUB12). La compression NNE-SSW affecte donc les terrains pliocènes, et pourrait être postérieure à la compression NNW-SSE mise en évidence sous la discordance (remarquons que cette chronologie n'avait pu être mise en évidence jusqu'à présent et qu'elle apporte un nouvel élément au puzzle).

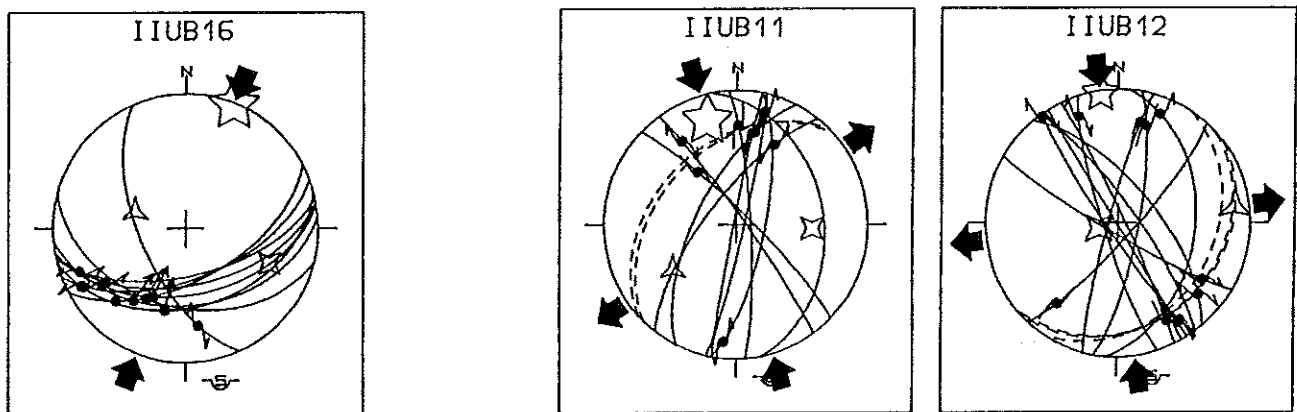


Fig. 65: Compressions sub-méridiennes affectant les terrains du Miocène supérieur (sites IIUB11 et 12) et du Pliocène (site IIUB16) de l'anticlinal de Chianche (fig. 54).

Les sites IPFW19 et 21 (fig. 66) dans les sédiments continentaux de la formation de Santopadre du Pliocène supérieur-Pléistocène (Angelucci, 1970; Serafini et Vitori, 1988) ou du Pléistocène inférieur-moyen (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971) (Bonardi et al., 1988) révèlent l'âge récent des dernières compressions. On y trouve en effet une compression WSW-ESE (fig. 66), qui était d'ailleurs considérée comme la plus récente d'après les chronologies relatives (fig. 58 et 64). Cette compression correspond à des décrochements (site IPFW19) et à quelques failles inverses (site IPFW21). Une seule compression est mise en évidence; mais dans la même formation et dans les roches quadernaires du volcan Roccamonfina (Ballini et al., 1989), plusieurs directions d'extension sont caractérisées: elles sont proches de NE-SW et NW-SE.

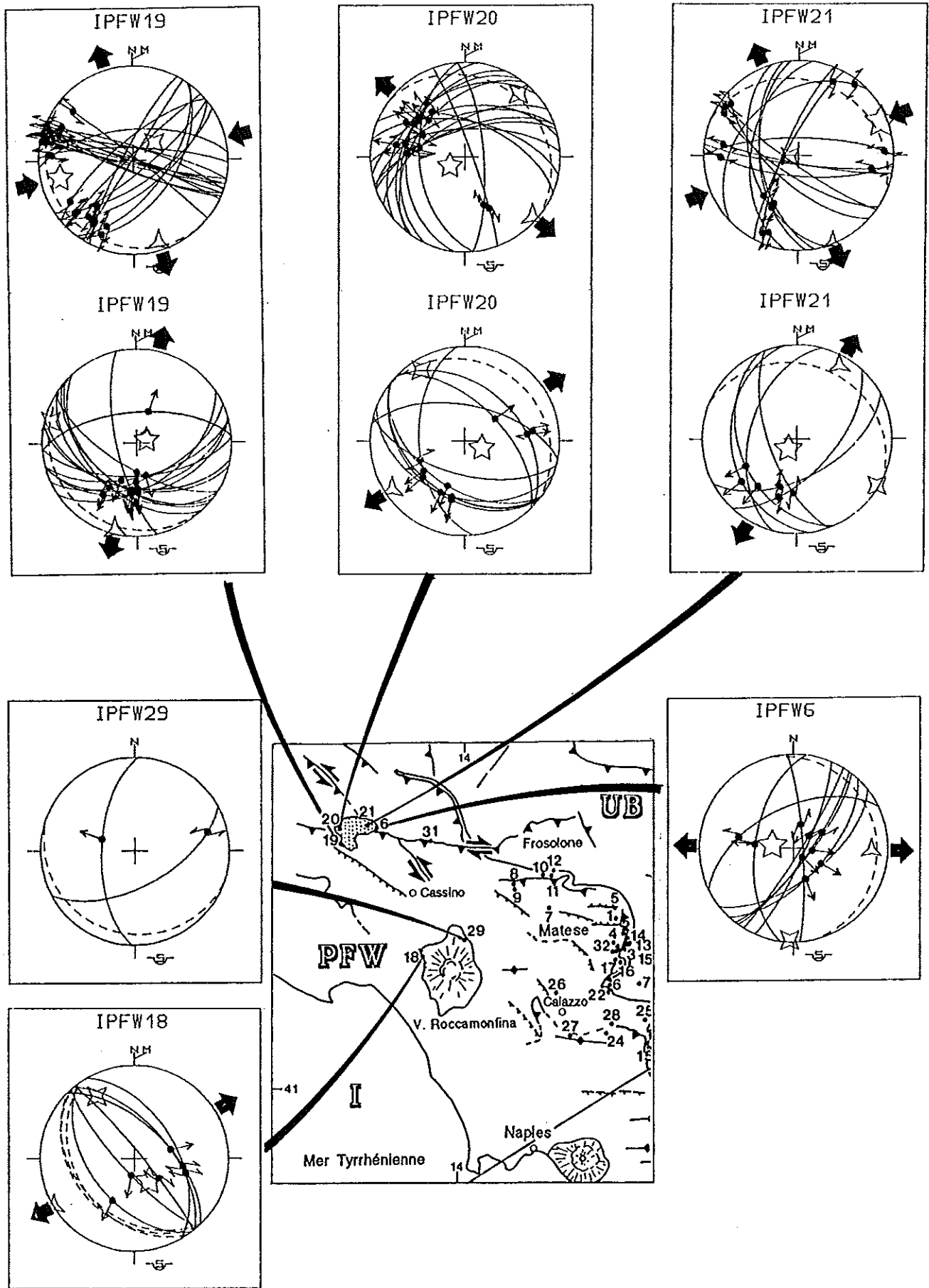


Fig.66: Diagrammes failles/tenseur de contraintes des terrains du Pliocène supérieur-Pléistocène (sites IPFW19, 20, 21 et 6) et du Pléistocène (sites IPFW18 et 29). Les compressions sont de direction ENE-WSW, les extensions sont de directions variées, essentiellement NE-SW.

Dans cette région, à la différence du Matese, l'extension pléistocène est identifiée et pourrait être liée aux effondrements péri-tyrrhéniens et associée au volcanisme.

En effet, au Sud de ces affleurements, se trouve notamment la faille de Cassino de direction NW-SE (fig. 66), qui a un important rejet vertical pléistocène. Au nord de cette faille, la formation de Santopadre affleure jusqu'à 740 mètres d'altitude. Dans le compartiment affaissé, on ne retrouve pas son équivalent et les dépôts holocènes sont en moyenne à 120 mètres d'altitude.

Des rejets de failles normales pluri-hectométriques, voire pluri-kilométriques, sont prouvés pendant le Pléistocène (par exemple: Ortolani et Torre, 1981; Bartole et al., 1984). Ils sont postérieurs au dépôt de la formation de Santopadre (Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur-moyen) ils pourraient correspondre notamment à l'extension NE-SW mise en évidence dans les roches quaternaires (Ballini et al., 1989) du Roccamonfina (fig. 66, site IPFW18). Il est donc primordial de ne pas confondre cette extension quaternaire avec les distensions nettement plus anciennes (anté-compression) mises en évidence dans le Matese.

Dans la région étudiée, la répétition de directions d'extension semblables, à des époques très différentes, rend les datations complexes et difficiles si l'on ne considère pas à la fois les chronologies relatives, les encadrements stratigraphiques et les tectoniques synsédimentaires. Au contraire, en ce qui concerne les compressions, les datations ne semblent pas compliquées par des répétitions.

L'évolution tectonique d'ensemble peut être résumée comme suit:

- Au Miocène supérieur (probablement jusqu'au Messinien) une distension NNE-SSW synsédimentaire affecte la région du Matese avec des failles de rejets pluri-hectométriques (fig. 58). Elle est probablement suivie par des extensions NW-SE et NE-SW de plus faible importance. La présence d'olistolites d'argiles "varicolores" dans cette séquence (fig. 60) (souvent plissés) suggère que les nappes internes s'étaient alors mises en place à proximité des fossés en extension. De telles nappes seraient actuellement présentes sur la marge tyrrhénienne (Bartole et al., 1984).

Des compressions sub-méridiennes (NNW-SSE, probablement suivies par NNE-SSW) ont provoqué ensuite, à la fin du Messinien (?) et au Pliocène, le plissement et les chevauchements de la bordure nord du Matese (fig. 55). Ces déformations sont suivies par le chevauchement de l'unité du Sannio (fig. 56), dans un régime de compression semblable qui a duré jusqu'après le Pliocène inférieur-moyen.

- Des compressions plus modestes ont ensuite engendré des plissements peu importants. Ce furent d'abord une compression WNW-ESE probablement encore pliocène, ensuite une compression WSW-ENE affectant les séries du Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur-moyen.

-Au Pléistocène moyen-supérieur, une nouvelle tectonique distensive, importante dans la plaine de Campanie, s'est accompagnée d'une importante activité volcanique.

Cette reconstitution permet de souligner que la tectonique distensive du versant tyrrhénien n'est pas uniquement récente. Deux périodes de distension de significations probablement différentes, doivent être distinguées. Au Tortonien-Messinien (?), une distension nettement identifiée a eu lieu dans tout le domaine de la plate-forme carbonatée. Au Pléistocène, une distension post-compression caractérise la bordure tyrrhénienne de la chaîne où se développe une activité volcanique.

Un modèle de flexuration des plates-formes précédant leur intégration à la chaîne suggère que les déformations compressives n'ont commencé dans la plate-forme campano-abruzzaise qu'après sa subsidence au Tortonien (Casero et al., 1988; Roure et al., 1988) (fig. 20). La reconstitution tectonique exposée ici confirme cette hypothèse, puisque les compressions plio-quadernaires sont postérieures à une distension datée du Tortonien-Messinien. Se trouve révélée, par ailleurs, la complexité d'une tectonique compressive qui a duré jusqu'au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur-moyen.

Dans le cadre du modèle de subduction des unités d'avant-pays, précédant leur intégration à la chaîne, la distension du Miocène supérieur pourrait être due à la flexuration contemporaine de l'unité carbonatée.

La distension récente, postérieure aux compressions, développée sur la bordure tyrrhénienne de la chaîne, doit avoir une autre origine qui est vraisemblablement liée à la subsidence de la marge tyrrhénienne.

## B. La région des monts Alburni (zone IIPFW)

### 1) Structure générale

La région du Mont Alburni (Pl. 1 et fig. 67) est intéressante sur deux points de vue. Premièrement, on y observe le prolongement à terre (plaine du Sélé) d'un fossé du Plio-Pléistocène de la mer Tyrrhénienne (bassin de Salerne) (fig. 25). Deuxièmement, les auteurs considèrent généralement que les carbonates de la plate-forme campano-lucanienne ont enregistré les déformations les plus anciennes de la marge apulienne (fig. 10A et 19).

Les unités calcaires affleurant dans cette région reposent sur des unités du bassin Lagonegro ( fig. 68), comme le confirment les fenêtres tectoniques de Campanie (fig. 67). A leur tour, les unités de bassin chevauchent la plate-forme orientale recouverte par du flysch Messinien au puits Contursi-1 (Dondi et Papetti, 1965; Casero et al., 1988) (fig. 68). L'existence de terrains messiniens sous l'allochtone, et à 50 kilomètres du front de la chaîne, a permis à ces auteurs de souligner l'importance de la tectonique du Miocène supérieur-Pliocène.

Sur les calcaires de la plate-forme du Crétacé-supérieur et du Paléocène-Eocène (fig. 67) reposent en discordance des calcarénites glauconieuses aquitaniennes (formation de Roccadaspide, Selli, 1958), puis des grès et calcarénites du Miocène moyen.

Ces formations sont recouvertes par des unités allochtones de bassin, "argiles varicolores" et flysch du Cilento (unité Ligure) (fig. 3 et 67). Tandis que l'origine paléogéographique des premières ("argiles varicolores") et leur limite avec les secondes (flysch du Cilento), sont l'objet de discussions, les auteurs sont en général d'accord pour reconnaître une origine interne océanique au flysch du Cilento.

Des formations détritiques du Pliocène et du Quaternaire reposent indifféremment sur ces unités. En particulier, les conglomérats d'Eboli, datés radiochronologiquement du Pléistocène inférieur (Brandaccio et Cinque, 1988) bordent au Nord la plaine du fleuve Sélé (fig. 67).

### 2) Les plis de la plate-forme campano-lucanienne

Ortolani et Torre (1981) ont signalé l'existence de plis d'axes WNW-ESE bien développés au Sud du Mont Alburni (fig. 2). Directement au Sud de la plaine du Sélé, un de ces plis apparaît en fenêtre sous les nappes internes (fig. 2 et 67). L'analyse du site IIPFW14 pris comme exemple dans le chapitre IIB (fig. 38) a montré que ce plissement est dû à une compression NNE-SSW qui a été suivie par une compression ENE-WSW. La carte géologique signale que les plis étudiés (fig. 67) sont limités au Sud par des failles à rejets pluri-hectométriques interprétées comme des failles normales. Toutefois, les relations entre le tracé des failles et la topographie impliquent qu'il s'agit de failles inverses inclinées vers le nord (fig. 67 et 69). Cette deuxième solution est confirmée par la présence d'un anticlinal dans le compartiment supérieur et d'un synclinal au front de la faille, de même que par l'existence d'une compression NNE-SSW contemporaine du plissement (site IIPFW14).

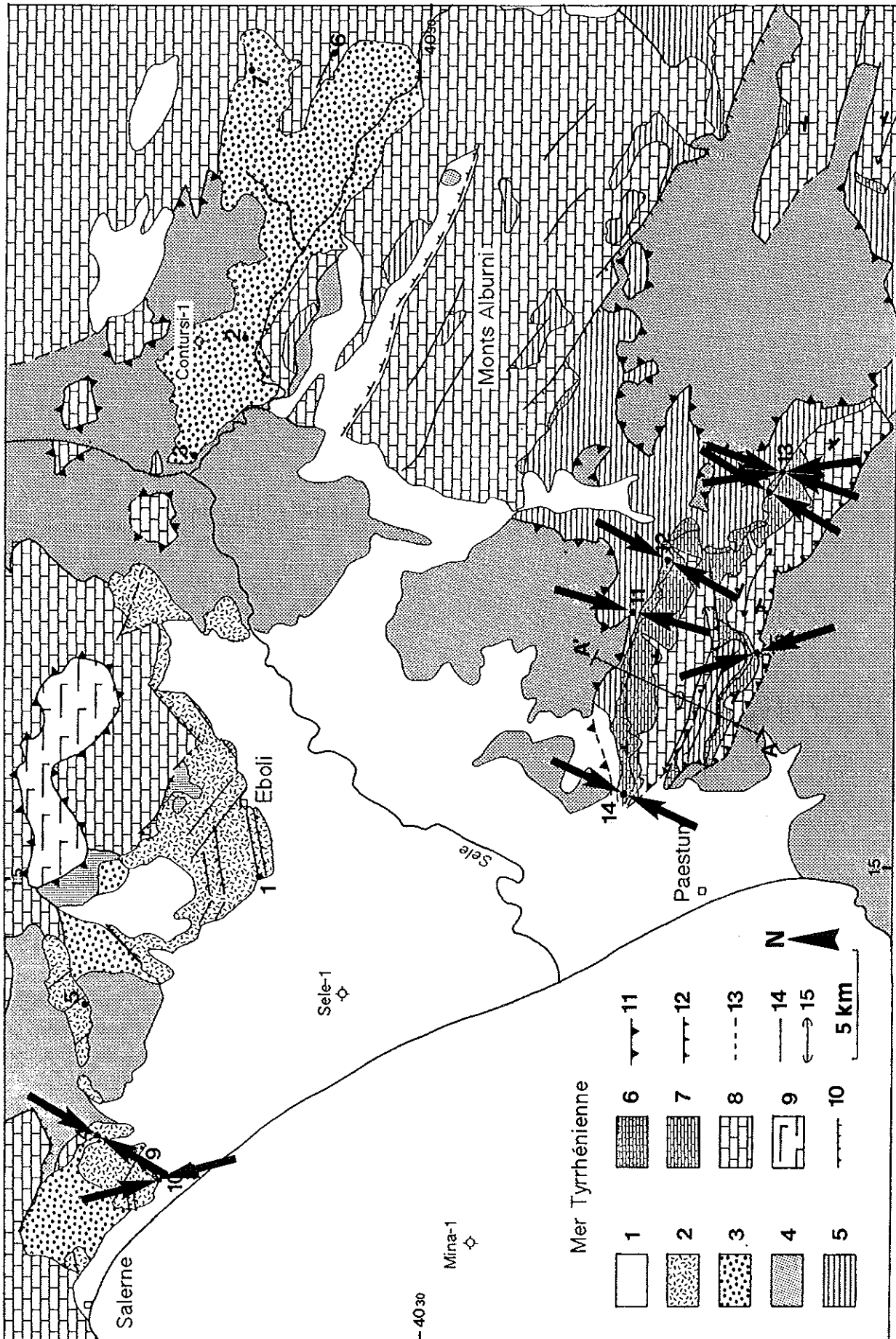
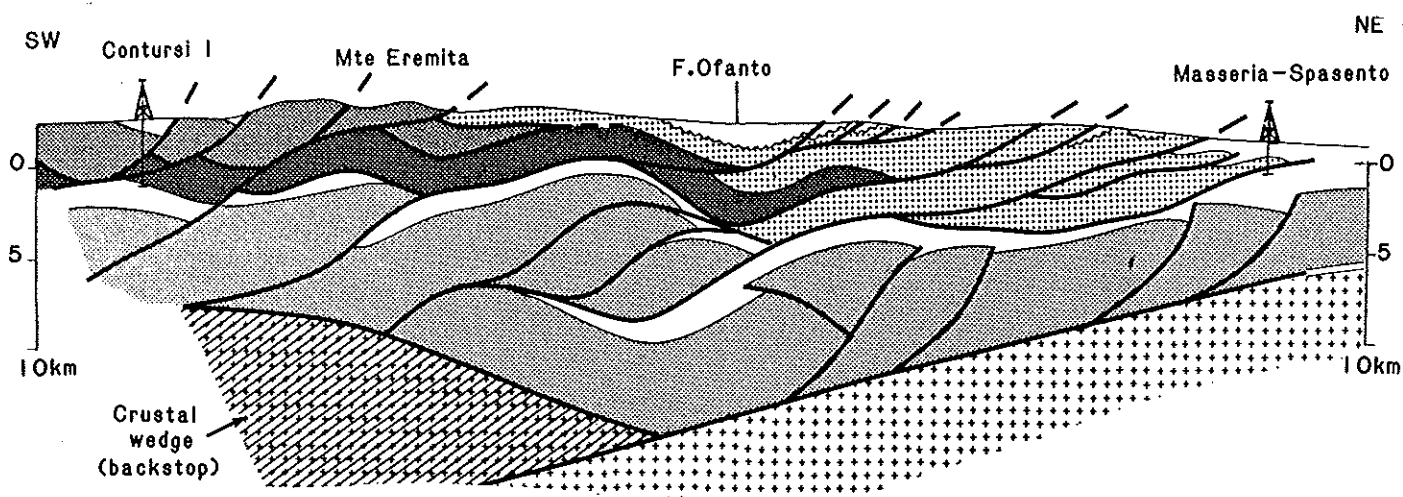


Fig. 67: Schéma géologique de la région du Mont Alburni avec directions de compression sub-méridiennes. 1: alluvions en terrasses et brèches de pente du Pléistocène supérieur-Holocène; 2: formation des brèches et conglomérats d'Eboli du Pléistocène inférieur-moyen; 3: marnes, sables et conglomérats du Miocène supérieur-Pliocène; 4: nappes allochtones plastiques (Ligurides et Sicilides); 5: grès et calcarénites du Miocène moyen; 6: calcarénites de l'Aquitainien; 7: calcaires du Paléocène-Eocène; 8: calcaires et dolomies du Trias-Crétacé; 9: radiolarites et calcaires à silex de l'unité de Lagonegro; 10: faille normale; 11: contact chevauchant des unités allochtones; 12: chevauchement; 13: contact masqué; 14: contact indéterminé; 15: axe de pli.



**Fig. 68:** Coupe NE-SW générale de la chaîne, passant par le puits Contursi-1 (fig. 2) (d'après Casero et al., 1991b). Même légende que fig. 6C).

D'autres sites de cette structure (IIPFW11, 12, 13 et 17, fig. 67 et 69), montrent la prédominance d'une compression NNE-SSW. Il existe également des compressions NNW-SSE et WNW-ESE, caractérisées par des failles inverses et par des décrochements (fig. 69). Toutes ces compressions, à l'exception de la compression N73 (fig. 38), ont été basculées, comme le montrent les relations entre failles, tenseur et plan de stratification (fig. 69). Des failles coupées et décalées dans le site IIPFW13 montrent de plus que la compression N172 a précédé la compression N18 (fig. 70).

La succession des événements compressifs (fig. 70) est donc comparable à celle observée dans le Matese: compressions NNW-SSE, NNE-SSW, ENE-WSW successivement. La position de la compression N105 est néanmoins différente, puisqu'elle précède le basculement lié à la compression NNE-SSW.

Notons que les quelques stations réalisées plus au Sud (Pl. 1, sites IIPFW11 et 12) montrent également l'existence de compressions sub-méridiennes avec une même chronologie (fig. 70). Dans le site IIPFW11, une compression N166 (voir annexe), dont les décrochements sont tous basculés, a été suivie par une compression N35 responsable du plissement (existence de décrochements basculés et non basculés; décalage des failles liées à la compression N166). Dans le site IIPFW12, une compression N16 est mise en évidence sous un contact chevauchant décrit par Grandjacquet (1963) (Pl. 1); perpendiculaire à la direction de la schistosité, elle semble liée au chevauchement.

La distension est peu représentée et aucune faille normale majeure n'a été observée dans toute ces structures. Néanmoins, trois directions d'extension sont identifiées: WNW-ESE, NNW-SSE et NE-SW (fig. 38 et 69). Les deux premières correspondent à des permutations de contraintes des compressions NNE-SSW et WSW-ENE, puisqu'elles leur sont perpendiculaires et associées dans un même site (fig. 38 site IIPFW14, et fig. 69 site IIPFW11).



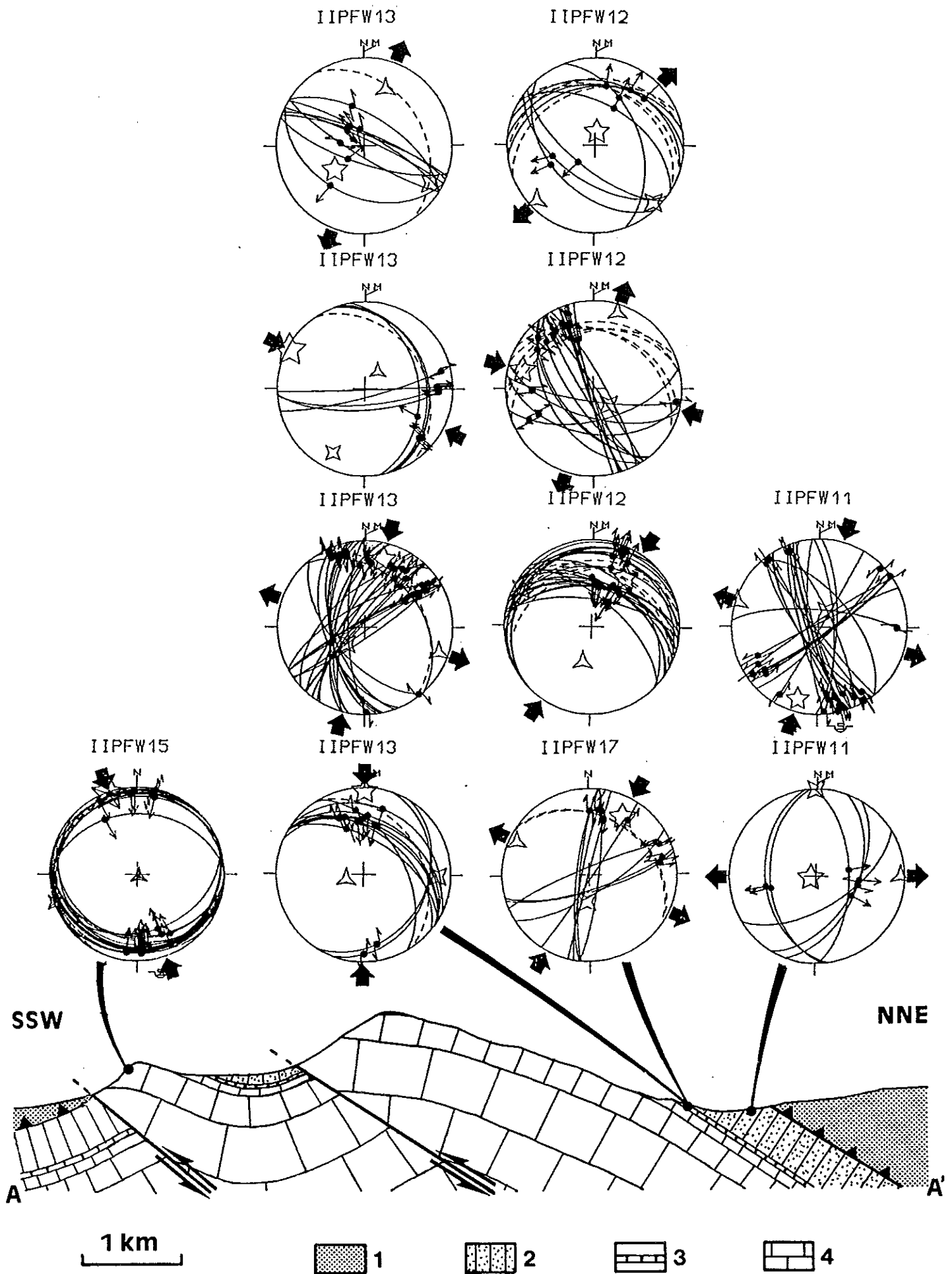


Fig.69: Coupe géologique de la structure de Rocca di Aspidi (localisation: fig. 67, coupe AA') et diagrammes failles/tenseur des compressions sub-méridiennes associées (sites IIPFW11, 12, 13, 15 et 17). 1, 2, 3 et 4: Même légende que fig. 38.

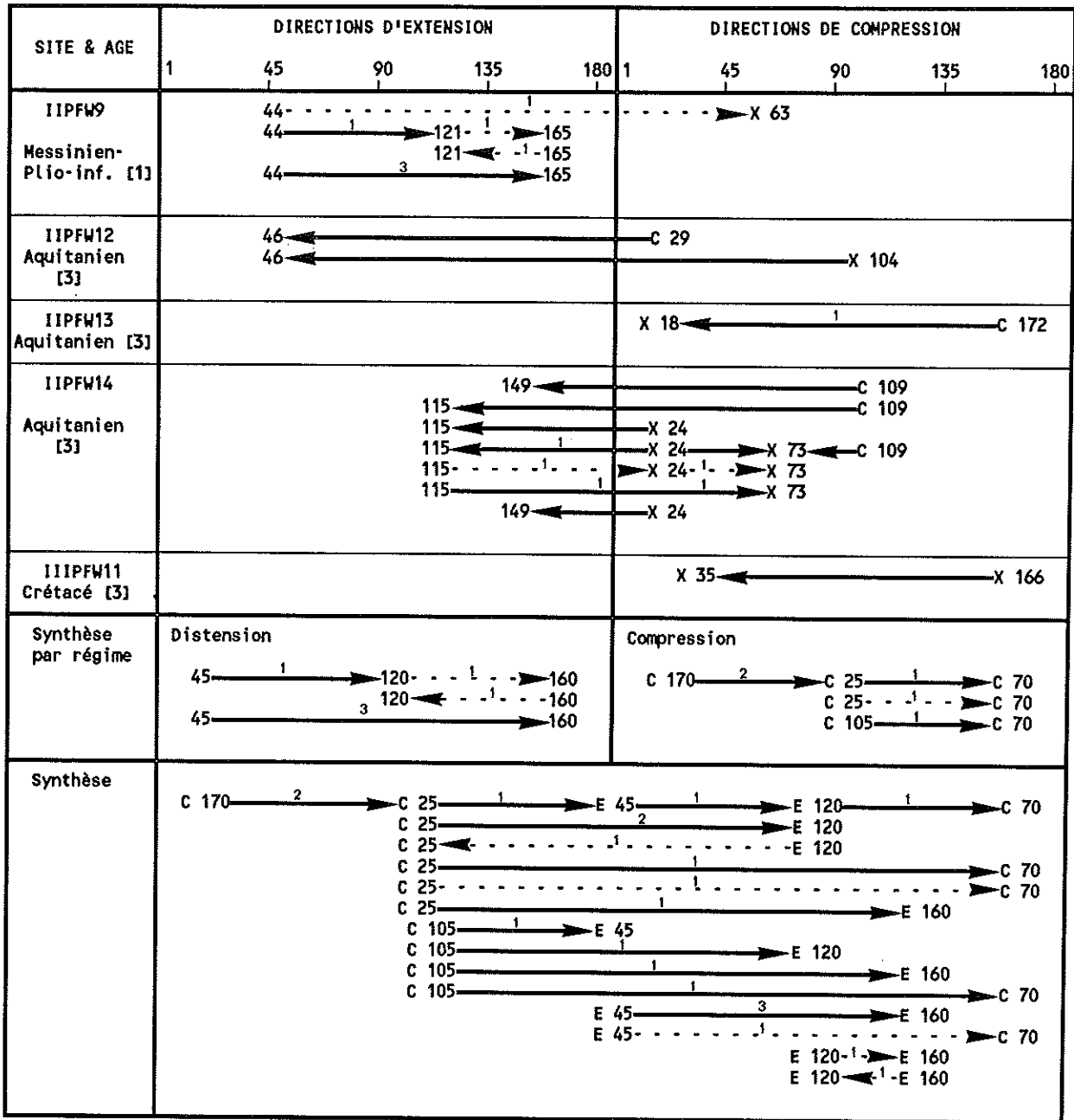


Fig.70: Tableau de chronologies relatives des sites de la région IIPFW et IIPFW. Même légende que fig. 58.

Comme nous l'avons vu pour cet exemple de plis faillés, et comme des travaux en cours dans le mont Alburni le confirment (Tozzi et al., sous-presse), la région des monts Alburni, caractérisée par des plis WNW-ESE, est dominée par des compressions NNW-SSE à NNE-SSW.

Comme dans la zone IPFW1 discutée précédemment (fig. 63), l'essentiel de l'extension caractérisée dans une structure compressive correspond à une permutation d'axes de contraintes qui peut être due à un faible confinement latéral.

### 3) La dépression de la plaine du Sélé (golfe de Salerne)

La dépression de la plaine du Sélé correspond à la terminaison du bassin de Salerne implanté sur la marge tyrrhénienne (fig. 71). Ce bassin est limité au Nord par des failles normales qui bordent la péninsule Salentine. La région de Salerne offre donc la possibilité d'étudier le prolongement à terre d'une structure interprétée comme liée au rifting tyrrhénien (Moussat, 1983) et typiquement oblique à la chaîne (fig. 25).

En mer, les profils sismiques montrent l'importance du jeu synsédimentaire de l'accident bordant au Nord le bassin de Salerne (fig. 72A). Vers l'Ouest, cette faille et le fossé de Salerne orienté ENE-WSW s'arrêtent contre la structure positive chevauchante du Mont des Sirènes d'orientation NW-SE (Moussat, 1983) (fig. 71). Cette faille sub-verticale (fig. 72B), qui déforme les réflecteurs sub-horizontaux, est interprétée comme une faille de transformation (décrochante inverse) entre le bassin de Salerne et le bassin de la plaine bathyale centrale (Moussat, 1983).

Aucun forage n'a permis à cet auteur de dater les séries sédimentaires, mais en comparant les faciès tectoniques et en corrélant des discordances qu'il attribue aux mouvements compressifs du Pliocène moyen et fini-Calabrien, il propose que les niveaux supérieurs à l'horizon X soient du Pliocène supérieur-Quaternaire et ceux supérieurs à l'Horizon X1 soient post-Calabrien (fig. 72). La subsidence caractérisée dans le fossé de Salerne est alors supposée du Pliocène moyen-Calabrien. Le chevauchement du monts des Sirènes serait du Pliocène moyen, mais affecte également les séries sub-horizontales du Pliocène supérieur et du Quaternaire (Moussat, 1983).

Dans le golfe de Salerne, et dans la plaine du Sélé, des forages ont montré l'importance de la subsidence Miocène-Pliocène et Quaternaire. Le sondage Sélé-1 (fig. 73) a traversé 1500 mètres de formations laguno-deltaïques attribués au Pléistocène (Ippolito et al., 1973; Ortolani et Torre, 1981; Biaggioni-Lippman, 1981, Bartole et al., 1984). Le puits Mina-1 (Agip, 1977) atteint la plate-forme mésozoïque après avoir traversé près de 1000 mètres de terrains quaternaires, 1082 mètres de Pliocène et 1211 mètres de Mio-Pliocène (Ortolani et Torre, 1981; Bartole et al., 1984).

La plaine du Sélé a été le siège d'importantes accumulations de dépôts alluviaux au Pléistocène, comme l'indique le sondage Sélé-1. Des dépôts de terrasses marines liées aux oscillations glacio-eustatiques ont suivi cette période de grands mouvements tectoniques à partir du Pléistocène moyen (Brandaccio et Cinque, 1988).

Sur la bordure septentrionale de cette plaine affleure la formation d'Eboli (fig. 73), qui est l'équivalent en affleurement des séries rencontrées dans le sondage Sélé-1 (Ippolito et al., 1973; Gars, 1983). Elle est constituée de brèches alluviales sub-arrondies, issues des dolomies broyées des reliefs situés au Nord de la plaine (Biaggioni-Lipmann, 1981). Il s'agit d'une série continentale, généralement attribuée au Pléistocène inférieur-moyen (Bonardi et al., 1988). Ces sédiments contiennent une flore pollinique du Tiglien (Gars, 1983).

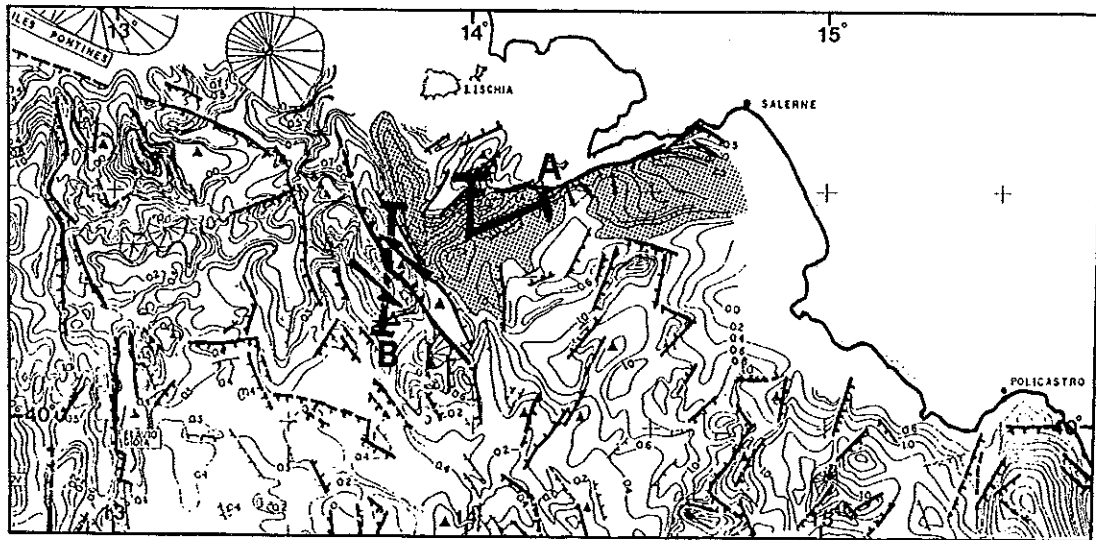


Fig. 71: Carte des structures de la Mer Tyrrhénienne ayant joué au Pliocène et au Quaternaire et courbes isopaques (en secondes) des séries de même âge (d'après Moussat, 1983). Ombré: zone du bassin de Salerne incluse dans la courbe 0,8 s.

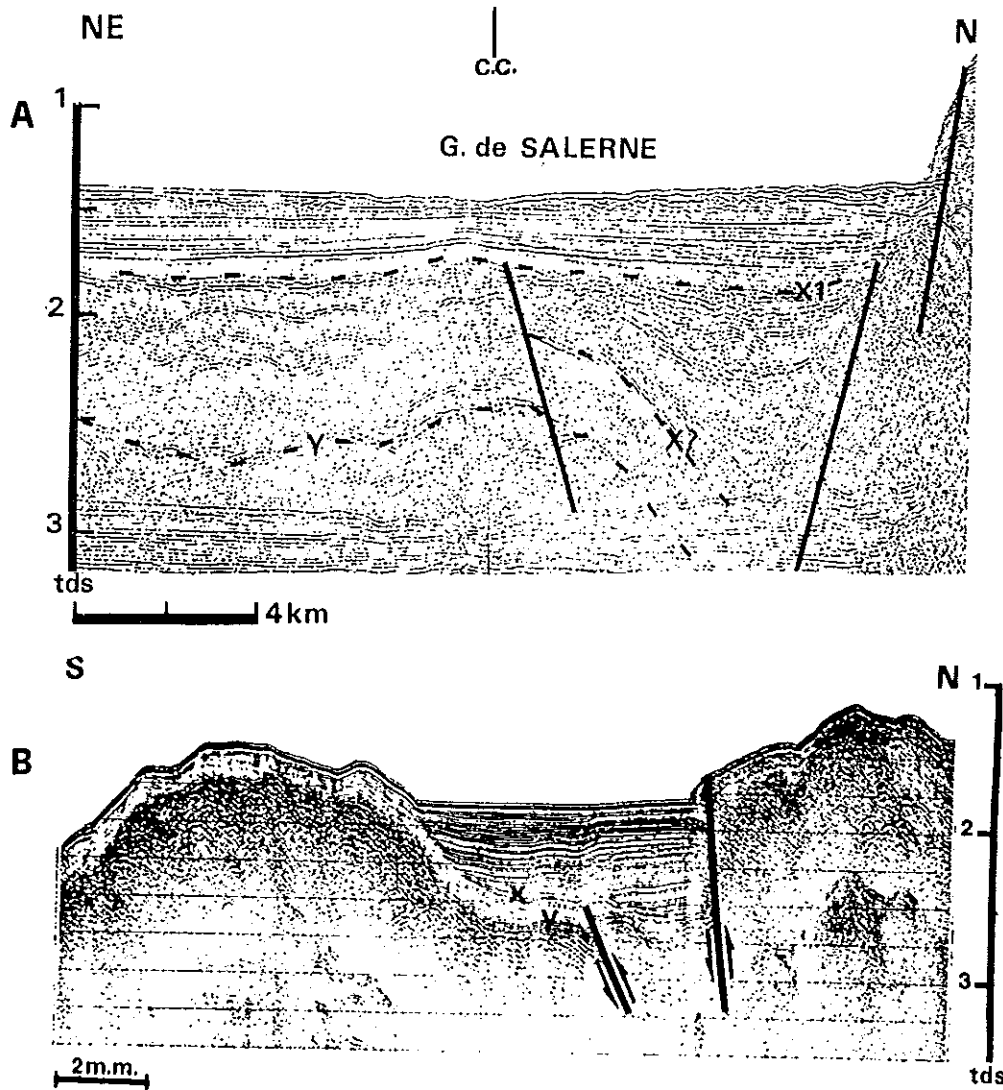


Fig. 72: Coupes sismiques dans le golfe de Salerne (d'après Moussat, 1983) (localisation sur fig. 71).  
 A: Coupe du bassin de Salerne, bordé au Nord par des failles normales.  
 B: Coupe sismique traversant la structure chevauchante du Mont des Sirènes. La discordance majeure (X) serait du Pliocène moyen, mais les déformations affectent également les séries du Pliocène supérieur et du Quaternaire (Moussat, 1983).

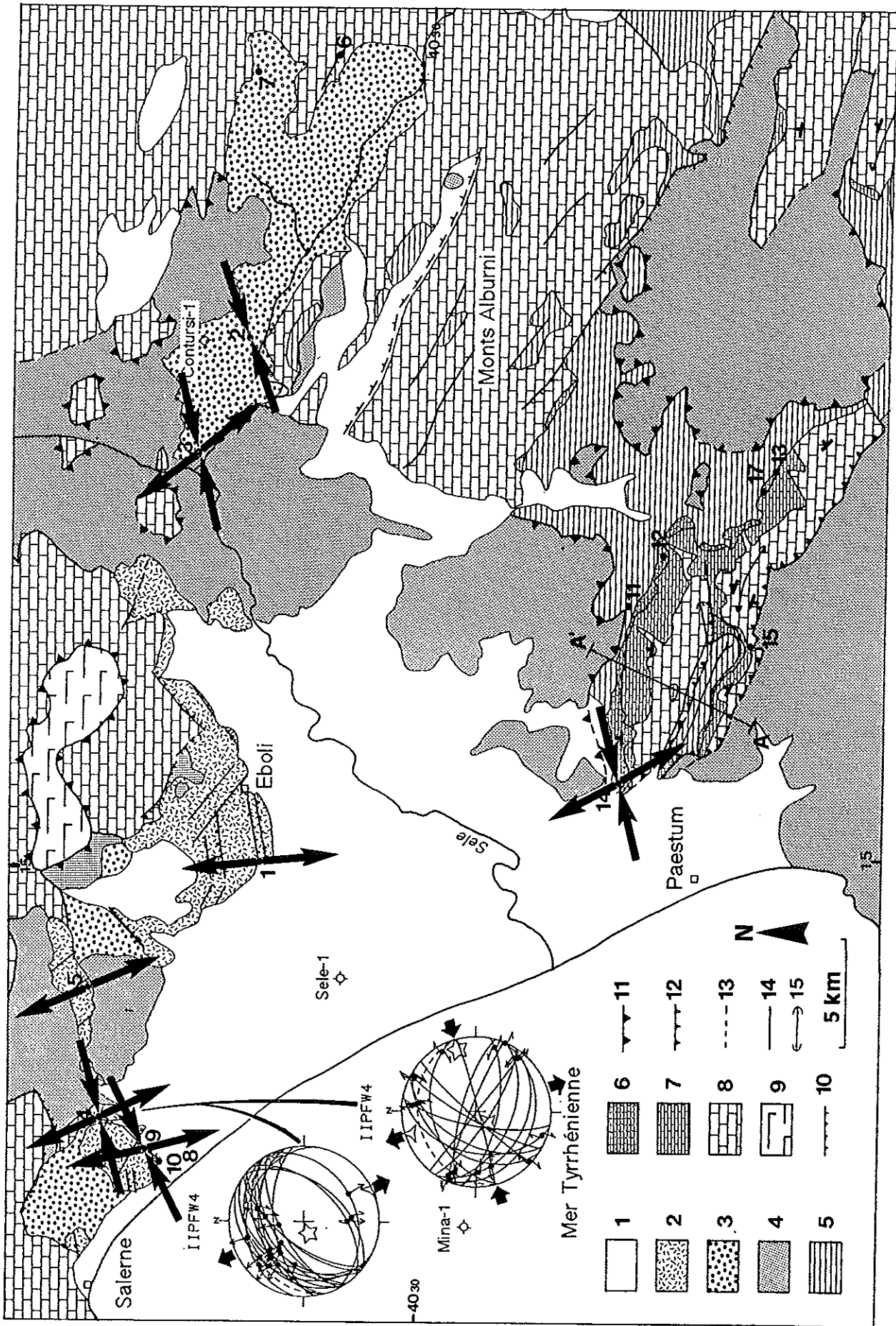


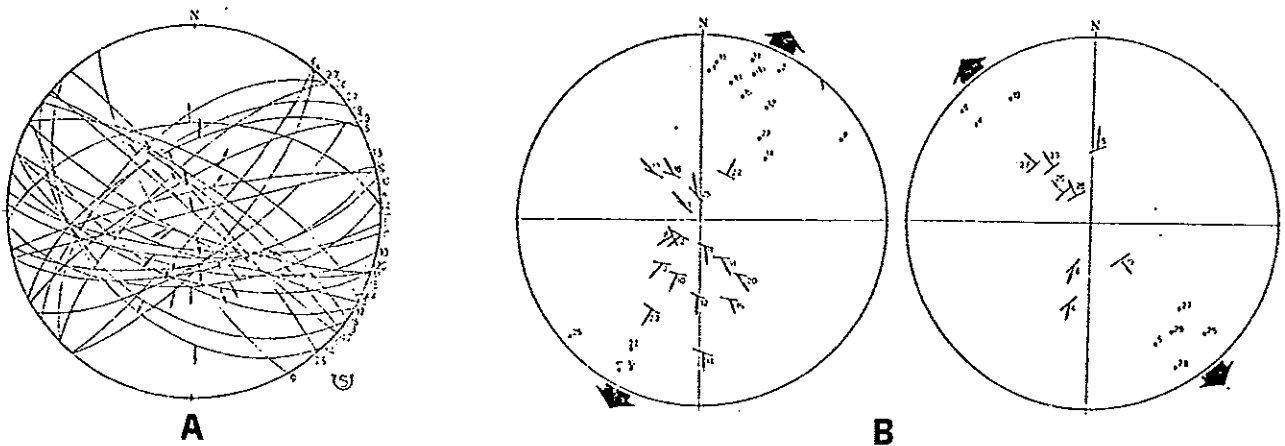
Fig. 73: Directions de compression et d'extension des déformations d'âge Pléistocène. Exemple du diagramme failles/tenseur de contraintes du site IIPFW14 (formation d'Eboli). 1 à 15: même légende que fig. 67.

Par ailleurs un âge Pléistocène inférieur (1,5 à 0.9 Ma) a également été établi par datation radiochronologique K/Ar de niveaux pyroclastiques intercalés dans les conglomérats (Brandaccio et Cinque, 1988).

Cette formation du Pléistocène a été affectée par des décrochements et des failles normales (Gars, 1983) (fig. 74). L'auteur a observé des chronologies entre les mouvements décrochants et les mouvements normaux qui indiqueraient l'existence de deux phases d'extension pléistocènes de directions N20 et N140, séparées par une phase de compression (fig. 74).

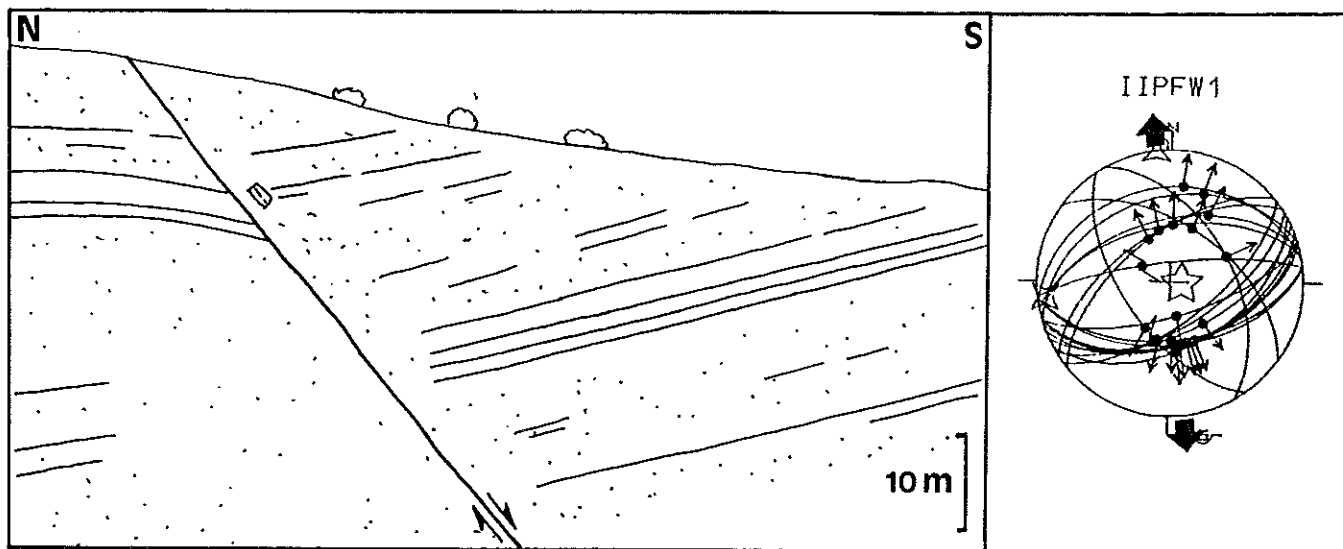
Nous avons en effet pu caractériser une compression de direction N70 dans ces formations (fig. 73, site IIPFW4). Des galets impressionnés, près du site IIPFW5, confirment également l'existence d'une compression.

De plus, comme Gars (1983), nous avons mesuré des failles normales dans les carrières entre Battipaglia et Eboli (fig. 73, site IIPFW1). Toutefois aucune superposition de stries suggérant de distinguer deux directions d'extension n'a été trouvée. Les calculs montrent que toutes les failles mesurées sont compatibles avec un seul tenseur, en extension NNW-SSE. De plus, une direction similaire a été retrouvée dans les sites IIPFW4 et IIPFW5, tandis qu'aucun site n'a montré l'existence d'une des directions d'extension distinguées par Gars. En l'absence de plus de critères, nous préférons supposer qu'il n'existe qu'une direction d'extension dans cette formation.



**Fig. 74:** Les failles d'âge Quaternaire de la formation d'Eboli près du site IIPFW1 (fig. 73), (d'après Gars, 1983).  
**A:** diagramme de l'ensemble des failles normales.  
**B:** diagrammes distinguant les failles d'azimut proche de N110, (extension N20) de celles d'azimut proche de N50 (extension N140).

Tandis que la compression calculée ne correspond qu'à des galets striés, la distension est représentée dans ces sites par de nombreuses failles normales majeures (rejets pléistocènes parfois pluri-décamétriques) (fig. 75). La présence de remaniements intra-formationnels (olistolites de brèches indurées), dans le compartiment affaissé de l'une de ces grandes failles normales, indique qu'elle a été synsédimentaire.

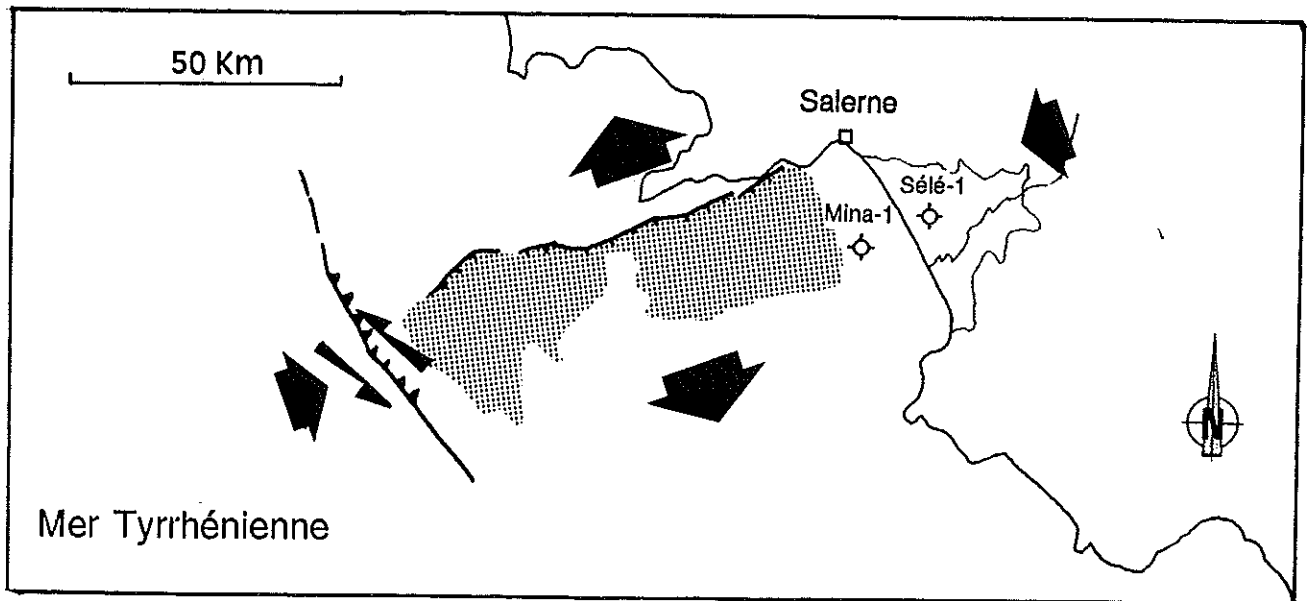


**Fig.75:** Coupe d'une des failles normales du site IIPFW1 (formation d'Eboli du Pléistocène inférieur-moyen), et diagramme failles/tenseur de contraintes du même site (extension NNW-SSE). Cette faille est synsédimentaire comme l'atteste la présence d'olistolites.

Des états de contrainte similaires à ceux des terrains pléistocènes ont également été reconnus dans les sites du Plio-Pléistocène (sites IIPFW3 et IIPFW2) et dans les calcarénites du site IIPFW24 (fig. 73). Dans les sites IIPFW24, IIPFW3 et dans le site pléistocène IIPFW4, on caractérise à la fois la distension et la compression qui sont orthogonales. Ces états de contraintes sont liés par une permutation d'axes  $\sigma_2/\sigma_1$ , qui a pu être rapide puisqu'il s'agit de terrains du Pléistocène (voir chapitre IID). Nous interprétons ces états de contraintes liés par permutations comme appartenant à un même épisode tectonique. Les conglomérats d'Eboli ont été affectés pendant leur sédimentation par des failles normales correspondant à une extension NNW-SSE. Le rapport des contraintes a pu changer temporellement ou localement et induire des déformations compressives qui sont ici mineures.

Ces résultats s'intègrent dans le cadre de la tectonique décrite en mer (Moussat, 1983; Bartole et al., 1984). Le jeu de faille normale WSW-ENE qui bordent le bassin de Salerne (fig. 71) correspond vraisemblablement à l'extension NNW-SSE mise en évidence dans leur prolongement à terre (fig. 73). Le mouvement senestre inverse de la faille du Mont des Sirènes est également compatible avec une extension NNW-SSE associée à une compression WSW-ENE. L'ouverture du bassin de Salerne s'est donc faite (au moins pour la période du Pléistocène inférieur) sous l'effet d'une extension NNW-SSE contemporaine d'un léger serrage perpendiculaire (ENE-WSW) (fig. 76).

En effet, les états de contraintes pléistocènes liés par permutation d'axes  $\sigma_2/\sigma_1$  ont en commun une contrainte horizontale maximale WSW-ENE et une contrainte horizontale minimale NNW-SSE. Ils suggèrent que décrochements et failles normales ont pu fonctionner ensemble, participant simultanément à la structuration du bassin de Salerne au Pléistocène inférieur.



**Fig. 76:** Modèle d'ouverture du bassin de Salerne. L'extension NNW-SSE est contemporaine d'un serrage WSW-ENE qui provoque le chevauchement du mont des Sirènes (fig. 72B) et les mouvements décrochants notamment du site IIPFW4 (fig. 73).

#### 4) Datation des événements

Comme pour la zone IPFW, le dernier état de contrainte compressif indiqué par les chronologies relatives (fig. 70, compression N70), affecte les terrains du Pléistocène inférieur. Il correspond en fait à une permutation de contrainte pendant une extension NNW-SSE. Cette dernière est liée à la structure majeure de cette région: le bassin de Salerne et son prolongement dans la plaine du Sélé.

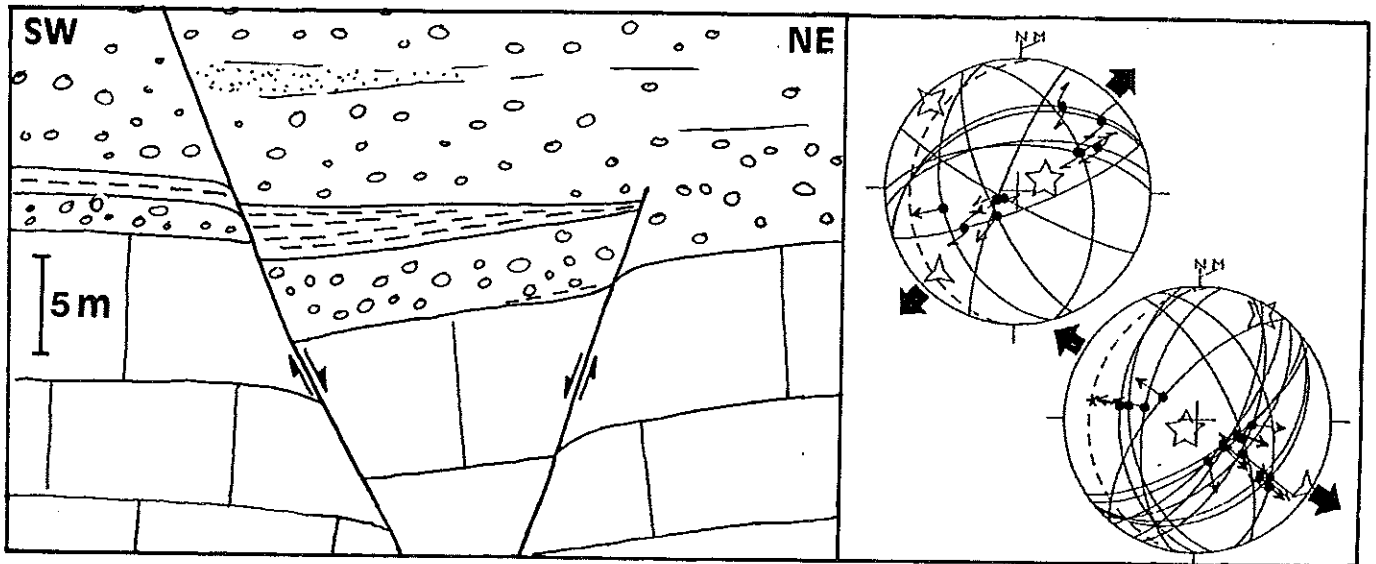
On a pu établir que cette tectonique a été active pendant le Pléistocène inférieur, aussi bien à terre qu'en mer.

L'âge du début de cette déformation est plus difficile à déterminer. Les structures du site IIPFW10 (fig. 73) peuvent néanmoins apporter quelques précisions. En effet, une des failles normales qui bordent le horst de la péninsule salentine (fig. 73) recoupe en oblique une structure distensive antérieure. Dans la falaise créée par cette faille et par l'effondrement de la plaine du Sélé on peut observer un petit fossé (fig. 77) qui effondre une série argileuse et conglomératique. Le remplissage du fossé est syntectonique comme le montre un éventail sédimentaire. Ces sédiments, attribués au Pliocène (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971) ont été datés par nannoplancton du Pliocène inférieur (Gars, 1983). Ils représentent une série marine infralittorale, d'argiles, sables et conglomérats qui est plissée et ravinée par la série d'Eboli près de Salerne (Gars, 1983).

Près du fossé (site IIPFW9), ces dépôts pliocènes ont permis la détermination de plusieurs états de contraintes. Deux extensions orthogonales N44 et N121 sont identifiées, la première correspondant au jeu synsédimentaire de la faille principale (fig. 77). Les chronologies relatives indiquent qu'elle est suivie par une extension N165 corrélable à la



distension pléistocène. Ces chronologies de stries confirment donc la tectonique superposée mise en évidence par des failles normales synsédimentaires se recoupant. L'extension N44 du Pliocène inférieur a été suivie par une extension N165 active au Pléistocène. Par ailleurs, cette formation est également affectée par une compression N30 (similaire à celle déterminée dans la structure de Roccadaspide) qui pourrait être à l'origine du plissement signalé par Gars (1983). L'extension NNW-SSE, active au Pléistocène, n'a donc débuté qu'après le Pliocène inférieur et un épisode de compression.



**Fig. 77:** Faille synsédimentaire du Pliocène, site IIPFW9, avec éventail sédimentaire. Diagrammes failles/tenseur de contraintes correspondant à cette distension (extension NE-SW) et à une distension perpendiculaire du même site.

Il y a eu dans cette région au moins deux distensions avec deux mécanismes différents: l'une au Pliocène inférieur de direction NE-SW, l'autre au Pliocène (?) et Pléistocène inférieur de direction NNW-SSE. Notons que d'après les inversions de reliefs topographiques mises en évidence sur profils sismiques, Bartole et al. (1984) considèrent également deux étapes dans la subsidence de la marge tyrrhénienne de Campanie: une subsidence régionale au Miocène supérieur-Pliocène moyen et une subsidence différentielle au Pliocène supérieur-Quaternaire, caractérisée par des failles essentiellement de direction "anti-apenninique" (NE-SW).

En outre, les chronologies relatives sont contradictoires entre le site IIPFW9, où l'extension synsédimentaire est antérieure à la compression (fig. 77) et le site IIPFW12, où une extension N46 (post-basculément) est postérieure à une compression N29. Il se pourrait qu'il y ait eu plusieurs extensions NE-SW ou plusieurs compressions NNE-SSW. Par exemple, une extension NE-SW semblable à celle du Pliocène inférieur, pourrait être active actuellement comme le suggère l'escarpement de faille du site IIPFW6.

Parmi les quatre directions de compression identifiées (N70, N105, N25 et N170) (fig. 70), celle N70 est datée du Pléistocène inférieur. Une compression N110 peut être datée du Pliocène, puisqu'elle affecte cette série dans le site IIPFW7. Toutefois, aucune structure importante n'a pu lui être attribuée.

Les compressions sub-méridiennes (N170 et N25), au contraire, sont responsables des principales déformations compressives observées: plissement et chevauchement de Roccadaspide (fig. 69), chevauchement du site IIPFW12.

On remarque, comme on l'avait supposé pour la région IPFW, que la compression NNW-SSE précède la compression NNE-SSW (Fig. 70). Seule cette compression n'a pas été mise en évidence dans les terrains pliocènes. Il pourrait donc s'agir d'une compression du Miocène, qui affecte les terrains aquitaniens. Un âge messinien est suggéré par le plissement, près de Salerne, de terrains du Messinien inférieur, sous une discordance du Pliocène inférieur (Di Nocera et al., 1976).

Les compressions subméridiennes ont donc probablement été actives pendant le Messinien et le Pliocène avec la structuration compressive de la région des monts Alburni. Elles ont été interrompues au Pliocène, au moins localement, par une extension NE-SW

# Chapitre IV: Les paléocontraintes dans les unités charriées de bassin: les bassins "piggyback"

## Introduction:

Dans la zone des unités de bassin (UB) les séries d'argiles "varicolores" représentent des mélanges tectoniques (Roure et al., 1991). Ces mélanges constituent la plus grande partie de cette zone mais, à cause de leur aspect chaotique et de leur fracturation presque uniquement hydraulique, aucune reconstruction de paléocontraintes n'a pu être faite. Les structures étudiées ont été essentiellement les bassins du Plio-Quaternaire généralement interprétés comme distensifs ou post-tectoniques, et plus récemment comme compressifs et "piggyback" (Roure et al., 1988; 1991; Casero et al., 1988). Nous avons entrepris une étude détaillée des deux principaux bassins de cette zone afin de comprendre leur signification et avoir des informations sur la tectonique de cette zone.

## A. Notions de bassin "piggyback"

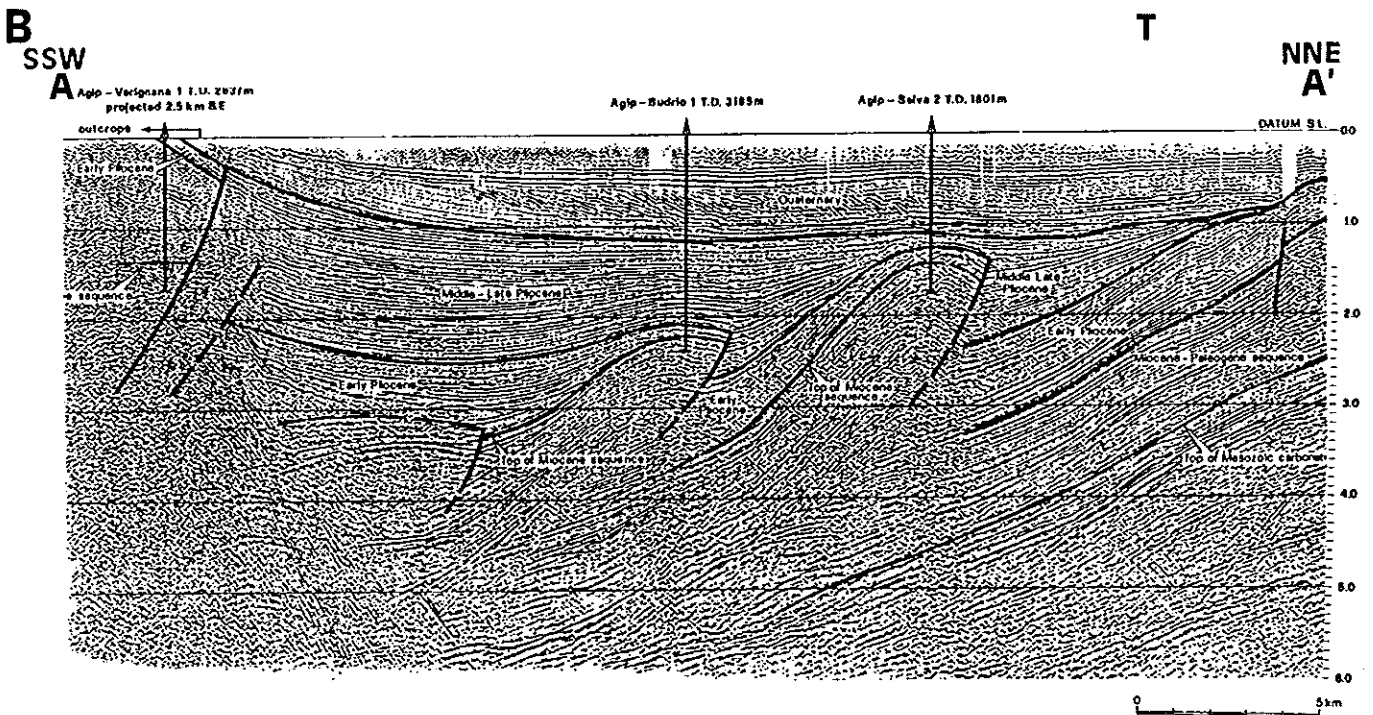
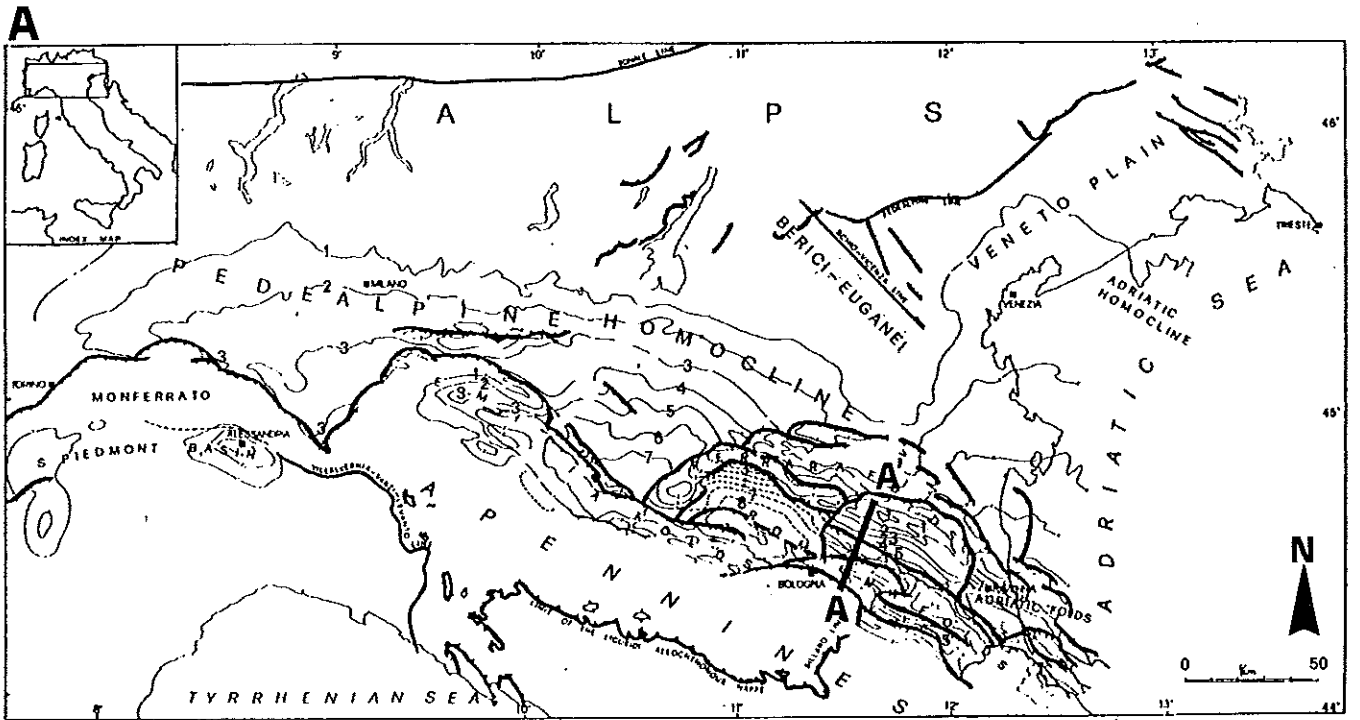
### 1) Définition:

Le terme "piggyback" a été proposé par Ori et Friend (1984) pour décrire tout bassin sédimentaire formé et rempli tandis qu'il était transporté sur des nappes de chevauchement actives. Les exemples furent décrits à partir de profils sismiques et de forages sur la marge méridionale du bassin du Pô, dans le Nord de l'Italie.

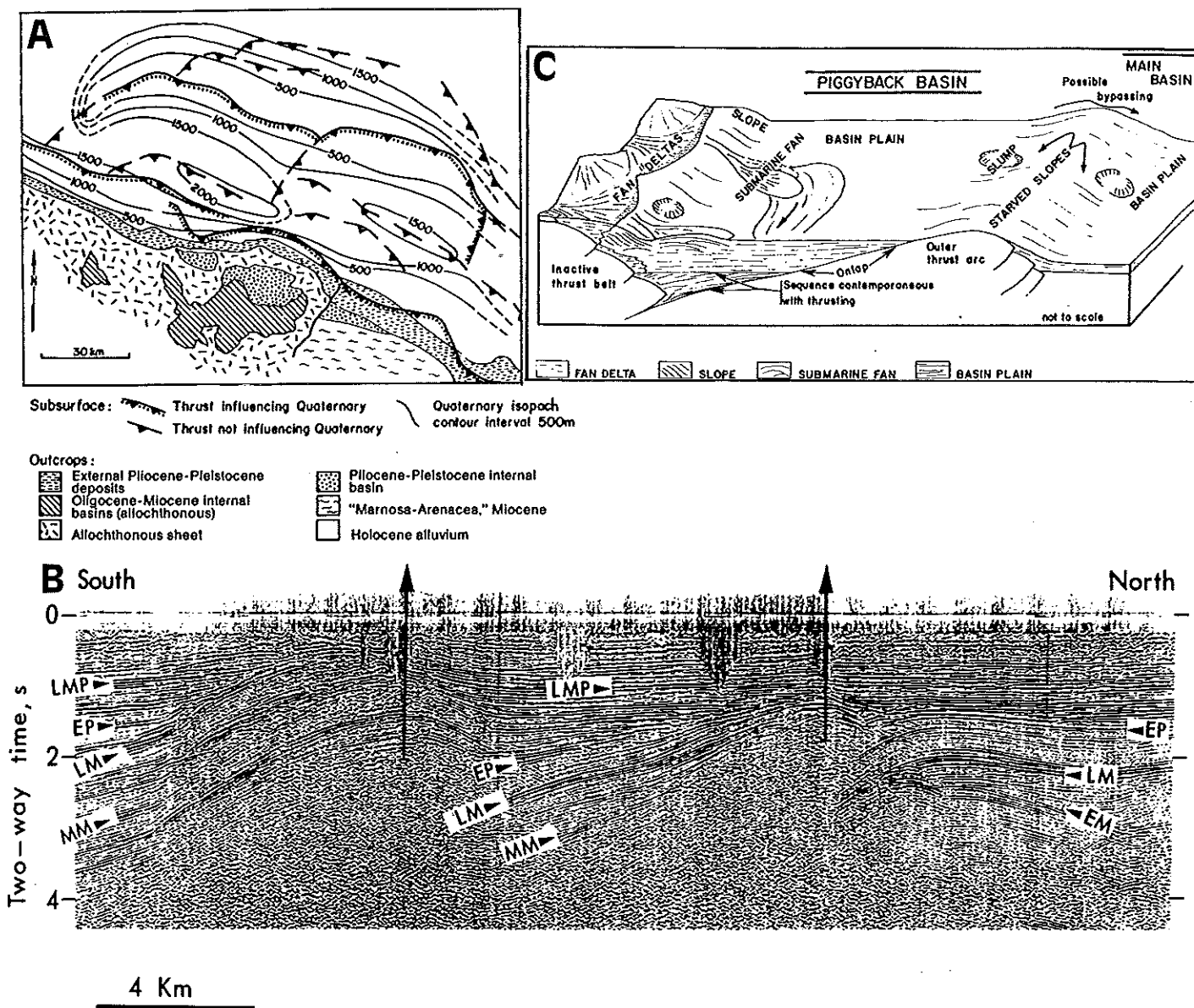
La carte structurale de subsurface de cette région (fig. 78A) montre l'existence de nappes de chevauchement constituant trois "arcs" principaux, d'Ouest en Est: l'arc de Monferrato, l'arc d'Emilia et l'arc de Ferrara-Romagna. Ces arcs de chevauchement résultent d'une tectonique qui a duré du Miocène supérieur au Quaternaire (Pieri, 1983).

Les dépocentres plio-quaternaires (zones de forte épaisseur de sédiments) situés à l'intérieur des zones d'arc, sont interprétés en termes de "piggyback" (Ori et Friend, 1984). La figure 79A illustre la structure de l'arc de Ferrara-Romagna. Les fortes épaisseurs de sédiments quaternaires syn-tectoniques se trouvent à l'intérieur des zones d'arc.

Le profil de la figure 79B dans l'arc d'Emilia (fig. 78), montre deux anticlinaux créés par des rampes, qui forment chacun la marge septentrionale d'un bassin. Les sédiments transgressifs recouvrent en "onlap" l'anticlinal externe qui a probablement été une ride émergée durant la plus grande partie de la sédimentation. A l'arrière des nappes, les strates miocènes et pliocènes sont basculées. Les dépôts les plus récents (pliocènes) se sont accumulés quand le bassin était relativement statique, mais ces dépôts sont affectés par les chevauchements. Ori et Friend (1984) ont déduit de ces observations que les bassins ont été transportés en entier, pendant qu'ils étaient en train de se remplir.



**Fig. 78:** Schéma structural de l'Apennin septentrional et profil sismique dans l'arc de Ferrara-Romagna.  
**A:** Isobathes du bassin du Pô (en kilomètres) et structure de sa marge méridionale comprenant les arc de Monferrato, Emilia et Ferrara-Romagna (d'après Pieri et Groppi, 1981).  
**B:** Profil sismique montrant le comblement du bassin du Pô sur sa bordure allochtone (d'après Pieri, 1983). Les réflecteurs des séries Pliocènes forment des éventails indiquant que les rampes de chevauchement ont été actives pendant le remplissage en provoquant des basculements progressifs. Ces dépoctrés peuvent être interprétés comme "piggyback". Ces bassins sont caractérisés par des angles entre les réflecteurs, généralement ouverts en direction opposée du déplacement des unités.



**Fig.79:** Schéma structural de l'arc de Ferrara-Romagna et profil sismique dans l'arc d'Emilia (d'après Ori et Friend, 1984).

**A:** Schéma montrant la position du dépocentre pléistocène (bassin "piggyback") à l'arrière de la structure chevauchante.

**B:** Profil sismique des bassins "piggyback" de l'arc d'Emilia.

**C:** Modèle d'environnements sédimentaires de bassins "piggyback".

Les caractéristiques des bassins "piggyback" de la plaine du Pô peuvent être résumées comme suit:

- Les dépocentres sont situés globalement en arrière des zones de rampes des chevauchements majeurs.
- Le mouvement continu des nappes est communément marqué à l'intérieur du bassin par des biseaux sédimentaires et par des discordances.
- L'environnement général de la sédimentation peut montrer une évolution (relativement profonde au début, alluviale à la fin).

D'après Ori et Friend (1984) chaque bassin commence à se développer quand une rampe de chevauchement frontale devient active (fig.79C). Les sédiments, provenant surtout de la chaîne, peuvent former des éventails deltaïques et sont piégés par la ride nouvellement formée. Les anticlinaux des rampes frontales sont plus hauts que ceux des rampes latérales qui doivent montrer une composante décrochante dans leur mouvement. La plupart des transports de sédiments entre les bassins "piggyback" et le bassin principal (avant-fosse) se font à travers les zones de rampes latérales. Souvent, il y aurait une dernière phase de remplissage passif des bassins, sans activité tectonique, durant laquelle les sédiments transgressent en "onlap" la ride de nappe.

Un profil sismique dans l'arc de Ferrara-Romagna (Apennin septentrional) (fig. 78), illustre particulièrement bien la structure de la série terrigène de ces bassins "piggyback". Selon Pieri (1983), les sédiments constituant un grand synclinal sont clairement en discordance sur une séquence carbonatée. La phase tectonique principale s'est donc produite à la fin du Pliocène inférieur, mais les déformations ont continué au Pliocène supérieur et au Quaternaire. On notera de plus que la série pliocène montre des éventails sédimentaires à l'arrière de chaque rampe. Autrement dit, l'angle entre les réflecteurs est généralement ouvert vers l'arrière des chevauchements. On en déduit que le basculement des séries a été progressivement enregistré par la sédimentation. Puisque ce basculement est lié au fonctionnement des rampes, celle-ci ont été actives pendant toute la période de sédimentation plio-quaternaire.

## **2) Les bassins "piggyback" de l'Apennin méridional**

### **a) Bref historique**

Dans l'Apennin méridional, on trouve en affleurement des sédiments de même âge que ceux de l'avant-fosse: série d'Ariano, du Plio-Quaternaire (fig.2). Ils constituent des bassins intramontagneux rarement étudiés sur le plan tectonique (Bénévent, Ariano Irpino, Ofanto, Potenza, Calvello, Sant'Arcangelo). On distingue dans l'ensemble de l'Apennin méridional deux cycles sédimentaires: un premier du Pliocène inférieur-moyen et un autre du Pliocène supérieur-Pléistocène (Ogniben, 1969; Vezzani, 1975). Les sédiments du premier cycle ("complexe ex-post orogénique" d'Ogniben, 1969) ne seraient affectés que par une phase de plissement accompagnée et de transports mineurs (phases du Pliocène moyen). Les sédiments du second cycle ("complexe post-orogénique vrai" d'Ogniben, 1969), qui affleurent essentiellement dans le bassin de Sant'Arcangelo, seraient plus récents que les derniers transports (Ogniben, 1969; Vezzani, 1975).

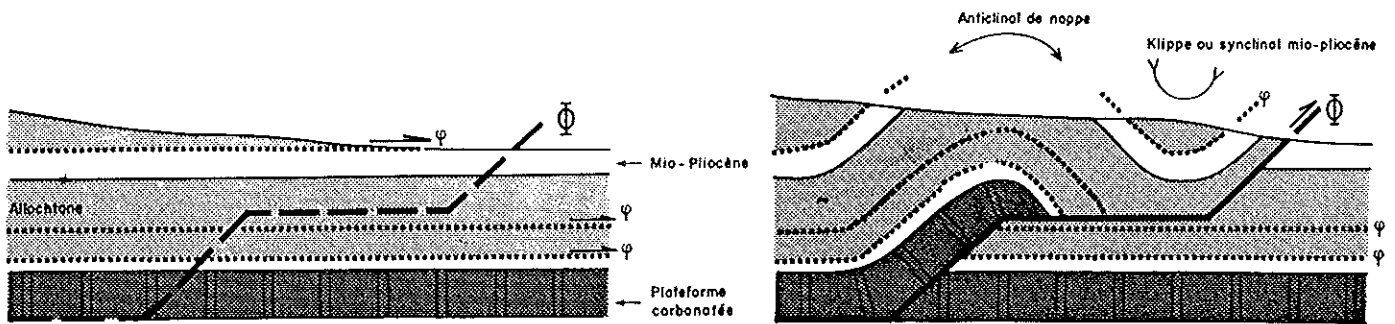
D'Argenio et al. (1975), Ippolito et al. (1975) considèrent qu'à partir de la fin du Pliocène moyen, les déformations ne sont plus que distensives (période néotectonique). Cette période plio-quadernaire verrait la formation de "dislocations" NW-SE (apenniniques) et NE-SW (anti-apenniniques), bien développées sur la marge tyrrhénienne de la chaîne. Selon D'Argenio et al. (1975), ces dislocations auraient également formé les bassins plio-quadernaires intra-apenniniques (Ariano Irpino, Sant'Arcangelo).

En fait, mis à part les recouvrements du Pliocène moyen, généralement interprétés comme gravitaires (Casnedi et al., 1982; Balduzzi et al., 1982b), la tectonique en extension est considérée, dans les années 70, comme l'unique tectonique de l'Italie méridionale au Plio-Quadernaire. Cette période plio-quadernaire était considérée comme post-orogénique par rapport aux phases de transport antérieures.

Des sondages ont par la suite montré que les mouvements du Pliocène moyen sont plus importants qu'on ne l'avait cru auparavant. On connaît des sédiments d'âge pliocène inférieur sur les carbonates de la ceinture de chevauchements (Mostardini et Merlini, 1986; 1988). D'autre part, les déformations compressives sont moins souvent interprétées comme gravitaires et les auteurs cherchent à corréliser des phases de compression dans toute la chaîne. Par exemple, Patacca et Scandone (1987) reconnaissent cinq phases de compression dans l'évolution post-tortonienne générale des Apennins (phases messinienne, pliocène inférieur, pliocène moyen, pliocène supérieur et pléistocène). Pour ces auteurs, ces "phases" sont de courte durée et sont séparées par des périodes de calme tectonique relatif suffisamment longues pour permettre le dépôt d'un cycle sédimentaire. Dans cette optique, les dépôts du Pliocène inférieur-moyen de l'Apennin méridional sont considérés comme ayant rempli des dépressions structurales simulant des bassins intramontagneux extensifs (e.g. Benevento, Ofanto, Potenza). Plus tard (Pliocène moyen et supérieur), ces bassins auraient été transportés vers l'avant-pays par des nappes en mouvement.

## **b) Une nouvelle interprétation**

A partir de profils sismiques, Roure et al. (1988, 1991) et Casero et al. (1988) ont montré que les bassins du Plio-Quadernaire présentent des migrations de dépocentres avec "onlaps". Suivant ces auteurs, les basculements à l'origine de ces déplacements d'aires de sédimentation, sont induits par l'activité de rampes de chevauchement. Ces bassins sont alors interprétés comme bassins syn-tectoniques "piggyback". Leur formation est attribuée à la structuration des carbonates de la plate-forme orientale, commencée au Pliocène inférieur, sous les unités du bassin Lagonegro-Molisan antérieurement mises en place (fig. 6C et 68). Dans une telle pile de nappes, la formation d'un duplex profond induit le plissement de nappes anciennes (fig. 80). Les anticlinaux de nappe sont formés sur les rampes de chevauchement récent, tandis que les klipptes tectoniques se trouvent sur les plats.



**Fig. 80:** Modèle d'une reprise en compression d'une pile de nappes lors de la déformation d'une unité inférieure (d'après Roure et al., 1988). Un chevauchement comprenant un plat et deux rampes crée un anticlinal et un synclinal de nappe (klippe).

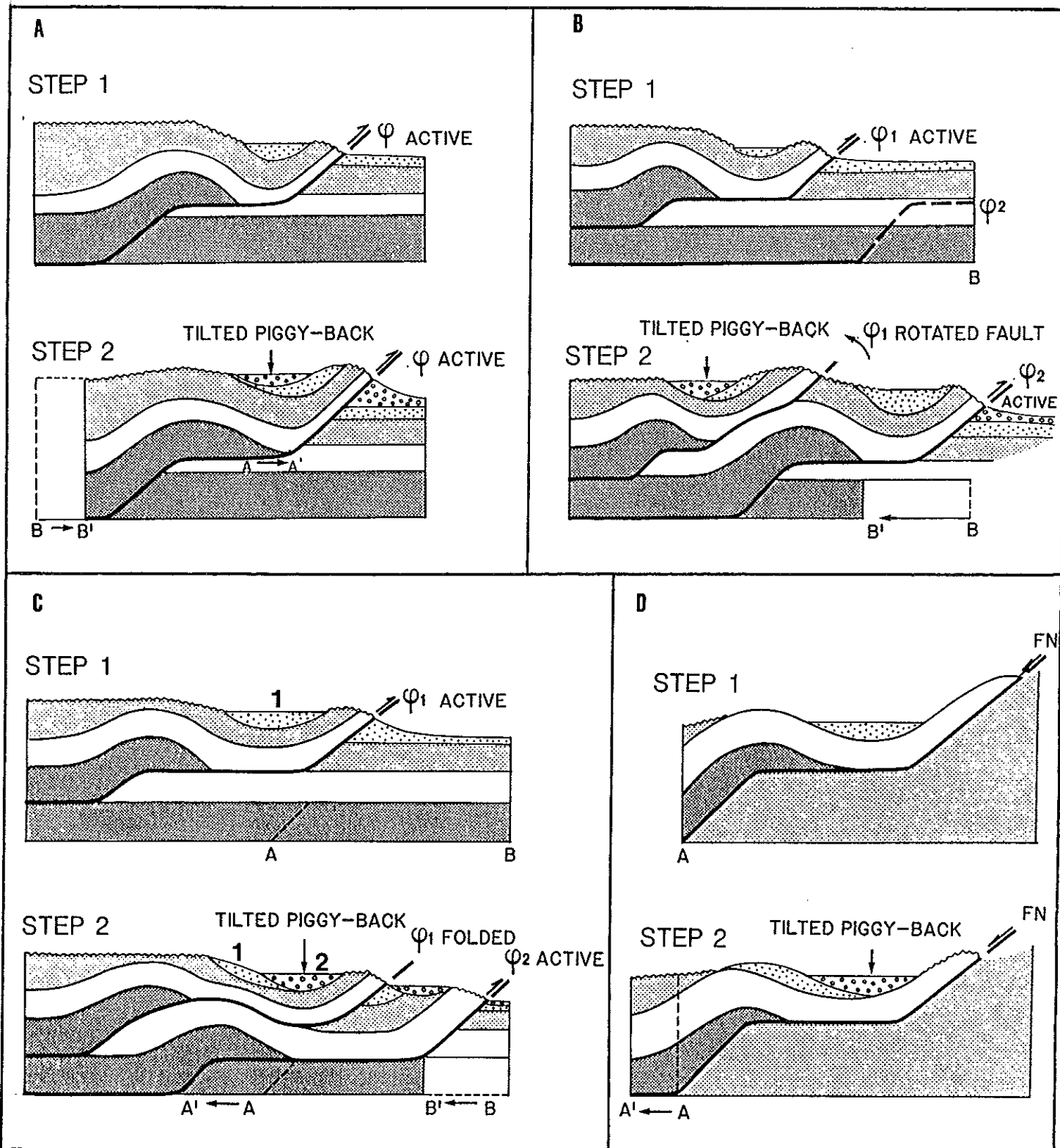
A la place d'une klippe, sur un plat de chevauchement, il peut y avoir accumulation de sédiments qui constituent un bassin "piggyback". La déformation d'une série avec plusieurs niveaux de décollement conduit à une succession de rampes et plats, qui en surface correspond à des anticlinaux et synclinaux susceptibles de piéger les sédiments. A partir de ce modèle simple, les auteurs envisagent différentes évolutions des décollements, qui expliquent la géométrie interne de ces bassins "piggyback". Ainsi la migration des dépocentres en arrière du front de chevauchement (bassin de Sant'Arcangelo) peut être liée au déplacement continu suffisamment lent de l'unité sus-jacente (fig. 81A).

La même géométrie des dépressions peut être créée lorsqu' un chevauchement devenu inactif est basculé par un chevauchement plus jeune (fig. 81B). Une migration des dépocentres vers le front de chevauchement (bassin de l'Ofanto) peut se réaliser si une portion d'un ancien plat de chevauchement est plissée lors de l'activation d'une nouvelle rampe (fig. 81C).

Les auteurs signalent de plus qu'une migration comparable pourrait se produire pendant une extension, lorsqu'un ancien chevauchement est réactivé en faille normale (fig. 81D).

A la différence des interprétations antérieures, les bassins plio-quadernaires sont considérés comme contemporains de déformations compressives. L'étude de détail de deux bassins documentés par des profils sismiques a été entreprise afin de contrôler cette interprétation.





**Fig. 81:** Modèles de formation et d'évolution de bassins "piggyback" de l'Apennin méridional (d'après Roure et al., 1988). Le sous-charriage d'une unité de plate-forme (en gris foncé) sous des unités de bassin antérieurement mises en place (gris clair et blanc) crée un synclinal qui peut être rempli de sédiments et constituer un bassin "piggyback". Dans un second stade ce bassin peut évoluer par basculement.

A: Evolution d'un bassin liée à l'activité d'un chevauchement unique.

B: Basculement en arrière d'un bassin lors de l'activité de rampes à l'avant du dépo-centre.

C: Basculement en avant d'un bassin lors de l'activité d'une rampe à l'arrière du dépo-centre.

D: Basculement d'un bassin lors de la réactivation d'un chevauchement en faille normale.

## B. Les paléocontraintes dans un bassin "piggyback": l'exemple du bassin de Sant'Arcangelo

### Stratigraphie:

Le bassin de Sant'Arcangelo se situe près du front de la chaîne apenninique, non loin du golfe de Tarente (Pl. 1 et fig. 2). De forme allongée globalement NW-SE, il est rempli par une puissante série terrigène (argiles sables et conglomérats) datée du Plio-Quaternaire (Vezzani, 1967) (fig. 82 et 83). Grâce au soulèvement post-Calabrien de l'Apennin calabro-lucanien estimé entre 1150m et 1250m (Bousquet, 1973), les sédiments marins du Calabrien de ce bassin affleurent jusqu'à 900 mètres d'altitude.

On reconnaît dans le bassin de Sant'Arcangelo deux séries stratigraphiques plio-quaternaires représentant deux cycles sédimentaires successifs: la série de Caliandro (fig. 83A), attribuée au Pliocène inférieur-moyen, et la série du Pliocène supérieur-Pléistocène (fig. 83B), transgressive sur le substratum anté-Pliocène et sur des lambeaux de terrains du Pliocène inférieur-moyen (fig. 82).

Le cycle de Caliandro est corrélé avec les séries remplissant la plupart des autres bassins marins intra-apenniniques: Potenza, Ofanto, Ruvo del Monte... (Vezzani, 1975). Cette série affleure essentiellement sur la bordure occidentale du bassin (fig.82). Dans ce secteur, elle présente un pendage régulier vers le Nord-Est, atteignant parfois 65° (Vezzani, 1975) et elle est recouverte en discordance par la série attribuée au Pliocène supérieur-Calabrien qui est sub-horizontale. Cette importante discordance angulaire est régionale et correspondrait également à une lacune de la partie haute du Pliocène moyen et de la partie basse du Pliocène supérieur (Vezzani, 1967).

La série supérieure constituant l'essentiel des affleurements de ce bassin, se présente globalement comme un monoclinale incliné vers le SW qui comprend de bas en haut et d'Est en Ouest: des séries d'argiles marneuses bleues, des sables, et des conglomérats (fig. 82 et 83B). Il s'agit d'une séquence régressive évoluant d'une ambiance marine à une ambiance littorale puis fluviatile et lacustre (Vezzani, 1967; Ogniben, 1969). La succession se termine par les conglomérats de la Serra Cornetta (fig. 83) dans lesquels ont été trouvés des restes d'*Elephas meridionalis*, typique du Villafranchien (Pléistocène inférieur) (Vezzani, 1967).

Les datations faites par C. Müller à partir des flores de nannoplancton, précisent et modifient légèrement l'âge de ces deux séries. Le cycle de Caliandro correspond aux zones NN15-NN16 du Pliocène inférieur-moyen (fig. 82), la base argileuse du cycle supérieur appartient à la zone NN19 du Pléistocène inférieur ce qui implique que le second cycle est entièrement Pléistocène inférieur. Il s'avère donc que, mis à part quelques lambeaux de terrains pliocènes, la majeure partie de ce bassin est pléistocène (fig. 82).

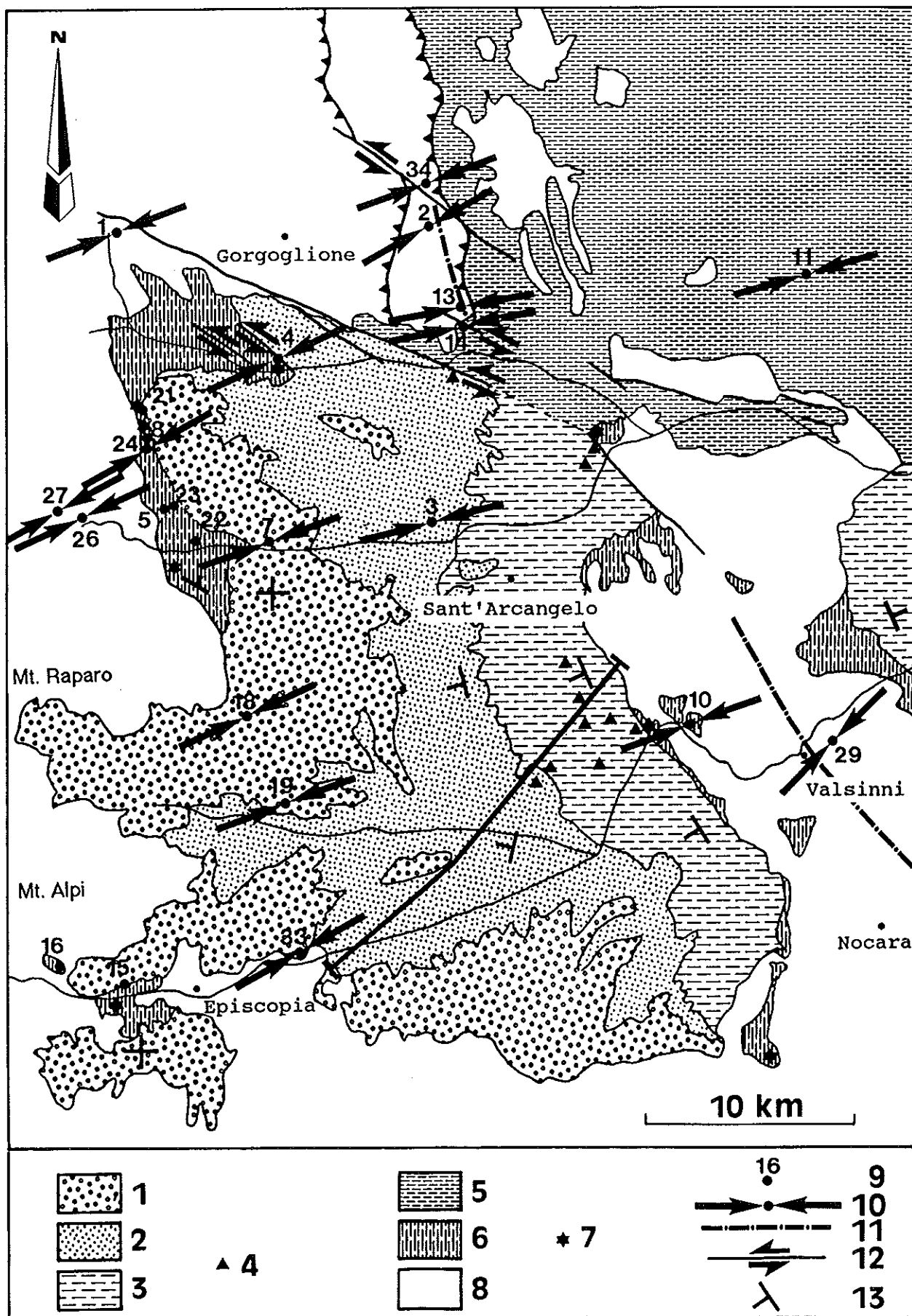
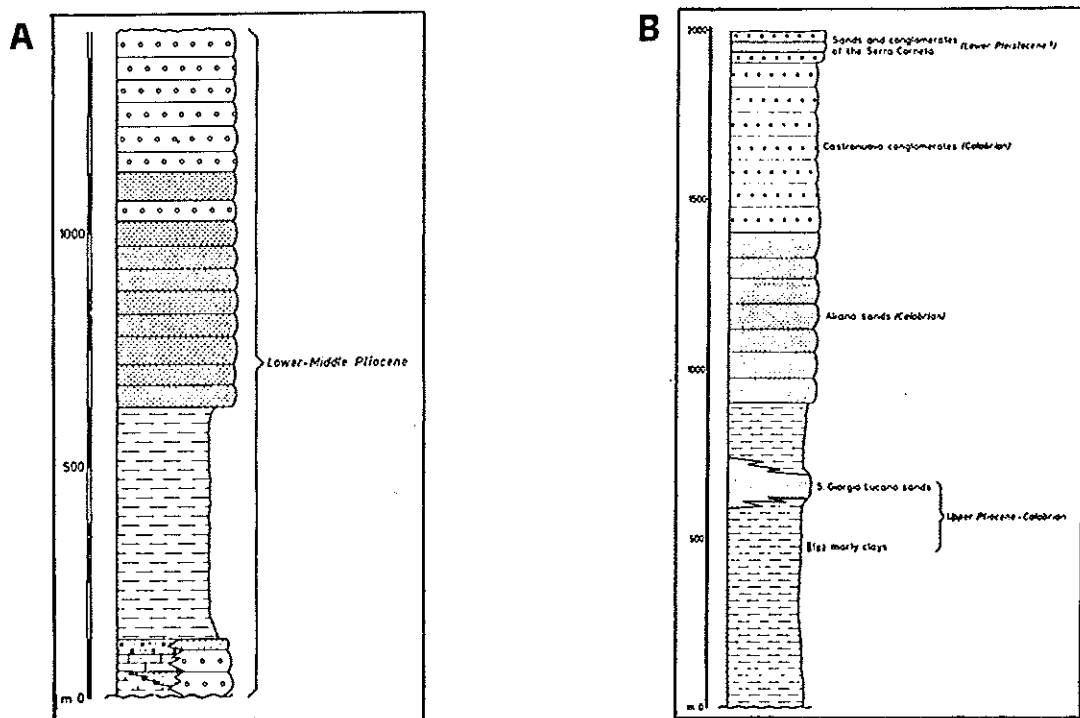


Fig. 82: Schéma géologique du bassin de Sant'Arcangelo et directions de compression pléistocènes. 1, 2 et 3: faciès respectivement conglomératiques, sableux et argileux, des sédiments du Pléistocène inférieur. 4: sites de datation de la zone NN19 du nannoplancton (Pléistocène inférieur; C. Muller). 5: terrains indifférenciés du Plio-Quaternaire. 6: terrains du Pliocène. 7: sites de datation des zones NN15 à NN16 du nannoplancton (Pliocène inférieur-moyen). 8: terrains anté-pliocènes. 9: localisation des sites de mesures de plans striés. 10: direction de compression. 11: axe anticlinal. 12: décrochement. 13: pendage. (Localisation de la coupe de la figure 88).



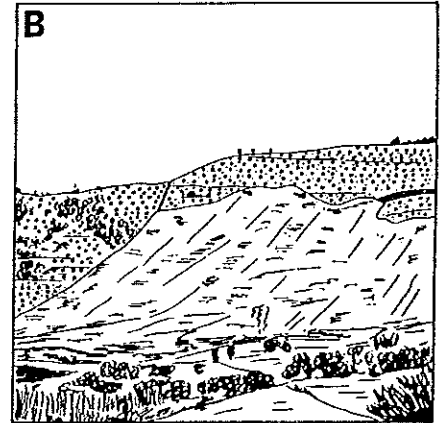
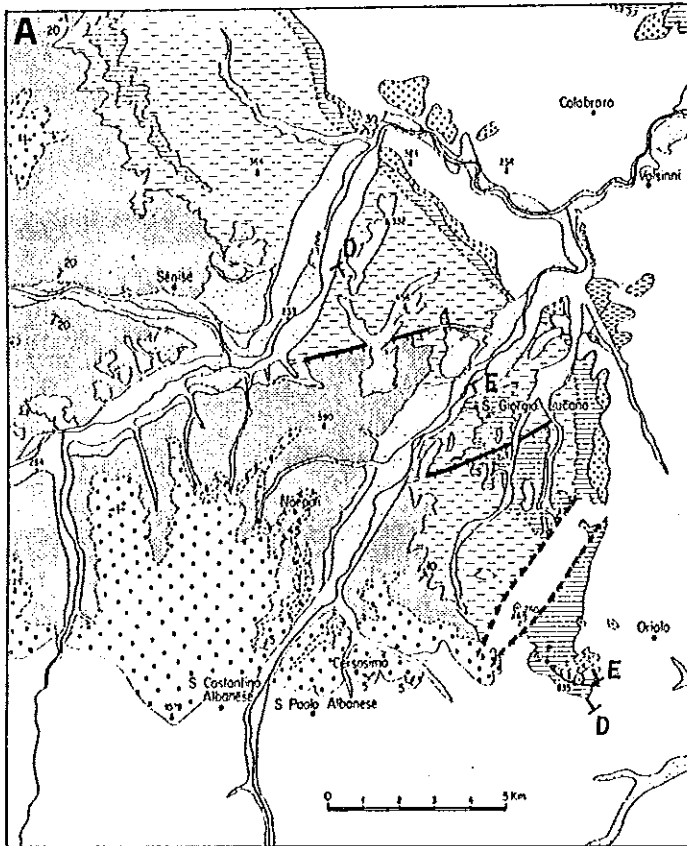
**Fig. 83:** Colonnes stratigraphiques des séries du bassin de Sant'Arcangelo.  
**A:** Série de Caliandro Pliocène.  
**B:** Série du "complexe post-orogénique" (d'après Ogniben, 1969), Pléistocène inférieur.

## B1. Le bassin pléistocène

### 1) Les structures pléistocènes

Malgré de très bonnes conditions d'affleurement, les failles qui ont été décrites dans ce bassin sont très peu nombreuses. Bousquet (1973) et Gars (1983) ont signalé la présence de cinq failles normales dans le Sud du bassin (fig. 84), sans qu'il soit toujours clair si les failles affectent uniquement la série inférieure ou également la série supérieure. Bousquet a également signalé que des brèches quaternaires sont ployées en anticlinal probablement à cause d'un rejet d'une faille inverse sur le flanc oriental du Mte Raparo (fig. 82). Cotecchia et Valentini (1966) signalent qu'une faille inverse ferait chevaucher les flyschs de la dorsale de Valsini (fig. 82) sur les sédiments du Plio-Calabrien.

Comme nous le verrons plus loin, des failles normales existent dans la série pliocène et on peut en observer qui sont scellées par la série pléistocène. Par contre elles sont extrêmement rares dans la série pléistocène. Seules quelques petites failles normales décimétriques ont pu être observées dans la série argileuse, de même que plusieurs galets striés dans le site IIIUB20 sans que leur nombre soit suffisant pour calculer un tenseur (voir Pl. 1 et annexe). L'extrême rareté de ces failles normales suggère qu'elles n'ont pas joué un rôle important dans la structuration de ce bassin pléistocène (Gars, 1983).



**Fig. 84: Les failles normales du bassin de Sant'Arcangelo.**

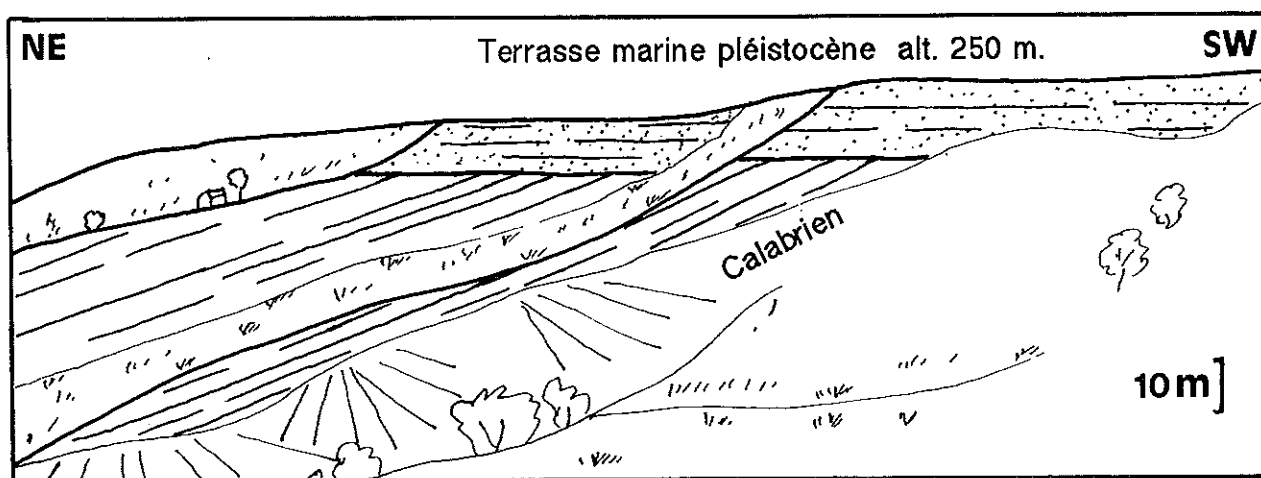
**A:** Schéma géologique de la bordure sud-orientale du bassin montrant les failles normales de San Giorgio Lucano et d'Oriolo. Ces dernières constituent un horst qui pourrait être antérieur au Pléistocène. (D'après Bousquet, 1973).

**B:** Panorama de la faille de Castronuovo di San Andrea (d'après Bousquet, 1972).

Les structures compressives sont au contraire importantes. Le bassin est limité au Nord par un accident orienté WNW-ESE (fig. 82), interprété comme une faille normale inclinée vers le Sud-Ouest (Caldara et al., 1988) ou comme une faille inverse inclinée vers le Nord-Ouest (Gars, 1983). Une faille en prolongement de cet accident a pu être observé dans la série sablo-argileuse: il s'agit d'un plan subvertical avec des stries horizontales. L'analyse d'une image Landsat montre l'existence de linéaments WNW-ESE dans les séries plio-quadernaires de la partie septentrionale du bassin (fig. 82). Deux d'entre eux ont pu être observés sur le terrain et se sont révélés être des décrochements sénestres (fig. 82). Plus au Nord, le long d'une faille cartographique (fig. 82, site IIPFW34), des plans de faille dirigés WNW-ESE sont décrochants sénestres. Cet accident décale de façon sénestre, d'environ 3 km, les écailles et plis du front de la chaîne parfois scellés par la série pliocène.

Le bassin de Sant'Arcangelo est donc bordé vers le Nord par des accidents décrochants sénestres qui affectent la série quaternaire.

A l'Est, le bassin de Sant'Arcangelo est limité par la dorsale de Valsinni-Nocara de direction NNW-SSE (Fig. 82). Il s'agit en fait d'un anticlinal de nappe laissant apparaître en fenêtre, sous les argiles à blocs des Ligurides, des séries miocènes intensément plissées appartenant aux unités du bassin de Lagonegro. La série pléistocène étant affectée par des basculements sur les flancs de cette dorsale (fig. 82), au moins une partie de ce plissement anticlinal doit être attribuée au Pléistocène. Une terrasse marine du Pléistocène inférieur-moyen (plus haute qu'une terrasse datée radiochronologiquement du Pléistocène moyen par Dai Pra et Hearty, 1988) scelle le basculement des argiles calabriennes du flanc oriental de cette structure (fig. 85). Ce basculement s'est donc produit pendant le Pléistocène inférieur ou moyen.



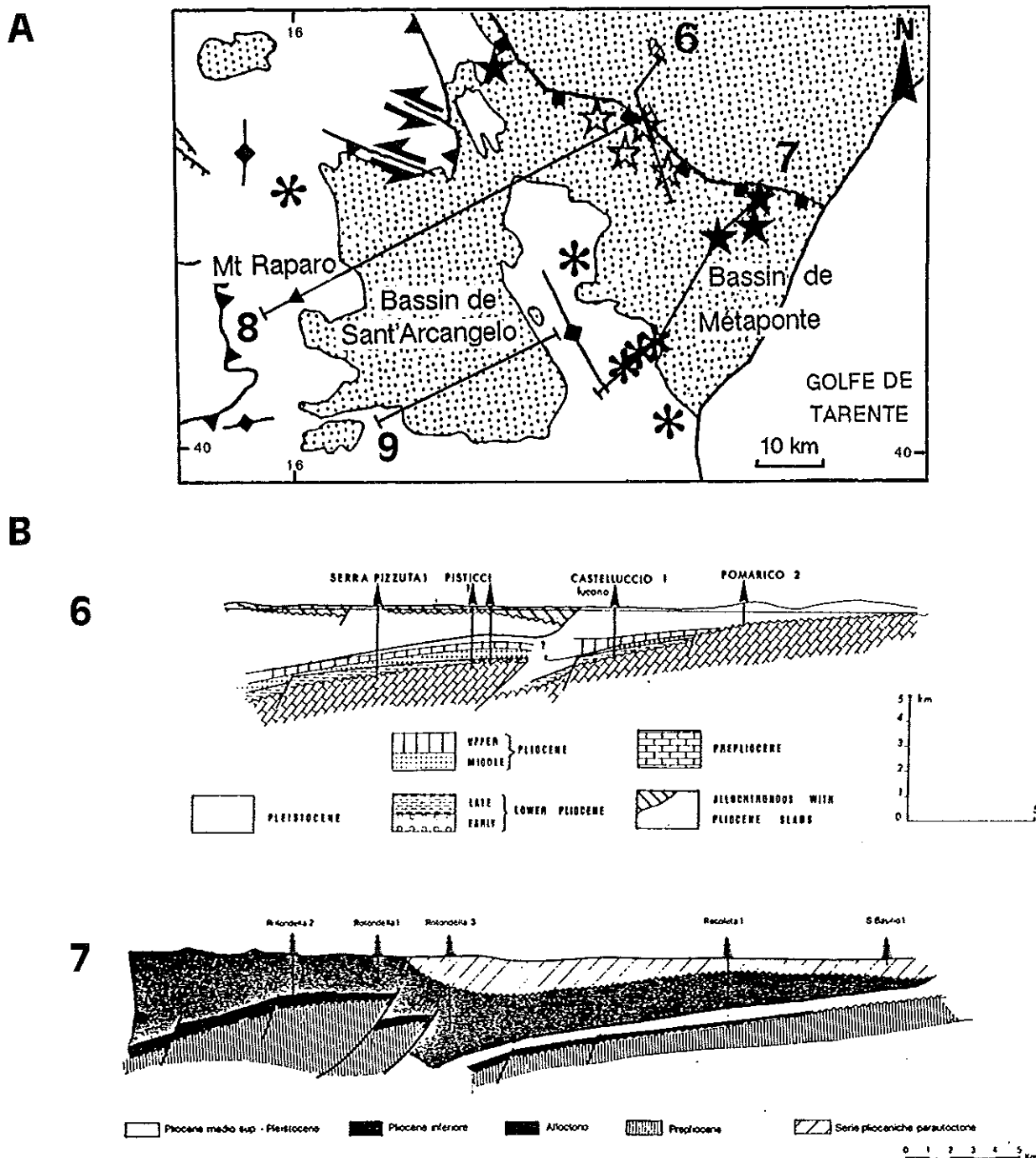
**Fig.85:** Panorama du flanc oriental de la dorsale de Valsini (fig. 82) (localité de Rodondella). La série argileuse calabrienne est inclinée vers le Nord-Est. Une terrasse marine du Pléistocène scelle ce basculement. Cette terrasse à 250 mètres d'altitude est plus haute qu'une terrasse datée du Pléistocène moyen (0,21-0,33 Ma Th/U; Dai Pra et Hearty, 1988) à 125 mètres d'altitude. On peut donc la dater du Pléistocène inférieur-moyen.

## 2) Apport des sondages à la connaissance des structures

De nombreux sondages ont été réalisés au niveau de la dorsale de Valsinni-Nocara et à l'Est de celle-ci (Carissimo et al., 1963; Mostardini et al., 1966) (fig. 82 et 86). Au niveau de la dorsale, sous près de 2000 mètres d'argiles "scagliose" ces sondages ont rencontré plusieurs centaines de mètres de terrains pliocènes reposant sur quelques mètres de gypse et calcarénites miocènes et sur des carbonates crétacés de l'avant-pays (fig. 86, coupe 7). Ces sondages mettent en évidence le chevauchement d'argiles scagliose constituant la nappe de Métafonte (Ogniben, 1969) sur des terrains pliocènes, avec une flèche de plusieurs dizaines de kilomètres.

Du Sud-Ouest vers le Nord-Est, l'âge des terrains sous la nappe varie du Pliocène inférieur au Pliocène supérieur et même au Pléistocène inférieur à *Hyalinea balthica* dans la zone frontale (Ogniben, 1969; Vezzani, 1975) (fig. 86, coupe 6). Les terrains sous la nappe ont le même âge que ceux sur la nappe et le chevauchement est entièrement masqué par les sédiments pléistocènes (Ogniben, 1969). Des chevauchements ont donc eu lieu au Nord-Est

de la dorsale de Valsini-Nocara, jusque pendant le Pléistocène. Par ailleurs, les auteurs (Balduzzi et al., 1982b; Casnedi et al., 1982; Gars, 1983) considèrent que l'anticlinal de Valsini-Nocara que l'on a attribué au Pléistocène, correspond en profondeur à un chevauchement des unités de carbonates (fig. 86).



**Fig.86: Coupes géologiques du front de l'allochtone.**

**A:** Schéma géologique avec localisation des coupes et âge des terrains les plus récents sous les unités de l'allochtone Lagonegro-Molisan. Astérisque: Pliocène inférieur-moyen; Etoile pleine: Pliocène supérieur; Etoile vide: Pléistocène.

**B:** Coupe 6: coupe géologique de la région de Pisticci montrant le chevauchement des unités de l'allochtone Lagonegro-Molisan sur des terrains pléistocènes (d'après Casnedi et al., 1982). Coupe 7: coupe géologique du bassin de Métaponte (d'après Balduzzi et al., 1982b). Noter la présence de terrains du Pliocène inférieur à l'aplomb de l'anticlinal de Valsini qui est interprété comme une structure compressive.

Profils 8 et 9, voir fig. 92.

On constate, comme l'avait admis Gars (1983), que les structures compressives sont déterminantes dans la géométrie actuelle du bassin pléistocène puisqu'elles gouvernent la forme des bordures septentrionales et orientales. A l'intérieur du bassin, même si les failles sont rares, une déformation compressive est constamment présente, matérialisée par des ondulations de la série: anticlinal de Castronuovo di S. Andrea, synclinal de Néopoli (Vezzani, 1967).

### 3) Paléocontraintes

Les reconstructions de paléocontraintes ont pu être effectuées non seulement autour du bassin, mais également dans les séries détritiques du bassin, grâce à l'utilisation du matériel conglomératique (fig. 82). Sur la bordure septentrionale du bassin, dans des terrains du Plio-Quaternaire, les décrochements sénestres et des failles mineures associées ont permis de calculer une compression ENE-WSW (fig. 82, sites IIIUB4 et IIIUB14).

C'est une direction de compression semblable qui est calculée dans le site IIIUB34, près d'un accident qui décale les structures de façon sénestre (fig. 82).

A l'intérieur du bassin (fig. 82, site 3), on peut observer un pli hectométrique à axe plongeant NNW-SSE (fig. 87 A et D). Des failles associées à ce pli permettent de calculer une compression de direction N70, perpendiculaire à son axe (fig. 87C). Dans la série argilo-sableuse de son flanc oriental, une discordance angulaire (fig. 87B) montre que le basculement des couches, donc la compression N70, a été synsédimentaire.

Dans le reste du bassin, d'autres sites ont confirmé que la série pléistocène a été affectée par une compression remarquablement constante en direction (fig. 82, sites IIIUB7, IIIUB18 et IIIUB19). Notons que dans tous les sites, qui sont datés de façon certaine du Pléistocène, on n'a pu mettre en évidence qu'un état de contrainte: une compression en moyenne N70.

On constate que les directions de compression déterminées dans les terrains pléistocènes et celles qui leur sont corrélables, parfois clairement associées à des structures d'âge pléistocène, sont toutes proches de N70 ( $\pm 13^\circ$ ) (fig. 82). Cette compression affecte même les derniers terrains déposés, qui sont sub-horizontaux.

Il est intéressant de noter l'aspect simplificateur de la reconstruction de contraintes, puisque des structures aussi différentes que des plis ou des décrochements, formant un arc qui borde le bassin, correspondent à une compression en moyenne N70. Puisque ces structures correspondent à un même état de contrainte, elles apparaissent apparentées. Grâce à l'observation d'un pli synsédimentaire et à la reconstruction de paléocontraintes, nous pouvons conclure que la compression N70 a été contemporaine de la formation et du remplissage du bassin.



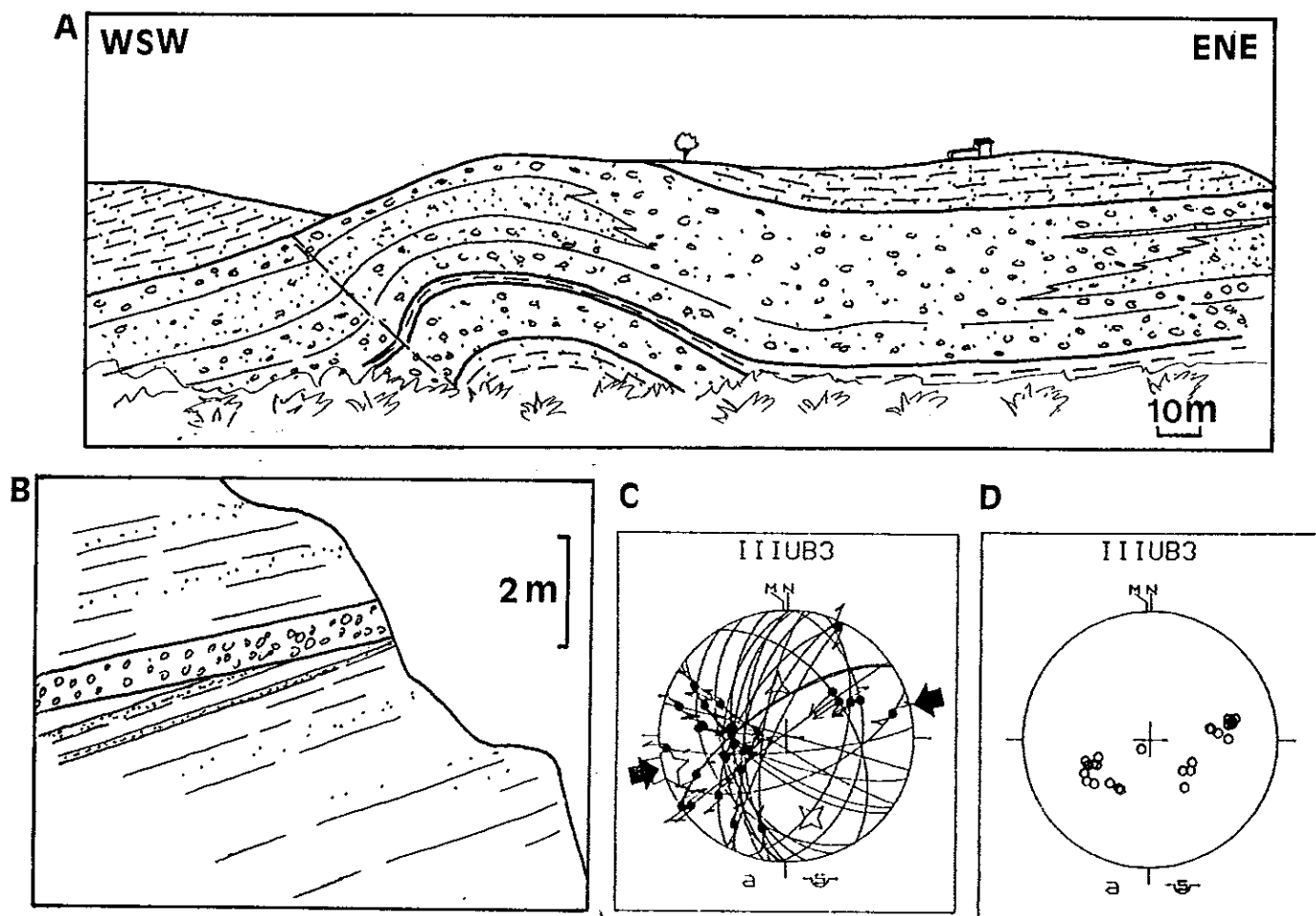


Fig.87: Anticline d'Alianello, au coeur du bassin de Sant'Arcangelo, dans la série du Pléistocène inférieur (fig. 82, site IIIUB3).

A: Vue générale du pli.

B: discordance angulaire dans la série argilo-sableuse du flanc occidental du pli.

C: Tenseur de contraintes (compression N75) calculé à partir de plans striés associés au pli.

D: Pôles des plans de stratification de l'anticline. L'axe de pli qui peut être déduit a une direction NNW-SSE et plonge vers le Nord.

#### 4) Profils sismiques

Il existe plusieurs profils sismiques dans ce bassin; l'un, particulièrement clair, a permis de faire un "ligne-drawing" (fig. 88). L'alternance d'horizons argileux et sableux fournit d'excellents réflecteurs très continus, fidèlement reportés sur cette coupe. Seuls des réflecteurs appartenant à la série argileuse et la série sableuse sont visibles, la série conglomératique qui constitue actuellement des reliefs de plusieurs centaines de mètres de haut n'étant pas représentée à cet endroit (Fig. 82).

La datation des séries constituant les réflecteurs les plus bas du profil a fourni un âge pléistocène inférieur, de la zone NN19 (fig. 82). La série entièrement pléistocène visible ici dépasse localement deux secondes (temps double) sur le profil, soit plus de 3000 mètres. Une faille inverse confirme une fois de plus que ce bassin a été affecté par une compression.

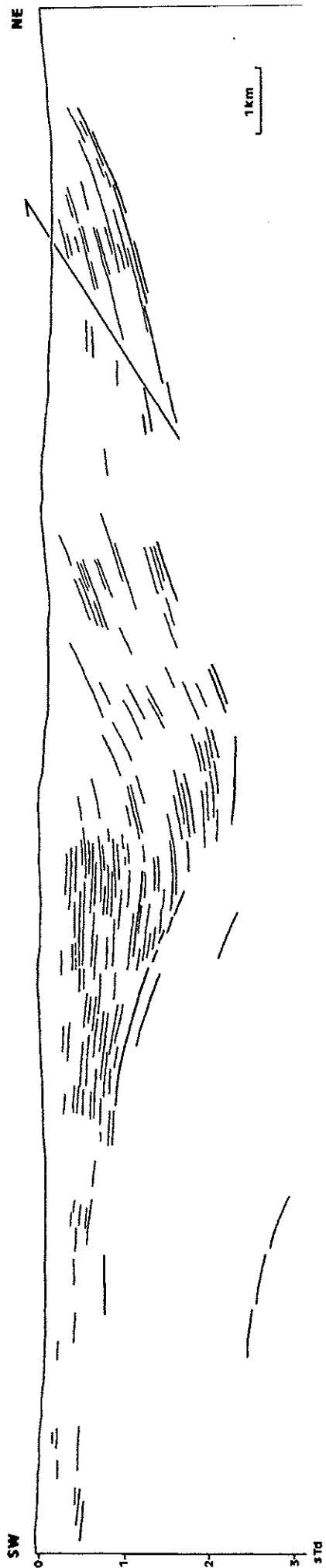


Fig. 88: "Line-drawing" d'un profil sismique du bassin de Sant'Arcangelo (localisation sur la fig. 82). Les réflecteurs les plus bas appartiennent au Pléistocène inférieur (voir fig. 82). Noter la transgression de la série pléistocène sur les reliefs occidentaux et la présence d'une faille inverse.

On peut distinguer deux ensembles sur cette coupe. Un ensemble inférieur est notablement basculé vers le SW, avec une bordure interne en très net "onlap" contre les terrains plus anciens des unités allochtones sous-jacentes; sa bordure orientale (externe) a été érodée. Un ensemble supérieur constitue un synclinal moins déformé, et repose en "onlap" sur les formations plus anciennes.

Les auteurs (Vezzani, 1967; Bousquet, 1972) ont généralement considéré que la distribution des faciès argileux, sableux et conglomératiques correspond essentiellement à des passages latéraux (fig. 89). Toutefois, puisque les réflecteurs sismiques correspondent à des horizons-temps, le profil (fig. 88) met en évidence un âge plus jeune des séries occidentales et un envahissement progressif des zones occidentales par la sédimentation. Les dépôts sableux situés dans l'Ouest du bassin sont plus récents que les dépôts argileux à l'Est. Si des passages latéraux de faciès existent, ils sont mineurs et la répartition des faciès argileux, sableux et conglomératiques (fig. 82) correspond essentiellement à une transgression vers l'Ouest d'une séquence régressive. On peut admettre que cette distribution des séries correspond à une migration des dépocentres vers l'Ouest, et non à l'érosion d'une séquence régressive déposée uniformément dans le bassin et sur l'anticlinal de Valsini-Nocera. Pour cette seconde hypothèse, il faudrait en effet supposer une épaisseur de près de 5000 m de sédiments pléistocènes et une déformation importante post-pléistocène inférieur dont on ne trouve pas de signes.

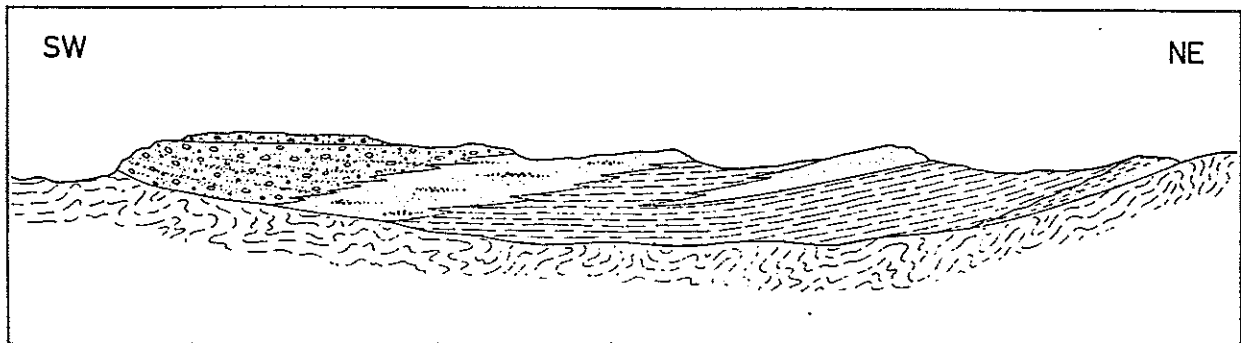


Fig.89: Coupe schématique illustrant les relations entre les unités argileuse, sableuse et conglomératique, (d'après Vezzani, 1967).

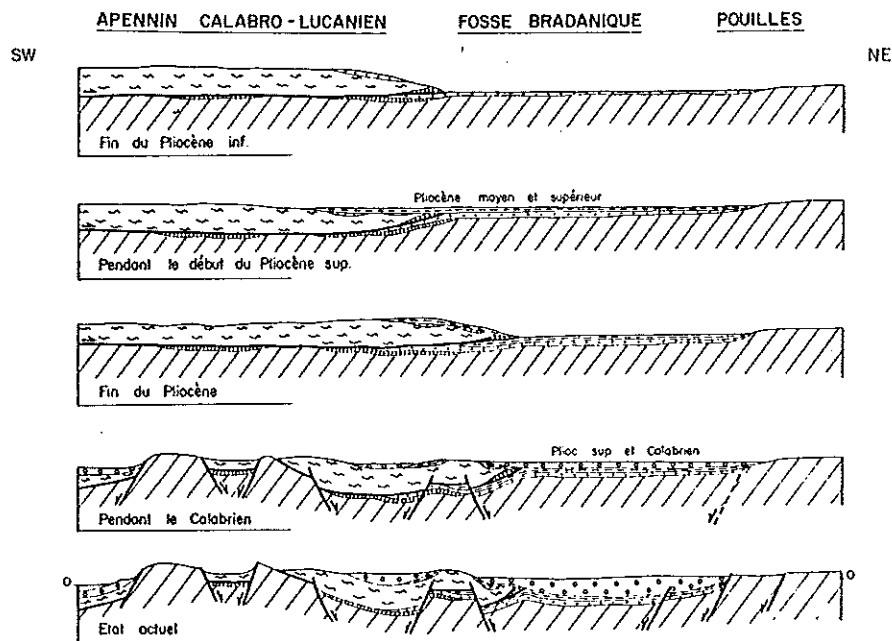
On peut comparer cette coupe avec un profil typique de bassin "piggyback" (fig. 79B); tous deux montrent des réflecteurs inférieurs plus basculés que les réflecteurs supérieurs. Cet aspect est cependant atténué dans le bassin de Sant'Arcangelo à cause de son grand étalement latéral. Ce basculement a dû provoquer, dans le bassin de Sant'Arcangelo, la migration des dépocentres vers l'Ouest, particulièrement visible à cause de la tendance régressive de cette série (également régressive dans l'avant-fosse). Puisque le basculement du bassin a été synsédimentaire, il a été contemporain de la compression synsédimentaire déterminée précédemment.

## 5) Les interprétations précédentes

Nous avons vu que la formation de ce bassin est liée à la création de l'anticlinal de Valsini-Nocara qui le borde. Pour Carissimo et al. (1963), la dorsale de Valsini-Nocara moule un horst profond limité par des failles normales avec un dénivelé du Mésozoïque de l'ordre de 2000 mètres entre l'apex de la "dorsale" et sa bordure orientale.

Selon Ogniben (1969), la mise en place de la nappe de Métaponte (fig. 86A) correspond à un glissement sous-marin purement gravitaire qui s'est produit au Pliocène supérieur avec une reprise au Pléistocène inférieur. La dorsale de Valsini-Nocara serait la zone de départ de cette nappe. Ce glissement du substratum aurait entraîné l'immersion de la moitié externe du bassin de Sant'Arcangelo.

Bousquet (1973) développe ces interprétations et propose un modèle d'avancée des nappes par soulèvement répété de la zone apenninique et glissement gravitaire (fig. 90). Il distingue deux périodes de glissement des nappes concomitantes de lacunes sédimentaires, au Pliocène inférieur et au Pliocène supérieur, suivies par le dépôt de la série attribuée au Pliocène supérieur-Calabrien. Le soulèvement de la dorsale de Valsini-Nocara se serait produit après le Calabrien, par le rejeu de failles qui limitent le horst du substratum calcaire sous-jacent (fig. 90).



**Fig.90:** Modèle d'avancée des unités du Bassin Lagonegro-Molisan dans l'hypothèse de soulèvements répétés dans la zone apenninique (d'après Bousquet, 1973).

Alors que ces auteurs considéraient que la tectonique de l'Italie méridionale était uniquement en extension avec de vastes nappes de gravité, Gars (1983) suggère qu'une compression a déformé le bassin de Sant'Arcangelo après son remplissage, au Pléistocène moyen. Il considère néanmoins qu'avant cette phase de compression le bassin s'est rempli dans un contexte extensif.

Plus récemment, Casero et al. (1988), s'appuyant sur des profils sismiques et sur la présence de galets impressionnés, ont proposé que ce bassin, comme d'ailleurs tous les bassins pliocènes de l'Apennin méridional, soit un bassin "piggyback" contemporain de l'accrétion tectonique sous sa marge orientale. Cette hypothèse d'une tectonique compressive synsédimentaire trouve ici confirmation.

## 6) Synthèse et interprétation du bassin pléistocène

Le bassin pléistocène de Sant'Arcangelo est caractérisé essentiellement par des structures compressives. Dans le coeur du bassin, les sédiments quaternaires sont affectés par des ondulations et des plis. La bordure septentrionale est caractérisée par des accidents décrochants sénestres (fig. 82). Il est limité à l'Est par l'anticlinal de nappe de Valsini-Nocara que nous interprétons comme une structure compressive, et non comme une dorsale moulant un horst sous-jacent dont aucune des failles normales bordières ne serait visible en surface (fig. 90).

Sur le flanc de cet anticlinal, le basculement des séries du Plio-Calabrien est scellé par une terrasse marine du Pléistocène inférieur-moyen (fig. 85) et s'est donc produit au Pléistocène inférieur ou Pléistocène moyen. Un profil sismique (fig. 88) montre l'importante épaisseur de la série pléistocène qui n'est pas affectée par des failles normales, mais uniquement par un basculement et une faille inverse. Ce basculement est interprété comme dû à une compression, de plus il est synsédimentaire, contemporain d'une migration des dépocentres vers l'Ouest. Cette interprétation est confortée par la mise en évidence d'un pli synsédimentaire en plein coeur du bassin (fig. 87). A la différence de l'interprétation de Gars (1983), nos observations montrent que les déformations compressives ne sont pas postérieures à une sédimentation en contexte extensif, mais contemporaines du remplissage du bassin.

La reconstitution des paléocontraintes montre que les décrochements qui bordent le bassin, et le pli synsédimentaire correspondent au même mécanisme: une compression de direction moyenne N70 (fig. 82). L'existence d'un seul événement (une compression) dans l'ensemble du bassin est confirmée par d'autres sites dans des terrains pléistocènes et par corrélation de sites dans des terrains plus anciens. Les rares petites failles normales observées dans les terrains pléistocènes pourraient alors correspondre à la tectonique distensive qui a accompagné le soulèvement de la chaîne au Pléistocène moyen-supérieur et qui est encore active (Bousquet, 1972), ou bien simplement à des glissements gravitaires ou des figures de compaction dans une séquence argileuse très épaisse.

La structure et les paléocontraintes concordent pour conclure que le bassin pléistocène de Sant'Arcangelo est un bassin syn-compressif associé à une compression de direction N70. Comme Gars (1983) nous supposons que l'anticlinal de Valsini-Nocara correspond à une rampe de chevauchement dans les unités de carbonate de l'avant-pays

sous les unités d'argiles "varicolores" qui supportent le bassin. La reconnaissance par forage dans cette région, d'une nappe de chevauchement (nappe de Métafonte, Ogniben, (1969), sur les terrains du Pliocène supérieur et du Pléistocène de l'avant-fosse (donc corrélable à une compression pléistocène) est en faveur de cette interprétation. L'accident bordant au Nord le bassin de Sant'Arcangelo (fig. 82) pourrait correspondre dans les carbonates à une rampe latérale ayant permis l'avancée de ces unités chevauchantes.

Le bassin de Sant'Arcangelo est donc bordé de structures compressives qui ont été responsables de son basculement et de la migration de ses dépocentres successifs.

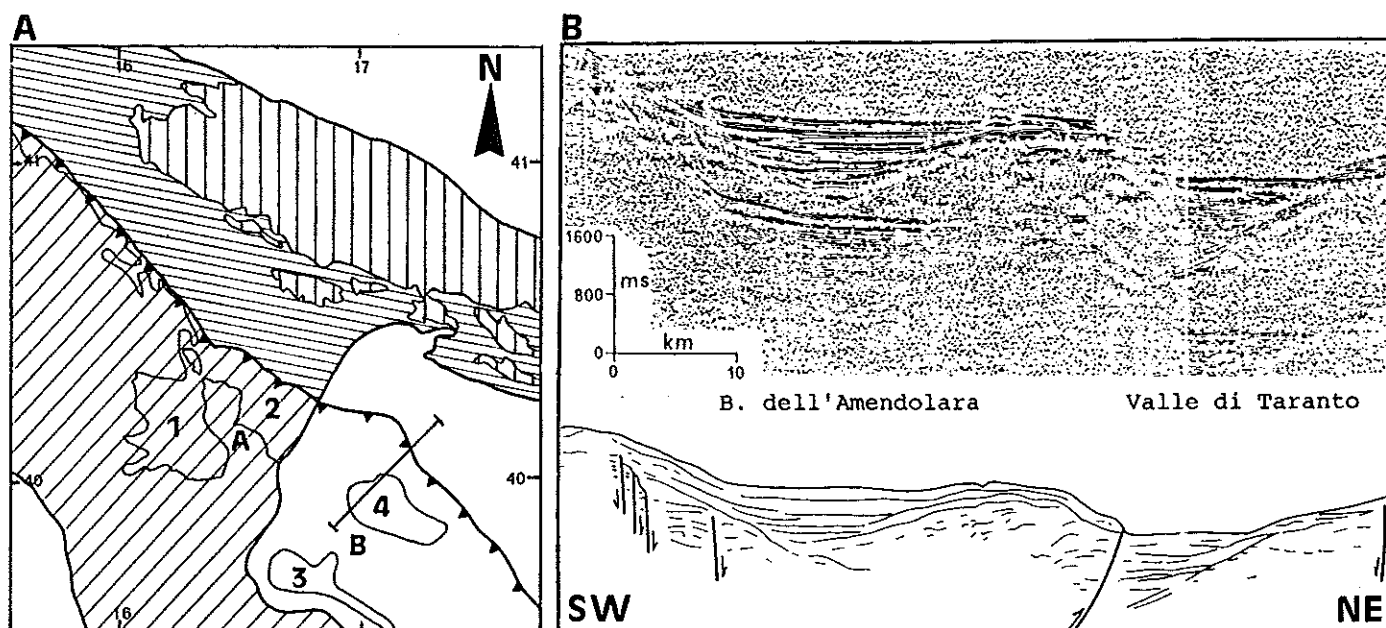
L'ensemble de la structure est comparable aux exemples décrits par (Ori et Friend, 1984) pour définir la notion de bassin "piggyback". Dans les deux cas, il s'agit d'une structure en arc avec, en arrière, un bassin sédimentaire porté par une nappe de chevauchement (fig. 79A et 82). La structure chevauchante de Sant'Arcangelo présente une composante décrochante dans le mouvement de la rampe latérale, comme cela avait été suggéré pour des structures en arc similaires, de la marge méridionale du bassin du Pô (Ori et Friend, 1984). Enfin comme pour les bassins "piggyback" décrits par ces auteurs, la dorsale bordière du bassin était émergée durant la période de sédimentation (Vezzani, 1967) et la plupart des transferts sédimentaires avec le bassin plus oriental (Fig. 86A) ou l'avant-fosse se faisaient par la rampe latérale.

## 7) Modèle de formation

Deux modèles ont été proposés pour interpréter la formation de ces bassins "piggyback" dans le cas de la migration en arrière des dépocentres (Roure et al., 1988; 1991) (fig. 81). L'un d'eux (fig. 81A) implique le fonctionnement d'un chevauchement majeur: le premier dépocentre se forme au niveau d'un "plat", puis il migre en arrière lors de l'avancée de la nappe, restant donc toujours en arrière de la rampe frontale. Un autre modèle (Fig. 81B) implique l'intervention, dans un second stade, d'un nouveau chevauchement plus externe: le développement de sa rampe, si elle se situe en avant du dépocentre du bassin, force celui-ci à migrer vers l'arrière.

Cette deuxième solution correspond mieux à l'évolution du secteur étudié, à cause de l'existence de deux bassins d'âge pléistocène (Fig. 86A), mais surtout à cause de l'existence de l'anticlinal de nappe de Valsini-Nocara bordant le bassin vers l'extérieur (fig. 86 coupe 7). Le bassin de Sant'Arcangelo aurait été créé lors de l'activité d'un premier chevauchement (fig. 81B). Un second chevauchement, plus externe, aurait ensuite créé un nouveau bassin pléistocène sur la nappe de Métafonte, tandis qu'une rampe entraînait la formation de l'anticlinal de Valsini-Nocara et le basculement du bassin de Sant'Arcangelo pendant son remplissage. Ce second bassin est également interprété comme bassin "piggyback" Pléistocène.

Notons qu'une même disposition des structures existe dans le golfe de Tarente (Fig. 91) où deux bassins, séparés par une dorsale qui prolonge celle de Valsinni-Nocara, ont été interprétés comme des bassins "piggyback" d'âge Pléistocène (Senatore, 1987).



**Fig.91:** Les bassins "piggyback" d'âge Quaternaire du golfe de Tarente.  
**A:** Schéma géologique du golfe de tarente. 1: bassin de Sant'Arcangelo; 2: bassin de Métaponte; 3, B et 4: successivement bassin de Corigliano, dorsale de l'Amendolara et bassin de l'Amendolara (d'après Senatore, 1987).  
**B:** Profil sismique du bassin de l'Amendolara (d'après Senatore, 1987).

En intégrant cette interprétation du bassin de Sant'Arcangelo aux connaissances de cette région déduites de la carte géologique et des résultats de forages, on peut réaliser des coupes géologiques profondes (fig. 92).

Des forages ont montré la présence d'un haut structural de carbonates sous l'anticlinal de nappes de Valsini. Ils permettent de supposer que la formation de cette dorsale et donc du bassin de Sant'Arcangelo est liée à la structuration de la plate-forme carbonatée apulienne (fig. 92B).

Sur la coupe septentrionale (fig. 92A), les forages montrent que ce chevauchement a remobilisé les unités plastiques qui ont chevauché des terrains pléistocènes. Une flèche minimale de 4,5 kilomètres peut être déduite (puits Mass. Caniuccio, Balduzzi et al., 1982b). Une partie du raccourcissement a probablement aussi été absorbée latéralement par les décrochements qu'on retrouve au Nord du bassin. Plus au Sud (fig. 92B), le front des unités de bassin repose sur des terrains du Pliocène supérieur. Le chevauchement à l'origine de la dorsale de Valsini émerge probablement en arrière du front de l'allochtone.

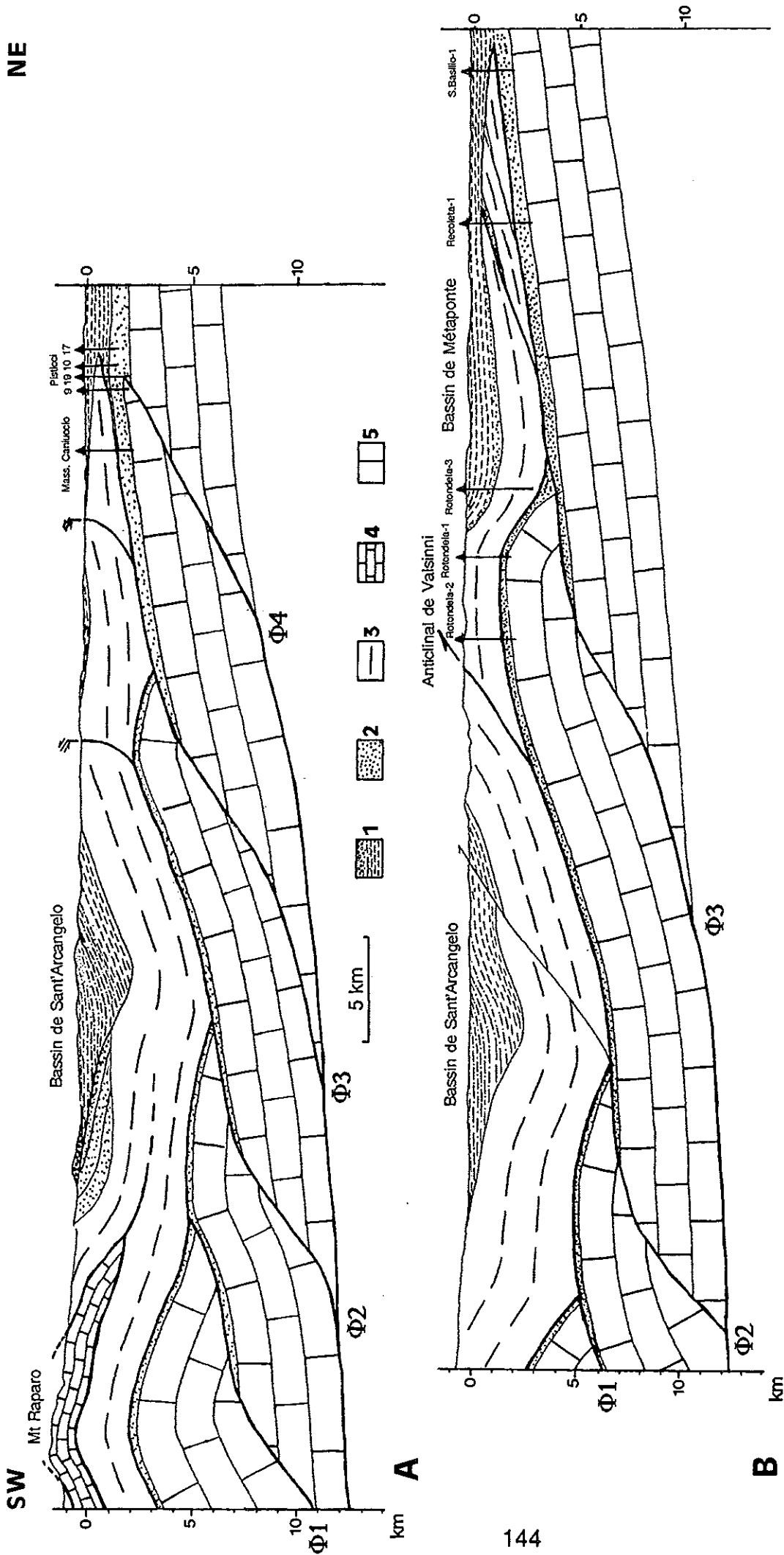


Fig. 92: Coupes géologiques interprétatives des structures liées à la genèse du bassin de Sant'Arcangelo et du bassin de Metaponte.

A: Coupe dans la zone septentrionale du bassin (fig. 86, coupe n°8). On distingue la fenêtre tectonique du Mont-Raparo, le bassin pliocène, le bassin pléistocène et le front de l'allochtone qui s'arrête dans les sédiments du Pléistocène. La flèche minimale du chevauchement sur les terrains du Pléistocène est de 4,5 kilomètres. La fenêtre du Mont Raparo, les bassins de Sant'Arcangelo et de Metaponte, l'anticlinal de Valsinni, sont interprétés comme la conséquence de la mise place de duplex profonds.

B: Coupe dans le Sud du bassin (fig. 86, coupe n°9 et n°7).  
 1: Pléistocène. 2: Pliocène. 3: unités allochtones plastiques (Ligurides et Lagonegro-Molisan). 4: unités de la plate-forme occidentale. 5: unités de la plate-forme orientale (apulienne). Phi 1: chevauchement pliocène (antérieur à la formation du bassin de Sant'Arcangelo, mais postérieur ou contemporain du remplissage du bassin pliocène basculé. Phi 2, Phi 3 et Phi 4: chevauchements pléistocènes. Phi 2 a créé la première dépression du bassin pléistocène. Phi 3 a ensuite créé l'anticlinal de Valsinni et le bassin de Metaponte tandis que le bassin de Sant'Arcangelo était basculé en arrière.



La rampe de chevauchement de l'anticlinal de Valsini existe également à l'aplomb du bassin de Sant'Arcangelo, puisque celui-ci a été basculé. En supposant que le décollement des carbonates s'est produit dans les niveaux du Trias et connaissant l'épaisseur des séries post-triasiques et l'amplitude du soulèvement de la dorsale de Valsini, on peut déduire une géométrie du décollement.

Le chevauchement plus interne ( $\Phi 2$ ) peut être reconstruit en considérant que le bassin de Sant'Arcangelo s'est formé sur un plat de chevauchement entre deux rampes. Cet accident interne a créé le synclinal à l'origine du bassin, il est plus ancien que le chevauchement externe ( $\Phi 3$ ) qui a basculé les niveaux inférieurs du bassin. Ce chevauchement ancien émergeait probablement dans les séries chaotiques des unités plastiques (fig. 92).

## B2. Les sédiments du Pliocène

D'autres sites ont été étudiés dans la série pliocène et dans des conglomérats attribués de façon douteuse à la série supérieure du Pléistocène (fig. 93). En effet, dans la partie orientale du bassin, la série conglomératique calabrienne est superposée aux conglomérats qui terminent le cycle inférieur. La distinction entre ces deux séries conglomératiques est donc délicate. En particulier, dans le Nord-Ouest du bassin, les conglomérats affleurant entre les sites IIIUB5 et IIIUB21 (fig. 82) sont attribués sur la carte géologique au cycle supérieur calabrien. Toutefois, ils présentent des pendages de près de cinquante degrés vers le Nord-Est et sont en accordance sur la série argilo-conglomératique sous-jacente qui est attribuée au cycle sédimentaire du Pliocène inférieur-moyen. De plus, ils sont recouverts, après une discordance angulaire, par d'autres conglomérats qui sont horizontaux (comme le sont les conglomérats calabriens dans ce secteur) (fig. 82). L'âge pliocène des argiles de la série basculée a été confirmé par les datations de C. Müller (zones NN15-NN16). Puisque les conglomérats basculés sont en accordance avec cette série pliocène bien datée près des sites IIIUB22, 8 et 21 (fig. 82), et puisqu'ils sont situés sous les conglomérats horizontaux calabriens, nous supposons qu'ils appartiennent au cycle sédimentaire pliocène. L'âge des conglomérats est également mis en doute et supposé pliocène dans les sites IIIUB16 et IIIUB15, situés près des argiles datées par Müller du Pliocène (fig. 82), et dans le site IIIUB33, sous une discordance angulaire.

A la fois compression et distension ont été mises en évidence dans ces sites (fig. 93). On retrouve une compression ENE-WSW dans les sites IIIUB24 et IIIUB33 (fig. 82), mais dans ces mêmes sites et dans les sites IIIUB5, IIIUB22 et IIIUB16 on met également en évidence une direction de compression très différente, NNE-SSW (fig. 93A). L'histogramme des directions de compression déterminées dans tous les sédiments d'âge Plio-Quaternaire de ce bassin (fig. 94) montre qu'il existe deux pics d'orientations: N25 et N70. Le fait que ces deux directions de compression soient parfois déterminées dans un même site implique qu'il y a eu succession de deux états de contraintes, ou bien rotation des unités dans un même état de contraintes.

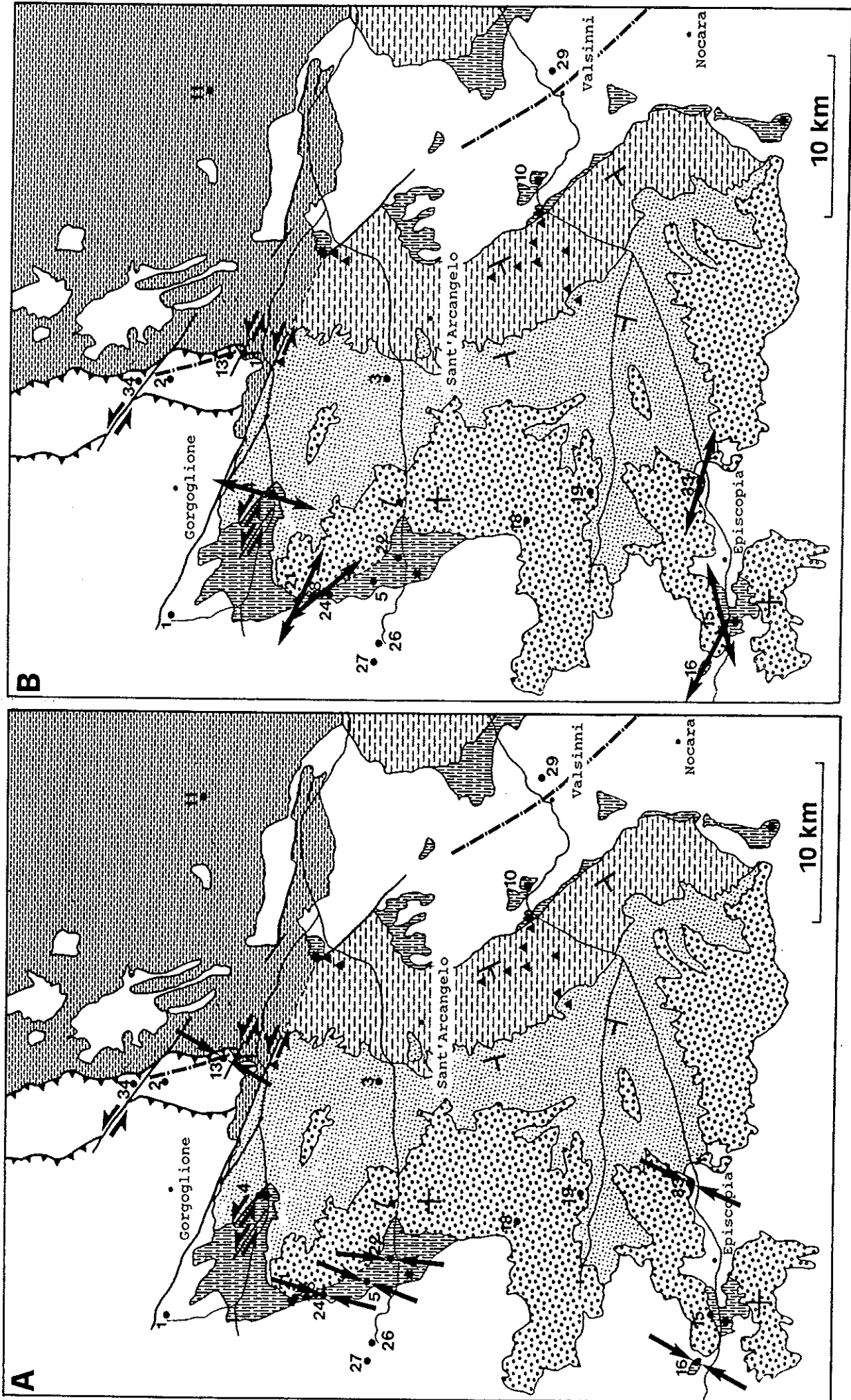


Fig. 93: Etats de contraintes d'âge Pliocène. A: Directions de compression. B: Directions d'extension. Même légende que la fig. 82.

Dans le site IIIUB24, le basculement de la compression NNE-SSW suggère qu'elle a précédé la compression ENE-WSW corrélable avec la compression pléistocène (voir annexe). Dans le site IIIUB33 (fig. 95), trois chronologies de stries montrent que la compression NNE-SSW a précédé la compression ENE-WSW (fig. 96).

On met donc en évidence dans les terrains pliocènes une direction de compression qui est absente dans les terrains indubitablement datés du Pléistocène. De plus, on peut corrélérer par chronologie relative, les compressions ENE-WSW des sites IIIUB24 et IIIUB33 avec celles de même direction des sites du Pléistocène (fig. 96).

Ces terrains pliocènes ont également enregistré de l'extension de directions variées: N16, N73 et WNW-ESE (N114, N140, N105, N116) (fig. 93B). Les extensions WNW-ESE sont perpendiculaires à la compression pliocène NNE-SSW (fig. 93A). Elles lui sont probablement liées par permutation de contraintes et peuvent être considérées comme sub-contemporaines de cette compression. En particulier, dans le site IIIUB33 (fig. 95) on met en évidence à la fois la compression N24 et l'extension N105 dans les conglomérats rouges supposés pliocènes. Cette extension est matérialisée par une faille normale associée à des fentes de tension emplies de calcite (fig. 95B). L'ensemble est scellé par les conglomérats gris calabriens transgressifs en "onlap" sur cette série basculée. L'extension N105 est donc anté-calabrienne, comme sa permutation en compression N24.

Les directions d'extensions proches de NE-SW, déterminées dans les sites IIIUB4 et IIIUB15 (fig. 93B), pourraient être liées à des phénomènes locaux (décrochements) ou encore au développement des grabens du Pléistocène moyen que l'on trouve quelques kilomètres à l'Ouest du bassin de Sant'Arcangelo (fig. 2).

En définitive, la période pliocène est caractérisée par une compression de direction NNE-SSW, bien différente de la compression pléistocène (ENE-WSW). Elle a aussi connu une extension résultant d'une permutation de contrainte de cette compression (NNE-SSW). Si le modèle de bassin "piggyback" est également valable pour les sédiments détritiques pliocènes, on peut admettre que la compression NNE-SSW a été contemporaine de la sédimentation du Pliocène inférieur-moyen (zones NN15-NN16). A la différence de la période pléistocène, des failles normales (correspondant à une permutation de contrainte de la compression), se sont développées; elles indiquent la faiblesse du confinement latéral Est-Ouest qui pourrait être lié à des conditions aux limites différentes de celles du Pléistocène. Néanmoins, la contrainte horizontale maximale ( $\sigma_1$  ou  $\sigma_2$ ) est constante dans ces deux états de contraintes et de direction NNE-SSW.

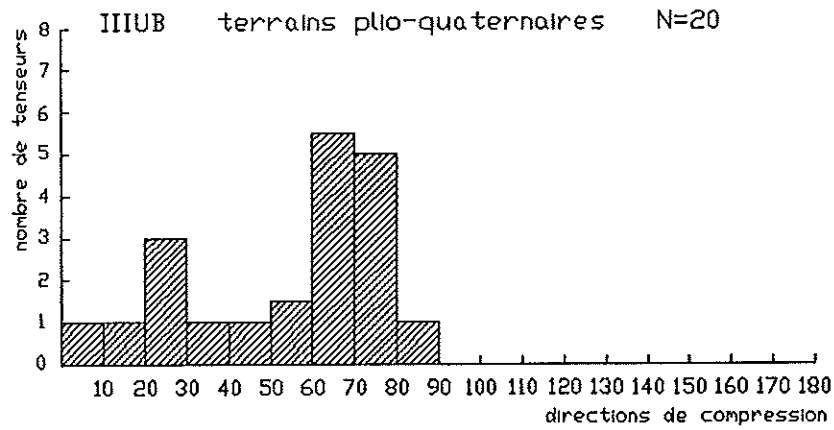


Fig.94: Histogrammes des directions de compression déterminées dans les terrains plio-quaternaires de la zone IIIUB (Pl.1). Azimuts en degrés.

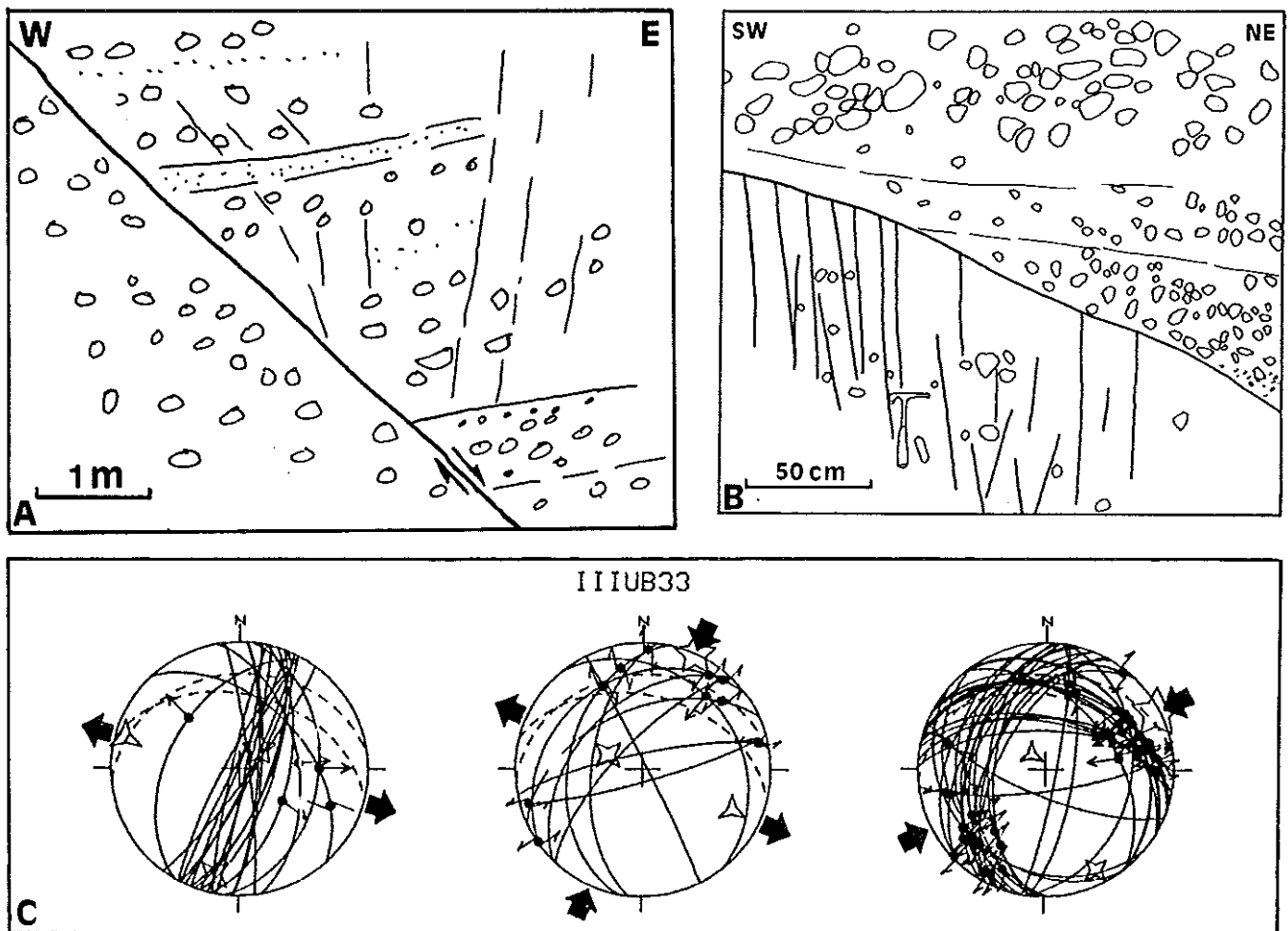


Fig.95: Exemple d'un site dans les terrains du Pliocène: site IIIUB33.  
 A: faille normale affectant la série rouge attribuée au Pliocène. Des fentes de tension remplies de calcite caractérisent le compartiment supérieur.  
 B: Détail des fentes de tension, scellées par la série calabrienne discordante.  
 C: Etats de contraintes reconstitués grâce aux plans striés de la série inférieure: Extension N105 avec trace cyclographique des fentes de tension; compression N24; compression N62. La compression N62 est postérieure à celle N24 d'après les chronologies relatives de stries.

SITE & AGE	DIRECTIONS D'EXTENSION					DIRECTIONS DE COMPRESSION				
	1	45	90	135	180	1	45	90	135	180
IIIUB4 Pliocène moyen-sup. [1]	16- - - - - 16- - - - -					- - - - - X 65 - - - - - X 65				
IIIUB24 Pliocène moyen-sup. [1]						X 14- - - - -> C 59				
IIIUB33 Pliocène moyen-sup. ?						X 24- <sup>2</sup> - - - - -> C 62 X 24- <sup>1</sup> - - - - -> C 62				
IIIUB14 Pliocène [3]						X 38 - - - - -> X 81				
IIIUB27 Serravalien [1]						X 61 - - - - -> X 86				
IIIUB29 Burdigalien [3]	E 111 - - - - -< 3					- - - - - X 46				
IIIUB13 Aquitaniien- Langhien [3]	E 140 - - - - -< - - -					- - - - - X 30				
Synthèse Pliocène						C 25 - - - - - <sup>3</sup> - - - - -> C 65 C 25- - - - - <sup>2</sup> - - - - -> C 65 E 15 - - - - - <sup>1</sup> - - - - -> C 65 E 15- - - - - <sup>1</sup> - - - - -> C 65				

Fig. 96: Tableau de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites de la zone IIIUB. Même légende que fig. 58.

Dans cette région, on peut avoir un aperçu de la direction de mise en place des unités avant le Pléistocène. Au Nord du bassin de Sant'Arcangelo, on peut observer des plis et écaillés d'orientation sub-méridienne, sectionnés et décalés par des accidents sénestres (fig. 93). Un de ces plis est un anticlinal de nappe, laissant apparaître le chevauchement des "argiles varicolores", surmontées de flysch du Miocène moyen, sur des grès numidiens (Aquitaniien) (fig. 97A et B). Ce chevauchement est scellé par des calcarénites du Pliocène qui sont également plissées. Comme pour la plupart des chevauchements dans les unités de bassin, la semelle de l'unité chevauchante est constituée par des "argiles varicolores" à blocs, représentant un mélange tectonique (Roure et al., 1991). Dans cette semelle, se trouvent des plis d'axe WNW-ESE (fig. 97C) qui indiquent un déplacement des unités en direction NNE-SSW. De plus, ce déplacement est antérieur au dépôt des calcarénites pliocènes. De façon remarquable, cette direction des déplacements est parallèle à la compression déterminée dans cette région (fig. 97D). Il est alors tentant de corrélérer la compression NNE-SSW et le déplacement des unités suivant la même direction et d'âge probablement similaire.

Dans ce cas, on peut penser que le bassin pliocène de Sant'Arcangelo, correspond lui aussi à un bassin "piggyback", transporté pendant une compression NNE-SSW.

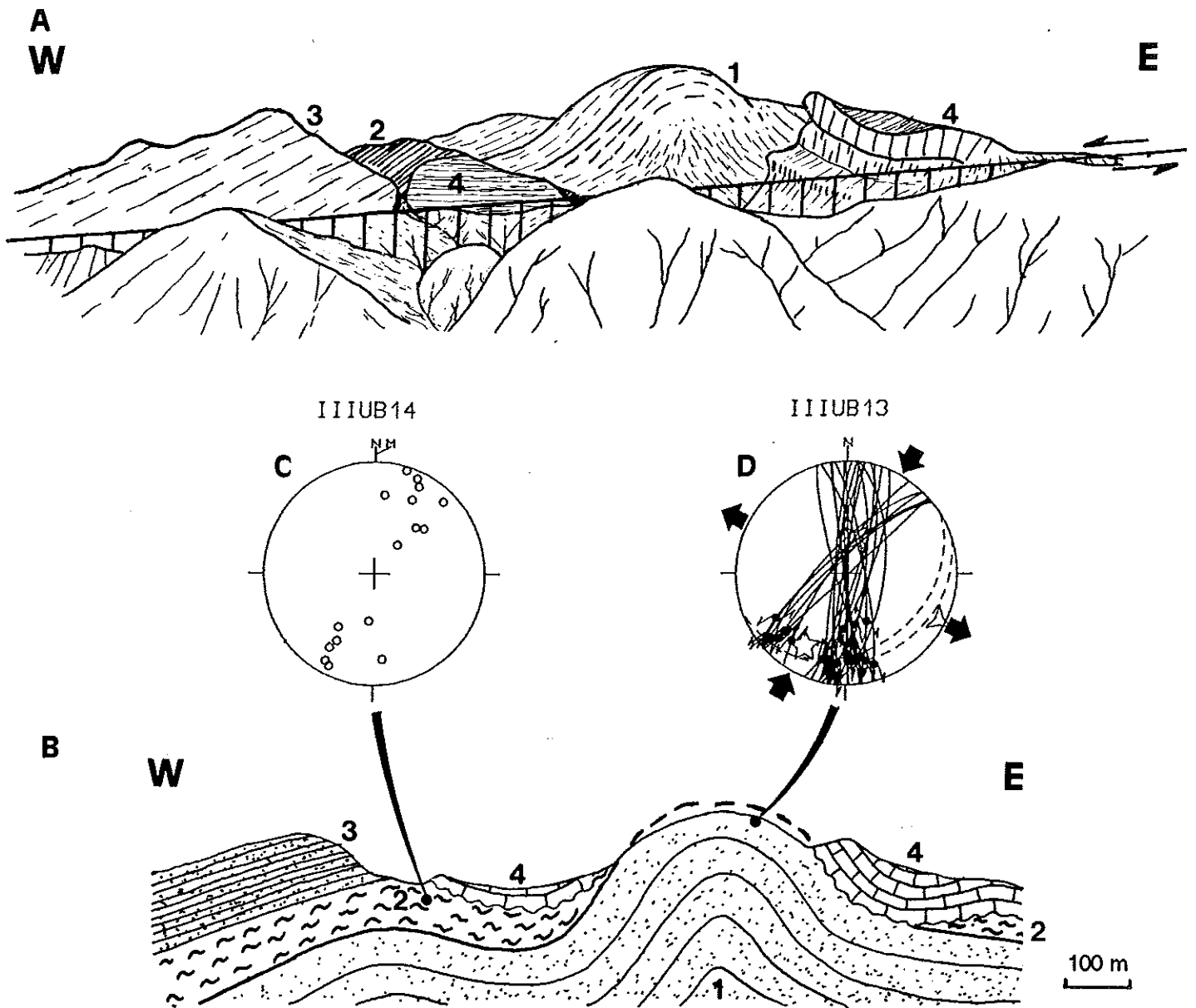


Fig. 97: Panorama et coupe de l'anticlinal de Stigliano (fig. 93, site IIIUB13).

A: Panorama.

B: Coupe schématique.

La série numidienne (Aquitanien) (1) est chevauchée par les "argiles varicolores" (2) portant une série du Miocène moyen (3). Le contact chevauchant est scellé par des calcaires pliocènes plissés (4). Au premier plan: les argiles du Plio-Pléistocène.

C: Diagramme des pôles de plans de stratification du mélange tectonique des "argiles varicolores".

D: Diagramme failles/tenseur de la série chevauchée (compression NNE-SSW, les failles sont anté-basculément).

## C. Les tectoniques superposées d'un bassin "piggyback" complexe: le bassin de l'Ofanto

### 1) Stratigraphie

Le bassin de l'Ofanto constitue un synclinal de direction E-W situé au front des unités carbonatées de la plate-forme occidentale (Pl. 1 et fig. 2). Son remplissage est attribué au cycle sédimentaire du Pliocène inférieur-moyen (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971). Il comprend essentiellement des argiles, mais aussi des sables et des conglomérats (fig. 98).

Comme pour le bassin de Sant'Arcangelo, on note une répartition particulière des séries conglomératiques (fig. 98). Tous les conglomérats intercalés dans la série argilo-sableuse affleurent uniquement dans la moitié septentrionale du bassin, loin des reliefs calcaires. L'ensemble conglomératique le plus important se situe à l'Est du bassin et il constitue le terme le plus haut du remplissage sédimentaire, recouvert par les roches volcaniques quaternaires du Vulture.

### 2) Structure

La position structurale du bassin ne peut être déterminé avec précision puisqu'il repose sur les "argiles varicolores" qui sont actuellement un mélange tectonique chaotique (Roure et al, 1991). Seul un accident sénestre est signalé, qui borderait le bassin à l'Ouest (Ortolani et Torre, 1981) (fig. 98). Près de cette faille, la carte géologique indique la présence de failles normales.

Au Sud du bassin, les unités pélagiques de Lagonegro sont chevauchées par les séries de la plate-forme calcaire occidentale (fig. 98). Ces séries plastiques pourraient parfois rétro-chevaucher cette plate-forme comme l'ont montré quelques forages (Mosdardini et Merlini, 1986). A l'Est du bassin, dans la région de S. Fele, affleurent des radiolarites de la série de Lagonegro (fig. 98). Constamment décollées des niveaux supérieurs d'"argiles varicolores" (fig. 20), ces radiolarites apparaissent en fait dans une fenêtre tectonique. A l'Est du bassin, des séries miocènes présentent des plis et chevauchements de direction "apenninique".

### 3) Paléocontraintes

Des mesures de plans striés ont été faites dans le bassin principal et dans des petits affleurements de terrains pliocènes avoisinants. A la fois de la compression et de l'extension ont été identifiées.

L'histogramme (fig. 99) montre que les directions d'extension sont très variées et qu'il est hasardeux d'y identifier des classes. Dans les terrains pléistocènes du site IIUB30, l'extension N148 est liée par permutation d'axes  $\sigma_1/\sigma_2$  à une compression N54 (fig. 52). Ailleurs, les directions d'extension sont généralement nombreuses et variées dans un même site (fig. 100A). Les chronologies sont parfois cohérentes dans des sites voisins (fig. 49).

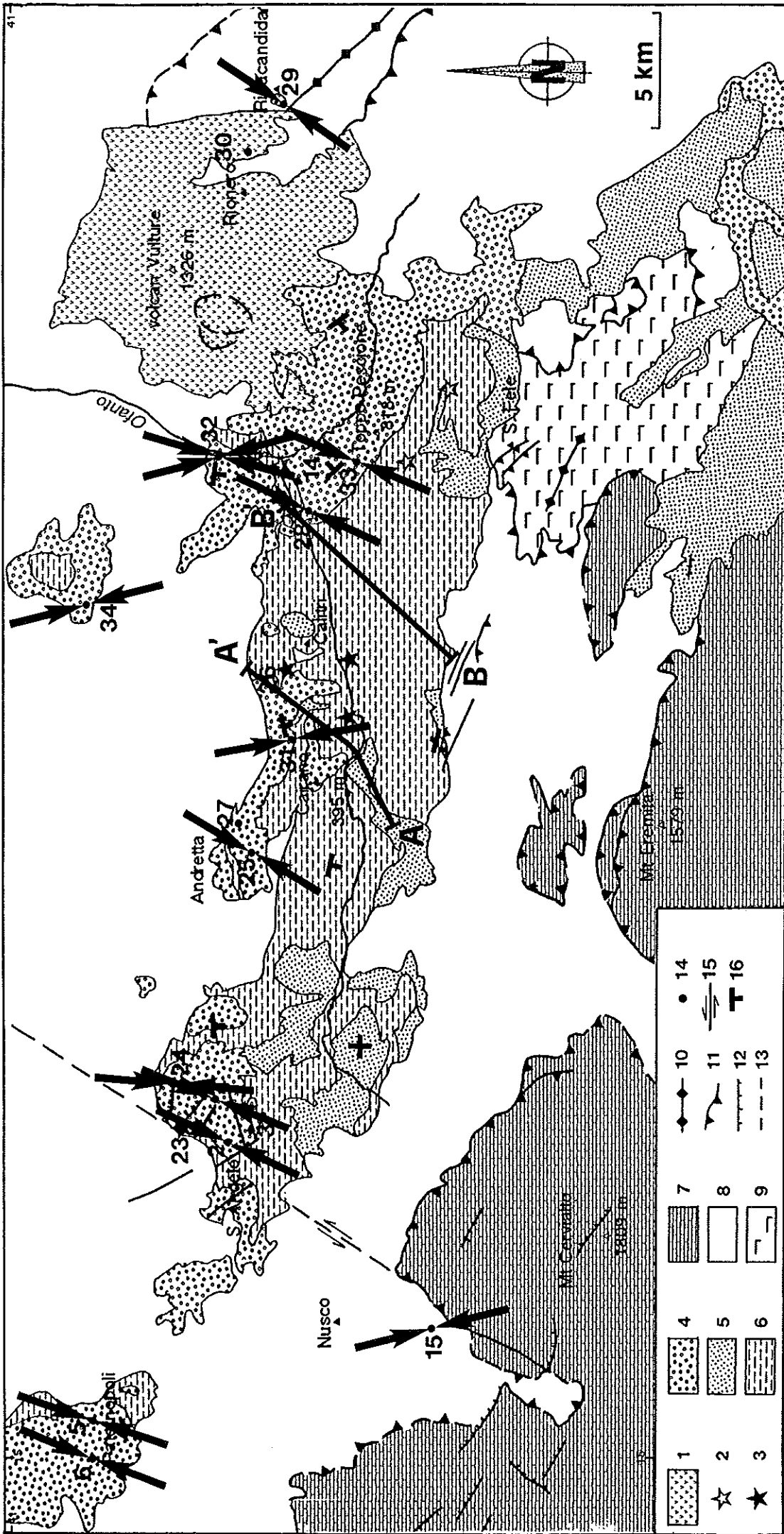


Fig. 98: Schéma géologique du bassin pliocène de l'Ofanto et directions de compression sub-méridiennes.

1: roches volcaniques du Vulture; 2: lieu d'échantillonnage des sédiments d'âge Pliocène supérieur (probablement zone NN18 du nanoplacton, C. Müller); 3: lieu d'échantillonnage des sédiments d'âge Pliocène inférieur-moyen (zones NN15-NN16 du nanoplacton, C. Müller); 4, 5 et 6: faciès conglomératique, sableux et argileux des séries pliocènes; 7: carbonates des unités de la plate-forme apenninique; 8: unités plastiques du Bassin Lagonegro-Molisan ("argiles varicolores" et couverture miocène); 9: radiolarites du Bassin Lagonegro-Molisan (série "calcaro-silicico-mameuse" Jurassique-Oligocène); 10: axe anticlinal; 11: chevauchement et faille inverse; 12: faille normale; 13: faille masquée ou supposée; 14: site de mesures "microtectoniques"; 15: faille sénestre (d'après Ortolani et Torre, 1981); 16: pendage.



Dans les sites IIUB2, IIUB24 et IIUB23 une extension N-S a été suivie par une extension NW-SE puis ENE-WSW. Cependant, cette chronologie n'est pas cohérente dans l'ensemble du bassin: dans le site IIUB26, l'extension NW-SE est synsédimentaire (fig. 101) et a été suivie par deux extensions orthogonales (N18 et N97) (fig. 102).

Ces extensions, peu nombreuses et de directions variées, sont difficilement corrélables à la genèse de ce bassin allongé E-W (fig. 100A). Elles ne peuvent non plus, toutes correspondre à l'extension qui est actuellement active dans cette région (séisme de l'Irpinia) car elles sont parfois synsédimentaires (fig. 101).

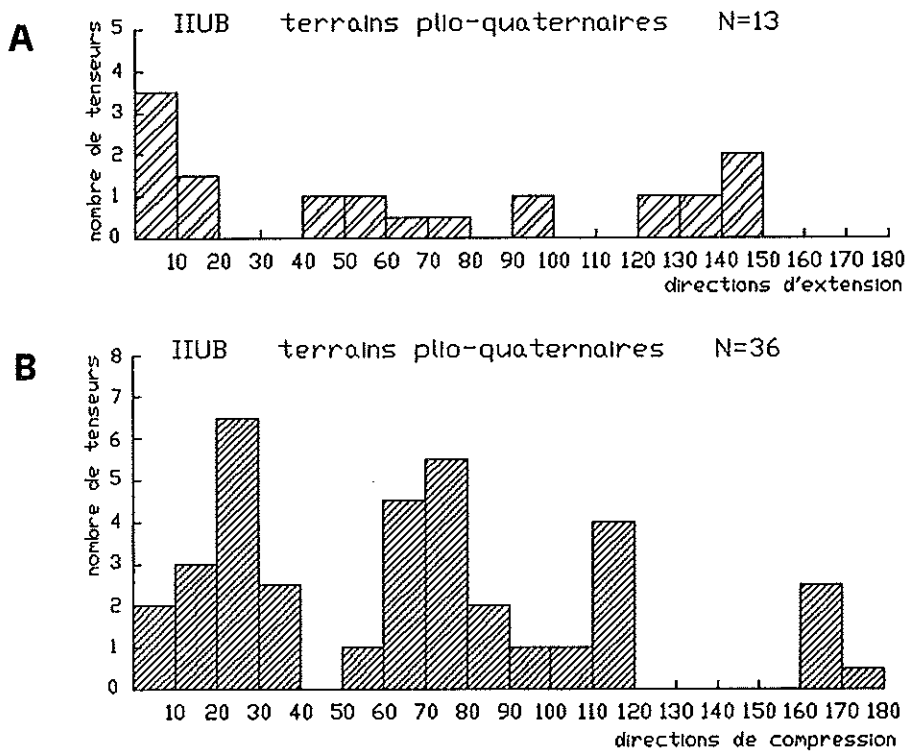
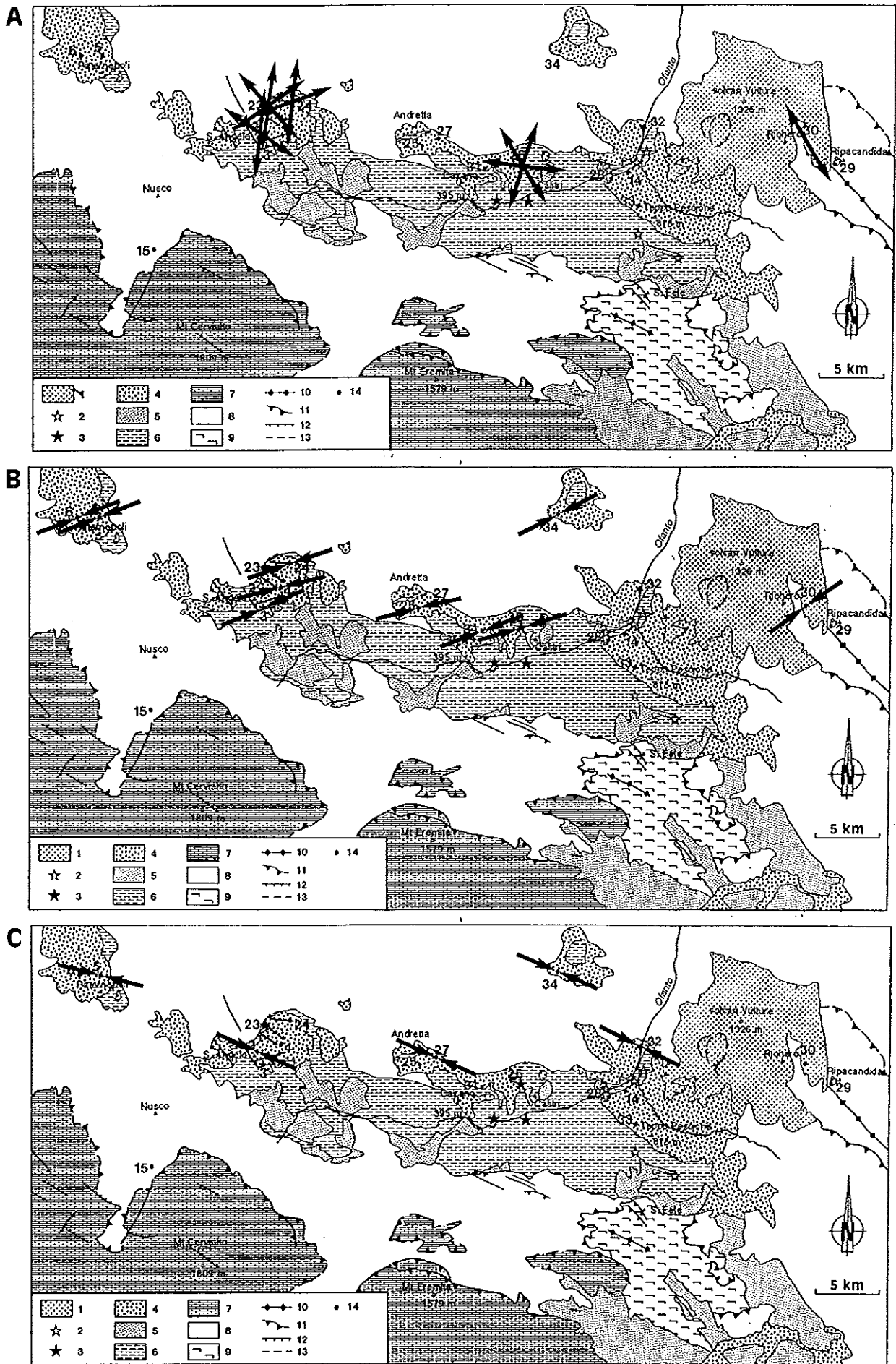


Fig.99: Histogrammes des directions d'extension (A) et de compression (B) déterminées dans les terrains plio-quaternaires de la région IIUB. Azimuts en degrés.

On notera que les extensions WNW-ESE et NW-SE sont responsables de basculements dans les sites IIUB23, IIUB24 et IIUB26 (fig. 49 et fig. 101). Ces basculements de couches impliquent l'existence de failles listriques qui doivent se raccorder à des niveaux de décollement dans la série pliocène.

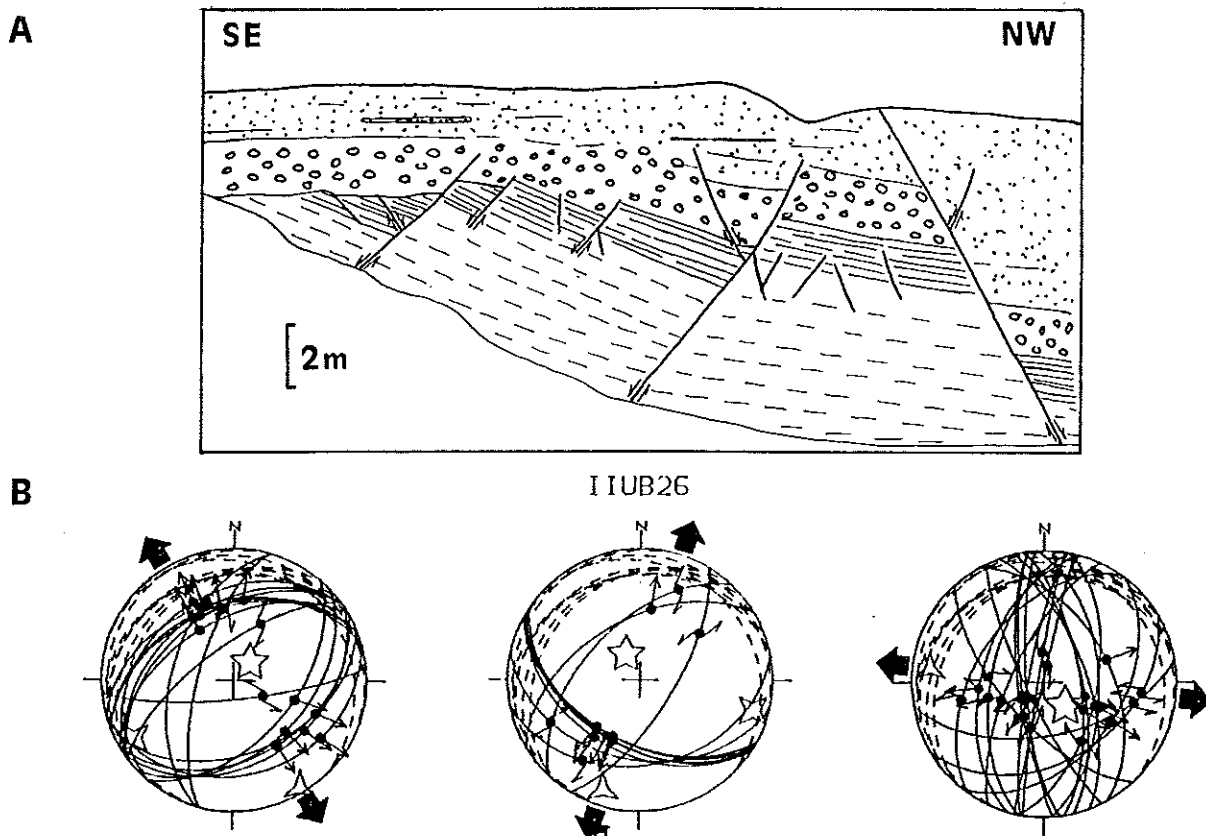
On notera également que certaines extensions sont orthogonales (fig. 100A). Elles pourraient correspondre à des permutations de contraintes  $\sigma_2/\sigma_3$  et à un rapport  $\Phi$  globalement proche de zéro.

Ces deux observations peuvent laisser penser que cette extension est de nature gravitaire (cette interprétation pourrait être valable également pour une partie des failles normales du bassin de Sant'Arcangelo). On remarque en effet que dans ces deux bassins l'extension a été mise en évidence uniquement dans des séries argileuses ou dans les conglomérats reposant sur ces séries. La plupart des sites effectués dans des conglomérats ne montrent d'ailleurs pas d'extension; surtout, aucune extension n'a été observée dans les conglomérats qui ne reposent pas sur des argiles.



**Fig. 100:** Etats de contraintes dans les terrains pliocènes, autres que les directions de compression sub-méridiennes. Même légende que la figure 98.

- A: Directions d'extension.
- B: Compressions de la famille directionnelle N70.
- C: Compressions de la famille directionnelle N110.



**Fig. 101:** Failles normales synsédimentaires du site IIUB26 (fig. 98 et 100A).

A: Schéma du front de la carrière.

B: Diagrammes failles/tenseurs de contraintes. De gauche à droite: extension N148 (failles synsédimentaires); extension N18 et extension N97.

Une autre explication à l'existence d'extension dans le bassin de l'Ofanto pourrait être une déformation locale liée aux décrochements. En effet, les cartes géologiques signalent des failles normales uniquement près de l'accident supposé décrochant (Ortolani et Torre, 1981). Cependant des travaux en cours (Tozzi et al., sous presse) tendent à montrer que des extensions de directions variées affectent les niveaux argileux dans tout le bassin.

L'extension mise en évidence ne paraît pas avoir joué un rôle dans la structuration du bassin. Elle pourrait correspondre à des glissements ou à la compaction des séries argileuses.

De toute façon, les trois quarts des états de contraintes reconstitués correspondent à de la compression. Cette compression a généralement entraîné de faibles basculements; mais localement la série pliocène est sub-verticale (fig. 98, site 31 et bordure sud-orientale du bassin).

Les directions de compression sont variées mais pas très dispersées et constituent des classes de directions bien distinctes (fig. 99B). On distingue deux classes principales de directions, N25 et N75 (fig. 99B, 98 et 100B), et des classes mineures de directions N115 (fig. 100C) et N170 (fig. 98).

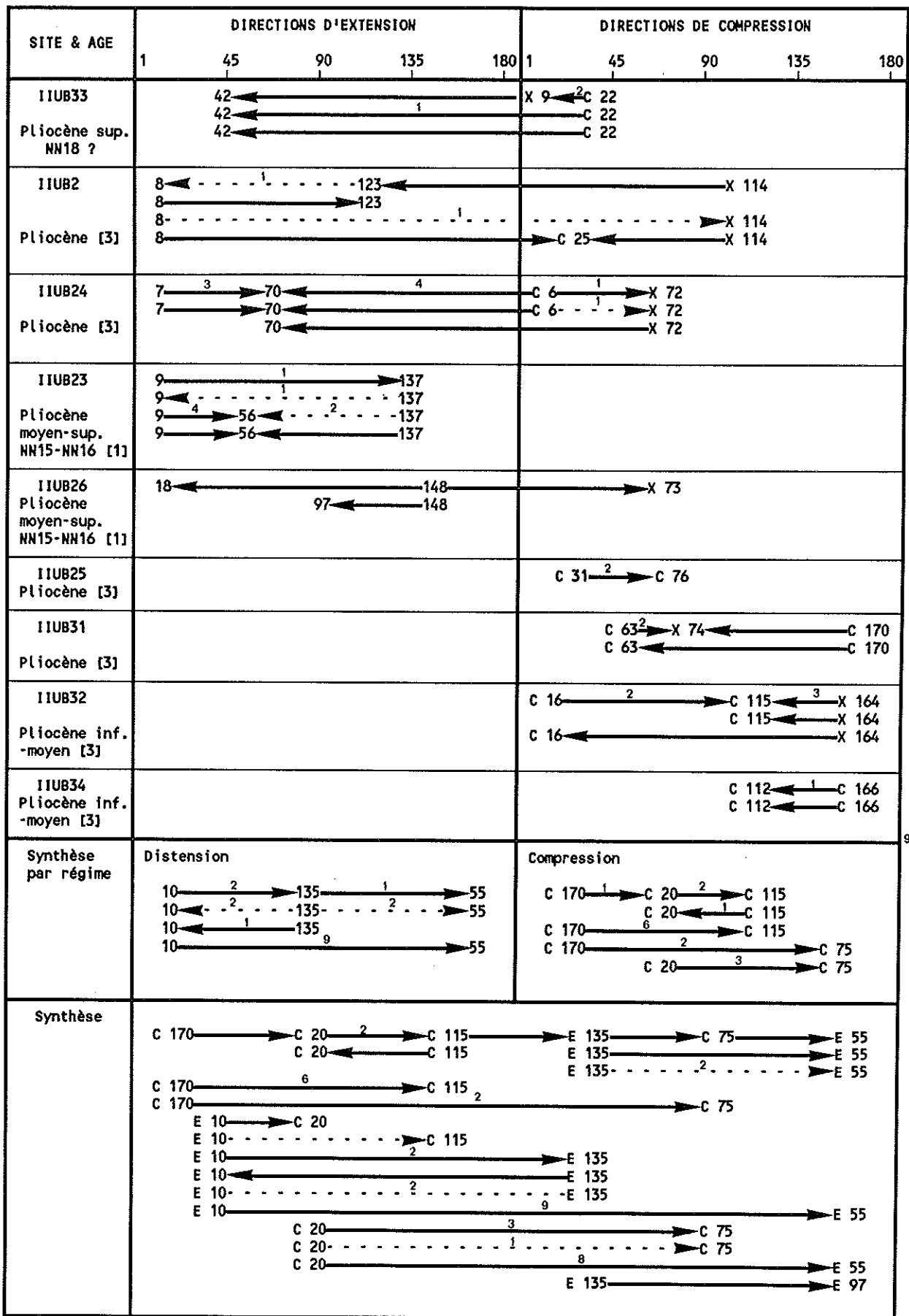
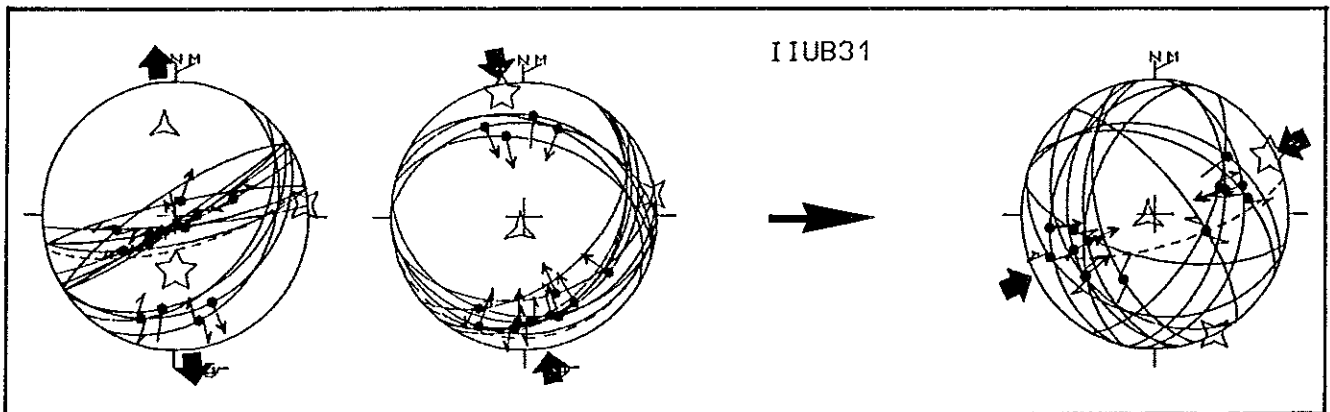


Fig. 102: Tableau de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites de la zone IIUB. Même légende que fig. 58.

Les chronologies relatives de tous les sites (fig. 102) sont cohérentes, indiquant nettement qu'une compression N170 a été suivie par une compression N20, puis par une compression N70.

Lorsqu'une chronologie de basculement existe, elle confirme les chronologies de stries (ex: fig. 48). Dans le site IIUB31, où les pendages sont de 70° vers le Sud (fig. 103), une compression NNW-SSE basculée a été suivie par une compression ENE-WSW non basculée.



**Fig.103:** Exemple de chronologie relative déduite d'un basculement: site IIUB31. De gauche à droite: diagramme de la compression N170 dans sa position actuelle; même compression "débasculée"; compression N63 post-basculement.

De façon générale, la compression N115 est postérieure à la compression N170, mais elle est placée parfois avant la compression N25, parfois après celle-ci (fig. 102). A cause de sa chronologie relative variable, et de sa perpendicularité, avec la compression N25, la compression N115 pourrait correspondre à une déformation constrictive durant l'épisode principal de compression N25.

Puisque la compression N75 est la plus récente et affecte les terrains pléistocènes du volcan Vulture, on peut la dater du Pléistocène. Remarquablement, la compression pléistocène de cette région est de direction comparable (N75) à la compression pléistocène du bassin de Sant'Arcangelo (N70).

Trois directions de compression caractérisent la période pliocène: une compression N170, suivie par une compression N25 plus ou moins contemporaine (constriction?) d'une compression N115. Ces différentes directions suggèrent que le bassin a subi une histoire polyphasée pendant le Pliocène.

## 4) Profils sismiques

Deux profils illustrent particulièrement bien la structure interne du bassin de l'Ofanto. Le profil AA' (fig. 98 et 104A) montre des réflecteurs continus, correspondant aux alternances d'argiles et de sables, sans qu'aucune faille ne soit identifiable. Dans la partie nord-orientale, les réflecteurs sont fortement inclinés comme cela avait été observé sur le terrain dans le site IIUB31 (fig. 103). On note que les réflecteurs supérieurs sont moins basculés que les réflecteurs inférieurs, et que l'angle entre les réflecteurs est ouvert vers l'arrière du bassin par rapport à la vergence de la chaîne. On en déduit que la partie nord-orientale du bassin a été soulevée durant le remplissage du bassin. Remarquablement, on retrouve les mêmes caractéristiques que pour le bassin "piggyback" de Sant'Arcangelo, avec la partie inférieure de la série basculée et la partie supérieure en transgression vers l'arrière.

Le profil BB' (fig. 98 et 104B) montre une série de même épaisseur que la précédente (1,5s temps double) mais basculée vers le Nord-Est. Les sédiments sont en transgression vers l'arrière du bassin sur les formations anté-pliocènes. Dans la partie nord-orientale, la très nette transgression de la partie supérieure de la série sur la partie inférieure a été interprétée comme indicatrice d'un déplacement progressif des dépocentres vers l'avant (N-E) du bassin, contemporain de son basculement vers l'avant (Roure et al. 1991) (fig. 81C).

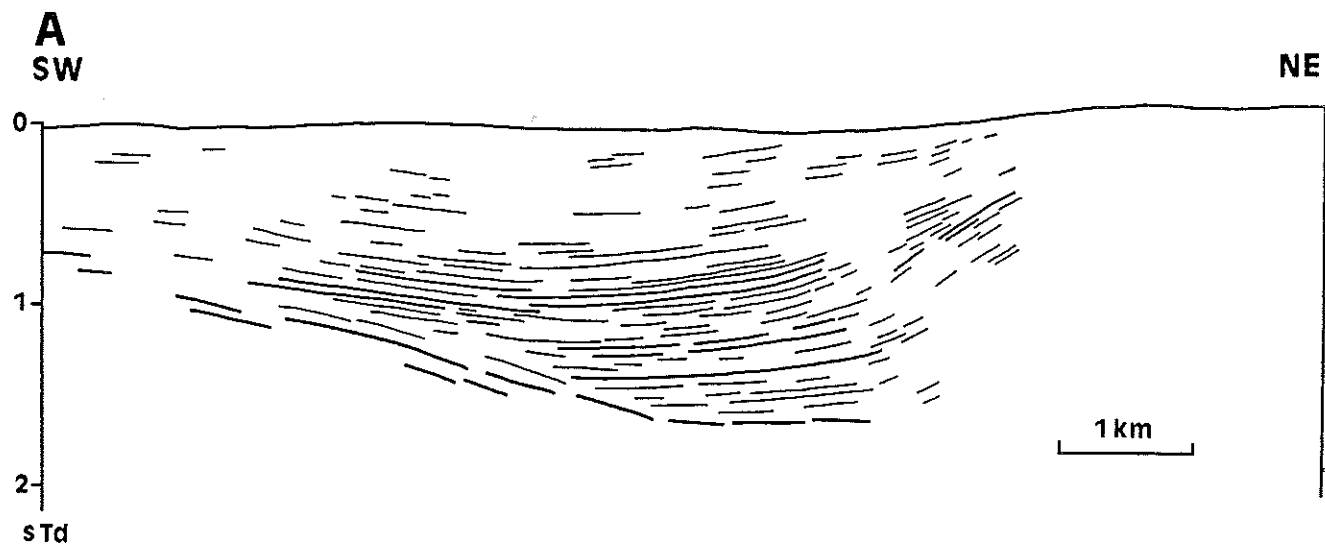
En fait, moins évidente que sur le profil BB', une transgression vers l'avant existe aussi sur le profil AA' (fig. 104A). Le bassin a la même profondeur sur les deux coupes et il y présente la même géométrie des réflecteurs. En particulier, l'angle que font entre eux les réflecteurs successifs est toujours ouvert vers l'arrière du bassin.

La comparaison entre le profil AA' (fig. 105A), qu'on a basculé vers le Nord-Est (fig. 105B), et le profil BB' (fig. 105C) suggère que la série est la même, de même épaisseur et de même structure. La principale différence est que la série a été basculée vers l'avant et en partie érodée sur le profil BB' (fig. 105C), ce qui rend nécessaire l'artifice graphique du basculement pour comparer ces profils.

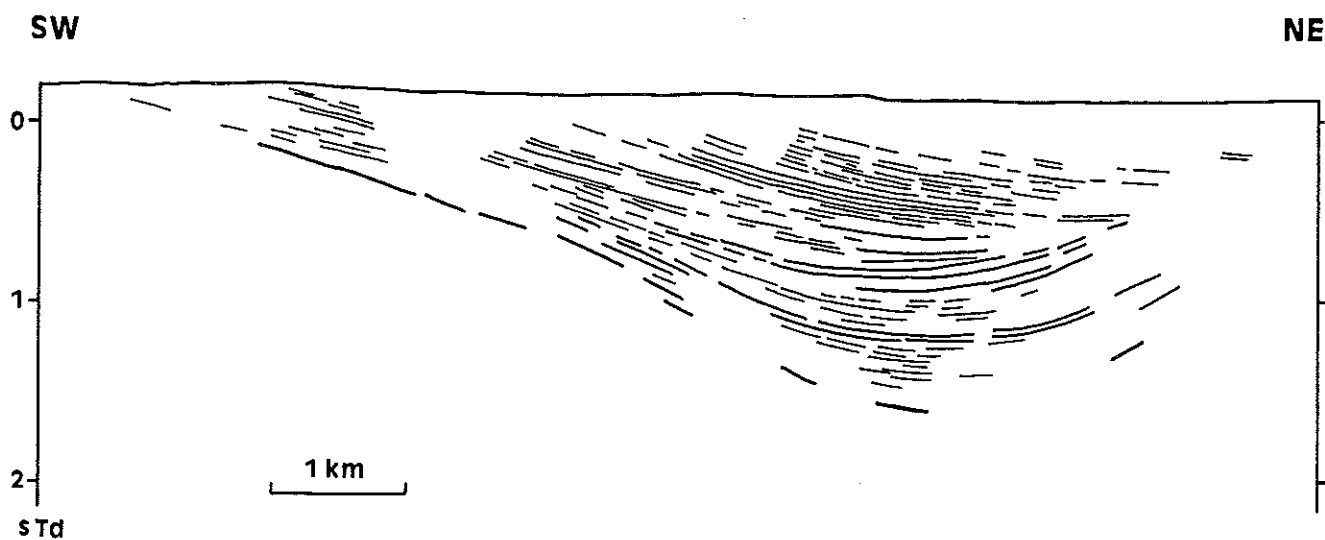
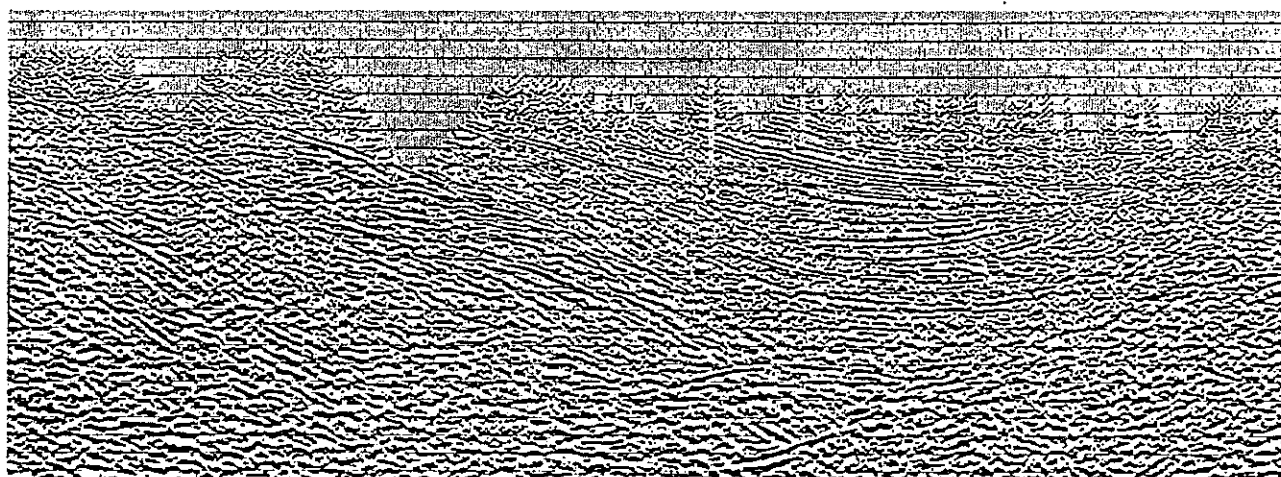
## 5) Synthèse et interprétation

La distribution des directions de compression en classes distinctes (fig. 99) et la cohérence des chronologies relatives (fig. 102) suggèrent que les seuls états de contraintes reconstitués qui peuvent être liés à la genèse du bassin soient compressifs.

De plus, comme pour le bassin de Sant'Arcangelo, les deux profils (fig. 104A et 104B) montrent que ce bassin a été rempli alors que sa partie antérieure se trouvait soulevée et qu'il était en train de basculer vers l'arrière. Le bassin de l'Ofanto est donc lui aussi un bassin "piggyback" syn-compressif.



**B**



**Fig. 104: Profils sismiques du bassin de l'Ofanto.**

A: "Line-drawing" de la coupe AA' (fig. 98).

B: Profil sismique (Roure et al., 1991) et "line-drawing" de la coupe BB' (fig. 98).

Son histoire est néanmoins plus longue et plus complexe. Après le remplissage du bassin (fig. 105A), un basculement vers l'avant a affecté la région de la coupe BB' (fig. 98) et a provoqué l'érosion d'une partie de la série, par ailleurs conservée sur le profil AA' (fig. 105B). Notons que le profil BB' est situé près d'un anticlinal de nappe et près de failles inverses obliques au bassin (fig. 98). Son basculement vers le N-E est lié à la formation de cet anticlinal.

Contrairement aux compressions, les directions d'extension variées, mises en évidence, n'ont pas gouverné la structuration du bassin. On peut supposer qu'elles correspondent à de la compaction ou à des glissements de terrains dans la série argileuse, engendrés par les basculements synsédimentaires qu'a subi ce bassin.

## 6) Modèle de formation

Pour interpréter la migration en arrière des dépoctrés d'un bassin "piggyback", sur une série comprenant plusieurs niveaux de décollements, deux modèles sont envisageables (Roure et al., 1988; 1991) (fig. 81A et 81B). L'un d'eux (fig. 81B) implique l'activité de deux chevauchements successifs. L'autre (fig. 81A) implique uniquement un chevauchement. Le premier modèle a été choisi pour le bassin de Sant'Arcangelo, car il explique en particulier la création de deux dépoctrés séparés par un anticlinal de nappe.

Dans le cas du bassin de l'Ofanto, on ne peut pas déterminer la géométrie des nappes puisqu'elles sont toutes constituées d'un mélange tectonique chaotique. Néanmoins, puisqu'il n'existe qu'un seul grand dépoctré, c'est le modèle de l'activité continue d'un unique chevauchement (fig. 81A) qui permet le mieux d'expliquer la formation de ce bassin.

Dans une première étape, un dépoctré est créé sur un plat de chevauchement (fig. 81A). Ensuite, le bassin évolue pendant le déplacement de la nappe. Les anciens dépôts sont relevés et basculés vers l'arrière lors de leur passage à l'aplomb de la rampe, tandis que le dépoctré actif reste constamment sur le plat en arrière de la rampe frontale.

Pour expliquer le basculement vers l'avant du profil BB' (fig. 105C), Roure et al. (1991) ont proposé un modèle à deux chevauchements (fig. 81C). Bien que dans cette région (à part peut-être sous les roches volcanique du Vulture) il n'y ait pas de second dépoctré comme le suggère la figure 81C, ce modèle a également été adopté car il explique à la fois le basculement du bassin et la formation de l'anticlinal de nappe à l'arrière du bassin (fig. 98).

Dans ce modèle, après l'évolution d'un premier chevauchement, un second est créé vers l'avant, mais avec une rampe située à l'arrière du premier dépoctré (fig. 81C). C'est cette rampe qui serait responsable du second basculement du bassin et de la formation de l'anticlinal de nappe.



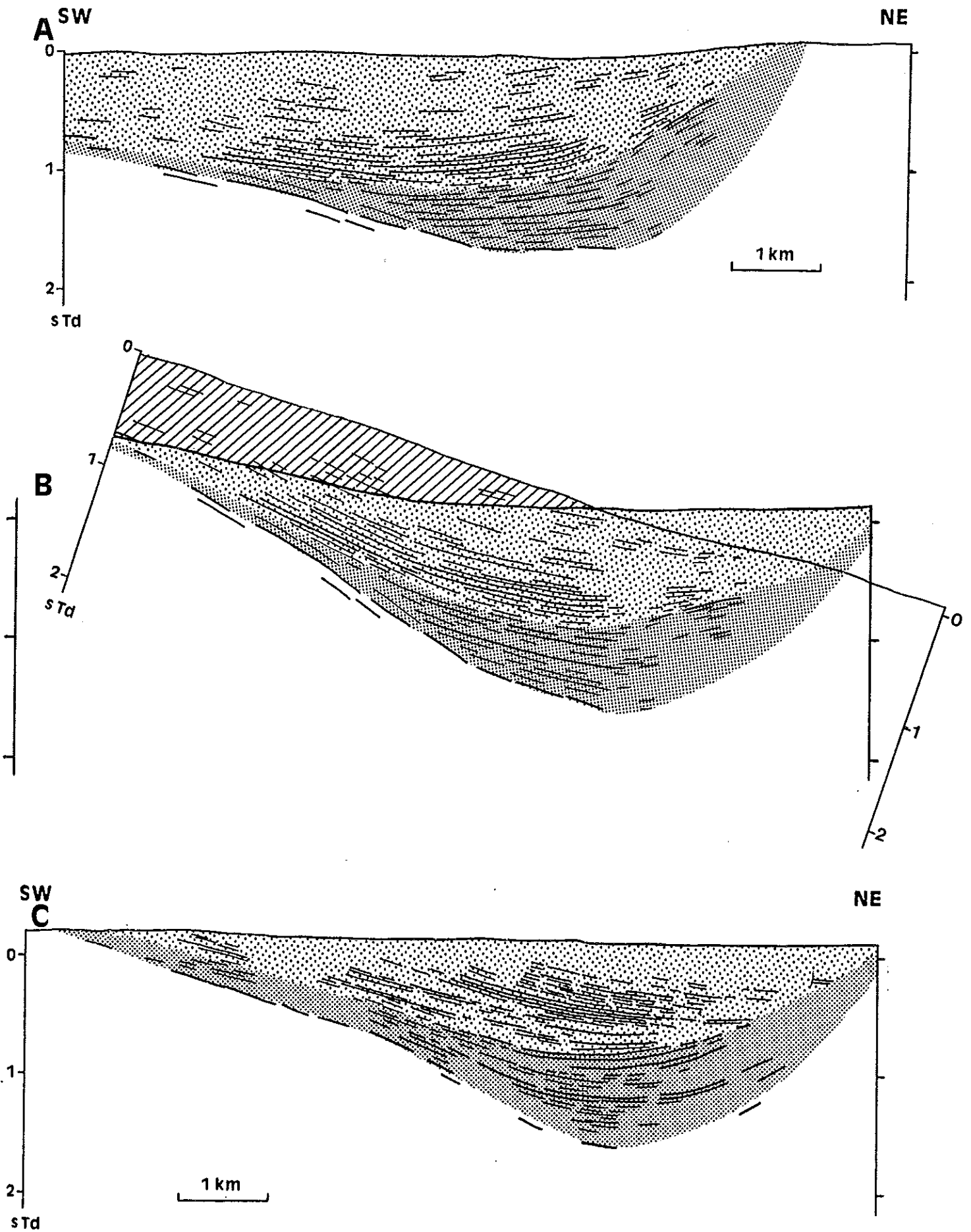


Fig. 105: Comparaison des profils AA' et BB' (fig. 98).

A: Profil AA'.

B: Profil AA' basculé de façon semblable au profil BB'.

C: Profil BB'.

Le remplissage sur BB' (C) est similaire à celui sur AA' (B) basculé, érodé dans sa partie sud-occidentale (hachures) et peut-être comblé dans sa partie nord-orientale.

Si ce basculement s'est produit sous la mer, il a du être accompagné par le remplissage du second dépo-centre de la figure 81C. On a vu que ce dépo-centre 2 ne correspond pas aux sédiments transgressifs vers le Nord-Est (fig. 105C). Toutefois, afin de vérifier si ce second dépo-centre attendu, existe, de nouvelles datations ont été faites (C. Müller). Elles montrent (fig. 98) que la majeure partie des affleurements, en particulier ceux situés près du profil AA', sont d'âge pliocène inférieur-moyen (zones NN15-NN16). Les échantillons prélevés à l'extrémité orientale du bassin, dans la série argileuse juste au dessous de la série conglomératique sommitale du remplissage, se sont avérés encore plus jeunes, probablement de la zone NN18 du Pliocène terminal (fig. 98). L'ensemble conglomératique qui affleure à l'Est du bassin, sur la rive droite de l'Ofanto, est donc plus récent que tout le reste du bassin. Par ailleurs, seules les directions de compression les plus récentes (N25 et N75) ont été identifiées dans cette série, ce qui tend à confirmer sa distinction.

Etant donné que cette série récente (fig. 98) affleure suivant une bande NW-SE oblique au bassin et parallèle à l'anticlinal de nappes et aux failles inverses associées, étant donné également qu'elle est située au front de la série basculée du profil BB' et au Nord-Est de l'anticlinal de nappe, nous concluons qu'elle représente vraisemblablement le dépo-centre n°2 lié au basculement vers l'avant du bassin (fig. 81C).

En définitive, conformément aux modèles proposés, il existe deux dépo-centres d'âges différents, correspondant aux deux basculements successifs (dépo-centres 1 et 2 de la figure 81C). Toutefois, le dépo-centre le plus récent (dépo-centre 2, figure 81C) n'existe que dans les reliefs situés dans l'Est du bassin (fig. 98). Aucun réflecteur de ce dépo-centre n'est visible sur le profil BB' (fig. 105C), car celui-ci a été réalisé dans la vallée en contrebas de ces affleurements.

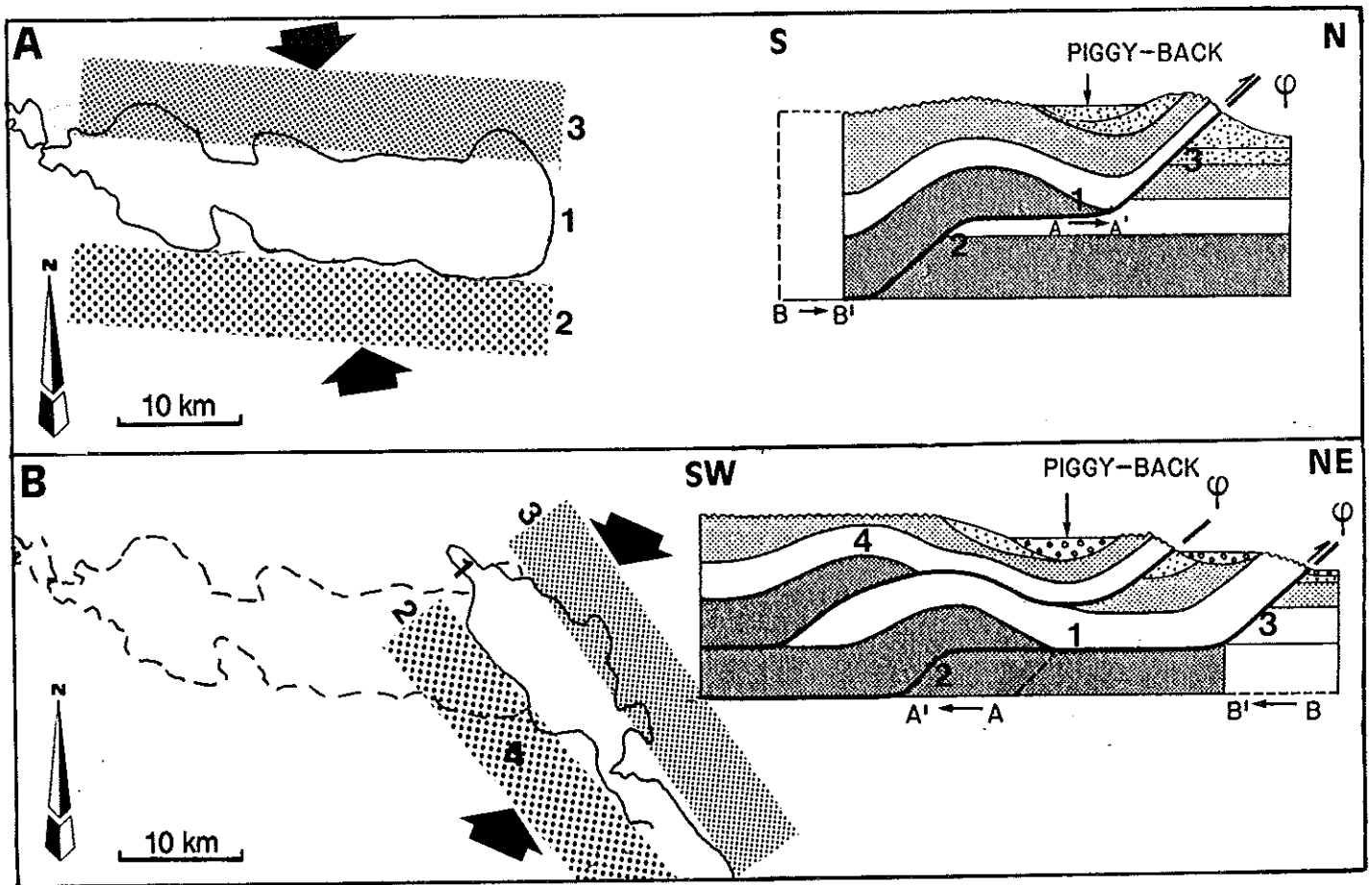
## 7) Evolution polyphasée du bassin

Comme les résultats de la reconstruction des paléocontraintes l'avaient suggéré, l'évolution du bassin "piggyback" de l'Ofanto s'est faite en plusieurs étapes.

Le bassin a été créé durant le Pliocène inférieur-moyen (zones NN15-NN16), durant le premier épisode compressif de direction N170 (fig. 98). Son allongement est alors E-W, sub-orthogonal à cette compression. Le basculement progressif du bassin vers l'arrière, induit par l'activité d'une rampe de chevauchement, est enregistré par la sédimentation (fig. 81A et 105A). Il confirme que le remplissage du bassin est contemporain d'une compression. Le modèle d'évolution proposé implique pour cette époque la création de rampes de direction E-W, parallèles à l'allongement du bassin (fig. 106A).

Durant le Pliocène terminal (probablement la zones NN18 du nannoplancton), l'activité chevauchante implique de nouvelles rampes de directions NW-SE et obliques au bassin (fig. 106B). Une de ces rampes a produit en surface un anticlinal de nappe (fig. 98). La formation de cet anticlinal est contemporaine du basculement vers l'avant du secteur oriental du bassin (fig. 105B) et de la création d'un nouveau dépo-centre. Toutes les

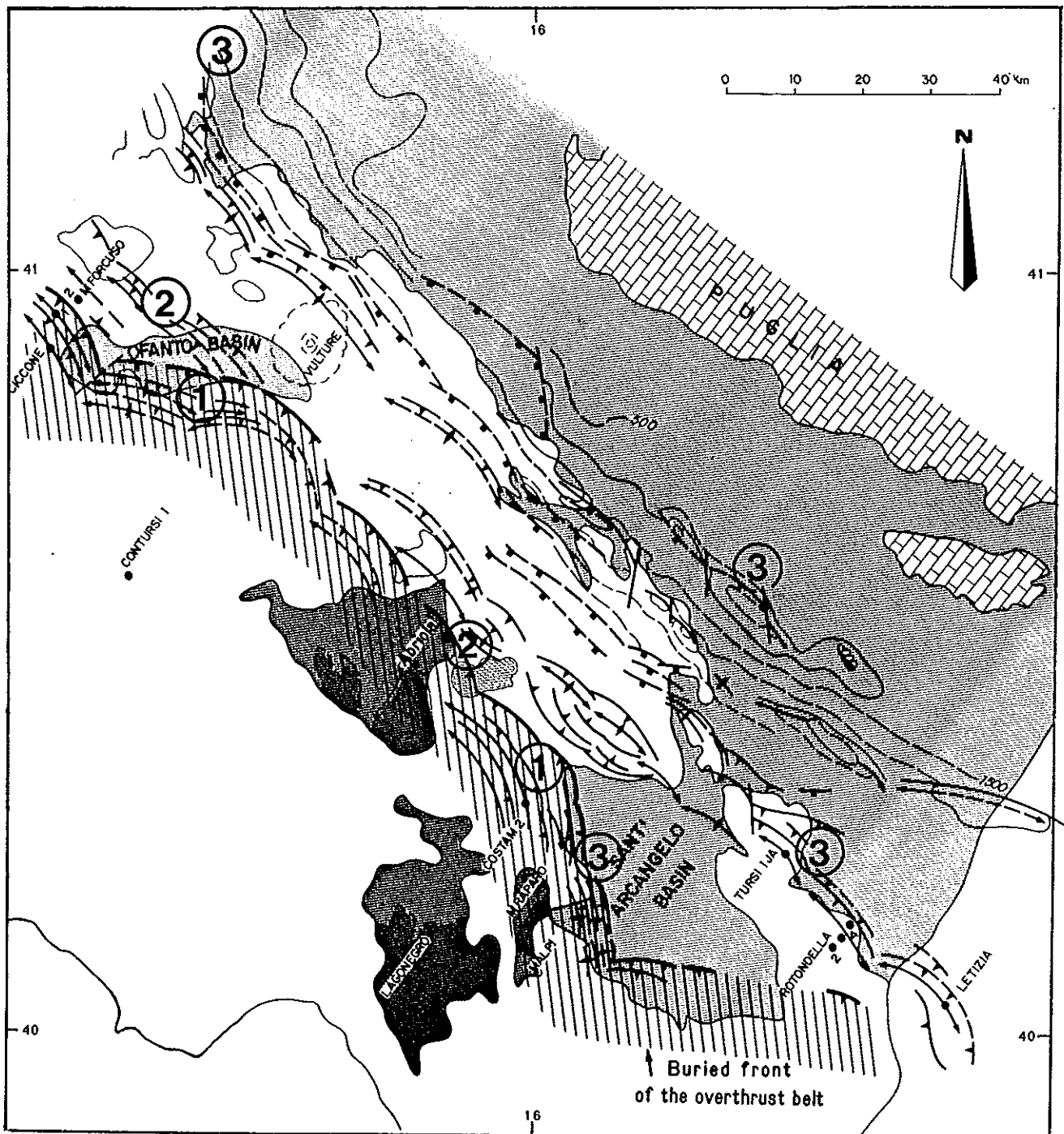
structures alors créées sont sub-orthogonales à la deuxième compression du Pliocène, N25 (fig. 106B) qui fut peut-être accompagnée par une déformation constrictive (compression N105, fig. 100C).



**Fig. 106:** Modèle d'évolution du bassin "piggyback" de l'Ofanto (coupes schématiques d'après Roure et al, 1988).  
**A:** Au Pliocène inférieur-moyen (zones NN15-NN16): formation et comblement du bassin sur un plat de chevauchement (1) limité par une rampe profonde au Sud (2) et une moins profonde au Nord (3), pendant une compression N170.  
**B:** Au Pliocène supérieur (zone NN18?): comblement de la partie orientale du bassin pendant le basculement local du premier dépocentre contemporain de la compression N25. L'intersection des deux rampes successives correspond en surface à la fenêtre de San Fele (4) (fig.98).

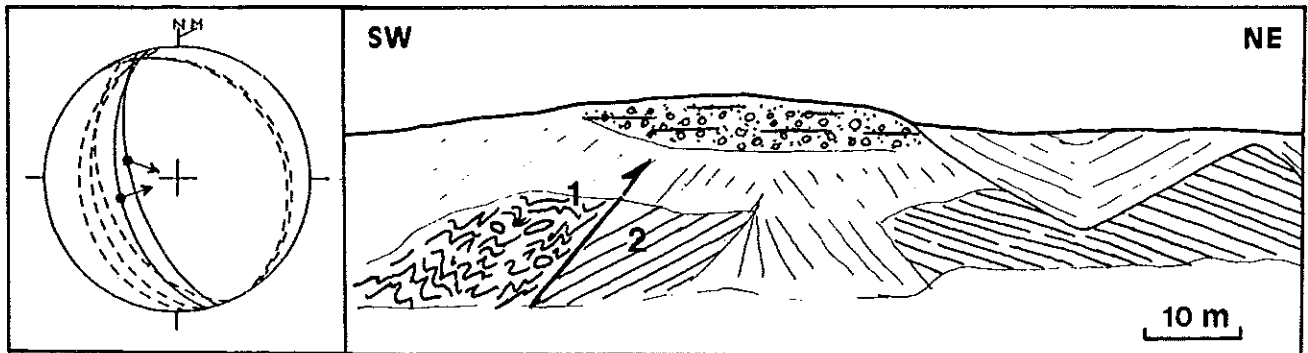
Une carte structurale de subsurface (fig. 107) confirme l'existence de deux directions de rampes sous le bassin de l'Ofanto. Cette carte représente la structure des carbonates de la plate-forme orientale, sous les unités de bassin. Ces structures ont été déterminées à partir de profils sismiques et de données de forages. On en déduit que la déformation caractérisée en surface implique les unités carbonatées profondes. Les rampes dont nous avons supposé l'existence d'après la géométrie des bassins "piggyback" sont présentes, en particulier dans les carbonates de la plate-forme orientale à l'arrière des dépocentres (fig. 68).

Puisque cette carte (fig. 107) montre que les rampes de direction NW-SE sont sous celles de direction E-W, on pourrait en déduire que les premières sont plus récentes que ces dernières. Cette chronologie est la même que celle déduite entre les structures de directions NW-SE et E-W observables en surface. Ceci confirme encore une fois que la formation et l'évolution des bassins "piggyback" reflètent l'activité de chevauchements.



**Fig. 107:** Relations entre structures superficielles (bassins du Plio-Quaternaire, en gris clair) et structures de subsurface du para-autochtone apulien sous l'allochtone Lagonegro-Molise (Roure et al., 1991; modifié). L'étude des bassins "piggyback" permet de dater l'activité des rampes de chevauchements du para-autochtone. 1: rampes du Pliocène inférieur-moyen (zones NN15-NN16); 2: rampes du Pliocène supérieur (zones NN18?), 3: rampes du Pliocène supérieur-Pléistocène.

Au Pléistocène, une dernière compression ENE-WSW (fig. 100B) n'a pas produit de grandes structures dans cette région. Néanmoins, elle est responsable de chevauchements pléistocènes sur la bordure de la chaîne comme l'ont montré des profils sismiques (Casero et al., 1991; Casnedi et al., 1982). Un chevauchement probablement pléistocène a pu être observé sur le terrain, à la limite de la chaîne et de son avant-pays, sur les rives du fleuve Ofanto (fig. 108). Des "argiles varicolores" chevauchent des argiles de l'avant-fosse datées du Pliocène terminal (C. Müller). Remarquablement, les stries mesurées sur ce plan de chevauchement (fig. 108) sont compatibles avec la direction de compression N75 attribuée précédemment à la période pléistocène.



**Fig. 108:** Chevauchement des "argiles varicolores" (1) sur des argiles du Pliocène terminal de l'avant-fosse (2; datation de C. Müller) au front de la chaîne (localisation: Pl. I, site IIUB7). Diagramme avec le plan de chevauchement et des plans de stratification de la série du Pliocène terminal.

## D. Caractéristiques générales de ces bassins "piggyback"

### 1) Caractéristiques des bassins de l'Apennin méridional

Les bassins "piggyback" de Sant'Arcangelo et de l'Ofanto sont associés uniquement à des structures compressives, en particulier à des anticlinaux de nappes. Les mouvements verticaux responsables du développement des pièges sédimentaires sont liés au jeu de rampes de chevauchement. Les bassins sont situés en arrière et/ou en avant de ces rampes (fig. 107). Les paléocontraintes sont compressives, uniquement (bassin pléistocène de Sant'Arcangelo) ou essentiellement (bassin de l'Ofanto, bassin pliocène de Sant'Arcangelo). Même les derniers dépôts, sub-horizontaux, que l'on pourrait interpréter comme liés à un remplissage passif, ont pu être contemporains d'une compression (bassin de Sant'Arcangelo).

Les profils sismiques montrent généralement des "onlap" et des basculements. On a vu (bassin de l'Ofanto) qu'il faut être prudent dans l'interprétation des "onlap" lorsqu'on observe uniquement une bordure de bassin. Ceux-ci n'indiquent pas forcément une migration des dépocentres induite par l'activité tectonique, mais peuvent correspondre au simple comblement du bassin avec transgression sur ses bordures. Sur les profils sismiques, le seul critère fiable confirmant la nature "piggyback" d'un bassin compressif est l'existence de biseaux sédimentaires. Les réflecteurs font alors un angle ouvert dans le sens du basculement enregistré par la sédimentation.

### 2) Comparaison entre les bassins "piggyback" de l'Apennin méridional et ceux de l'Apennin septentrional

Comme les bassins "piggyback" de l'Apennin septentrional (fig. 78 et 79) les bassins de l'Apennin méridional (fig. 88 et 104) montrent des basculements et des "onlaps" de séries détritiques. Ils en diffèrent néanmoins par une migration marquée des dépocentres. En fait, cette différence tient essentiellement aux rôles relatifs de la sédimentation et de l'érosion. Dans l'Apennin méridional, les dépocentres sont isolés (fig. 107) et localisés dans les synclinaux, tandis que les dépôts basculés sont soumis à l'érosion (fig. 88 et 105). Dans le bassin du Pô, la sédimentation finit par recouvrir toutes les structures, aussi bien les synclinaux que les anticlinaux, et les bassins deviennent contigus (fig. 78). Contrairement à l'Apennin méridional, les anticlinaux ne finissent pas par être érodés, mais ils sont "enterrés avec "onlaps".

Le style de déformation diffère également. Dans la plaine du Pô, la limite interne de chaque bassin est constituée par la rampe du chevauchement voisin (fig. 79B). Dans l'Apennin méridional, où les carbonates ont été recouverts par les unités de Lagonegro avant d'être déformés, il existe plusieurs niveaux de décollement potentiels. Un modèle à deux niveaux de décollement (fig. 81) montre qu'il suffit d'un seul chevauchement pour créer deux rampes et donc deux anticlinaux, qui encadrent un dépocentre. Les relations entre les

positions des rampes successives et des "plats" sont donc plus complexes et entraînent une plus grande diversité de situations.

### 3) Conclusions: apports de l'étude des bassins "piggyback" à la compréhension de la partie orientale de la chaîne (zone UB)

Les déformations à l'origine des bassins plio-quadernaires impliquent les unités de la plate-forme carbonatée Apulienne (fig. 68). La datation de ces bassins permet donc une datation des rampes de chevauchement de cette unité, totalement masquées par l'allochtone Lagonegro-Molisan. Les rampes Est-Ouest qui forment la ceinture de chevauchement au Sud du bassin Ofanto sont, comme la première étape de formation du bassin, du Pliocène inférieur-moyen (zones NN15-NN16) (fig. 107). Cette ceinture a probablement le même âge à l'Ouest et au Sud du bassin de Sant'Arcangelo (fig. 107), puisque là aussi s'est développé un bassin "piggyback" pendant le Pliocène inférieur-moyen (zones NN15 et NN16) (fig. 92).

Des rampes plus externes sont datables du Pliocène supérieur (zone NN18 probable) au niveau du bassin de l'Ofanto oriental, et probablement aussi du Pliocène supérieur (datations de C. Müller) à l'Est du bassin de Calvello (fig. 107).

D'autres rampes encore plus externes, à l'Est du bassin de Sant'Arcangelo, sont datables du Pléistocène inférieur (zone NN19) (C.Müller). Des rampes situées à l'Ouest de ce bassin ont probablement joué ou rejoué au Pléistocène dans la première étape du remplissage du bassin (fig. 92,  $\Phi 2$ ). On peut également déduire des observations de terrain (fig. 108) que des chevauchements et probablement des rampes externes ont joué pendant le Pléistocène au Nord-Est du bassin de l'Ofanto.

Ces datations jointes aux connaissances de l'activité de chevauchements dans l'avant-fosse (Casero et al., 1991a) permettent de constater que, dans les carbonates apuliens, les rampes sont d'autant plus récentes qu'elles sont externes (fig. 107). On rencontre donc des séquences de chevauchements similaires à celles observées dans les modélisations analogiques.

Une conclusion importante de l'étude de ces bassins est que les déformations compressives ont duré pendant toute la période de sédimentation. Ceci va à contre-courant des interprétations antérieures dans lesquelles les événements compressifs étaient considérés comme de brefs épisodes, matérialisés par des discordances, s'intercalant dans une longue période de sédimentation et de calme tectonique. Les bassins "piggyback" de l'Apennin méridional, comme ceux de l'Apennin septentrional, sont essentiellement syn-tectoniques.

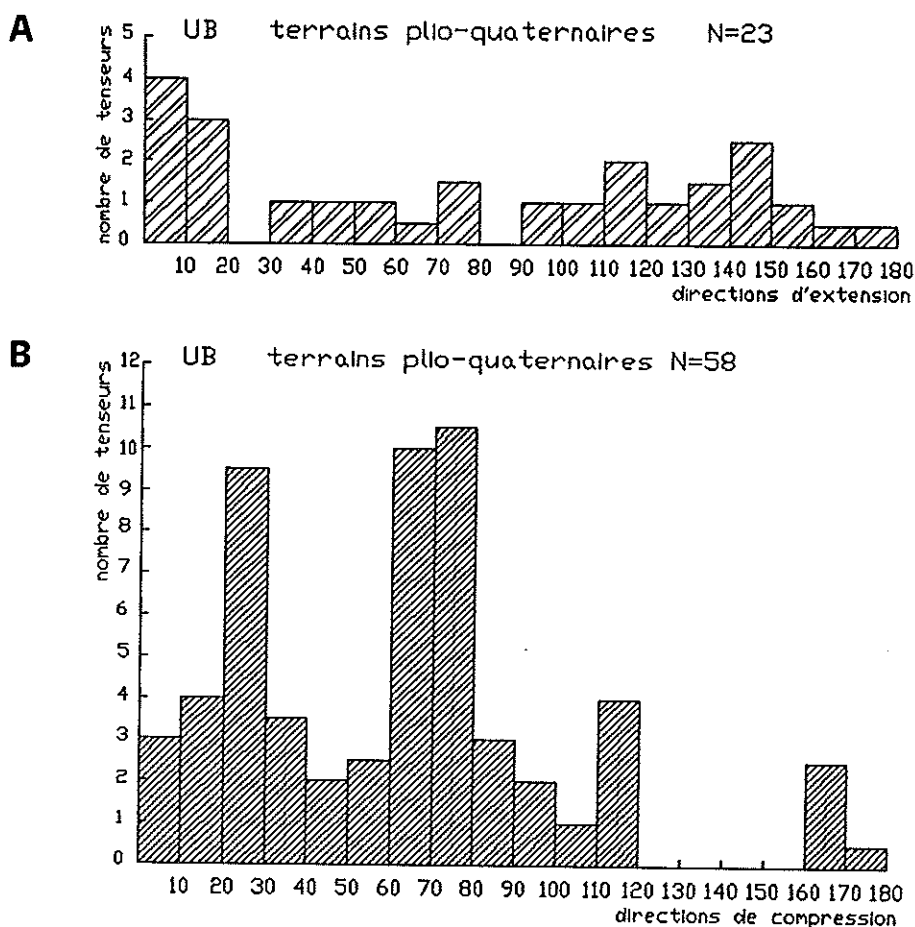
L'étude de ces bassins permet également de dater les paléocontraintes reconstituées. Contrairement à la distension, l'histogramme des directions de compression de tous les bassins du Plio-Quadernaire situés dans la partie orientale de la chaîne montre des classes avec des pics bien individualisés (fig. 109).

Sans tenir compte des rotations éventuelles des unités tectoniques, on distingue deux directions principales de compression, N25 et N75, et deux directions secondaires, N110 et N170 (fig. 109).

La période du Pléistocène inférieur (zone NN19) est caractérisée dans les deux bassins (Ofanto et Sant'Arcangelo) par une compression en moyenne N75.

La période du Pliocène terminal (zone NN18) est caractérisée par une compression N25. Une compression N110 s'est également manifestée, mais ne semble pas avoir créé de bassin "piggyback".

La période du Pliocène inférieur-moyen (zones NN15 et NN16) est également caractérisée par une compression N25 dans le bassin de Sant'Arcangelo, et par une compression N170 dans le bassin de l'Ofanto.



**Fig. 109:** Histogrammes des directions d'extension (A) et de compression (B) déterminées dans les terrains plio-quaternaires de la zone UB (Pl. 1). Azimuts en degrés.

Malgré un polyphasage qui complique les structures (bassin de l'Ofanto notamment) ces bassins sont des bassins "piggyback" qui témoignent d'une histoire compressive. L'association entre la géologie structurale portant sur les grandes structures (notamment avec les profils sismiques), les datations contrôlant l'âge des dépocentres successifs, et les reconstructions de paléocontraintes permet de comprendre l'ensemble de cette évolution tectono-sédimentaire très significative pour la compréhension du développement plio-quaternaire de la chaîne.



# Chapitre V: Les paléocontraintes dans l'avant-pays

L'avant-pays de la chaîne apenninique méridionale (fig. 110) est constitué par une avant-fosse jouxtant la chaîne et par des plateaux de roches carbonatées le long du littoral adriatique (Gargano et Murges). Il s'agit, respectivement, d'un bassin et d'un bombement flexuraux liés à la subduction de la plaque apulienne sous les Apennins (Royden et al., 1987).

## A. L'avant -fosse: un bassin flexural

### 1) Structure générale et remplissage de l'avant-fosse

La fosse bradanique, du nom du fleuve Bradano qui la draine, est un segment affleurant du système d'avant-fosses d'âge Plio-Quaternaire situé au front de la chaîne apenninique. Il s'agit d'un bassin asymétrique (fig.111). Il est profond (jusqu'à 2800 mètres) dans sa partie occidentale. S'y intercalent à l'Ouest des nappes de chevauchement de l'unité Lagonegro-Molisane (essentiellement des "argiles varicolores"). Le bassin est moins profond dans sa partie orientale qui repose sur l'unité carbonatée apulienne affleurant dans les Pouilles (Murges et Gargano).

Le remplissage de ce bassin plio-quaternaire est bien connu grâce à de nombreux forages et profils sismiques réalisés pour l'exploration des hydrocarbures. Les synthèses de Balduzzi et al. (1982a, 1982b), Casnedi et al. (1981, 1982), ont permis de montrer que ce remplissage comprend généralement trois ensembles litho-stratigraphiques. Il débute par une unité inférieure argilo-marneuse de 100-150 m d'épaisseur. Il se poursuit par des turbidites épaisses (séquence sableuse et argileuse, jusqu'à 1500 mètres) correspondant à des éventails détritiques sous-marins allongés NNW-SSE, passant vers l'Est à des argiles. Il se termine par des dépôts régressifs, clastiques grossiers alternant avec des argiles. L'âge de ces différentes unités décroît du NW vers le SE. Les argiles de base sont en effet du Pliocène inférieur tardif dans le bassin Molisane (fig. 110), du Pliocène moyen dans le bassin des Pouilles et du Pliocène supérieur-Pléistocène dans le bassin de Lucanie.

Casnedi et al. (1982) mettent ainsi en évidence une migration vers le Sud-Est des zones de subsidence. Pendant le Pliocène inférieur basal (zone à *Sphaeroidinellopsis*), la mer se situe seulement dans la partie septentrionale (fig. 112A), déposant les argiles de base du bassin des Abruzzes. Ce n'est qu'au Pliocène inférieur tardif qu'elle envahit le bassin Molisane et le bassin des Pouilles, tandis qu'un bras de mer apparaît dans le secteur méridional du bassin de Lucanie (fig. 112A).

Au Pliocène moyen (*Globorotalia gr. crassaformis*), la mer envahit des zones précédemment demeurées émergées en réalisant la liaison avec le bras de mer de Lucanie (fig. 112B). Des turbidites se déposent dans les bassins Abruzzais, Molisans et des Pouilles.

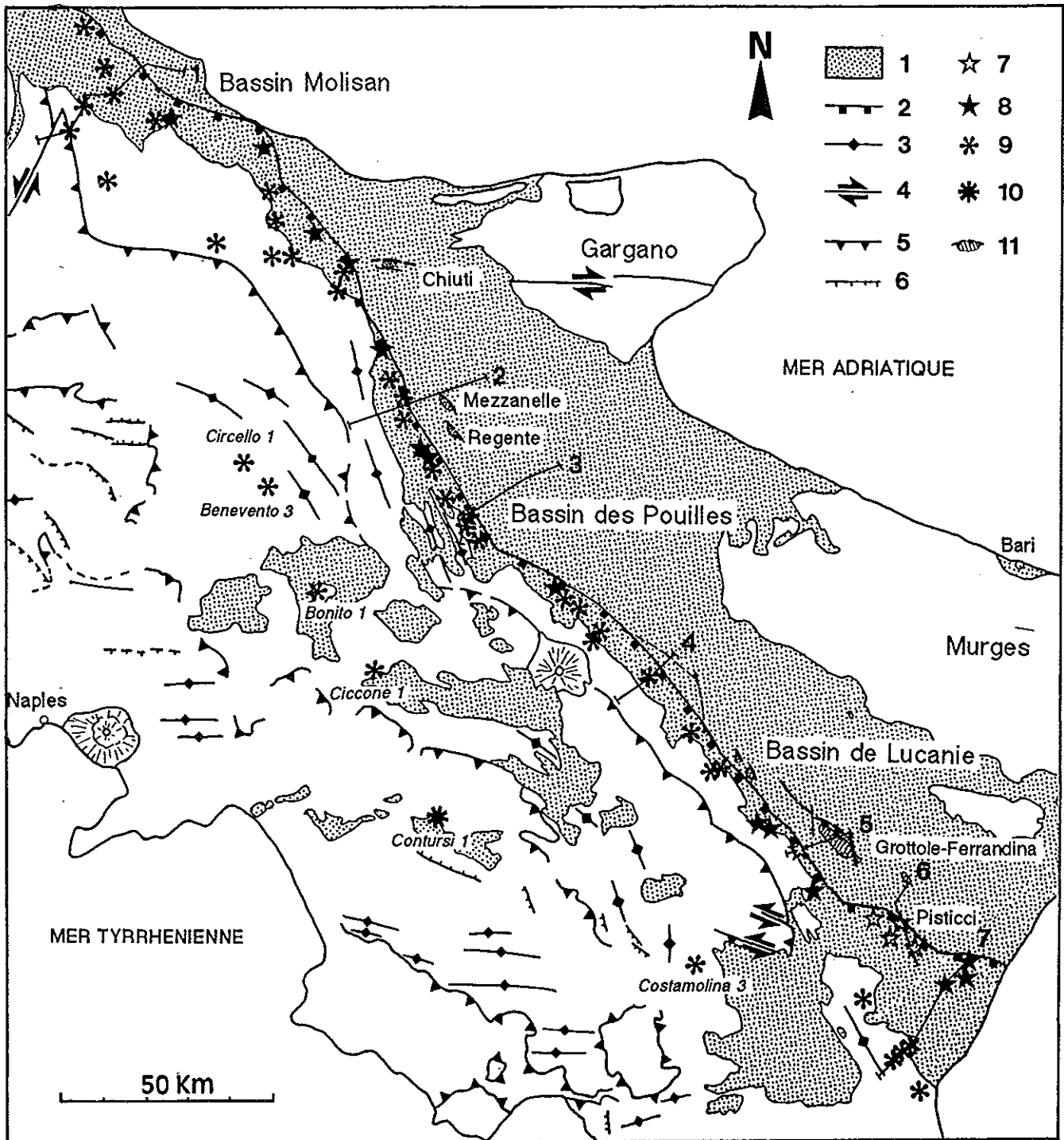


Fig. 110: Carte de l'avant-fosse de l'Apennin méridional avec localisation des coupes des figures 86 et 113. 1 à 6: même légende que Pl. 1.

7, 8, 9 et 10: âge des premiers sédiments mis en évidence par les forages pétroliers sous l'allochtone Lagonegro-Molisan (synthèse des données de Casnedi et al., 1981; Balduzzi et al., 1982a et 1982b; Mostardini et Merlini, 1986; et datations inédites de C. Müller des puits Circello-1, Benevento-3 et Costamolina-3). 7: sédiments du Pléistocène; 8: sédiments du Pliocène supérieur; 9: sédiments du Pliocène inférieur-moyen; 10: sédiments du Messinien; 11: structures dans les carbonates de la plate-forme orientale sous l'avant-fosse et réservoirs pétroliers (d'après Casero et al., 1991a).

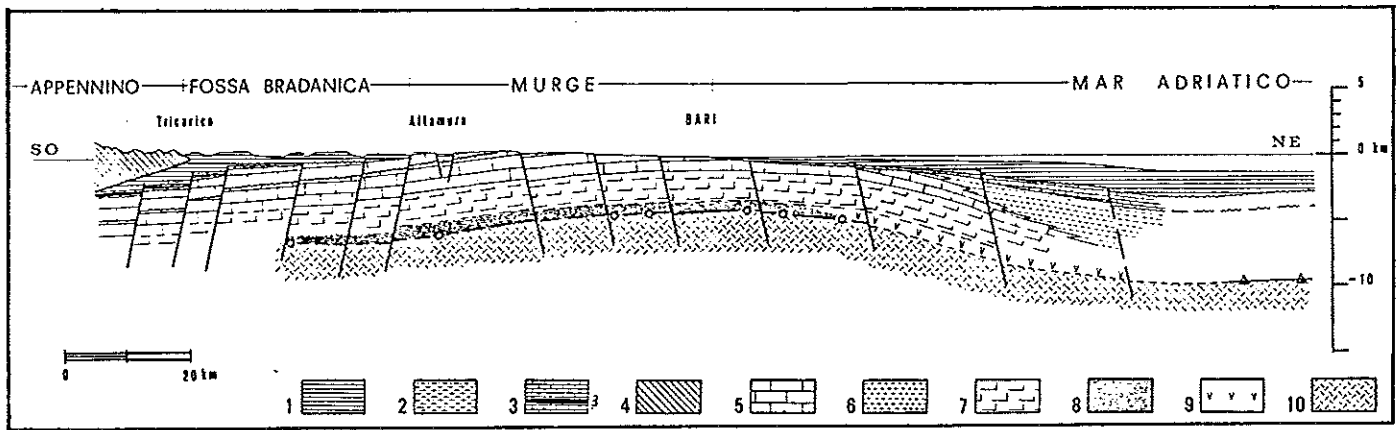


Fig. 111: Coupe géologique à travers la Fosse Bradanica, les Murges et la Mer Adriatique, d'après Ricchetti (1980).

1 et 2: dépôts argileux, sableux et conglomératiques de la Fosse Bradanica (1: Pliocène moyen-Pléistocène inférieur; 2: Pliocène inférieur); 3: Carbonates du Paléogène-Miocène; 4: nappes allochtones; 5 à 9: dépôts du Trias au Crétacé; 10: socle cristallin.

Au Pliocène supérieur, la subsidence cesse dans les bassins septentrionaux. Des turbidites se développent dans le bassin des Pouilles. Le bassin de Lucanie évolue en fosse (fig. 112C): la forte subsidence s'y poursuit, mais s'atténue au Pléistocène (plus de 1500 mètres de sédiments quaternaires dans la fosse de Salandra).

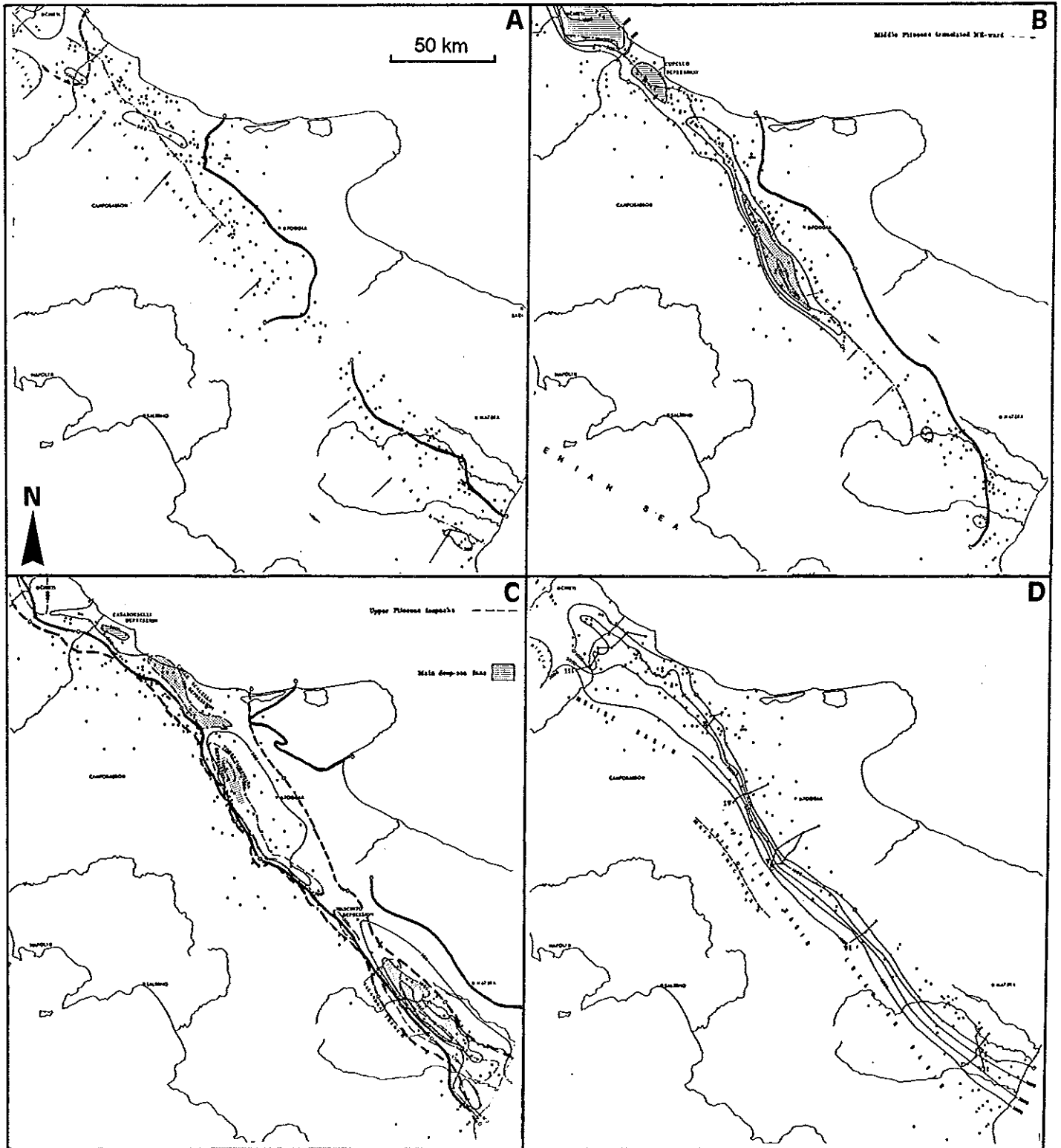
L'avant-fosse est donc un bassin récent, qui c'est créé au front de l'Apennin méridional vers la fin du Pliocène inférieur, mais dont la forte subsidence débute au Pliocène moyen et persiste jusqu'au Pléistocène. Cette subsidence est suivie par un soulèvement entraînant son émergence à partir du Pléistocène inférieur.

## 2) La bordure occidentale de l'avant-fosse

Sur le bord occidental de la fosse, des masses allochtones de l'unité du bassin Lagonegro-Molisan s'intercalent dans la sédimentation. L'âge des sédiments sous les nappes sera généralement de peu supérieur à l'âge du recouvrement, puisque ce dernier s'est fait pendant la sédimentation. De plus, la détermination de l'âge des sédiments au front des nappes permettra de dater la fin de leur translation.

Dans le bassin Molisan, Casnedi et al. (1981) ont souligné l'importance des recouvrements pliocènes. On trouve en effet sous l'allochtone, des sédiments du Pliocène inférieur (zone à *Globorotalia puncticulata*) à plus de 20 km du front actuel de l'allochtone (fig. 110 et fig. 113, coupe 1). Les forages plus internes n'ont pas atteint l'autochtone, bien qu'ils aient traversé plus de 3000 mètres de séries allochtones.

La majeure partie de l'allochtone repose sur les sédiments du Pliocène inférieur de la séquence pré-turbiditique. Près du front actuel, il repose sur les sédiments du Pliocène moyen et supérieur (fig. 110) mais s'intercale localement dans des sédiments du Pliocène moyen (fig. 113, coupe 1). La majeure partie du déplacement de l'allochtone s'est donc produite à la fin du Pliocène inférieur. Localement, les nappes ont été remobilisées au Pliocène moyen et supérieur.



**Fig. 112:** Courbes isopaques des sédiments de la Fosse Bradanique et courbes isopaques de l'allochtone  
**A:** Courbes isopaques des sédiments du Pliocène inférieur précoce (tirets) et du Pliocène inférieur tardif (traits pleins). Equidistance de 500 mètres. Points: forages pétroliers.  
**B:** Courbes isopaques des sédiments du Pliocène moyen. En grisé: éventails détritiques profonds.  
**C:** Courbes isopaques des sédiments du Pliocène supérieur (tirets) et du Pléistocène (ligne continues).  
**D:** Courbes isopaques de l'allochtone sur son front (équidistance de 1000 mètres).

Dans le bassin des Pouilles, les forages étudiés par Balduzi et al. (1982a) sont situés près du front actuel de l'allochtone (fig. 110). Ils révèlent la présence, directement sous l'allochtone, de terrains du Pliocène moyen (zone à *Globorotalia crassaformis*) et du Pliocène supérieur (zone à *Globorotalia inflata*). Le front de l'allochtone s'arrête contre les sédiments du Pliocène moyen ou supérieur (fig. 113, coupes 2 et 3). Balduzzi et al. (1982a) en déduisent que dans cette région, à la différence du bassin Molisan, l'allochtone a migré essentiellement au Pliocène moyen et supérieur, pendant la forte subsidence de l'avant-fosse.

Il faut noter que ces auteurs considéraient uniquement les forages situés près du front actuel de l'allochtone. Dans cette région, l'épaisseur de l'allochtone augmente rapidement (fig. 112D) et les forages plus internes n'avaient pas atteint l'autochtone. Plus récemment, les forages situés à plus de 35 km du front de l'allochtone (Bonito-1 et Ciccone-1) ont montré la présence de terrains du Pliocène inférieur directement sous les unités de bassin (Mostardini et Merlini, 1986). Deux autres forages (Circello-1 et Benevento-3) (fig. 110) ont également montré la présence de terrains du Pliocène sous les nappes de l'unité Lagonegro-Molisan. Cette fois, les datations par nannoplancton ont été faites (C. Müller) et indiquent la zone NN15 du Pliocène inférieur (moins de 3,8 Ma). Ces quatre forages ont pu atteindre la plate-forme carbonatée apulienne, puisque dans cette région elle remonte et constitue une ceinture de chevauchements (fig. 8) (Roure et al., 1991; Casero et al. 1991a).

Dans le bassin des Pouilles comme dans le bassin Molisan (fig. 110), on met en évidence de grandes translations pliocènes, et les terrains situés à plusieurs dizaines de kilomètres du front de l'allochtone reposent sur des sédiments du Pliocène inférieur. Il est probable qu'au niveau du bassin des Pouilles, comme près du bassin Molisan, l'essentiel des translations date de la fin du Pliocène inférieur. Comme pour le bassin Molisan, ce recouvrement s'est fait sur une série pliocène relativement peu épaisse. La forte subsidence de l'avant-fosse au Pliocène moyen et supérieur, avec dépôt de turbidites, est postérieure à ce recouvrement de plus de 35 km.

Il existe une différence entre le bassin des Pouilles et le bassin Molisan. Dans ce dernier, les mouvements de translation semblent terminés au Pliocène supérieur. Dans le bassin des Pouilles existent quelques chevauchements pléistocènes (fig. 113, coupes 2 et 3); les flèches sont minimales, de l'ordre de 300 mètres sur les coupes 2 et 3 (fig. 113), et peuvent correspondre à une réactivation de chevauchements internes. Par exemple, on constate sur la coupe 2 (fig. 113), que l'allochtone s'est mis en place sur une rampe frontale, essentiellement au Pliocène moyen-supérieur, pendant le remplissage d'un bassin "piggyback". Ce bassin a ensuite été chevauché, au Pléistocène, par une unité plus interne. Ce chevauchement pléistocène est comparable au chevauchement qui a été observé sur le terrain, dans le Sud du bassin des Pouilles (fig. 108).

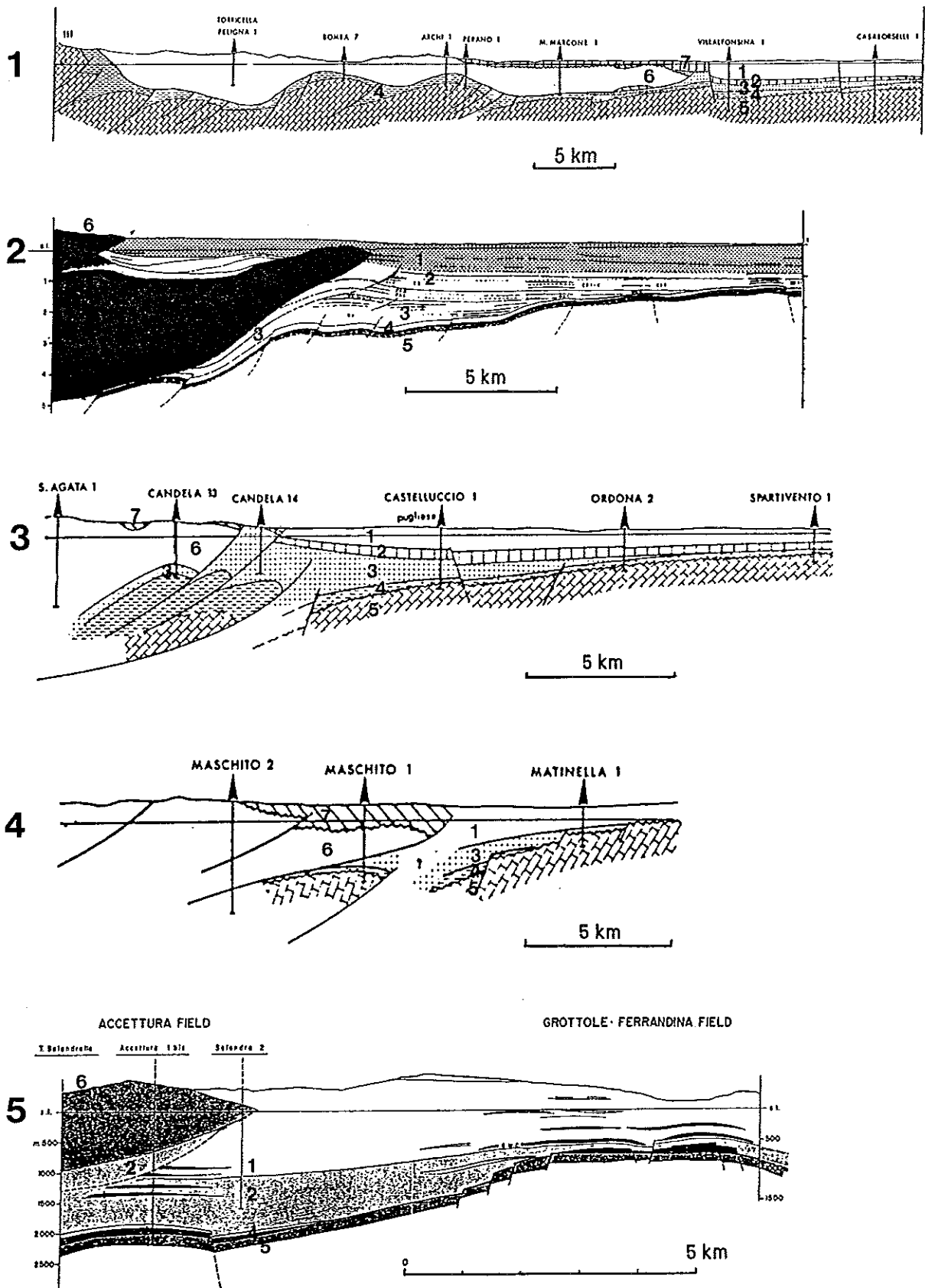


Fig. 113: Coupes géologiques du front de l'allochtone (localisation sur fig. 110). Coupes 1, 3 et 4, d'après Casnedi et al. (1982). Coupes 2 et 5, d'après Casero et al. (1991a).  
 1: Pléistocène; 2: Pliocène supérieur; 3: Pliocène moyen; 4: Pliocène inférieur; 5: terrains anté-Pliocène; 6: allochtone; 7: terrains du Pliocène reposant sur l'allochtone. Quand elle n'est pas précisée, l'échelle verticale est la même que l'échelle horizontale.

Dans le bassin de Lucanie (fig. 110), les forages sont plus dispersés que dans le bassin des Pouilles. On note que les unités de bassin Lagonegro-Molisan reposent sur des sédiments du Pliocène inférieur (zone à *Globorotalia puncticulata*), immédiatement à l'Est du bassin de Sant'Arcangelo. A l'Ouest de celui-ci, le forage de Costamolina-3 révèle la présence de terrains du Pliocène inférieur, zone NN15 (C. Müller) sous l'allochtone, à 36 km de son front. Comme dans les régions plus septentrionales, ces forages montrent l'importance des translations du Pliocène inférieur.

L'intercalation des unités allochtones dans l'avant-fosse (fig. 113, coupes 4, 5 et fig. 86B) montre clairement que leur mise en place a duré jusqu'au Pléistocène. Les chevauchements pléistocènes sont plus importants dans cette région que dans le bassin des Pouilles. On peut les évaluer à 2 kilomètres sur les coupes 4 et 5 (fig. 113) mais ils sont encore plus importants plus au Sud, sur la coupe 6 (fig. 86). A la différence des chevauchements pléistocènes du bassin des Pouilles, ils n'impliquent pas nécessairement une remobilisation des unités internes, mais correspondent à une translation du front des unités de bassin. Dans le bassin de Lucanie, les chevauchements pléistocènes sont plus importants que dans les secteurs plus septentrionaux, ils ont en outre été caractérisés par des forages (fig. 110). Dans cette région, la forte subsidence est active au Pliocène supérieur, mais à la différence des zones septentrionales, cette subsidence est également importante au Pléistocène.

L'histoire tectonique de l'avant-fosse plio-quadernaire est assez homogène du Nord au Sud. La présence de sédiments de la zone NN15 du nannoplancton, au niveau de la ceinture de chevauchements para-autochtone, indique des raccourcissements supérieurs à 35 kilomètres depuis le Pliocène inférieur.

Parmi ces raccourcissements, d'importantes translations de l'allochtone Lagonegro-Molisan se sont produites pendant le Pliocène inférieur, depuis moins de 3,8 Ma (zone NN15). Cet important déplacement est caractérisé aussi bien au Nord qu'au Sud de l'Apennin méridional. Les bassins "piggyback" d'âge comparable (zones NN15 et NN16) se sont développés dans les régions où ces déplacements sont caractérisés (bassin de l'Ofanto et bassin inférieur de Sant'Arcangelo).

Cette période de translation a été suivie par une forte subsidence de l'avant-fosse au Pliocène moyen, dans le bassin Molisan et dans le bassin des Pouilles. Des translations mineures sont caractérisées au Pliocène moyen, supérieur, et au Pléistocène.

Casnedi et al. (1982) ont montré que l'arrivée des nappes est plus récente au Sud-Est qu'au Nord-Ouest de l'avant-fosse. Il faut nuancer cette affirmation car des chevauchements se font aussi bien au Nord-Ouest qu'au Sud-Est pendant le Pliocène inférieur-moyen (fig. 110); de plus, si les chevauchements sont bien marqués au Pléistocène dans le Sud-Est (Bassin de Lucanie), ils sont également présents, quoique moins importants, au centre (bassin des Pouilles) (fig. 113). Ces réserves se rapprochent des résultats précédents (chapitres III et IV) qui montrent qu'une compression pléistocène affecte toute la chaîne. Remarquablement, l'unique bassin "piggyback" pléistocène de l'Apennin méridional, celui de

Sant'Arcangelo, se situe dans la région où les chevauchements pléistocènes sont les plus importants.

Dans l'avant-fosse, les chevauchements plio-quaternaires ont souvent été interprétés comme des mouvements gravitaires (notamment: Balduzzi et al. 1982a, 1982b; Casnedi et al., 1981, 1982). L'importance des translations connues actuellement, la présence dans la chaîne de compressions (mises en évidences par reconstructions de paléocontraintes) et enfin les déformations compressives du para-autochtone contemporaines du développement de l'avant-fosse montrent qu'il s'agit de mouvements résultant directement de forces tectoniques.

### 3) L'avant-fosse et son substratum

Le substratum de l'avant-fosse est réputé affecté de failles normales illustrées sur la figure 114 (Carrissimo et al. , 1963; Ciaranfi et al, 1979; Mongelli et Richetti, 1979; Sella et al. 1988). La nature de ces failles est néanmoins sujette à discussion (Gars, 1983; Sella et al., 1988; Casero et al., 1991a).

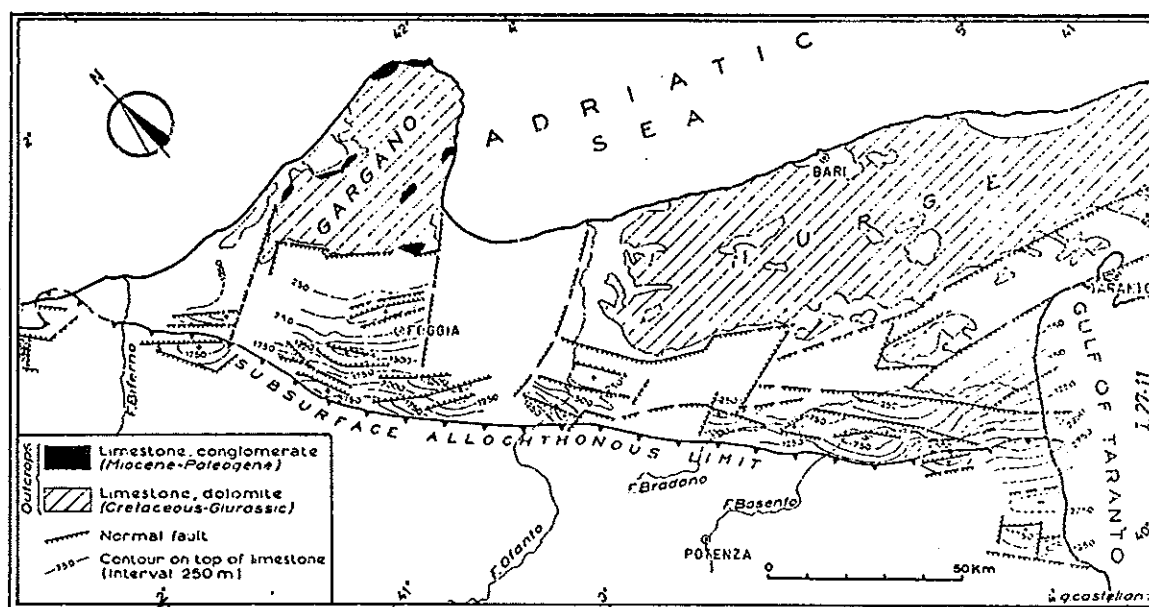


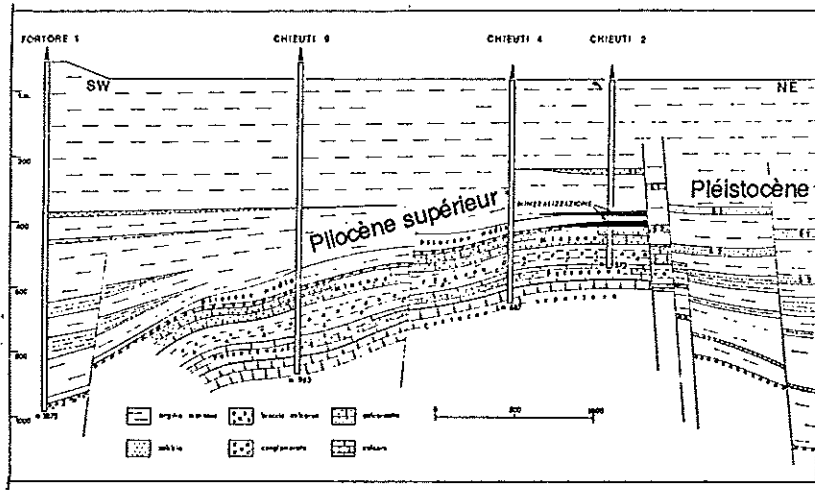
Fig.114: Carte structurale du toit du substratum calcaire de l'avant-fosse (d'après Carrissimo et al., 1963).

Parmi les failles de l'avant-fosse, les plus importantes et les mieux connues sont associées à des pièges d'hydrocarbures, à proximité du front de l'allochtone (fig. 110).

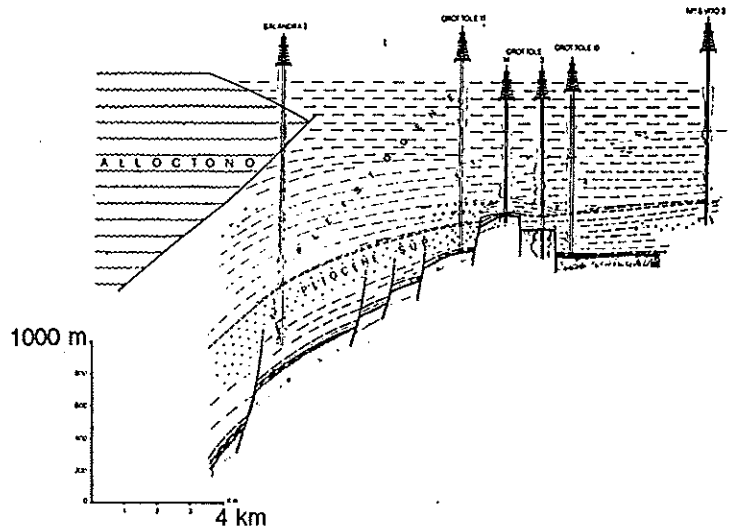
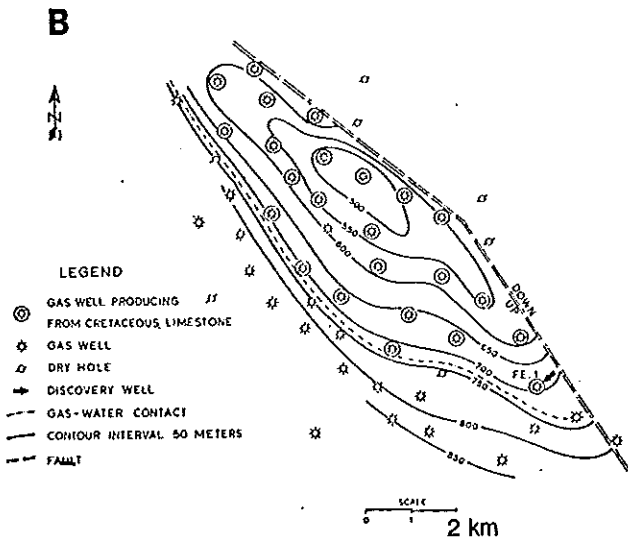
Dans le Sud-Est de l'avant-fosse, les failles de Grottole-Ferrandina et de Pisticci ont été interprétées comme des failles normales (Carrissimo et al., 1963; Sella et al. 1988). Gars (1983) les interprète comme des failles inverses: il remarque en effet que les cartes des réservoirs d'hydrocarbures (fig. 115B et C) présentent, notamment pour le toit des carbonates de plate-forme, des pièges structuraux d'allure anticlinale coupés systématiquement par une faille sous leur apex.



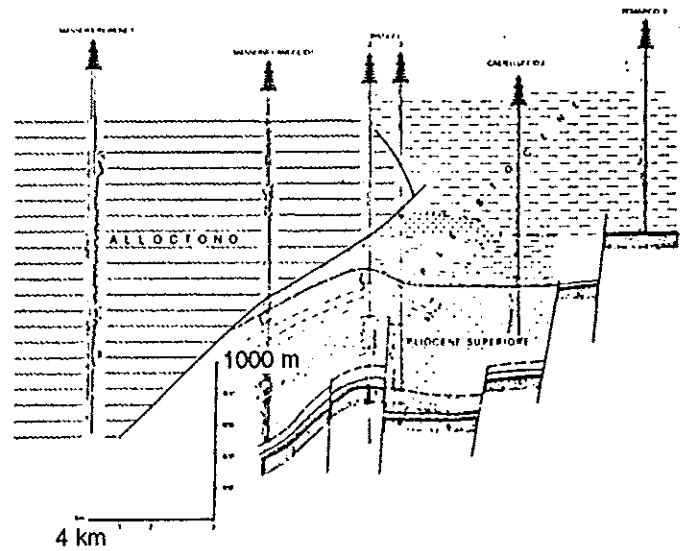
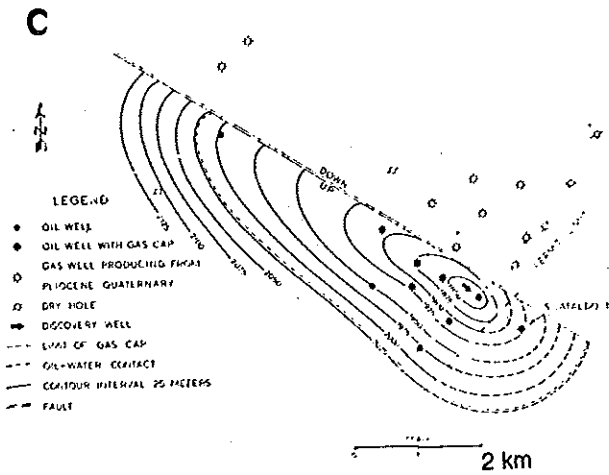
**A**



**B**



**C**



**Fig. 115:** Carte des isobathes du toit des calcaires crétacés et coupes perpendiculaires aux structures.

**A:** Structure de Chieuti (fig. 110) (d'après Casnedi et Moruzzi, 1978).

**B:** Structure de Grottole-Ferrandina (carte d'après Carissimo et al., 1963; coupe d'après Balduzzi et al., 1982b).

**C:** Structure de Pisticci (carte d'après Carissimo et al., 1963; coupe d'après Balduzzi et al., 1982b).

Dans le champ de Grottole-Ferrandina (fig. 115B), les forages permettent de situer précisément la trace de la faille qui est concave vers le bombement, ce qui indique un pendage du plan de faille vers le Sud-Ouest et un rejet inverse. Les structures de Grottole-Ferrandina et Pistici, caractérisées par l'association d'une flexure anticlinale à une faille inverse, sont donc compressives (Gars, 1983; Casero et al., 1991a). Ces structures se sont formées au Pliocène supérieur et Pléistocène, comme l'atteste la tectonique synsédimentaire avec sédimentation condensée et érosion (Balduzzi et al., 1982b, Casnedi et al., 1982).

Pour les mêmes raisons, les structures de Régente et Mezzanella (fig. 110), auparavant considérées comme des blocs basculés en distension (Sella et al., 1988), ont été réinterprétées comme compressives (Casero et al., 1991a). Elles sont datées du Pliocène supérieur dans le champ de Régente et du Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur dans le champ de Mezzanella (Casero et al., 1991a).

Alors que les failles inverses associées à ces quatre structures sont parallèles à la chaîne, la structure de Chiuti, située à l'Ouest du Gargano, est limitée au Nord par une faille de direction E-W (fig. 110 et 115A). Cette faille a créé une séparation entre le bassin Molisan et le bassin des Pouilles pendant la sédimentation du Pliocène supérieur-Pléistocène (fig. 112C) (Balduzzi et al., 1982a), tandis qu'au Pliocène moyen ces deux bassins étaient en connexion (fig. 112B).

La structure de Chiuti est interprétée comme un anticlinal tronqué sur son flanc septentrional (Casnedi et Moruzzi, 1978). Sa direction E-W, transversale à la chaîne et son alignement avec la faille est-ouest du Gargano (fig. 110) suggèrent qu'elle correspond à une tectonique décrochante du Pliocène supérieur-Pléistocène (Casnedi et al., 1982).

Il s'avère finalement que les structures majeures de la fosse bradanique sont compressives. Des failles normales d'extrados, liées au bombement de l'avant-pays (Mongelli et Richeti, 1979) découpent bien sûr des blocs basculés (fig. 113) mais il s'agit dans ce cas de failles relativement mineures (fig. 116). Ces failles, comme d'anciennes failles normales de la plate-forme carbonatée, ont été parfois inversées en réponse à la progression du front de compression (Gars, 1983; Casero et al., 1991a).

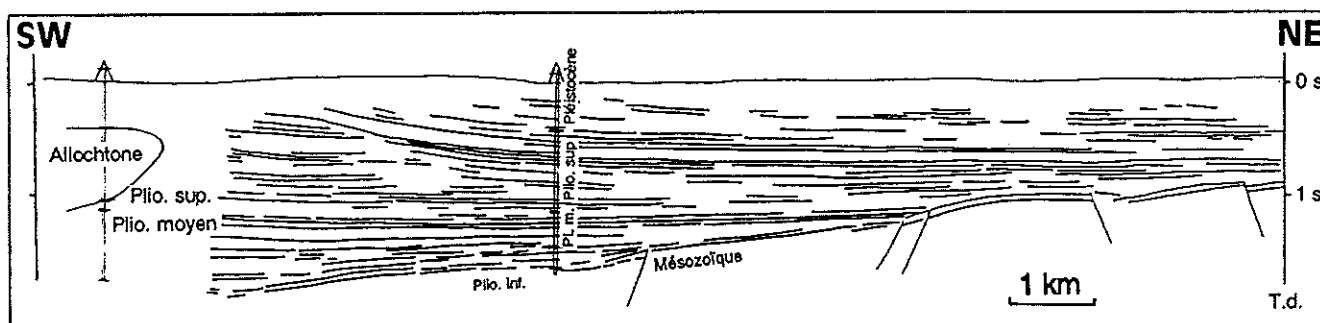


Fig. 116: "Line-Drawing" d'un profil sismique dans l'avant-fosse, près de la coupe 2 (fig. 110).

#### 4) L'analyse "microtectonique"

Quelques sites ont été étudiés dans les sédiments pliocènes de l'avant-fosse bradanique (fig. 117). De façon générale, on ne trouve en affleurement que les derniers sédiments du remplissage de l'avant-fosse. Aussi, tous les plans striés ont été mesurés dans des terrains du Pliocène supérieur-Calabrien, à l'exception des sites IIAVP1 et IIIUB11 dans des terrains du Pliocène inférieur-moyen affleurant près du front de la chaîne. Ces sites permettent de caractériser à la fois de la compression et de la distension. Néanmoins, la compression a été identifiée seulement près du front de la chaîne, tandis que la distension affecte l'ensemble du domaine de l'avant-fosse.

Dans le bassin des Pouilles, de petites failles inverses correspondant à une compression de direction NE-SW affectent les sédiments de la fin du Pliocène supérieur (site IAVP1, datation de C. Müller) et du Calabrien (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971) (voir annexe, sites IUB5 et IIUB5). Dans cette région la compression est caractérisée à proximité des coupes 2 et 3 de la fig. 113, qui montrent l'existence de failles inverses pléistocènes, et à proximité de la structure du Pliocène supérieur-Pléistocène de Mezzanella (fig. 110), interprétée comme compressive (Casero et al., 1991a). Notre analyse tectonique est donc en accord avec ces interprétations structurales.

Quant à la distension qui a pu être caractérisée, elle présente des directions variées avec toutefois une dominante NE-SW près de la chaîne et E-W près de l'avant-pays calcaire (fig. 117). La plupart des sites sont dans des terrains du Pléistocène inférieur du Sud-Est de l'avant-fosse. Dans le bassin de Lucanie, cette extension pourrait correspondre à des failles d'extrados liées à l'importante subsidence pléistocène (jusqu'à 1500 mètres). Néanmoins, on ne peut exclure l'hypothèse d'une extension liée à de la compaction ou à des glissements gravitaires, puisque les roches sont les mêmes que celles des bassins "piggyback" où l'extension semble refléter de tels processus.

D'une façon générale, il existe une bonne compatibilité entre les paléocontraintes reconstituées ici (fig. 117) et les grandes structures décrites dans l'avant-fosse. On caractérise une compression pléistocène près du front de la chaîne, où les mouvements compressifs les plus récents sont mis en évidence. Cette compression est de direction semblable à celle déterminée dans les terrains pléistocènes à l'intérieur de la chaîne, ce qui confirme son origine tectonique et non locale ou gravitaire. Quant aux failles normales observées, généralement de faibles rejets, elles pourraient correspondre à une extension liée à la flexuration de la partie lucane de l'avant-pays apulien.

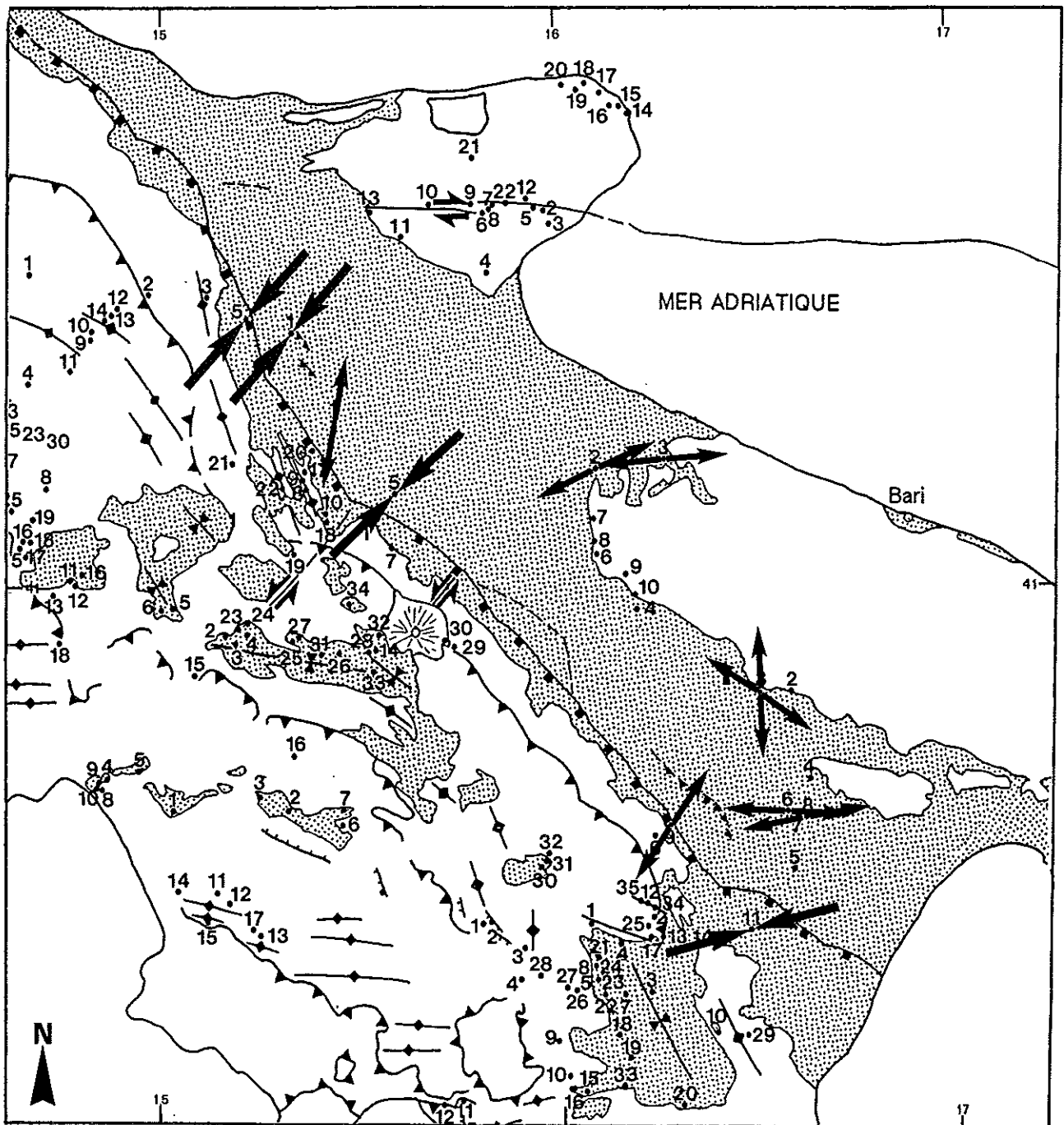


Fig. 117: Etats de contraintes (extension et compression) reconstitués à partir de mesures faites dans les sédiments de l'avant-fosse.

## B. Les paléocontraintes dans l'avant-pays calcaire

L'avant-pays calcaire de la chaîne apenninique affleure dans la province des Pouilles. On y distingue trois ensembles de morphologies différentes (fig. 110):

- le promontoire du Gargano, au Nord, constitue un massif accidenté dominant de 1000 mètres la mer Adriatique;
- les Murges, au centre, forment un plateau calcaire allongé parallèlement à la chaîne, avec des paysages extrêmement plats et uniformes;
- la péninsule Salentine, qui prolonge vers le Sud-Est le plateau calcaire des Murges (Pl. 1), est caractérisée par une succession de horsts et grabens allongés NW-SE, remplis de calcarénites pléistocènes (Richetti 1970, Ciaranfi et al., 1971).

### B.1. Le Gargano

Notre attention s'est portée essentiellement sur le promontoire du Gargano, car c'est le secteur de l'avant-pays qui présente la succession stratigraphique la plus complète et qui a été le plus déformé.

Dans la plus grande partie du massif affleurent des calcaires et dolomies datés du Jurassique supérieur et Crétacé (fig. 118). On distingue dans les formations du Jurassique supérieur, trois faciès avec des passages latéraux, correspondant à trois contextes de sédimentation différents: plate-forme protégée, barrière récifale, pente instable de transition avec une mer profonde (Cremoni et al., 1971). Après un horizon de bauxite du Crétacé supérieur qui témoigne d'une émergence, la présence de calcaires paléocènes-éocènes montre la persistance des faciès de transition dans le Nord-Est du massif. Quelques placages de calcarénites du Miocène moyen reposent en discordance sur les formations mésozoïques. D'autres dépôts carbonatés peu épais sont situés à la périphérie du massif et sont attribués au Pliocène "calcarénites de Gravina" (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971).

#### 1) Structure

La structure de ce massif est dominée par des failles normales de direction NW-SE à pendage essentiellement vers le NE (fig. 118). Ces failles affectent la série sédimentaire jusqu'à l'Eocène au moins.

Ce massif est également coupé par un accident composé de deux segments de direction E-W, la faille de Matinata (Funicciello et al., 1988) (fig. 118). Cette faille est matérialisée par des brèches et cataclasites sur plusieurs centaines de mètres de large. La nature de cette zone faillée est l'objet de controverses.

Selon Funicciello et al. (1981), il s'agit d'un décrochement dextre. Ce mouvement serait d'ailleurs responsable du décalage cartographique des faciès carbonatés du Malm (fig. 118).

Ortolani et Pagliuca (1988), s'appuyant sur une analyse "microtectonique" considèrent que cette zone broyée est bordée au Nord par une faille inverse et au Sud par une faille

normale. Ces failles, associées à des plis d'axes E-W, seraient l'expression en surface d'un chevauchement lié à une compression méridienne.

Funiciello et al. (1988), Winter et Tapponnier (1991) considèrent qu'un mouvement sénestre est seul compatible avec l'ouverture d'un bassin de type pull-apart, entre les deux segments décrochants. Une analyse structurale et "microtectonique" (Funiciello et al., 1988), met en évidence des jeux de failles qui confortent cette hypothèse. Ces auteurs considèrent qu'un mouvement dextre, antérieur au mouvement sénestre, a été possible, mais il n'est pas reconnu sur le terrain.

Par ailleurs, un mécanisme au foyer dans cette région (Gasparini et al, 1982) pourrait indiquer que la faille a actuellement un mouvement dextre (Gars, 1983; Ciaranfi et al., 1981). Les auteurs (Ortolani et Pagliuca, 1988; Funiciello et al., 1988; Winter et Tapponnier, 1991) signalent également quelques petites failles inverses et quelques plis mineurs qui pourraient correspondre à une compression dinarique ou apenninique. Selon Winter et Tapponnier (1991) la forme bombée du massif du Gargano pourrait d'ailleurs correspondre à un pli à grand rayon de courbure lié au raccourcissement apenninique.

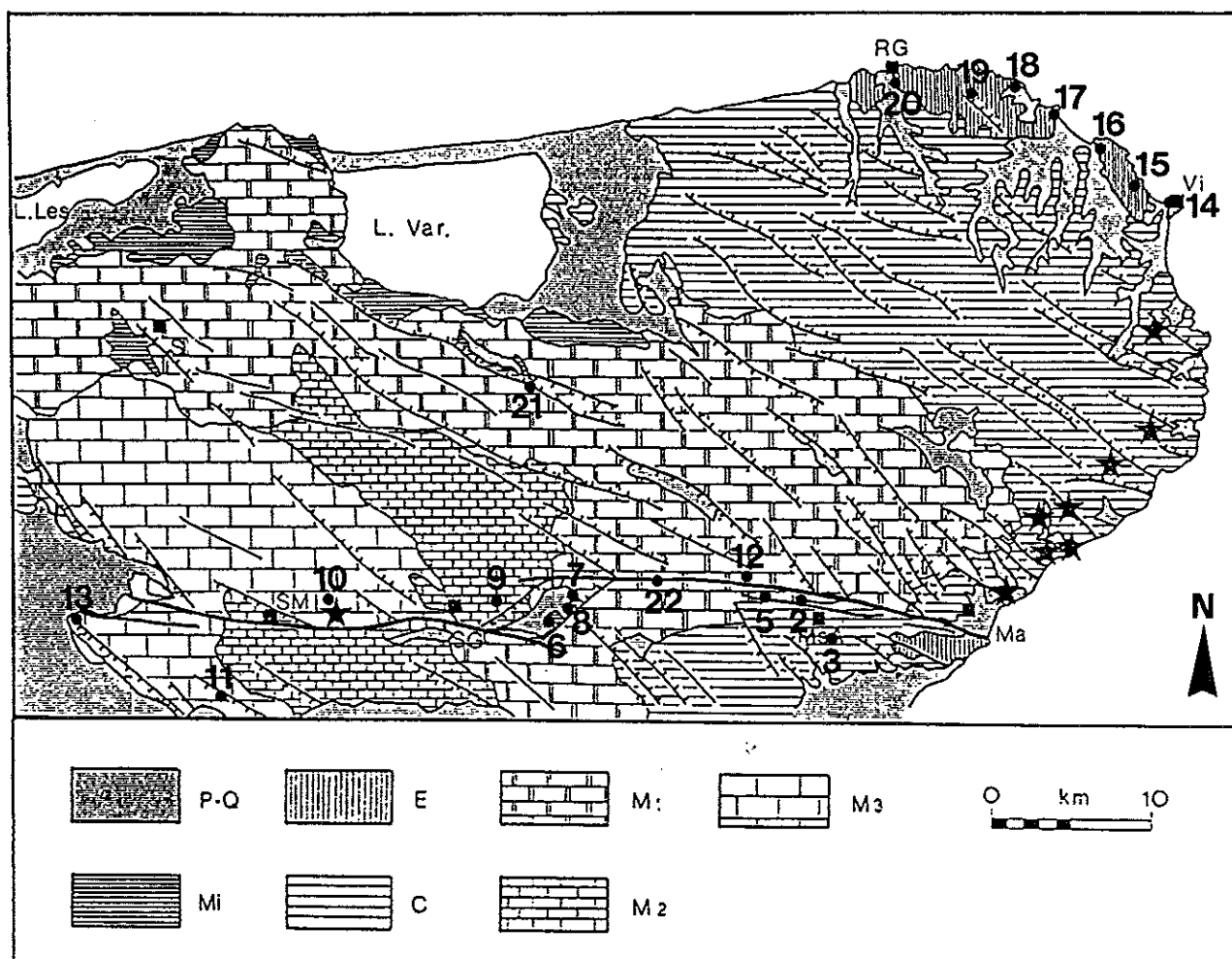


Fig. 118: Schéma structural du massif du Gargano (d'après Winter et Tapponnier, 1991) et localisation des sites de mesures avec leur numéro respectif. Ronds: ce travail. Etoiles: Winter et Tapponnier (1991). P-Q: Plio-Quaternaire; Mi: Miocène; E: Eocène; C: Crétacé; M1, M2 et M3: différents faciès du Malm; Ma: Matinata; Vi: Vieste.

## 2) Les calcaires éocènes.

Les calcaires éocènes qui affleurent sur la bordure nord-orientale du massif (fig. 118) sont parmi les formations les plus récentes dans lesquelles il a été possible de faire des mesures. Presque tous les sites ont montré l'association d'une compression NNE-SSW (fig. 119A) et d'une extension WNW-ESE (fig. 50). La compression est caractérisée par des décrochements, mais quelques petites failles inverses ont également été observées (sites IAVP15 et 14). Nous avons vu précédemment (chapitre IID) que l'association des deux états de contraintes extensifs et "décrochants", de même que leur chronologie relative (qui n'est pas toujours cohérente d'un site à l'autre bien que cohérente dans un même site), suggère l'existence d'un phénomène de permutation d'axes de contraintes. L'axe de contrainte  $\sigma_3$  serait resté de direction constante WNW-ESE, par contre, l'axe de contrainte de direction NNE-SSW aurait été soit  $\sigma_1$  soit  $\sigma_2$ .

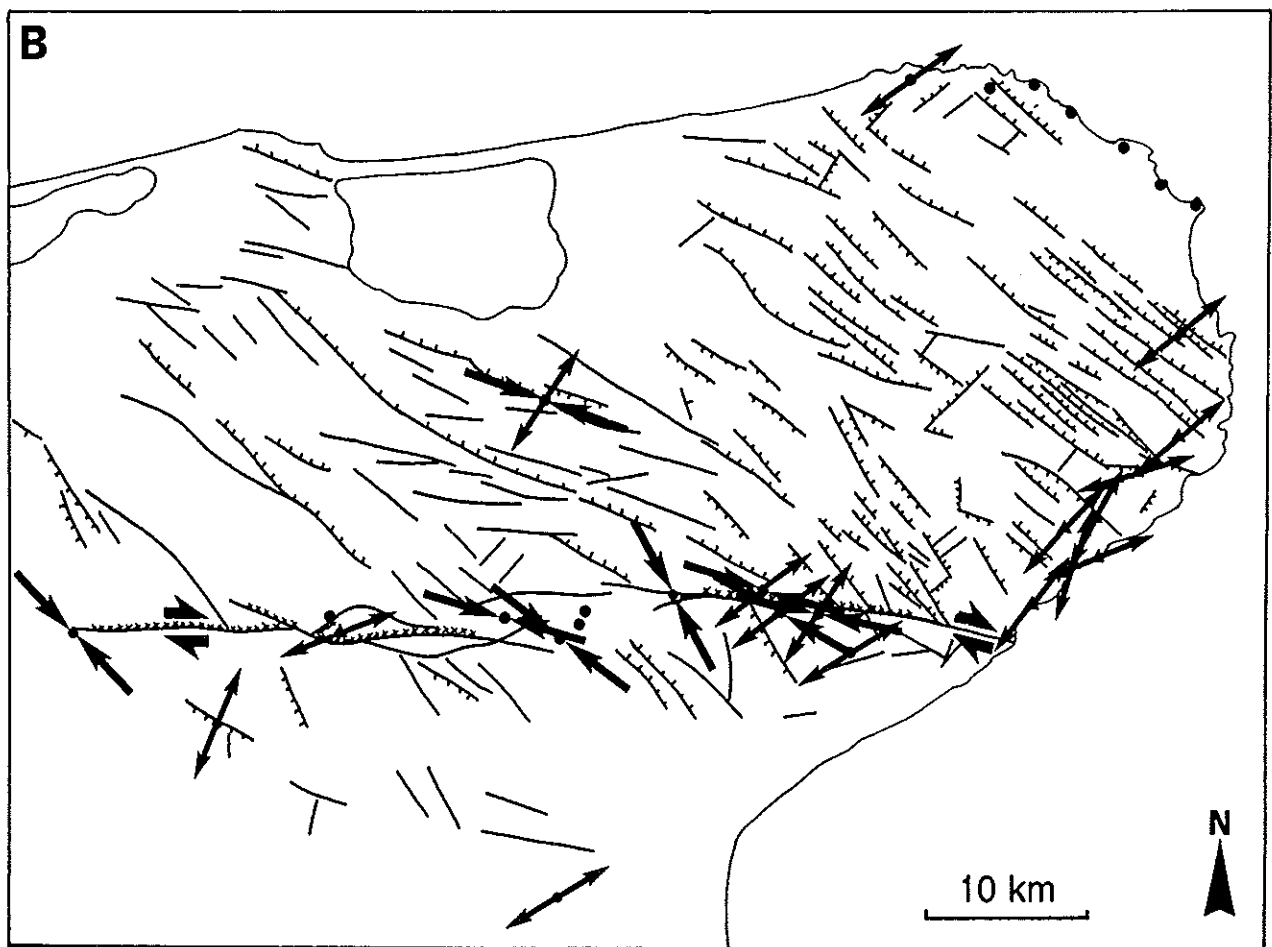
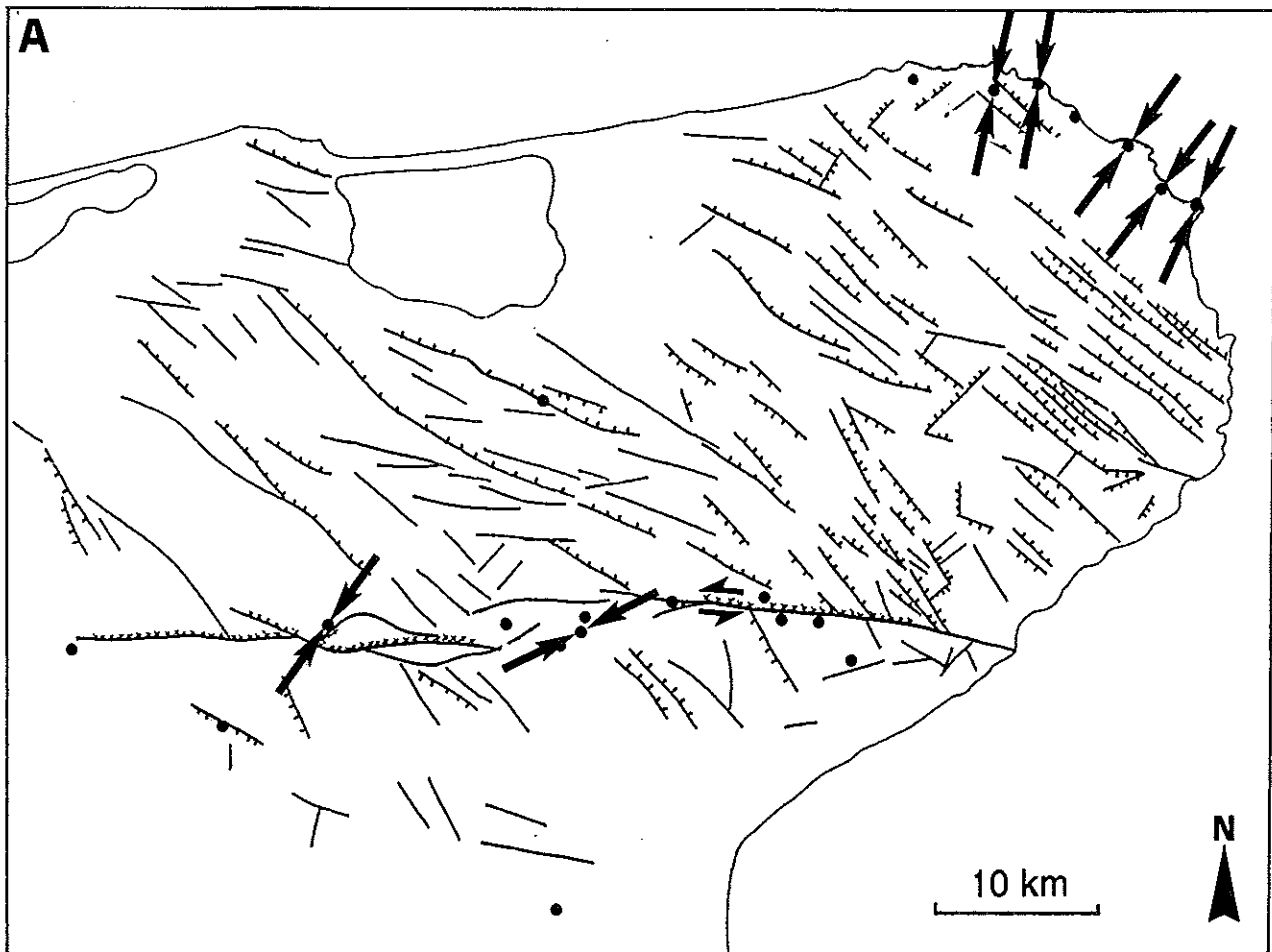
Les valeurs du rapport  $\Phi$  ne sont pas homogènes et ne permettent pas de comprendre les modalités de cette permutation. Néanmoins, on peut penser qu'une forte valeur de ce rapport a pu faciliter ce phénomène de permutation (Angelier et Bergerat, 1983). Par analogie avec des observations faites dans des terrains du Pléistocène, nous considérons ces états de contraintes liés par permutation comme contemporains à l'échelle des temps géologiques.

Les affleurements éocènes ont également montré l'existence d'une extension NE-SW. A la différence des états de contraintes discutés précédemment, cette extension est liée à l'activité des failles normales cartographiques d'orientation NW-SE (fig. 119B).

## 3) La faille de Matinata

Les deux segments de failles constituant la faille de Matinata sont caractérisés par la présence de brèches et cataclasites sur plusieurs centaines de mètres de large. L'érosion de ces roches broyées a produit une vallée rectiligne, parfois encaissée, qui suggère que l'accident soit sub-vertical. Des sites de mesures ont été réalisés au voisinage de l'accident, mais dans les calcaires peu déformés, afin d'éviter les blocs ayant pu subir une forte rotation tout en essayant de déterminer un état de contrainte lié au fonctionnement de cette faille (fig. 118, sites 2, 5, 6, 9, 12 et 13).

Tous ces sites montrent l'existence d'une compression N103 à N138 (fig. 119B). Gars (1983) avait signalé l'existence d'une telle compression (N126) dans le Sud de ce massif. Comme la compression de direction NNE-SSW déterminée dans les terrains éocènes, cette compression est caractérisée par des décrochements. Cependant on note l'existence de quelques failles inverses (site IAVP12 par exemple, voir annexe); dans la plupart des sites, le basculement des couches semble lié à cette compression. Les sites IAVP2 et IAVP12 montrent de plus l'existence d'une extension NE-SW (fig. 119B), clairement postérieure à la compression WNW-ESE. Les failles décrochantes mineures et les tenseurs de contraintes reconstitués indiquent que l'accident de Matinata est une faille dextre.



**Fig. 119:** Principaux états de contraintes déterminés dans le massif du Gargano.

**A:** Directions de compressions proches de NE-SW.

**B:** Directions d'extensions proches de NE-SW et de compressions proches de NW-SE. Sites marqués d'un point: ce travail; sites marqués d'un triangle: Winter et Tapponnier (1991).



Il a été possible de vérifier directement cette hypothèse en visitant les carrières qui exploitent les brèches (fig. 118, site IAVP22). Dans ces roches broyées, on observe de grands miroirs verticaux présentant tous des stries et cannelures horizontales. Tous les grands plans de direction E-W à NW-SE, striés par des cannelures, sont des décrochements dextres (critères de Riedel). On observe également des miroirs conjugués sénestres de direction N-S (voir annexe, site IAVP22). Ces deux familles de failles correspondent à une compression N156 comparable aux compressions déterminées au voisinage des cataclasites. La déviation de 30-40° par rapport à la compression régionale (N103 à N138) peut correspondre soit à une perturbation de contraintes, soit à une rotation horaire d'un bloc compatible avec le mouvement dextre de la faille.

Un plan de direction E-W a montré sur des cannelures dextres la présence de petites stries qui paraissent sénestres. D'autres failles sénestres de direction E-W ont été observées, mais il s'agit uniquement de petits plans striés et non de grands miroirs comme les décrochements dextres.

On en déduit que cette zone de cataclasites résulte de l'activité d'un décrochement dextre. Un rejeu sénestre, beaucoup moins marqué, a vraisemblablement succédé à ce mouvement dextre, comme l'indiquent quelques petits plans striés et l'existence d'un bassin "pull-apart" (Funicello et al., 1988; Winter et Tapponnier, 1991).

Nous avons essayé de contrôler cette hypothèse de bassin "pull-apart" en cherchant des failles dans les formations du Miocène moyen et les sédiments continentaux qui le remplissent.

Les calcarénites miocènes ont permis l'observation de décrochements correspondant à une compression N108 (site 6) et N65 (site 8) (fig. 118, 119A et 119B). La première est compatible avec un mouvement dextre de la faille de Matinata, la seconde avec un mouvement sénestre. Toutes deux sont post-Miocène moyen. La chronologie relative de ces compressions est suggérée par celle du site 21, où une compression N112 a été suivie par une compression approximativement WSW-ENE (fig. 120A).

Les sédiments qui comblent le bassin de S. Egidio, attribués au Quaternaire (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971), ont pu être observés dans les champs, car des blocs ont été arrachés lors des labourages. Les galets calcaires de ces conglomérats ont montré d'abondants stylolites parallèles à la stratification marquée par des lits de sable. Les dépôts du bassin de S. Egidio ont donc été soumis à une compression.

Les conglomérats de ce bassin passent latéralement à des terra-rossa contenant des blocs calcaires. Sur le bord d'un champ (site 7) ces terra-rossa ont été creusées et on y observe des blocs striés avec de nombreux stylolites horizontaux qui indiquent une compression; mais les surfaces striées correspondent à deux états de contraintes: une compression N-S et une extension NE-SW (voir annexe, site IAVP7). Sur une face d'un bloc, des stries décrochantes passent à des stries "dip-slip" normales montrant qu'il y a eu succession des états de contraintes compressif et extensif. Ces états de contraintes sont compatibles avec l'unique mécanisme au foyer déterminé dans cette région (Gasparini et al.,

1982) qui présente des quadrants NW-SE en compression et des quadrants NE-SW en distension.

Le bassin de S. Egidio est bordé au Sud par une faille qui prolonge le segment occidental de la faille de Matinata (fg. 118), mais qui, à la différence de cette dernière, n'est pas marqué par d'abondantes cataclasites. Il s'agit d'un accident dont le miroir est dégagé et montre des stries normales dextres. Ce mouvement est compatible avec l'extension calculée dans les sédiments quaternaires plus au Nord (voir annexe, site IAVP7).

Il s'avère donc qu'après un important mouvement dextre, décalant cartographiquement les faciès calcaires du Malm de près de 10 Km, un faible jeu sénestre a probablement créé un bassin de type "pull-apart". Néanmoins, les arguments dégagés en faveur de cette interprétation en "pull-apart" sont rares: existence d'une compression WSW-ENE dans le site 8 et chronologie relative du site 21 (fig. 120A). Un dernier mouvement, très récent, de la faille de Matinata pourrait être dextre ou normal dextre, comme semble l'indiquer un mécanisme au foyer et la déformation des terra-rossa quaternaires du site 7.

#### 4) Le reste du massif

Dans le reste du massif du Gargano, on met en évidence des états de contraintes similaires à ceux caractérisés dans les terrains éocènes et le long de la faille de Matinata. Les sites 3, 4, 11 et 21 (fig. 118 et Pl. 1) permettent de caractériser une extension NE-SW (fig. 119B). Celle-ci est clairement associée aux accidents cartographiques NW-SE dans ces sites 11 et 21. Une extension de direction semblable a été caractérisée par Winter et Tapponnier (1991) le long de la côte Adriatique (fig. 119B).

Dans les sites 2, 5, 12 et 21 (fig. 118), cette extension NE-SW est associée à une compression (avec décrochements) NW-SE, donc perpendiculaire (fig. 119B). Des chronologies relatives sont cohérentes dans un même site, mais sont opposées dans les sites 2 et 12 (fig. 120A). Comme pour les sites des terrains éocènes, l'association de deux états de contraintes perpendiculaires dans un même site ne semble pas fortuite: les chronologies relatives incohérentes suggèrent au contraire que ces états de contraintes sont liés par permutation d'axes  $\sigma_2/\sigma_1$  et sont sub-contemporains.

Winter et Tapponnier (1991) mettent également en évidence une extension de direction NW-SE plus récente que l'extension NE-SW. Cette extension pourrait, soit être corrélée à celle mise en évidence dans les terrains éocènes, soit représenter une permutation des contraintes de l'extension NE-SW suivant un mécanisme déjà illustré en Grèce (Angelier, 1979b).

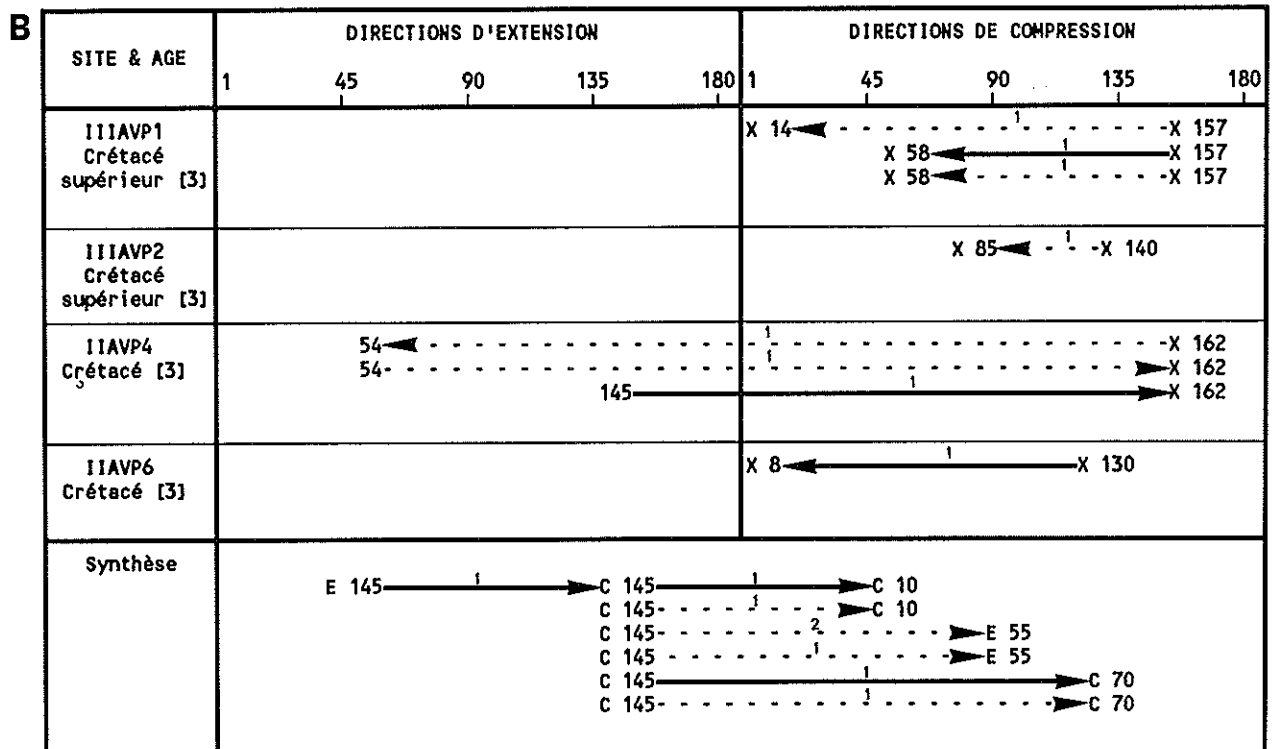
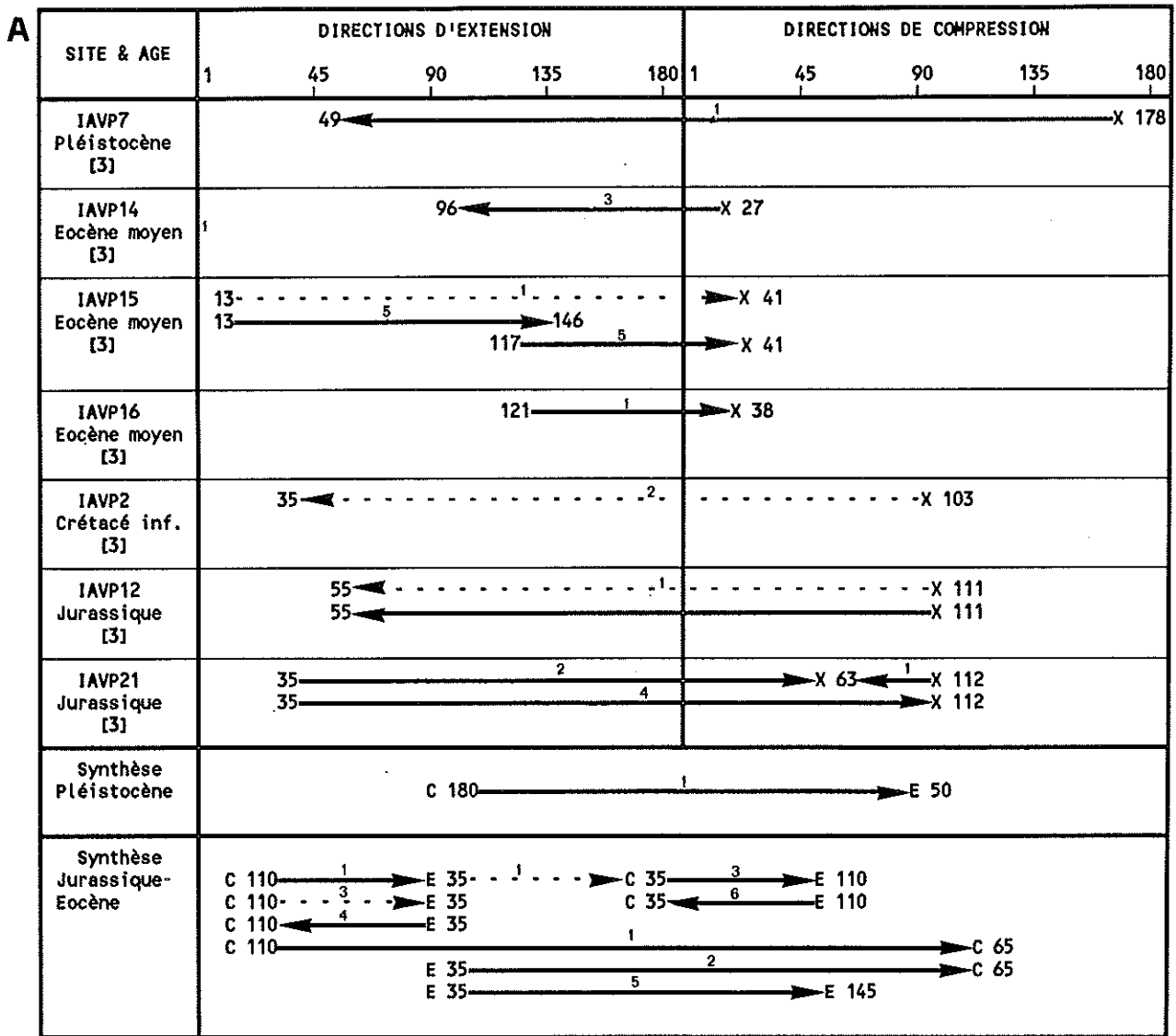


Fig. 120: Tableaux de chronologies relatives des états de contraintes reconstitués dans les sites de l'avant-pays. Même légende que fig. 58.

A: Gargano.  
B: Murges.

## 5) Datation des événements

La structure du Gargano est dominée par de grandes failles normales orientées NW-SE. Ces failles sont parallèles aux limites de faciès des carbonates du Jurassique supérieur. De plus, elles ont un pendage dominant vers le Nord-Est (Winter et Tapponnier, 1991) et les variations de faciès des carbonates du Malm correspondent à des transitions vers des paléo-environnements profonds au Nord-Est.

Les affleurements du Gargano appartiennent à la marge du bassin Est-Gargano, qui a commencé à se former au Jurassique supérieur (D'Argenio, 1974; Ippolito et al., 1975). Les failles normales NW-SE sont vraisemblablement liées à la formation de cette marge, les variations de faciès témoignant de leur activité au Jurassique supérieur. En outre, Winter et Tapponnier (1991) ont précisé que ces failles étaient actives durant le Crétacé, pendant que se mettaient en place des brèches et des slumps qui indiquent une pente sédimentaire vers le Nord-Est. Ces failles, ainsi que la distension NE-SW qui les caractérise, ont donc probablement été actives au Jurassique supérieur et au Crétacé. Les calcaires du Paléocène-Eocène, discordants sur les carbonates du Crétacé sont aussi affectés par cette distension, montrant qu'elle a également été active au Tertiaire.

La faille de Matinata affecte de façon claire tous les terrains mésozoïques du Gargano (fig. 118). En particulier, elle décale en sens dextre, de près de 10 kilomètres, les différents faciès calcaires du Jurassique supérieur. En bordure du bassin de S. Egidio, les terrains du Miocène moyen sont affectés par une compression de même direction WNW-ESE que celle qui est à l'origine du mouvement dextre de cette faille. Il est donc probable que cette faille ait eu un jeu dextre contemporain de la compression WNW-ESE, pendant ou après le Miocène moyen.

Cette faille se prolonge dans la Mer Adriatique avec l'accident de Gondola (De Dominicis et Mazoldi, 1987) (fig. 121). Ce dernier, qui montre un rejet vertical de près de 500 mètres, aurait décalé en sens dextre de 15 kilomètres l'accident de Granza. La carte des faciès sédimentaires de la région adriatique (fig. 121), d'après profils sismiques et forages, montre que cet accident était déjà individualisé au Jurassique moyen et séparait alors des milieux de sédimentation différents. Cette faille aurait d'abord été caractérisée par la mise en place de diapirs, avant d'être impliquée dans des mouvements décrochants dextres liés à l'orogène apenninique, au Tertiaire (De Dominicis et Mazoldi, 1987).

Il se peut toutefois que les premiers mouvements de l'accident Matinata-Gondola (à partir du Jurassique moyen), soient décrochant. Cette faille jouerait alors le rôle d'une faille de transfert pendant l'extension NE-SW du Jurassique supérieur-Crétacé. Cette hypothèse découle de plusieurs remarques. D'abord, l'observation directe de l'accident Matinata-Gondola dans quatre carrières (fig. 118, site 22) n'a permis de mettre en évidence que des mouvements décrochants. Ensuite, toutes les failles cartographiques qui structurent le Gargano (failles normales NW-SE, failles dextres E-W) sont compatibles avec un étirement NE-SW. Enfin, comme nous l'avons vu précédemment, les trois principaux états de contraintes enregistrés dans les roches mésozoïques (extension NE-SW, régime décrochant en

compression NW-SE, extension NE-SW) sont probablement liés par permutation d'axes  $\sigma_1/\sigma_2$ .

Les failles normales d'orientation NW-SE, le décrochement dextre de Matinata-Gondola, tout comme la distension NE-SW et le régime décrochant en compression NW-SE, pourraient dater du Jurassique supérieur-Crétacé, avec des réminiscences possibles après l'Eocène (site 20) ou le Miocène (site 6) (fig. 118).

A la différence des terrains mésozoïques, les terrains du Tertiaire (notamment éocènes), sont dominés par des compressions NNE-SSW et par des extensions perpendiculaires (ENE-WSW) (fig. 50) suggérant qu'une compression NNE-SSW post-éocène est postérieure à la compression NW-SE.

Le mouvement sénestre de l'accident de Matinata, qui a suivi son mouvement dextre, est contemporain du remplissage d'un bassin "pull-apart" attribué au Pléistocène (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971). Dans l'avant-fosse, la faille de Chiuti, de direction E-W, grossièrement alignée avec la faille de Matinata, a joué au Pliocène supérieur-Pléistocène (Casnedi et al., 1982). Dans l'Adriatique, une activité diapirique est mise en évidence (De Dominicis et Mazzoldi, 1987) jusqu'au Pliocène supérieur, le long de la faille de Gondola et jusqu'au début du Quaternaire le long de la faille Joly-Imago (fig. 121). La faille de Matinata, comme ces accidents, a donc pu jouer de façon sénestre au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur, en réponse à une compression NE-SW. Cette compression a bien été caractérisée dans les terrains du Calabrien de l'avant-fosse (fig. 117).

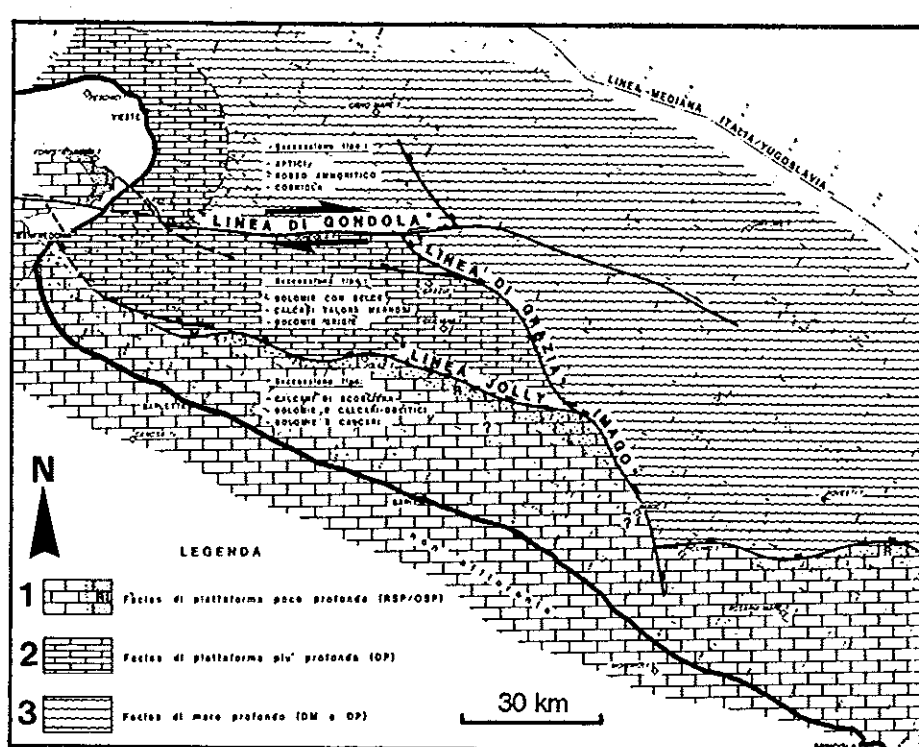


Fig. 121: Carte de la répartition des faciès du Dogger-Malm dans la mer Adriatique (d'après De Dominicis et Mazzoldi, 1987).

1: faciès de plate-forme peu profonde. 2: faciès de plate-forme plus profonde. 3: faciès de mer profonde.

## B2. Les Murges

A la différence du Gargano, les Murges constituent un ensemble tabulaire où affleurent essentiellement des calcaires crétacés et localement des calcarénites attribuées au Pliocène supérieur-Quaternaire (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971). Les cartes géologiques signalent de nombreux axes de plis: ils correspondent à des ondulations de couches interprétées comme un plissement à grand rayon de courbure, attribué à une phase tectonique crétacée (Richetti, 1980).

Pratiquement aucune faille normale n'est cartographiée au coeur du plateau des Murges; toutefois, sa limite sud-occidentale correspondrait à un escarpement de faille normale de direction NE-SW (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971; Richetti, 1980).

La bordure méridionale de ce plateau, comme la péninsule salentine, sont au contraire caractérisées par de nombreuses failles normales NNW-SSE qui constituent des fossés remplis de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de calcarénites attribuées au Pléistocène inférieur (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971; Richetti, 1970; Ciaranfi et al. 1971). Ces failles normales seraient contemporaines du remplissage par les calcarénites. La distension estimée à NNW-SSE aurait été suivie par une compression, comme l'indique un rejeu décrochant d'une faille normale (Gars, 1983).

Nous avons pu observer une faille normale qui borde au Sud l'affleurement crétacé de Matera (Pl. 1, site IIIAVP4). Cette faille semble également compatible avec une extension NNW-SSE (voir annexe: site IIIAVP4), elle affecte la série des calcarénites mais ne semble pas affecter les argiles de l'avant-fosse.

Plus au Nord (site IIIAVP1) il a été possible de caractériser dans les calcarénites, une compression N14 (fig. 122) qui pourrait avoir provoqué le rejeu décrochant décrit par Gars (1983).

Toujours dans ces calcarénites attribuées au Pléistocène inférieur, une compression N130 est caractérisée par Auroux (1984) (fig. 17).

Remarquons que dans la chaîne, à proximité de ces terrains, c'est une compression N70 que nous avons abondamment caractérisée dans les terrains datés de façon certaine du Pléistocène inférieur (zone NN19, C. Müller) (fig. 82). Cette direction de compression reste similaire près du front de l'allochtone (sites IIIUB11 et IIIUB6, Pl. 1 et annexe) elle est en outre présente dans les sédiments de l'avant-fosse (fig. 117).

Le contraste est frappant entre les terrains de la chaîne bien datés du Pléistocène inférieur, affectés par une compression unique (N70), et les terrains de l'avant-pays attribués au Pléistocène inférieur, affectés par trois directions de contraintes (extension NNW-SSE, compression N20 et compression N130).

En fait, les calcarénites de l'avant-pays pourraient ne pas toujours être du Pléistocène inférieur; leur datation repose en effet sur l'hypothèse de passages latéraux avec les argiles du Pléistocène de l'avant-fosse qui les recouvrent (Servizio geologico d'Italia, 1963-1971; Nebois, 1974). Ces datations indirectes sont bien moins fiables que celles des sédiments

argileux de la chaîne et de l'avant-fosse que nous avons contrôlées avec C. Müller. On remarquera de plus que des calcarénites de même faciès sont attribuées au Miocène dans le massif du Gargano, et que dans le site IIAVP3 (Pl. 1 1) un niveau argileux (remanié ?) a pu être daté du Miocène (C. Müller). Près des affleurements des Murges, les calcarénites rencontrées dans les forages de l'avant-fosse sont datées du Miocène moyen et du Pliocène moyen (Balduzzi et al., 1982b). L'âge des calcarénites paraît donc mal établi. On soupçonne donc que les contradictions entre les synthèses d'Auroux (1984) et de Gars (1983) sur la tectonique pléistocène de l'avant-pays proviennent des incertitudes dans les datations stratigraphiques.

Les séries mésozoïques des Murges, comme celles du massif du Gargano, ont montré l'existence de directions d'extension NNE-SSW à NE-SW (sites IIAVP4, IIAVP6, IIAVP8, IIAVP10, IIIAV8) localement NW-SE (sites IIAVP8 et IIAVP10) (voir annexe). On retrouve également des directions de compression NW-SE et NE-SW (fig. 123 et 122). Les directions NW-SE (fig. 123) sont les plus fréquentes (huit sites sur neuf). Comme dans le Gargano, elle sont caractérisées par des décrochements, parfois aussi par des failles inverses (voir annexe: sites IIAVP4, IIAVP7 et IIIAVP8). On remarque néanmoins une différence dans l'orientation de cette compression. Dans le Gargano, elle varie de N103 à N138 (à l'exception du site dans les cataclasites: IAVP22), tandis que dans les Murges elle varie de N130 à N162 (fig. 123 et 124). Il y a donc une rotation de la direction de compression de vingt cinq degrés entre le Gargano et les Murges. Noter que cette variation n'est pas progressive, puisque les directions proches de N150 des Murges sont présentes jusque dans la partie septentrionale de cette région.

D'autres directions de compression, proches de NE-SW, ont été déterminées dans cette région; elles sont moins bien représentées que les directions NW-SE. Des observations de chronologies relatives (fig. 120B) permettent de situer ces compressions après la compression N150.

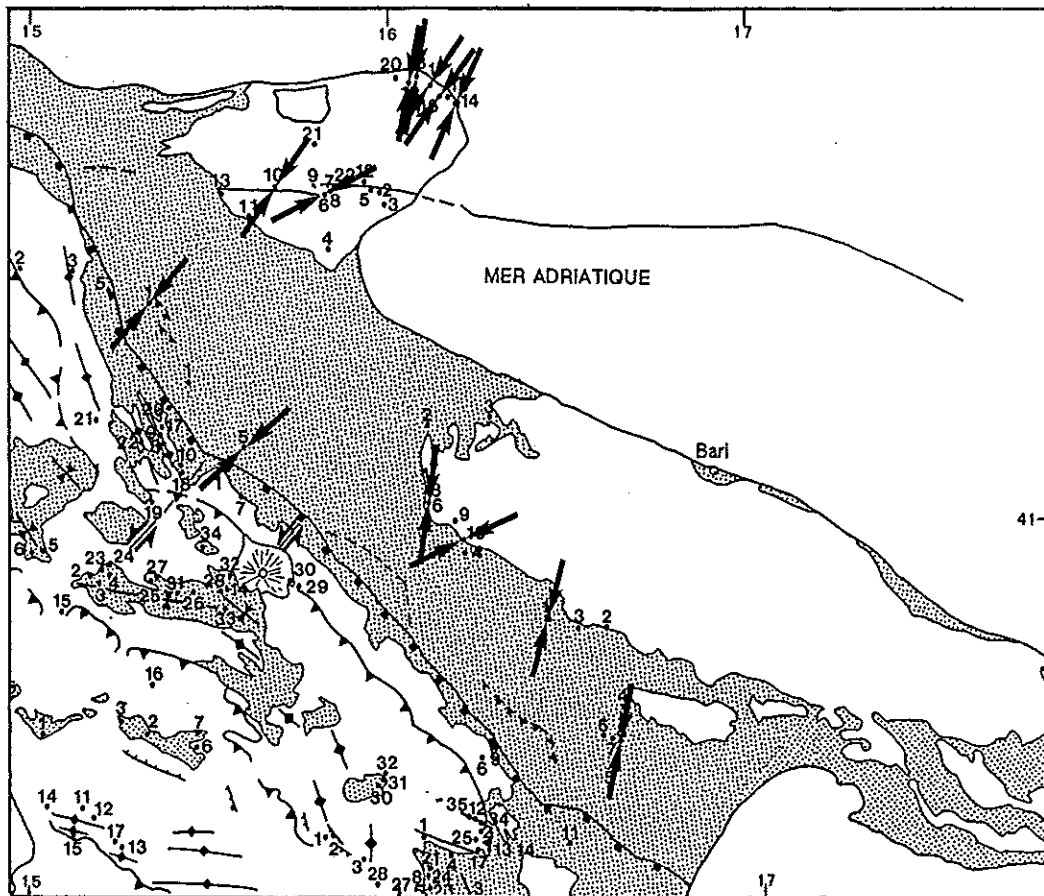


Fig. 122: Directions de compressions proches de NE-SW dans les carbonates de l'avant-pays et dans l'avant-fosse.

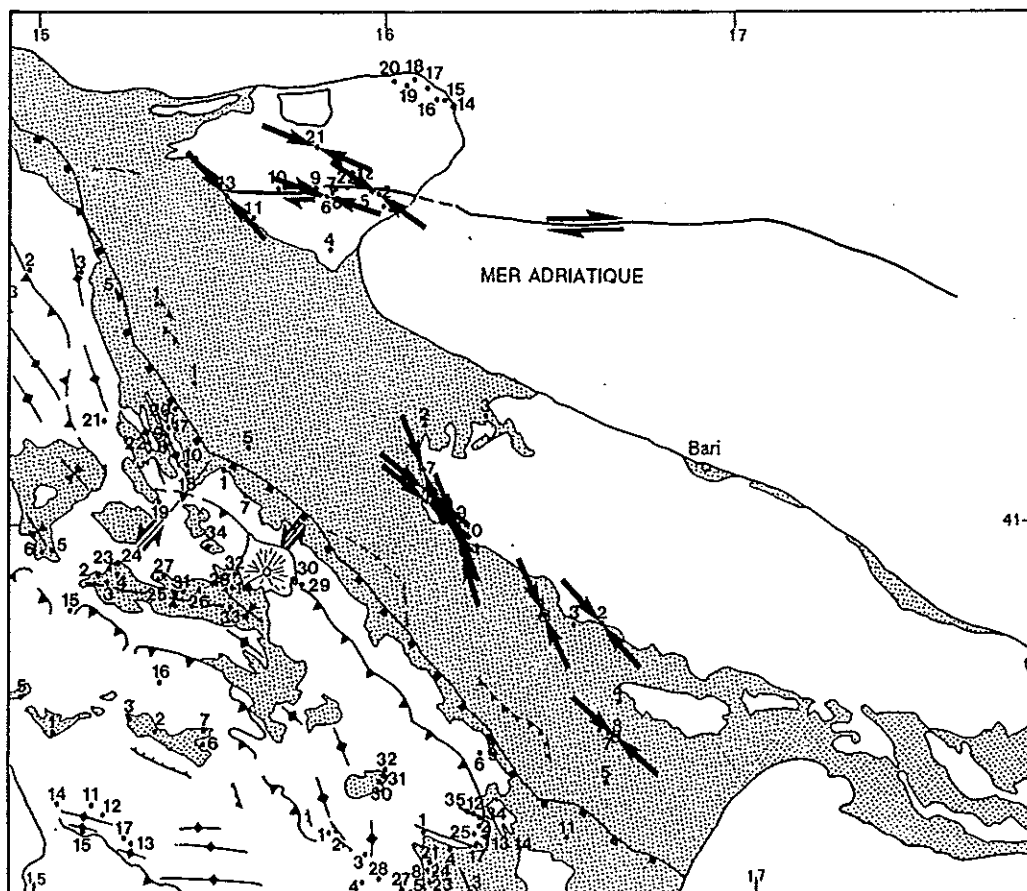


Fig. 123: Directions de compressions proches de NW-SE dans les carbonates de l'avant-pays.



## C. Synthèse: les états de contraintes de la zone d'avant-pays

### 1) Les extensions

Les directions d'extension mises en évidence dans l'avant-pays et l'avant-fosse et représentées sur histogramme sont très variées, même dans les terrains du Tertiaire (fig. 125B). On constate néanmoins que deux directions sont davantage représentées dans les terrains du Tertiaire (fig. 125A). D'abord, une direction N90 présente essentiellement dans les terrains pléistocènes, et qui pourrait être liée à la flexuration de la plaque Apulienne dans le bassin de Lucanie (fig. 117). Ensuite, une direction N120 qui est liée à une permutation de contraintes de la compression NNE-SSW déterminée dans les terrains éocènes du Gargano (fig. 50).

L'histogramme des directions d'extension des terrains mésozoïques (fig. 125B) montre la prédominance relative de l'extension N55 dans ces terrains. Cette extension semble synsédimentaire des terrains du Crétacé (Winter et Tapponnier, 1991) et du Jurassique supérieur. Elle est donc antérieure, pour l'essentiel ou totalement, à la tectonique tertiaire.

### 2) Les compressions

Les directions de compression sont également variées, mais montrent deux dominantes (fig. 125D et 125C): N100-N170 et N10-N40. La forte dispersion du pouce 100-170 provient de la différence de direction de la compression NW-SE dans le Gargano (N103 à N138) et dans les Murges (N130 à N162) (fig. 123 et 124). Cette variation géographique pourrait être liée, soit à une rotation des contraintes près de l'accident décrochant de Matinata, soit à une rotation des terrains ayant enregistré cette compression.

L'histogramme des directions de compression déterminées dans les terrains tertiaires montre l'importance relative de la compression NNE-SSW (fig. 125C). Par contre, l'histogramme des directions déterminées dans les terrains mésozoïques met en évidence l'importance relative des directions NW-SE (N100 à N170) (fig. 125D). Ces dominances dans des terrains d'âges différents suggèrent que les compressions NW-SE soient plus anciennes que celles NNE-SSW. Les chronologies relatives confirment cette impression, car elles situent les compressions NNE-SSW à ENE-WSW après celles NW-SE (fig. 120, sites: IAVP21, IIIAVP1, IIIAVP2, IIAVP6).

Pour des raisons stratigraphiques, il est difficile de dater précisément ces compressions. Elles ont toutes été retrouvées dans les calcarénites discordantes sur les formations mésozoïques, mais qui sont difficilement datables. L'attribution de ces dernières au Pléistocène inférieur a conduit à des interprétations contradictoires: extension NNW-SSE Pléistocène inférieur suivie d'une compression NNE-SSW d'après Gars (1983); compression NW-SE post-calabrienne d'après Auroux (1984). Dans la chaîne, les terrains pléistocènes sont affectés par une compression généralisée WSW-ENE.

Nous avons supposé que la compression NW-SE du Gargano se soit manifestée essentiellement pendant la période du Jurassique-Crétacé en même temps que la distension NE-SW, ou tout au moins avant le dépôt des terrains du Paléocène-Eocène qui ne sont pas affectés. Les chronologies de stries, de même que l'abondance relative de cette direction dans les terrains du Mésozoïque des Murges et du Gargano (fig. 125D), sont en faveur de cette hypothèse.

La compression NNE-SSW (fig. 122) est de façon certaine postérieure à l'Eocène, puisqu'elle affecte les terrains de cet âge. Comme elle est postérieure à la compression NW-SE qui affecte les calcarénites du Gargano (fig. 120) il se peut qu'elle soit postérieure également au Miocène moyen.

Une compression de direction NE-SW à WSW-ENE, affecte les sédiments du Pliocène-Pléistocène inférieur de l'avant-fosse (fig. 122). De plus elle correspond dans l'avant-fosse au dernier stade de la mise en place des unités apenniniques au Pléistocène inférieur. Elle semble également responsable du rejeu sénestre de la faille de Matinata et date du Pliocène-Pléistocène inférieur.

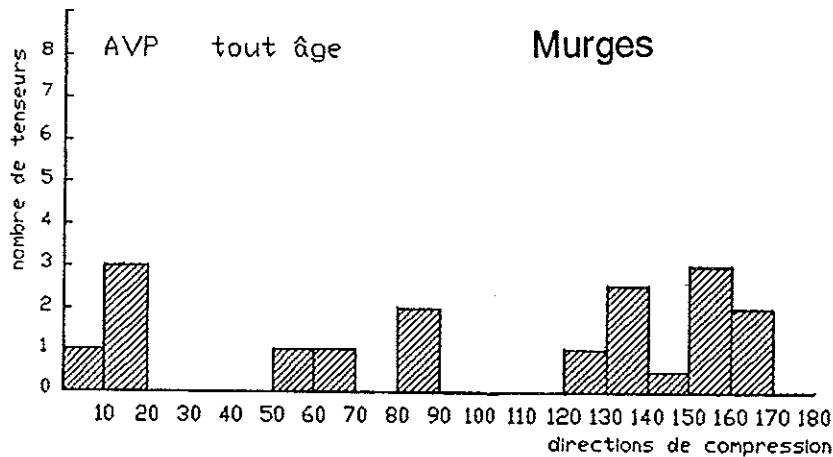
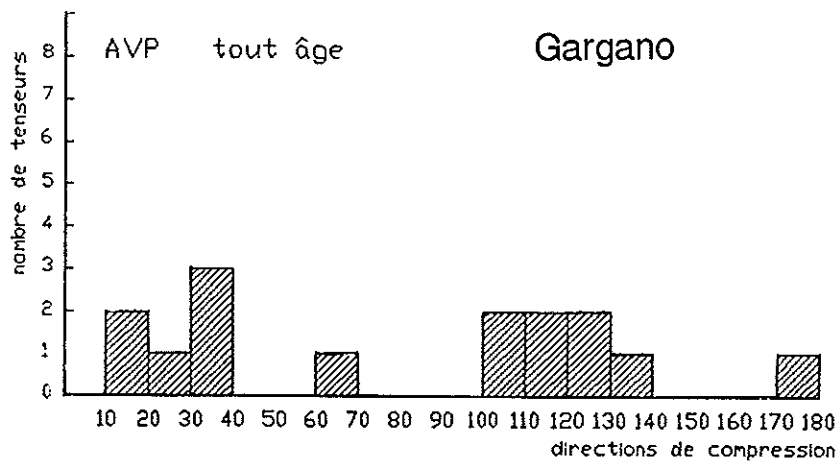


Fig. 124: Histogrammes des directions de compression, dans le massif du Gargano (à l'exception du site IPFW22 où une rotation locale est suspectée) et dans les Murges, tous les âges de terrains (32 tenseurs). Azimuts en degrés.

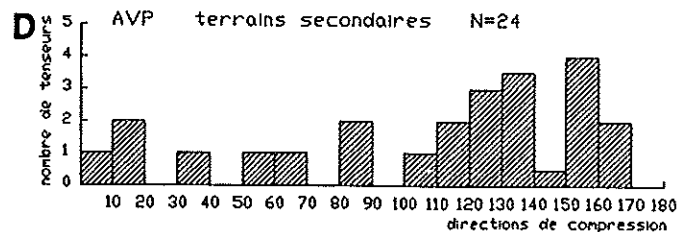
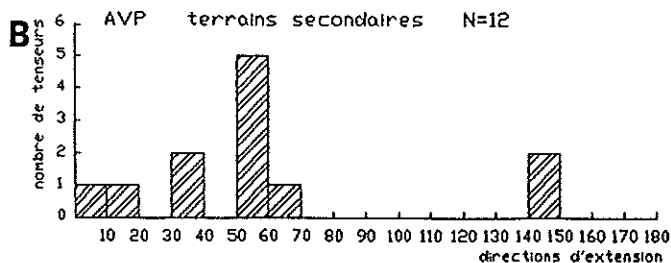
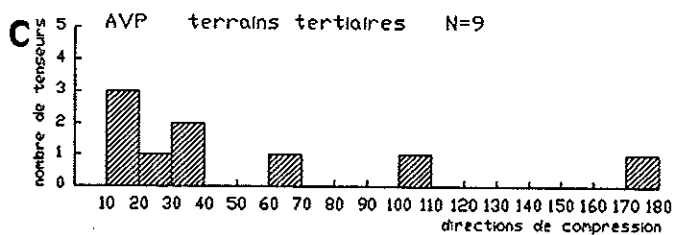
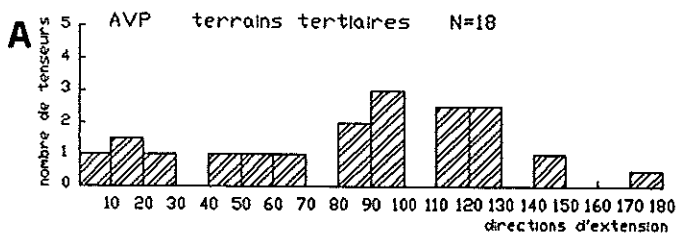


Fig. 125: Histogrammes des directions d'extension et de compression de l'avant-pays, par tranches d'âge. Extension: hachures espacées. Compression: hachures serrées. Azimuts en degrés.

- A: Directions d'extension des terrains d'âge tertiaire.
- B: Directions d'extension des terrains d'âge secondaire.
- C: Directions de compression des terrains d'âge tertiaire.
- D: Directions de compression des terrains d'âge secondaire.



# Chapitre VI: Synthèse et interprétation

## A. Comparaison entre tectonique récente et tectonique active.

Dans les différents secteurs étudiés nous avons déterminé des états de contraintes d'âge Quaternaire. On peut se demander dans quelle mesure ces paléo-contraintes quaternaires reflètent la tectonique active.

Les mécanismes au foyer des séismes crustaux de l'Italie (fig. 126), montrent l'existence de mouvements chevauchants, décrochants et normaux, parfois à quelques dizaines de kilomètres l'un de l'autre (Cagnetti et al., 1978; Gasparini et al., 1982). Toutefois, les grands événements sismiques crustaux de la péninsule italienne sont généralement associés à des failles normales, alors que les mouvements décrochants ne sont liés qu'à des séismes petits ou modérés ( $M < 6$ ) (Gasparini et al., 1985).

Les mécanismes au foyer n'étant pas assez nombreux dans l'Apennin méridional pour calculer les tenseurs de contraintes, on effectuera seulement une comparaison entre des mécanismes et les états de contraintes récents déterminés dans ce travail. A des fins comparatives, quelques sites de mesures de plans striés ont été réalisés dans les formations plio-quaternaires de Calabre et de Sicile.

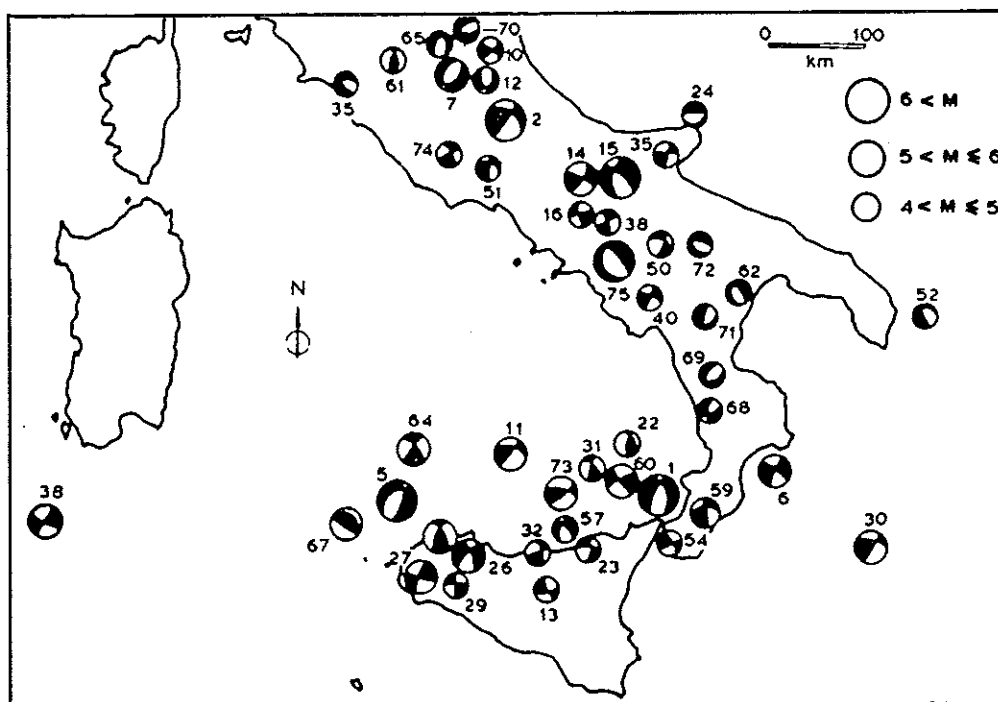


Fig.126: Mécanisme au foyer de séismes crustaux dans la péninsule italienne, diagrammes de Wulf hémisphère inférieur (d'après Gasparini et al., 1985).

## 1) Les états de contraintes récents et actuels de l'Apennin méridional

Pendant le Quaternaire, l'évolution de l'Apennin méridional paraît très différente de son évolution antérieure, tant sur le plan de la géomorphologie que sur ceux de la tectonique et de l'activité volcanique.

L'Apennin méridional aurait commencé à se soulever à partir du Tortonien-Pliocène inférieur, mais ce n'est qu'à partir du Pléistocène moyen que ce soulèvement est vraiment important (les surfaces d'aplanissement du Pliocène se trouvent actuellement sur les sommets orographiques) (Ogniben, 1969; Ciaranfi et al., 1981; Brandaccio et Cinque, 1988). Ce soulèvement est important dans la chaîne, avec des valeurs maximales de plus de 1000 mètres (Ciaranfi et al., 1981). Il s'atténue dans l'avant-fosse (environ 500 mètres) et davantage encore jusqu'à l'avant-pays apulien (avec des valeurs minimales de 30-60 mètres: Ricchetti, 1967; Bousquet, 1973; Ciaranfi et al., 1981). Ce soulèvement est encore actif comme le montre par exemple la plaine du Sélé (fig. 67), qui après avoir subi une subsidence tectonique au Pléistocène inférieur, s'est ensuite soulevée (17 mètres de soulèvement pour les derniers 120000 ans) (Brandaccio et Cinque, 1988).

Ce soulèvement a été accompagné par une tectonique distensive avec la formation de nombreux fossés à sédiments lacustres d'âge pléistocène moyen (fig. 127: Val de Diano, Mercure, Haut Val d'Agri) (Ogniben, 1969; Ciaranfi et al., 1981; Pescatore et Slaczka, 1984).

Sur le versant Tyrrhénien de la chaîne, le volcanisme alcalin, qui avait commencé au Pléistocène inférieur dans le Nord de la Plaine de Campanie (Nord de Naples), se développe et s'intensifie au Pléistocène moyen (Brandaccio et Cinque, 1988).

Nous avons pu établir qu'une dernière compression de direction globalement WSW-ENE a affecté les sédiments du Pléistocène inférieur des zones IPFW, IIPFW, IIUB, IIIUB et IIAMP (fig. 128). Cette compression WSW-ENE est synsédimentaire dans le bassin de Sant'Arcangelo; ce bassin, rempli pendant le Pléistocène inférieur-Villafranchien, a subi une déformation importante et rapide pendant la même période, c'est-à-dire avant le soulèvement majeur de la chaîne (dépôts du Pléistocène à 900 mètres d'altitude). Aucun indice ne permet de supposer que cette compression ait continué après ce remplissage. Au contraire, les terrasses marines post-calabriennes de cette région sont horizontales (fig. 85) et affectées par des failles normales qui dénotent un régime extensif récent (Bousquet, 1973).

Dans l'avant-fosse, les mouvements tangentiels du Pléistocène sont généralement scellés par des sédiments du Pléistocène inférieur, antérieurs au soulèvement de la chaîne (fig. 92 et 113). Près de l'avant-fosse, c'est dans les roches du volcan Vulture (édifié entre 740.000 et 590.000 ans: La Volpe et Principe, 1989) qu'a pu être mis en évidence la compression bien datée la plus récente (fig. 100B).

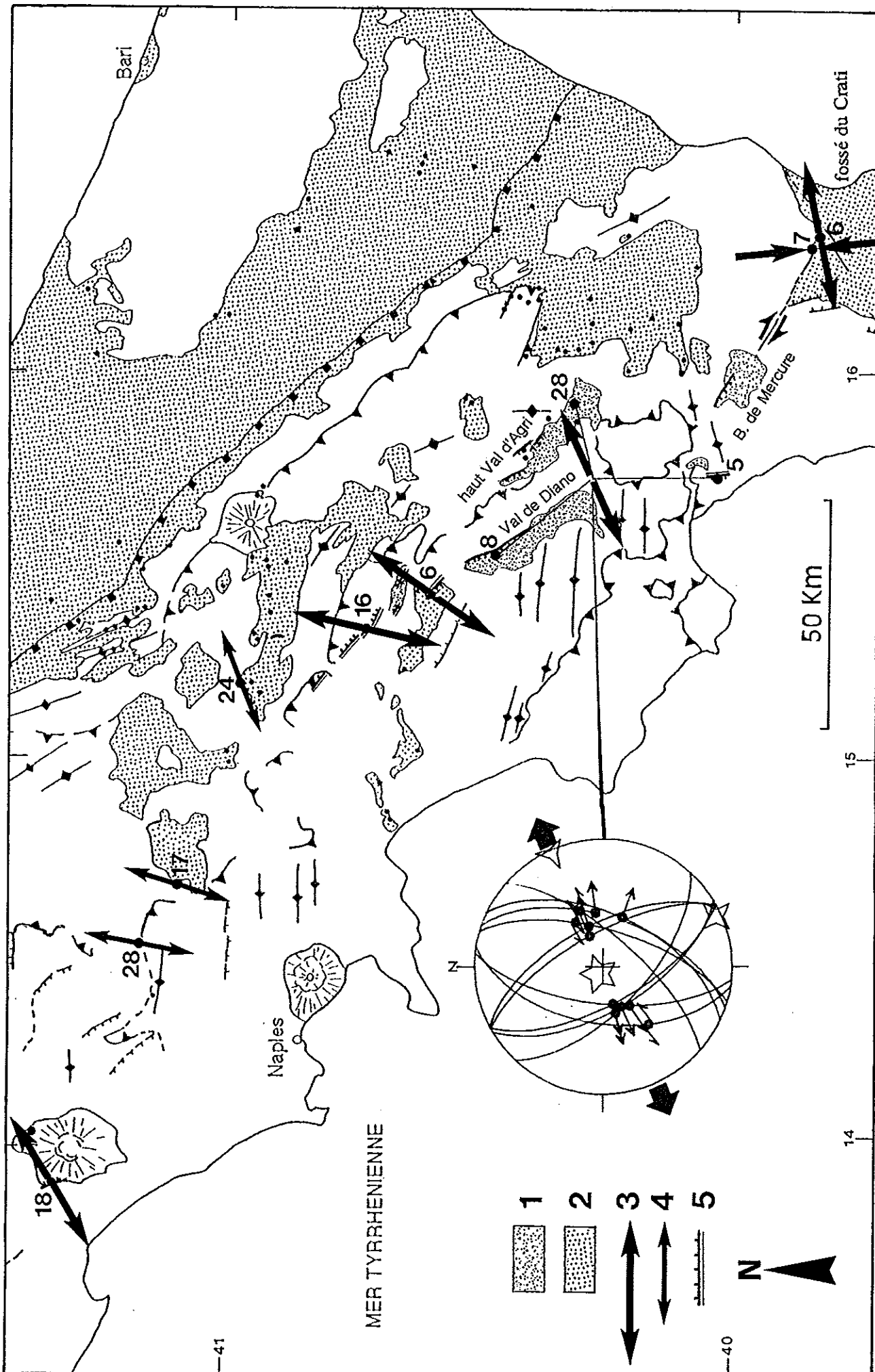


Fig. 127: Les états de contraintes récents et actuels de l'Apennin méridional.

1: principaux fossés lacustres du Pléistocène-moyen à Holocène. 2: bassins du Pliocène-Pléistocène inférieur et avant-fosse (série du Pléistocène moyen-Holocène non distinguée pour le fossé du Crati). 3: Direction de contrainte (extension) calculée à partir de mesures de plans striés des séries post-Pléistocène inférieur ou de failles estimées récentes d'après leur morphologie. 4: Direction d'extension post-compression WSW-ENE (d'après les chronologies relatives). 5: failles récentes d'après leur morphologie, faille de Maratea (site IIPFW5), faille d'Auletta (site IIPFW6), faille active de l'Irpinia (site IIPFW16).

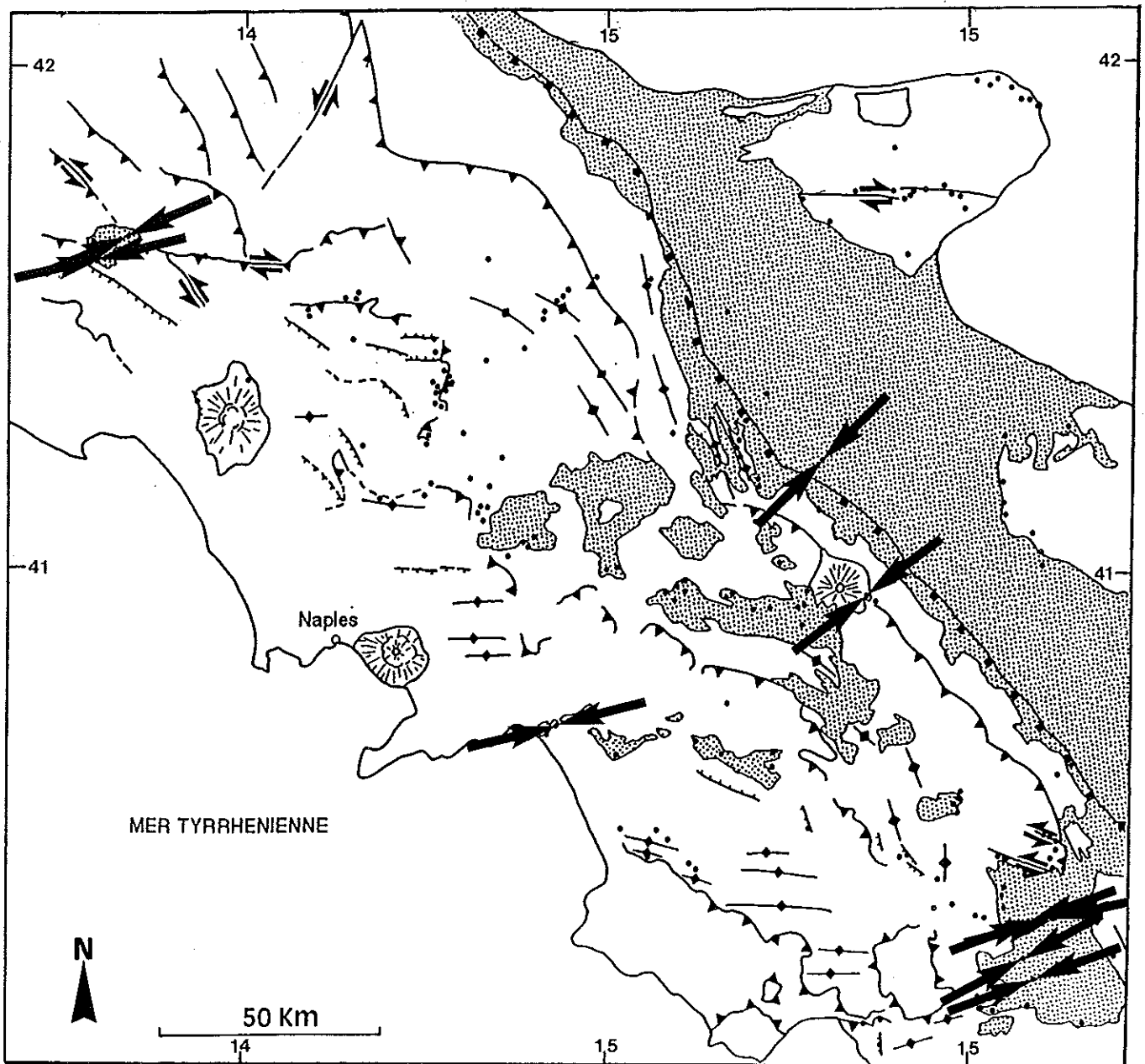


Fig. 128: Directions de compression dans les terrains d'âge pléistocène de l'Apennin méridional.

Les grandes déformations compressives du front de la chaîne, contemporaines de la compression WSW-ENE, ont cessé (ou diminué) entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen, avant le soulèvement de cette région. Actuellement, aucun mécanisme au foyer ne met en évidence de compression sur le front de la chaîne. Par contre le mécanisme 62 (fig. 126) situé dans l'avant-pays, dans une région où les compressions les plus récentes sont mises en évidence, est de type distensif. Il pourrait correspondre à une extension NE-SW, tout comme les failles normales (sans stries) observées dans les sables calabriens du site voisin IIIAVP5 (voir annexe).



Les chronologies relatives montrent que la compression du Pléistocène inférieur (fig. 128) a été suivie par de l'extension (fig. 127) : extension N15 dans la zone IUB et IPFW (fig. 64, sites IUB17 et IPFW28), extension N70 dans la zone IIUB (fig. 102, site IIUB24). Sur le versant Tyrrhénien de la chaîne, une extension quaternaire NE-SW, qui affecte les roches du volcan Roccamonfina de moins de 600.000 ans (Ballini et al., 1989), est probablement postérieure à cette compression (fig. 127 et fig. 66, site IPFW18).

Toujours sur la bordure Tyrrhénienne, dans le Sud du secteur étudié, la faille de Maratea (fig. 127, site IIPFW5) est vraisemblablement une faille récente. Le miroir de faille est visible de façon continue sur près de 2 km au pied d'un massif de calcaires et dolomies (voir annexe 2). Son jeu récent est démontré par le décalage du tablier de brèches de pente qui tapisse le versant du massif. Des lambeaux de ce tablier de brèches sont restés "accrochés" au versant et le profil d'équilibre n'a pas été rétabli depuis ce mouvement.

Le miroir de faille est exposé sur 7 à 8 mètres de haut en moyenne. Toutefois ce rejet correspond à plusieurs jeux de la faille car on note une nette différence d'altération entre les 3 mètres inférieurs du miroir (qui montrent des stries et portent parfois des placages de calcite), et la partie supérieure (plus érodée et dissoute, sans stries).

Dans la même région (zone IIPFW) se sont développés les grabens du Val de Diano et Val d'Agri, remplis de sédiments lacustres du Pléistocène moyen (fig. 127). Ces structures se superposent à celles de la tectonique compressive. En particulier, le graben du Val d'Agri recoupe en oblique les plis des radiolarites de l'unité Lagonegro (fig. 127 et fig. 2) et décale les anciens contacts chevauchants observables sur le terrain (klippes de Viggiano).

Nous avons observé une faille normale dans les dépôts lacustres du Haut Val d'Agri et une faille bordière du bassin du Val de Diano. Ces mesures, jointes à celles de la faille de Maratea, permettent de calculer une extension NE-SW (diagramme de la figure 127).

Les mécanismes au foyer des séismes 72 et 40 (fig. 126), respectivement normal et décrochant, avec des épïcêtres dans le Nord du fossé du Val d'Agri, peuvent correspondre à cette direction d'extension NE-SW.

Près d'Auletta (fig. 127, site IIPFW6) dans le prolongement septentrional du Val de Diano, une faille normale pourrait également être une faille récente puisqu'un miroir est régulièrement dégagé sur plus d'un kilomètre. A la différence de la faille de Maratea, il n'y a pas, dans le compartiment supérieur, de brèches de pente dont le décalage confirmerait le jeu récent. Néanmoins cette faille, avec des failles mineures associées, correspond à une extension NNE-SSW semblable à celle précédemment reconstituée.

On voit donc que dans l'Apennin méridional, la tectonique distensive contemporaine de l'activité volcanique et de la formation de bassins lacustres au Pléistocène moyen correspond à une extension NE-SW qui est encore active. Cette extension NE-SW se manifeste dans des zones précédemment affectées (au Pléistocène inférieur) par une compression.

D'après les mécanismes au foyer, des indices de compression (tout au moins de décrochements) se trouvent sur une transversale E-W, aussi bien dans la chaîne (mécanismes au foyer n°2, 74, 14, 16 et 38, fig. 126) que dans l'avant-pays du Gargano (mécanisme n° 35, fig. 126). Dans cet avant-pays ont été trouvées des traces d'une compression N-S suivie d'une extension NE-SW affectant des terra rossa probablement pléistocènes (voir annexe 1, site IAVP7; annexe 2, photographie 22).

## 2) Le séisme de l'Irpinia (23 nov. 1980)

Le séisme de l'Irpinia a été l'un des plus dévastateurs qu'ait subi l'Italie pendant ce dernier siècle, avec la destruction presque totale de 15 villages et près de 3000 morts. C'est le premier événement historique de la péninsule italienne pour lequel une rupture de surface a été clairement identifiée (Westaway et Jackson, 1984). Il s'agit d'un événement complexe correspondant à plusieurs sous-événements liés notamment à l'activation dans les 40 premières secondes de quatre segments de failles discontinus (Westaway et Jackson, 1987; Bernard et Zollo, 1989; Pantosti et Valensise, 1990).

L'escarpement de faille fut d'abord découvert dans la région du premier choc (Westaway et Jackson, 1984), puis dans des segments prolongeant cette zone (fig. 127; Westaway et Jackson, 1987; Funicello et al., 1987; Pantosti et Valensise, 1990). Il fut ensuite étudié grâce à des tranchées (Pantosti et al., 1990).

Cet escarpement constitue actuellement l'un des rares exemples européens de fracturation en surface ayant suivi de façon certaine un séisme. Il comprend trois segments principaux de longueur totale de 38 kilomètres, d'une hauteur moyenne de 55 cm. C'est le compartiment nord-oriental qui est affaissé (Pantosti et Valensise, 1990). Les caractéristiques de cet escarpement sont en accord avec les données de sismologie. La faille de direction N140 plonge de 60° de la surface vers le NE, donc vers l'hypocentre (Westaway et Jackson, 1987; Bernard et Zollo, 1990)

Le segment central, correspondant au premier choc (fig. 127, site IIPFW16 et fig. 129A) est lui-même formé de plusieurs segments atteignant 1 kilomètre de long et disposés en échelons sénestres (Westaway et Jackson, 1987). Cette disposition en échelons, jointe à l'observation, dans les calcaires mésozoïques de l'extrémité méridionale de cette faille, d'un petit miroir portant des stries normales légèrement sénestres (pitch de 85°), ont fait supposer à ces auteurs que le mouvement était normal avec une légère composante sénestre.

Toutefois Pantosti et Valensise (1990), en faisant remarquer que ce massif a été fracturé par un grand nombre de failles d'une tectonique ancienne, mettent en doute que ce miroir de 2 m<sup>2</sup> représente le plan de faille.

Les mécanismes au foyer déterminés pour le choc principal (Gasparini et al., 1982; Martini et Scarpa, 1983; Del Pezzo et al., 1983; Deschamps et King, 1984; Westaway et Jackson, 1984), correspondant à l'activation du segment central (fig. 129A), ne peuvent confirmer l'hypothèse d'une composante sénestre. Si la position du plan nodal plongeant vers le Nord-Est est bien contrainte (N140-60E) (fig. 129B), celle de l'autre plan nodal l'est

beaucoup moins, et le mouvement sur le plan de faille qu'on peut en déduire varie suivant les auteurs de normal sénestre à normal dextre (Bernard et Zollo, 1990; Westaway et Jackson, 1987). Westaway et Jackson (1987) ont adopté une solution qui donne au plan plongeant vers le NE un vecteur mouvement de même pitch que la striation observée sur le terrain (fig. 129B).

La partie méridionale du segment d'escarpement de "Piano di Pecore" (fig. 129A), récemment étudiée par des tranchées (Pantosti et al., 1990; Boschi et al., 1990a; 1990b) affecte et met en affleurement des colluvions. Nous avons observé que ces argiles sont affectées par de petits plans pluri-décimétriques, finement striés. Les plans striés que nous avons dégagés sont sub-parallèles à l'escarpement (fig. 129C). La présence de plans conjugués a permis de faire un calcul de tenseur de contraintes. L'extension a une direction N15 (fig. 129C) Cette direction est oblique de 25 degrés en sens sénestre par rapport à la perpendiculaire du segment kilométrique impliqué (N 130); elle est oblique de 35 degrés (toujours en sens sénestre) par rapport à la perpendiculaire de la trace générale de la faille du choc principal (N 140). Cette obliquité suggère, comme l'ont proposé Westaway et Jackson (1987) que l'agencement en échelon des failles kilométriques est lié à une composante sénestre du mouvement de la faille.

Cette direction d'extension diffère sensiblement de celles reconstituées à partir des mécanismes au foyer de répliques par Julien et Cornet (1987), WSW-ENE, et par Mercier et Carey-Gailhardis (1989), N49. On peut alors supposer que la direction d'extension a légèrement varié après le choc principal. On remarquera aussi que les mécanismes des répliques sont très variés (compressifs, décrochants, distensifs variés: Deschamps et King, 1984), alors que les fractures connues en surface sont cohérentes avec le mécanisme du choc principal. Les mécanismes "anormaux" pourraient représenter de petits mouvements induits par réaction à la suite d'un mouvement sur une faille majeure (Mercier et Carey-Gailhardis, 1989).

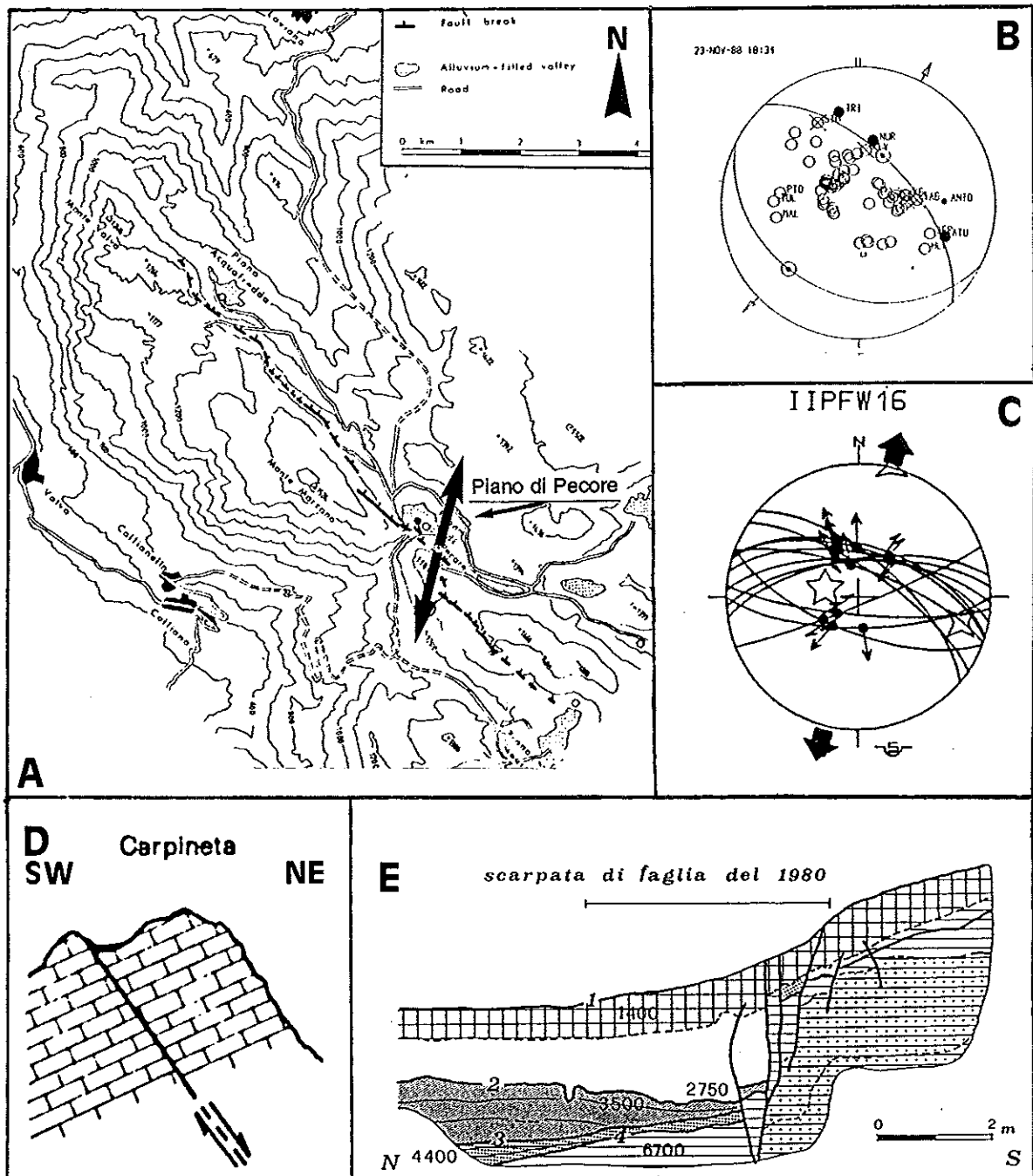
L'âge du début de l'activité de cette faille est l'objet de discussions. En comparant les mouvements verticaux induits par le séisme (subsidence décroissante à partir de la rupture) au pendage vers le Sud-Ouest de sédiments du bassin de l'Ofanto, Westaway et Jackson (1987) ont supposé que la faille de l'Irpinia est responsable de la formation de ce bassin, donc active depuis le Pliocène.

Pantosti et Valensise (1990) ne sont pas d'accord avec ces conclusions, car le bassin de l'Ofanto n'est pas allongé parallèlement à cette faille (fig. 127) et il faudrait plusieurs milliers de mètres de rejet pour rendre compte d'un plongement de 10-30° des sédiments du Pliocène, ce qui dépasse l'estimation maximale (500 mètres de rejet). S'appuyant sur des observations de morphologie, ces auteurs considèrent que cette faille est très récente.

En effet, la rupture fut trouvée dans les zones topographiques les plus élevées (fig. 129A), au lieu d'être au pied des reliefs, comme cela est généralement observé pour une faille normale à jeux récents. Par exemple, l'escarpement du Mt. Marzano (fig. 129A) est à 1200 mètres d'altitude, plus proche des sommets des montagnes (la plus forte altitude de la région est le Mt. Eremita, 1579m) que des vallées (300m). En outre, la faille tend localement à inverser la topographie actuelle en abaissant les sommets de la montagne par rapport à la vallée située au Sud-Ouest (fig. 129A et 129D).

Ces deux aspects originaux ont suggéré à Pantosti et Valensise (1990) un âge récent pour l'activité de cette faille. Les résultats de l'étude de deux tranchées au "Piano di Pecore" (fig. 129A) leur ont même permis de proposer une valeur pour cet âge. Le prés du "Piano di Pecore" correspond à un bassin, rempli de sédiments lacustres et de colluvions, qui résultent d'un barrage, par le jeu de la faille, du drainage des versants. L'escarpement de faille créé par le séisme traverse la partie sud-occidentale de ce bassin. Les deux tranchées ont montré l'existence de flexures et de failles (fig. 129E) à l'aplomb de cet escarpement, et l'étude stratigraphique a permis de mettre en évidence quatre autres événements depuis 6700±50 ans (datation par C<sup>14</sup>) correspondant à un décalage total de 3,3 mètres. Le taux de soulèvement, estimé à 0,4 m/an, comparé au rejet total de ce segment de faille (inférieur à 300 mètres) conduisit ces auteurs à proposer que la faille est active depuis moins de 750.000 ans (Boschi et al., 1990b; Pantosti et al., 1990). La jeunesse de la faille de l'Irpinia fut généralisée à l'ensemble de la tectonique distensive actuelle de l'Apennin méridional, montrant que cette chaîne a récemment subi de grands changements dans le champ de contrainte.

Nous avons vu que le bassin de l'Ofanto est un bassin syn-compressif ("piggyback") (fig. 98 et 104). Comme l'ont proposé Pantosti et Valensise (1990) ce bassin ne peut donc pas être lié à l'activité de la faille de l'Irpinia, qui par ailleurs n'est pas une faille bordière. On a pu démontrer que dans cette région (zone IIUB) l'activité compressive synsédimentaire a duré pendant le Pliocène (zones NN15-NN16 et NN18 du nannoplancton), entraînant la formation de duplex profonds. Toute la série du Pliocène est affectée par une compression WSW-ENE qu'on corrèle à la mise en place des nappes dans l'avant-fosse au Pléistocène inférieur (fig. 100B). En accord avec l'analyse de Pantosti et Valensi (1990) nous concluons que la tectonique distensive de cette région est postérieure à la compression WSW-ENE du Pléistocène inférieur (ce qui est confirmé par la chronologie relative du site IIUB24) (fig. 102).



**Fig. 129: La faille du séisme de l'Irpinia.**

A: Carte topographique montrant le segment central de la faille de Irpinia (d'après Westaway et Jackson, 1987).

B: Mécanisme au foyer du séisme de l'Irpinia du 23 nov. 1980, avec projection horizontale de la direction de mouvement (d'après Westaway et Jackson, 1987).

C: Diagramme des plans striés mesurés dans des colluvions le long de l'escarpement de faille et tenseur de contraintes calculé.

D: Coupe schématique de la faille de l'Irpinia, au Sud-Est de Piano di Pecore (d'après Pantosti et Valensise, 1990).

E: Coupe d'une tranchée dans le bassin de Piano di Pecore avec âge des terrains en années (d'après Pantosti et al., 1990).

### 3) Les états de contraintes récents et actuels de la Calabre

En Calabre sont présents de nombreux fossés tectoniques du Plio-Quaternaire. Le fossé du Crati (fig. 53), le plus septentrional, est bordé par des failles normales principalement N-S, par un linéament NE-SW qui a probablement eu un mouvement à composante sénestre (Lanzafame et Tortorici, 1981) et par un linéament NW-SE (faille du Pollino) qui est interprété soit comme une faille normale (Bousquet et Gueremy, 1969), soit comme décrochement sénestre (Moussat et al., 1986; Collela et Cappadona, 1988), ou encore comme un décrochement dextre (Ghisetti et Vezzani, 1982).

Les failles normales ont montré une activité synsédimentaire au cours du Pliocène moyen-Pléistocène moyen-supérieur et certaines seraient encore actives (Philip et Tortorici, 1980; Lanzafame et Tortorici, 1981) (fig. 53A). Quatorze stations de mesures de diaclases et de failles ont permis de caractériser une extension E-W (N85 à N120) (Lanzafame et Tortorici, 1981). Cette tectonique distensive, qui s'est développée à partir du Pliocène moyen-supérieur aurait été interrompue au Pléistocène inférieur par un bref épisode d'une compression proche de NNW-SSE (Bousquet et Gueremy, 1967; Philip et Tortorici, 1980; Tortorici et Lanzafame, 1981).

Nous avons pu caractériser la compression qui a affecté ce bassin (chapitre IID) et nous avons montré:

- qu'elle affecte les sédiments du Pléistocène moyen-supérieur;
- qu'elle est synsédimentaire et de longue durée (fig. 53C).

Cette compression, comparée à la distension, correspond à une permutation de contraintes. Nous interprétons les failles inverses et les plis de ce bassin comme une conséquence d'un mouvement à composante décrochante dextre le long de la faille du Pollino. Les autres plis mis en évidence dans ce bassin ont vraisemblablement la même origine, puisqu'on les trouve uniquement le long des failles à jeu décrochant.

Le fossé du Crati s'ouvre, depuis le Pliocène-supérieur, en extension E-W accompagnée de mouvements décrochants qui pourrait indiquer un léger serrage N-S. Les mécanismes au foyer confirment l'activité de failles normales dans le Sud du Bassin (mécanismes 68 et 69, fig. 126). Des mouvements décrochants comme celui du mécanisme 6 (fig. 126) semblent aussi compatibles avec l'ouverture de ce fossé. On retrouverait donc, dans cette région, une extension perpendiculaire à la chaîne, mais aussi la trace d'une compression N-S.

### 4) Les états de contraintes récents et actuels de la Sicile

Des analyses "microtectoniques" réalisées en Sicile montrent la prédominance de compressions N-S dans la chaîne (Ghisetti, 1979b) et de directions de compression très variées dans l'avant-pays (Barrier, 1992) (fig. 130).

Les huit sites de mesures obtenus dans les terrains du Plio-Quaternaire de la chaîne ont permis de caractériser uniquement des compressions. Celles-ci se classent en trois groupes de directions très différentes: N70, N110 et N170 (fig. 130). Des directions de

contraintes, semblables à celles déterminées dans l'avant-pays (Barrier, 1992), se retrouvent donc dans la chaîne sicilienne qui semble avoir eu une évolution plio-quadernaire aussi complexe que celle de l'Apennin méridional.

Une chronologie a été observée dans le site SICI3 (fig. 130), où une faille inverse de la compression N75 est reprise par une compression N-S. L'état de contrainte le plus récent déterminé dans les terrains du Pliocène est donc une compression N-S.

Le site SICI5 permet de mettre directement en évidence cette compression dans les terrains du Pléistocène (zone NN19, C. Müller). Puisque la chronologie relative et l'âge des terrains affectés montre que le dernier état de contrainte est une compression N-S pléistocène, celle-ci pourrait correspondre également à l'état de contrainte actuel.

Dans la région de l'Etna, Bousquet et al. (1987) ont reconnu l'existence d'une compression méridienne dans les sédiments du Pléistocène (fig. 130). Des mesures de contraintes "in situ" réalisées par ces auteurs montrent qu'une telle compression est toujours présente au Nord de l'Etna. Dans le Sud de l'Etna et dans les monts Iblei, elle aurait été remplacée par une extension N108-N119 depuis le début de l'activité du volcan (500.000 ans).

En Sicile, les mécanismes au foyer décrochants et inverses prédominent (Gasparini et al., 1982). La plupart montrent des quadrants Nord-Sud en compression. En particulier, dans la région étudiée, les mécanismes 13 et 23 (fig. 126) sont compatibles avec la compression caractérisée par les plans striés. Deux mécanismes distensifs (fig. 126 n°1 et n°5) correspondent à une extension pratiquement perpendiculaire à cette compression.

La tectonique actuelle de l'arc calabrais est donc caractérisée par de la distension perpendiculaire aux axes orographiques dans l'Apennin et en Calabre septentrionale, et par de la compression sub-méridienne, parfois associée à de l'extension perpendiculaire, en Sicile et dans le Nord de l'Apennin méridional.

La distension de l'Apennin méridional, en résumé, est très récente; elle a succédé à une compression généralisée du Pléistocène inférieur.

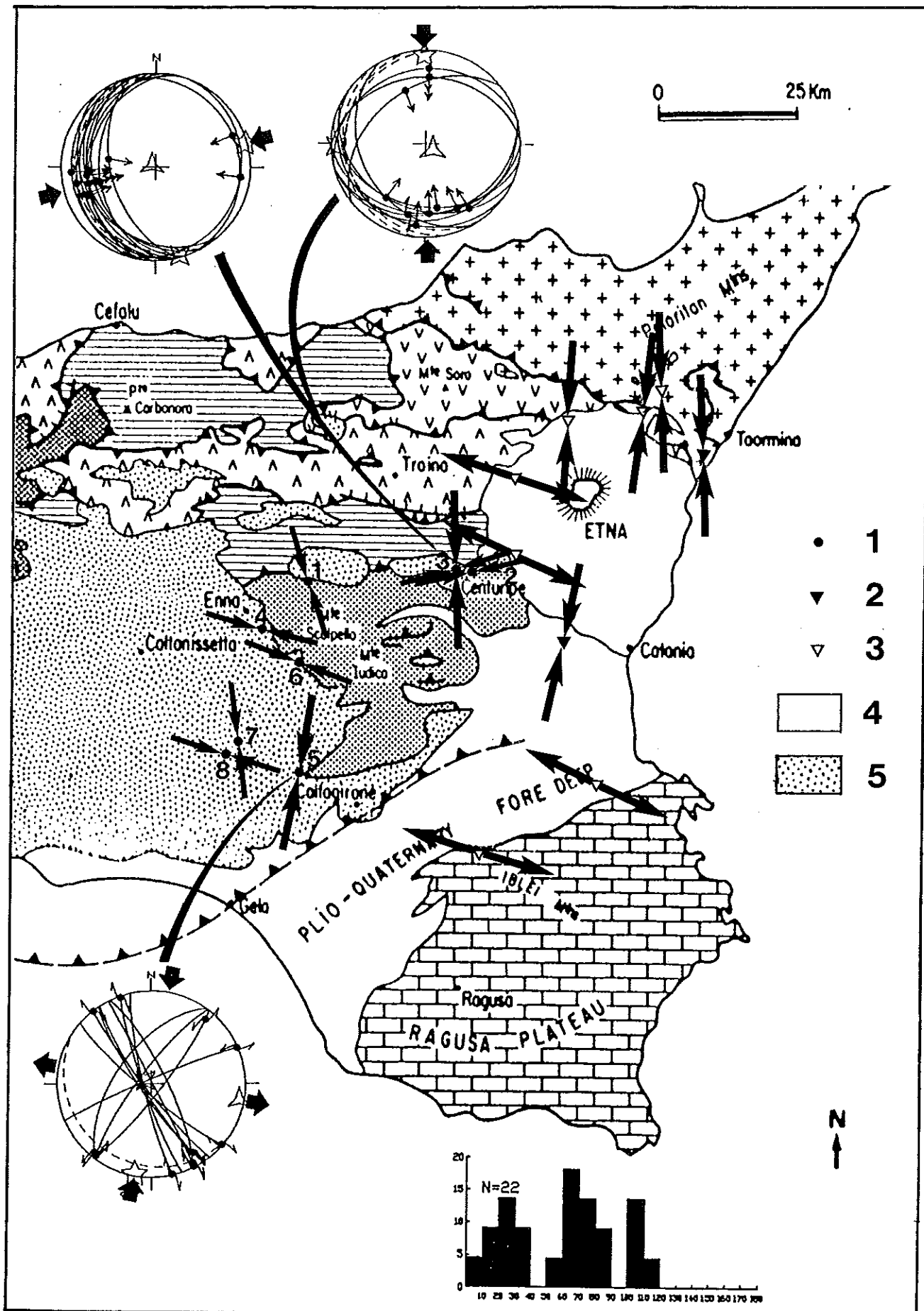


Fig. 130: Les directions de contraintes de la Sicile. Schéma structural d'après Roure et al. (1990).  
 1: site de mesures de plans striés du présent travail; 2: site de mesures de plans striés de Bousquet et al. (1987); 3: sites de mesures de contraintes in-situ (d'après Bousquet et al., 1987); 4: Quaternaire; 5: bassins "piggyback" messiniens à pliocènes; grandes flèches: directions de compression et d'extension pouvant être datées du Quaternaire; petites flèches: autres directions de compression; histogramme: directions de compression dans l'avant-pays (d'après Barrier, 1992).



## B. Reconstitution de l'évolution tectonique en termes de contraintes

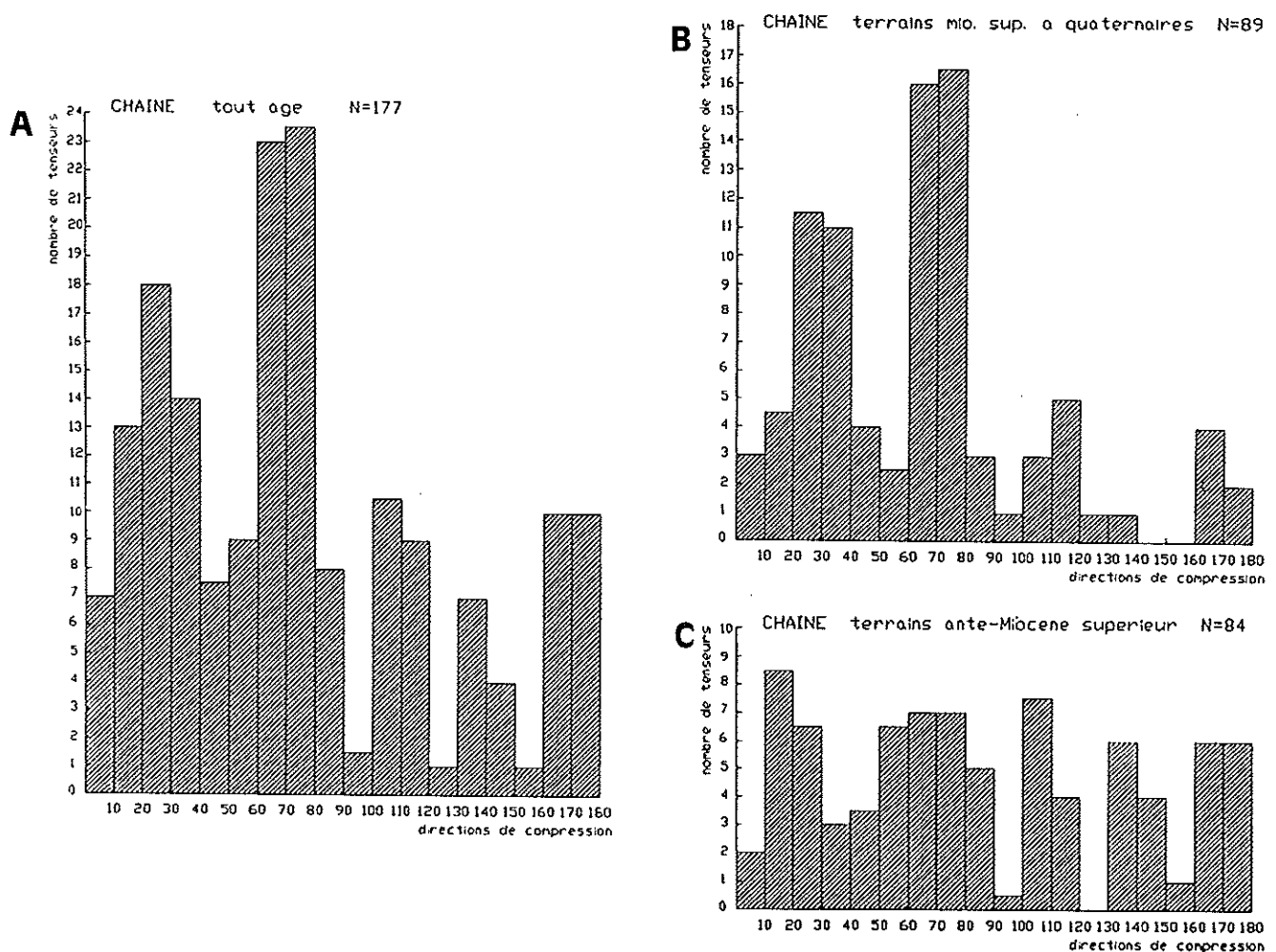
### 1) Essai de corrélation des directions de contraintes

#### a) Les grandes directions de contraintes de la chaîne

##### α) Les directions de compression

L'histogramme de toutes les directions de compression déterminées dans la chaîne (fig. 131A) montre leur grande variété d'orientation. Néanmoins, ces directions définissent des classes bien distinctes avec des dispersions de l'ordre de 40° (Pl. 2, 3, 4, 5 et 6).

On peut séparer les directions de compression mises en évidence dans les terrains du Miocène supérieur-Quaternaire (de même âge que l'ouverture Tyrrhénienne) de celles des terrains anté-Miocène supérieur (fig. 131B et 131C). La figure 131C montre un histogramme relativement "étalé" suggérant que des rotations d'unités ont été plus fortes avant le Miocène supérieur ou bien que la chaîne a enregistré des événements relativement anciens.



**Fig. 131:** Histogrammes des directions de compression de la chaîne.  
A: Ensemble des directions de compression de la chaîne.  
B: Directions de compression des terrains du Miocène supérieur au Quaternaire.  
C: Directions de compression des terrains anté-Miocène supérieur.

L'histogramme des compressions des terrains du Miocène supérieur au Quaternaire (fig. 131B) confirme l'existence de classes bien distinctes de directions. On retrouve les quatre classes de directions de compression qui ont été individualisées dans chaque domaine étudié de la chaîne, avec deux groupes majeurs (de moyennes N25 et N70) et deux groupes secondaires (de moyennes N110 et N170).

### **β) Les directions d'extension**

L'extension a souvent été mise en évidence dans la chaîne. Néanmoins, à la différence de la compression, on ne peut définir des classes distinctes et l'histogramme est très "étalé" (fig. 132A).

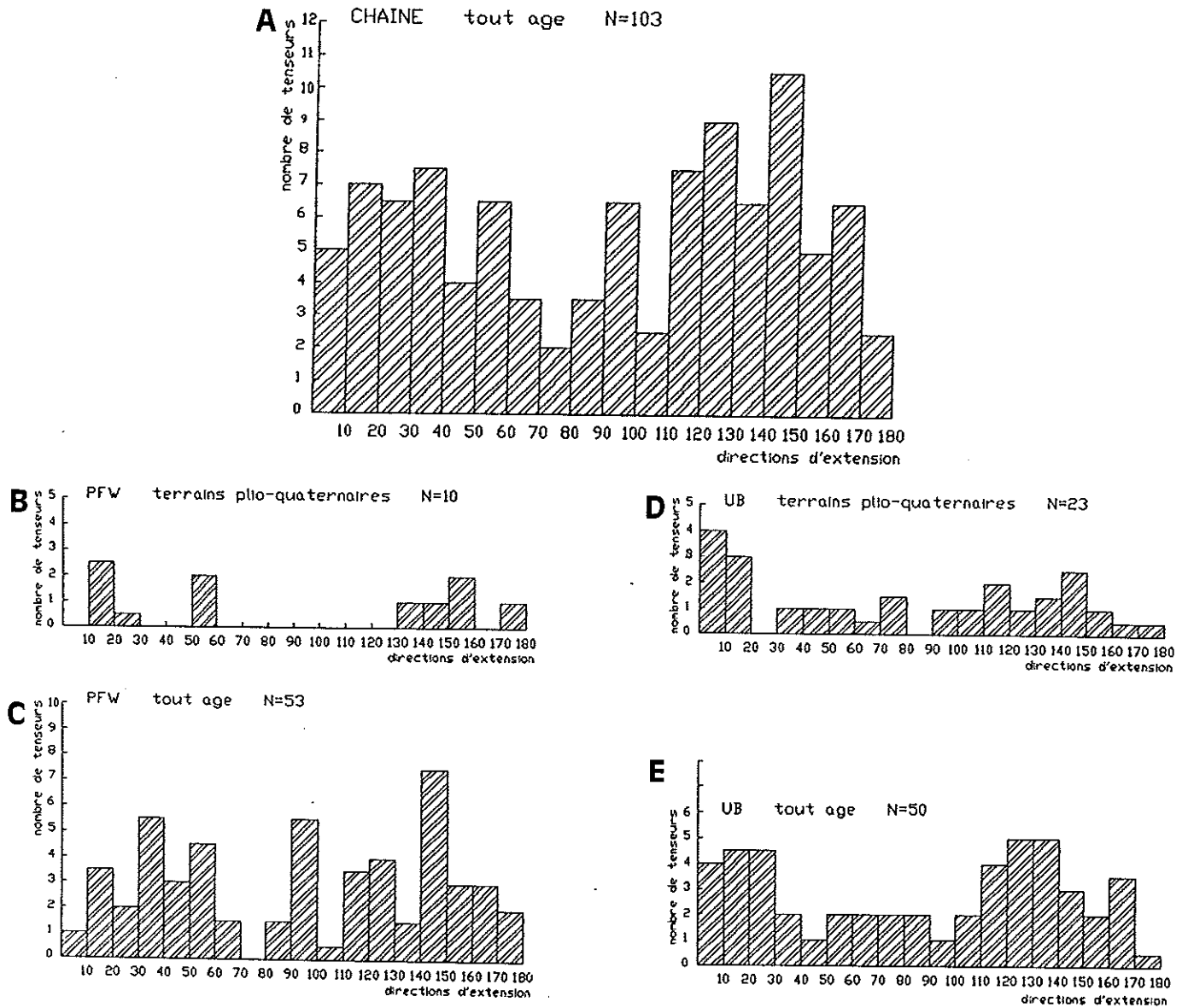
On peut séparer les directions d'extension de la plate-forme occidentale (fig. 132C) de celles des unités de bassin (fig. 132E). Dans le premier cas (fig. 132C) deux ensembles proches de NE-SW et de NW-SE correspondent aux directions connues dans la littérature comme apenniniques et anti-apenniniques. Nous avons pu montrer dans la région du Matese que beaucoup de ces extensions sont anciennes, anté-compression, et leur origine n'est pas toujours claire (flexuration, gravité,...). Les terrains du Plio-Quaternaire (fig. 132B) ont néanmoins montré que certaines des directions d'extension, NW-SE, sont liées à l'ouverture Tyrrhénienne alors que d'autres, NE-SW, correspondent à l'extension actuellement active qui accompagne le soulèvement de la chaîne.

Dans les unités de bassin (fig. 132E) il est également difficile d'identifier des classes d'orientation. Même l'histogramme des terrains du Plio-Quaternaire (fig. 132D) est relativement "plat". Dans ces unités, les failles normales ont été identifiées dans des bassins "piggyback" syn-compressifs et une origine soit gravitaire, soit liée à la compaction des argiles a été supposée.

Contrairement aux directions de compressions, ces directions d'extension ne sont pas organisées en groupes nettement distincts mais dispersées, ce qui tend à confirmer cette dernière hypothèse d'une origine non directement tectonique.

### **b) Datation des états de contraintes reconstitués**

L'étude détaillée des différents secteurs de la chaîne (IPFW, IIPFW, IIUB, IIIUB) a permis de mettre en évidence des histoires comparables. Dans tous ces secteurs les synthèses des chronologies relatives de compressions sont similaires (comparer fig. 58, 64, 70, 96 et 102). Les plus anciennes compressions sont celles du groupe N170. Elles sont suivies par celles des classes N25 puis N110 et N70. Seul l'ordre des compressions N25 et N110 n'est pas tout à fait clair; une chronologie relative indique que la compression N110 précède celle N25, tandis que six chronologies relatives indiquent le contraire. L'existence de cette chronologie contraire et la perpendicularité des compressions N25 et N110 ont d'ailleurs fait supposer l'existence de déformations constrictives dans la zone IIUB.



**Fig. 132:** Histogrammes des directions d'extension de la chaîne.

**A:** Ensemble des directions d'extension de la chaîne.

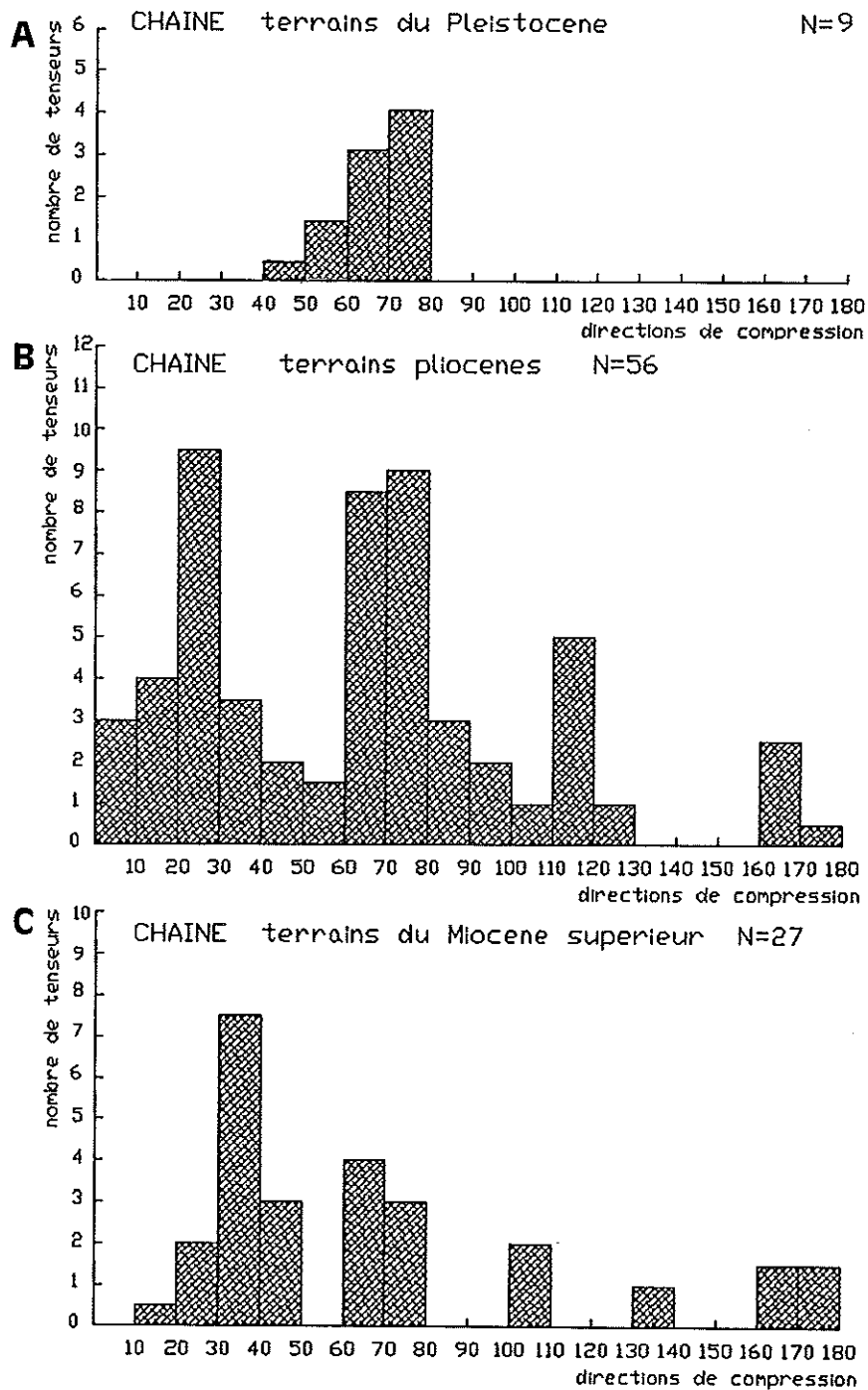
**B:** Directions d'extension des terrains d'âge plio-quaternaire du domaine de la plate-forme occidentale.

**C:** Directions d'extension de l'ensemble des terrains du domaine de la plate-forme occidentale.

**D:** Directions d'extension des terrains d'âge plio-quaternaire du domaine des unités de bassin.

**E:** Directions d'extension de l'ensemble des terrains du domaine des unités de bassin.

L'âge de chaque direction de contrainte a pu être établi dans chaque région. Dans la zone IIIUB, une compression N70 est contemporaine du remplissage du bassin "piggyback" de Sant'Arcangelo au Pléistocène inférieur. Une compression N75 est de même âge dans la zone IIUB, comme le confirment les déformations dans l'avant-fosse. Des compressions N70 qui affectent les terrains du Pléistocène inférieur dans les zones IPFW et IIPFW sont du même âge que celle des unités de bassin. En fait, tous les terrains du Pléistocène inférieur de la chaîne ne montrent l'existence que d'une direction de compression: groupe N70 (fig. 133A et 128). Les états de contraintes des terrains anté-pléistocènes, corrélés par chronologie relative confirment qu'au Pléistocène inférieur, toute la chaîne a été soumise à une compression de direction moyenne N70.



**Fig. 133:** Histogrammes des directions de compression de la chaîne par tranches d'âge.  
**A:** Directions de compression des terrains du Pléistocène.  
**B:** Directions de compression des terrains du Pliocène.  
**C:** Directions de compression des terrains du Miocène supérieur.

Des directions de compression très différentes (sub-méridiennes et WNW-ESE caractérisent les terrains plus anciens (Pliocène et Miocène supérieur) (fig. 133 B et C). Dans la zone IPFW (Matese) les distensions au Miocène supérieur ont été suivies par des compressions sub-méridiennes à la fin du Messinien (?) (compression NNW-SSE) et au Pliocène (compression NNE-SSW). Une compression WNW-ESE a suivi ces événements, toujours au Pliocène.

Dans la zone IIPFW (Alburni), une compression NNW-SSE est également attribuée au Messinien et une compression NNE-SSW au Pliocène. Dans cette région on a également établi l'existence d'une extension NE-SW et d'une compression WNW-ESE pendant le Pliocène.

Les déformations synsédimentaires des bassins "piggyback" de la zone UB ont montré que ces zones étaient également caractérisées par des compressions sub-méridiennes pendant le Pliocène. Les terrains pliocènes du bassin de Sant'Arcangelo ont montré qu'au Pliocène inférieur-moyen la compression avait une orientation N-S à NE-SW, alors que dans le bassin de l'Ofanto la compression était NNW-SSE pendant la même période, et NNE-SSW pendant le Pliocène terminal. Une compression WNW-ESE s'est en outre manifestée au Pliocène terminal, dans la zone IIUB.

On voit donc que les compressions sub-méridiennes les plus récentes (fin du Pliocène) ont des directions très similaires, NNE-SSW, dans les différents secteurs de la chaîne (plate-forme ou unités de bassin). De même, les compressions WNW-ESE de la fin du Pliocène (contemporaines ou postérieures à la compression NNE-SSW), ont des directions assez constantes dans toute la chaîne.

Des divergences apparaissent si on compare la période du Pliocène inférieur-moyen qui est caractérisée par des compressions NNW-SSE dans la zone IIUB (bassin de l'Ofanto) mais qui est déjà NNE-SSW dans les zones de plate-forme et la zone IIIUB.

Les compressions plus anciennes (probablement messiniennes), déterminées dans la plate-forme orientale, ont des directions proches de NNW-SSE. Les directions de compression ont donc subi une rotation apparente horaire entre le Messinien (?) et le Pliocène dans le domaine des plates-formes carbonatées, et entre le Pliocène inférieur-moyen et le Pliocène terminal dans la zone IIUB.

Globalement, si on fait exception de la compression WSW-ENE, de signification probablement particulière, les directions des compressions ont subi une rotation horaire de près de 80°, passant de N170 à N70 du Messinien (?) au Quaternaire.

### C) Utilisation des données du paléomagnétisme

Afin de distinguer les rotations de contraintes vraies de celles, apparentes, qui sont liées à des rotations d'unités, une comparaison avec les données du paléomagnétisme est indispensable.

#### α) Les données du paléomagnétisme

L'acquisition et la synthèse de données du paléomagnétisme ont permis à de nombreux auteurs de proposer un modèle dans lequel toute la péninsule italienne a subi une rotation anti-horaire du Crétacé à l'Actuel, tandis que les nappes siciliennes subissent une rotation horaire (par ex: Manzoni, 1975; Lowrie, 1986). Néanmoins dans l'Apennin méridional les données sont rares et les séries étudiées généralement anciennes (Crétacé supérieur).

Deux sites dans les terrains du Crétacé supérieur de Gargano (fig. 134, sites n°10 et n°11) indiquent des déclinaisons de N342 et N335 respectivement (Channel et Tarling, 1975; Catalano et al., 1976).

Dans l'allochtone, les deux sites de l'unité abruzzo-campanienne (région du Matese), sites 6 et 8 de la fig. 134, indiquent une déclinaison N322 et donc une rotation anti-horaire d'une vingtaine de degrés par rapport aux sites de même âge du Gargano (Channel et Tarling, 1975; Catalano et al., 1976).

Dans l'unité campano-lucanienne (plus interne), les sites n°1 et n°12 (fig. 134), dans du Crétacé supérieur et du Maestrichtien-Paléocène respectivement, indiquent des déclinaisons de N286 et N287, donc une rotation anti-horaire plus forte (de l'ordre de 55°) par rapport aux sites du Gargano (Catalano et al., 1976).

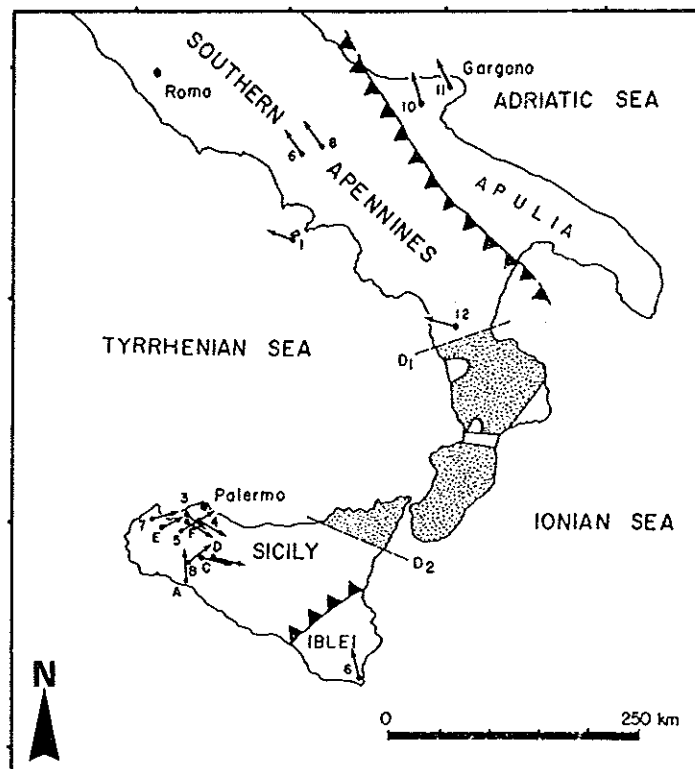


Fig. 134: Déclinaisons magnétiques des sites de paléomagnétisme de l'Apennin méridional et de la Sicile (d'après Eldredge et al., 1985).

Tous ces auteurs mettent donc en évidence une rotation anti-horaire des unités de la chaîne par rapport au Gargano, plus fortes dans les unités internes. Cependant ces valeurs de rotation sont des valeurs finies, pour lesquelles des valeurs incrémentales de sens opposé sont possibles, et dont on ne connaît pas l'âge précis. De plus, n'est prise comme référence qu'une petite partie de l'avant pays (Gargano), alors que d'autres auteurs (Tozzi et al., 1988) ont montré que l'avant-pays a eu un comportement différentiel du Gargano à la Péninsule Salentine. En effet, une rotation horaire de 25° est mise en évidence dans les terrains de l'Eocène-Oligocène de l'extrémité méridionale de l'Apulie, alors qu'une rotation anti-horaire faible (10°) ou nulle caractérise les terrains de l'Eocène du Gargano.

On peut néanmoins noter que l'ordre de grandeur des rotations proposé par Catalano et al. (1976) a été retrouvé dans les calcaires crétacés du mont Raparo (près du site 12 de la fig. 134) (Jackson, 1990). Puisque ces calcaires ont subi une aimantation secondaire, cet auteur suggère que leur déclinaison indique une rotation anti-horaire de 40° contemporaine des déformations compressives. En outre la rotation anti-horaire de 20° de la partie orientale du massif du Matese par rapport à l'autochtone du Gargano (Channel et Tarling, 1975; Catalano et al., 1976) est confirmée par la mise en évidence d'une déclinaison N340 dans les sédiments du Miocène moyen du même lieu (Iorio et Nardi, 1988).

Il existe donc des rotations anti-horaires d'unités de la chaîne pendant les déformations compressives. L'âge des terrains échantillonnés (généralement Crétacé supérieur-Eocène) ne permet cependant pas d'établir précisément l'âge des rotations. Les seules informations concernant les terrains syn-tectoniques de l'Apennin méridional proviennent du bassin de Sant'Arcangelo où Sagnotti (sous-presse) démontre que les sédiments argileux du Pliocène inférieur-moyen et du Pléistocène ont subi une rotation, également anti-horaire, d'une vingtaine de degrés pendant le Pléistocène.

Beaucoup d'études sont encore nécessaires pour déterminer la signification, locale ou régionale, et l'âge des rotations d'unités. On peut néanmoins noter le caractère général de ces rotations:

- ce sont uniquement des rotations anti-horaires qui ont été proposées pour la chaîne;
- si on prend comme référence le Gargano, les rotations postérieures au Crétacé supérieur varient de 13° à 56° dans la plate-forme occidentale, c'est-à-dire dans l'unité la plus interne étudiée dans ce travail, donnant ainsi une valeur indicative des rotations maximale existantes.

### **β) Exemples d'apports des données de paléomagnétisme à l'interprétation des variations d'orientations de contraintes**

Bien que les données de paléomagnétisme soient peu nombreuses, elles apportent des informations importantes pour la détermination des directions de contraintes originelles.

## **β1) Apports du paléomagnétisme dans l'avant-pays**

Nous avons vu que l'avant-pays est dominé par des compressions relativement anciennes (comprises entre le Jurassique supérieur et le Paléocène) de directions N110 à N170 (fig. 124). La différence d'orientation de cette compression entre le Gargano (en moyenne N120) et les Murges (en moyenne N145) (fig. 123 et 124) avait fait supposer l'existence d'une rotation différentielle de ces massifs ou d'une déviation des contraintes de 25°.

La première hypothèse semble confirmée par la mise en évidence par paléomagnétisme d'une rotation horaire post-Oligocène de 25° de la péninsule Salentine par rapport au Gargano (Tozzi et al., 1988). La compression supposée antérieure à l'Eocène dans l'avant-pays avait une direction proche de N120 avant la rotation horaire des Murges et du Salento.

En outre, les terrains du Paléocène-Eocène du Gargano montrent une déclinaison magnétique nulle ou anti-horaire inférieure à 10° (Tozzi, 1989) indiquant que la direction de compression NNE-SSW qui les caractérise (fig. 50) peut être prise comme référence.

Les rotations mises en évidence dans l'avant-pays sont probablement liées au rôle qu'a joué le promontoire adriatique dans l'évolution des chaînes alpines apenniniques. La rotation de la compression N120 confirme l'âge relativement ancien de cet événement compressif décrochant.

## **β2) Apports du paléomagnétisme dans le bassin de Sant'Arcangelo**

Les terrains du Pléistocène inférieur du bassin de Sant'Arcangelo ont subi une rotation anti-horaire de 22° (Sagnotti, sous-presse). L'existence de rotations dans les terrains du Pléistocène de ce bassin pouvait être présagée, étant donné les déformations importantes qu'il a subies (fig. 82 et 92). Nous avons en effet déterminé que ce bassin est un bassin "piggyback" contemporain d'une structuration qui a impliqué plissements, décrochements et chevauchements. Cette rotation moyenne de 22° est déduite de treize sites dans les terrains du Pléistocène inférieur, montrant des rotations de 10° à 35° (Sagnotti, sous-presse). Il s'agit d'une valeur maximale puisqu'elle est mise en évidence dans les premiers dépôts argileux du bassin (fig. 82). On peut donc penser que les compressions reconstituées dans les conglomérats pléistocènes, qui sont les sédiments les plus récents du remplissage, ont subi une rotation inférieure à 22°. Ainsi les directions N65 à N75 des sites IIIUB3, IIIUB7, IIIUB18 et IIIUB19 (fig. 82) seraient proches ou égales aux directions originelles.

Par contre, les compressions des terrains plus anciens ont probablement subi une rotation anti-horaire (ex: site IIIUB29, fig. 82). La direction moyenne de compression de la zone IIIUB (N70) était probablement à l'origine plus proche de E-W et donc comparable à celle (N75) déterminée dans la zone IIUB où les déformations pléistocènes sont faibles (voir chapitre IVC et V).



En outre, deux sites de paléomagnétisme dans les sédiments argileux du Pliocène inférieur-moyen du bassin de Sant'Arcangelo montrent que ces terrains n'ont pas subi de rotation avant le Pléistocène. Leur rotation pléistocène de 16° et 23° (Sagnotti, sous-presse) implique que les directions de contraintes sub-méridiennes reconstituées (fig. 93A) étaient à l'origine plus proches de NE-SW. Ceci est vrai en particulier pour les sites 22 et 24 (fig. 93A) près desquels ont été fait les échantillonnages de paléomagnétisme et pour lesquels les directions de compression N14 et N5 corrigées deviennent N37 et N21.

Un résultat important de ce travail de paléomagnétisme (Sagnotti, sous-presse) est qu'il ne semble pas y avoir de rotation significative entre le Pliocène inférieur-moyen et le Pléistocène dans ce bassin. La différence d'orientation de près de 45° qui est mise en évidence entre la compression du Pliocène et celle du Pléistocène (voir annexe, sites IIIUB24, et fig. 95) n'est pas due à des rotations d'unités, mais à une rotation horaire des contraintes.

#### **γ) Hypothèses sur les rotations d'unités et de contraintes dans la chaîne**

Puisque le passage des compressions de moyenne N25 à celles de moyenne N70 (fig. 131B) est lié dans le bassin de Sant'Arcangelo à une rotation de contraintes, on peut penser qu'il en est de même dans la zone IIUB (bassin de l'Ofanto) où ces compressions (fig. 98 et 100B) sont mises en évidence dans des terrains relativement récents (Pliocène terminal).

Par contre nous supposons que dans le même bassin, le passage au Pliocène de la compression N170 à celle N25 (fig. 98) correspond à une rotation anti-horaire des unités tectoniques. Il paraît en effet plus probable que ce changement de la direction de compression, qui n'est mis en évidence à cette période que dans ce bassin, correspond à une rotation locale des unités, plutôt qu'à une rotation locale des directions de contraintes. Nous supposons que la formation d'un arc dans la ceinture des plis et chevauchements en cascade du para-autochtone (fig. 107) a été accompagnée par la rotation anti-horaire du bassin de l'Ofanto au Pliocène inférieur-moyen.

Quant aux autres compressions de direction N170, mises en évidence dans la plateforme occidentale et attribuées au Messinien, elles pourraient également résulter d'une rotation anti-horaire des unités pendant les grands déplacements tangentiels, plutôt que d'une rotation horaire des contraintes. Cette hypothèse permet de prendre en compte la rotation anti-horaire de 20° du Matese post-Miocène moyen (Iorio et Nardi, 1988). Elle permet également de prendre en compte la rotation anti-horaire de 40° du Mont Raparo près du bassin de Sant'Arcangelo (fig. 107), contemporaine des déformations compressives. En effet, si on tient compte des rotations du bassin de Sant'Arcangelo de 22° depuis le Pliocène inférieur-moyen, une vingtaine de degrés de rotation anti-horaire doit être expliquée par des rotations antérieures.

Ainsi par exemple, au Sud-Ouest du Mont Raparo, dans le site IIPFW11 le passage de la compression N166 à celle N35 (voir annexe) ne correspond pas à une rotation horaire

des contraintes, mais à une rotation anti-horaire de l'unité tectonique, rotation qui est également caractérisée plus au Sud (site n° 12, fig. 134).

Parmi les 80° de rotation horaire apparente des directions de compression, seule la moitié correspond à une rotation réelle des contraintes: le passage d'une compression NNE-SSW au Pliocène à une compression WSW-ENE au Pléistocène. Les directions de compression NNW-SSE seraient dues aux rotations anti-horaires des unités qui avaient enregistré une compression de direction NNE-SSW.

### **δ) Corrélations avec l'avant-pays**

Les données de l'avant-pays tendent à confirmer cette hypothèse de rotation anti-horaire des unités. Les compressions NW-SE anté-Eocène de l'avant-pays forment un groupe majeur NW-SE (fig. 135C) dont la dispersion est liée aux rotations différentielles de l'avant-pays. Remarquablement, on ne trouve l'équivalent de ce groupe ni dans les terrains éocènes à actuels de l'avant-pays (fig. 135B), ni dans les terrains du Miocène supérieur à Quaternaire de la chaîne (fig. 135A), ce qui confirme une fois de plus l'âge ancien de cette compression. On comparera donc l'histogramme des directions de compression des terrains syn-tectoniques de la chaîne (fig. 135A) avec celui concernant les terrains tertiaires (Eocène à Quaternaire) de l'avant-pays (fig. 135B).

La compression du Pléistocène inférieur de la chaîne, de direction moyenne N70, peut être corrélée avec la compression N65 déterminée dans les calcarénites miocènes de l'avant-pays calcaire (fig. 135B) et celles déterminées dans les sédiments de l'avant-fosse (fig. 117).

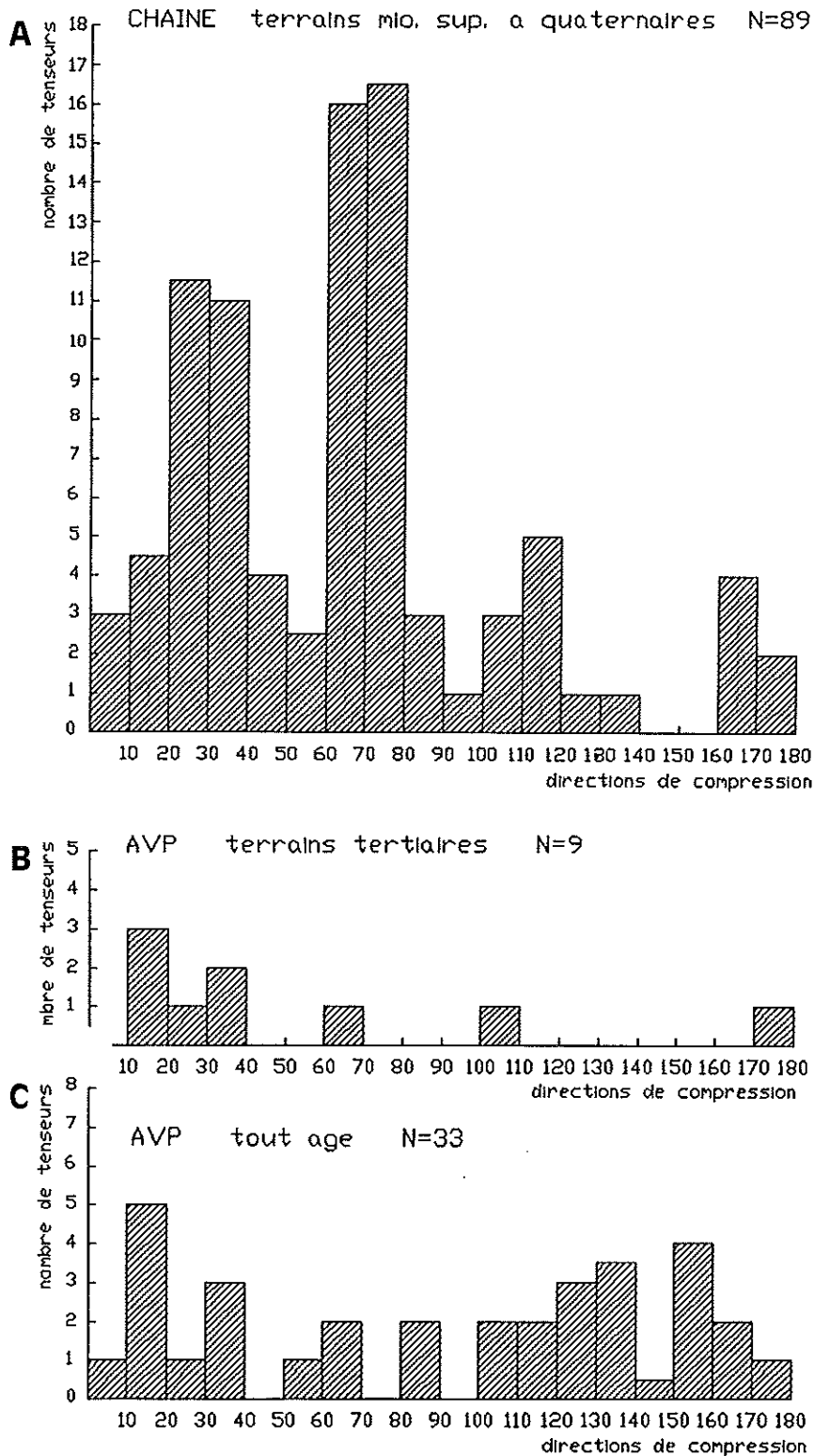
Les compressions NNE-SSW dans la chaîne sont corrélables avec celles de même direction de l'avant-pays. On remarquera que dans la chaîne, comme dans l'avant-pays, ce sont ces directions qui dominent en importance relative (comparer fig. 133C et fig. 135B).

On a retrouvé également dans l'avant-pays un état de contrainte (compression N108 des calcarénites miocènes du Gargano) qui peut être corrélé aux compressions du groupe N110 de la chaîne.

Par contre, aucun équivalent du groupe N170 de la chaîne (daté du Messinien?-Pliocène) n'a été mis en évidence dans l'avant-pays (la seule compression N-S de la fig. 135B étant en fait une compression récente qui affecte les terra-rossa pléistocènes et qui est peut-être encore active). L'absence de la compression N170 du Messinien (?)-Pliocène tend à confirmer l'hypothèse, fondée sur les données de paléomagnétisme, que cette compression dans la chaîne résulte d'une rotation anti-horaire des unités tectoniques affectées par une compression NNE-SSW.

On a donc confirmé que la compression datée dans la chaîne du Messinien (?)-Pliocène, de direction NNE-SSW en tenant compte des données de paléomagnétisme, peut être corrélée avec la compression de même direction de l'avant-pays, caractérisée dans des terrains qui n'ont pas subi de rotation (Tozzi, 1988).

Les rotations anti-horaires supposées se seraient produites pendant les périodes de chevauchement du Miocène supérieur et Pliocène et, au moins dans certaines zones très déformées (bassin de Sant'Arcangelo), pendant le Pléistocène inférieur.



**Fig. 135:** Comparaison entre les directions de compression de la chaîne et de son avant-pays.  
**A:** Histogramme des directions de compression des terrains du Miocène supérieur au Quaternaire de la chaîne.  
**B:** Histogramme des directions de compression des terrains du Tertiaire de l'avant-pays.  
**C:** Histogramme des directions de compression de l'ensemble des terrains de l'avant-pays.

## 2) La succession des événements tectoniques et leurs importances relatives

Au Tortonien-Messinien la plate-forme occidentale est soumise à de l'extension de directions variées bien développée dans la zone IPFW (fig. 56). Cette extension est contemporaine de la subsidence de ce domaine; suivant le modèle de subduction de l'unité de plate-forme proposé par Casero et al. (1991b), l'origine de cette extension pourrait donc être la flexuration de l'unité qui va être intégrée à la chaîne.

La compression commence probablement au Messinien dans ce domaine, comme l'indiquent l'âge probable du sommet de la série flexurale du Matese (fig. 20) et la présence d'olistolites plissés dans des séries de même âge. Cette compression de direction sub-méridienne (NNW-SSE) était à l'origine NNE-SSW. La direction de compression reste constante jusqu'à la fin du Pliocène.

Du Messinien jusqu'à la fin du Pliocène inférieur (zone NN15 du nannoplancton), se produisent d'importants déplacements tangentiels comme le montre la présence sur la plate-forme orientale de sédiments messiniens au puits Contursi (Dondi et Papetti, 1965; Casero et al., 1988) et comme l'atteste la présence de sédiments de la zone NN15 à plus de 35 kilomètres du front actuel de l'allochtone (fig. 110).

La figure 136, qui représente l'âge des terrains sous l'allochtone Lagonegro-Molisan en fonction de leur distance du front actuel, donne une idée de la vitesse des déplacements. On voit que le rapprochement de l'allochtone du front actuel s'est produit essentiellement pendant la zone NN15 (3,8 à 3,5 Ma). Ce rapprochement se ralentit ou s'arrête ensuite pendant les zones NN15 à NN19. En fait, à la même période (zone NN15), commencent à se mettre en place des duplex profonds qui structurent à nouveau les unités de l'allochtone Lagonegro-Molisan (Roure et al., 1991) et créent les bassins "piggyback" qui ont été étudiés. Le front de la déformation s'est déplacé en arrière du front de l'allochtone et a ensuite progressé vers le Nord-Est (fig. 136).

On constate que si l'on considère séparément les unités de compétence différentes (carbonates de plate-forme, argiles de bassin), on peut déterminer une progression du front de déformation comparable aux séquences de chevauchement observées dans les modélisations analogiques, ce qui est impossible si on ne les distingue pas. A une distance donnée du front actuel de l'allochtone (fig. 136), les unités ont été déformées à différentes époques, durant les déplacements tangentiels des unités de bassin, et durant la structuration des carbonates de l'unité apulienne.

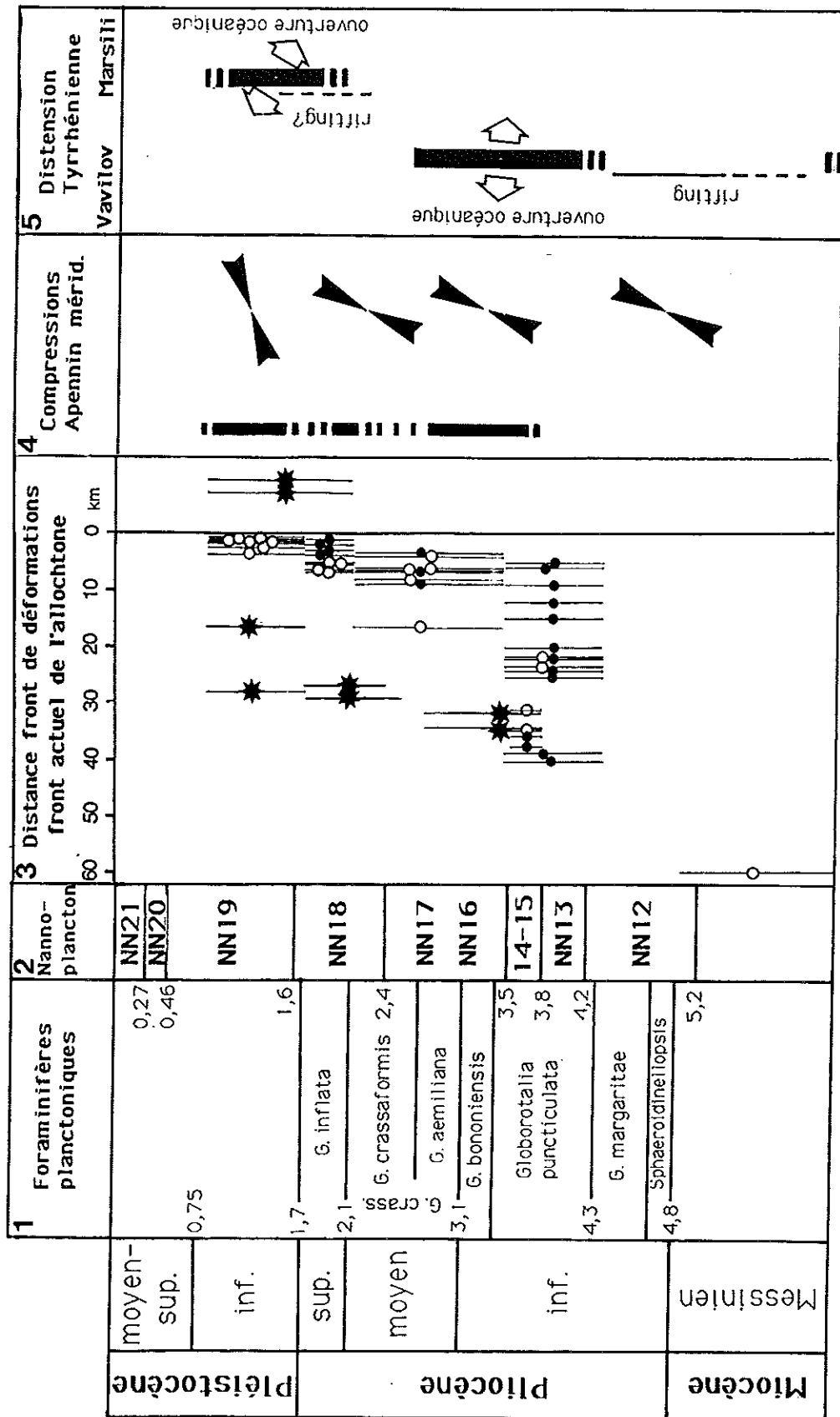


Fig. 136: Corrélations entre les déformations de la chaîne et celles du bassin tyrrhénien.  
 1: Echelle stratigraphique des foraminifères planctoniques (d'après Sartori, 1990); 2: Echelle stratigraphique du nannoplancton (d'après Martini, 1971); 3: cercles avec barres d'erreurs, âge des terrains sous l'allochtone en fonction de leur distance du front actuel d'après la figure 110 (cercles pleins: région du Bassin Molisan; cercles vides: région du bassin de Lucanie); étoiles, âge de l'activité des bassins "piggyback" en fonction de leur distance du front actuel de l'allochtone d'après la figure 107; 4: périodes de compressions synsédimentaires de l'Apennin méridional (bassins "piggyback" étudiés) et directions de compression; 5: Périodes de rifting et d'ouverture océanique du Bassin Tyrrhénien, et direction d'ouverture des bassins Vavilov et Marsili (d'après Sartori 1990).

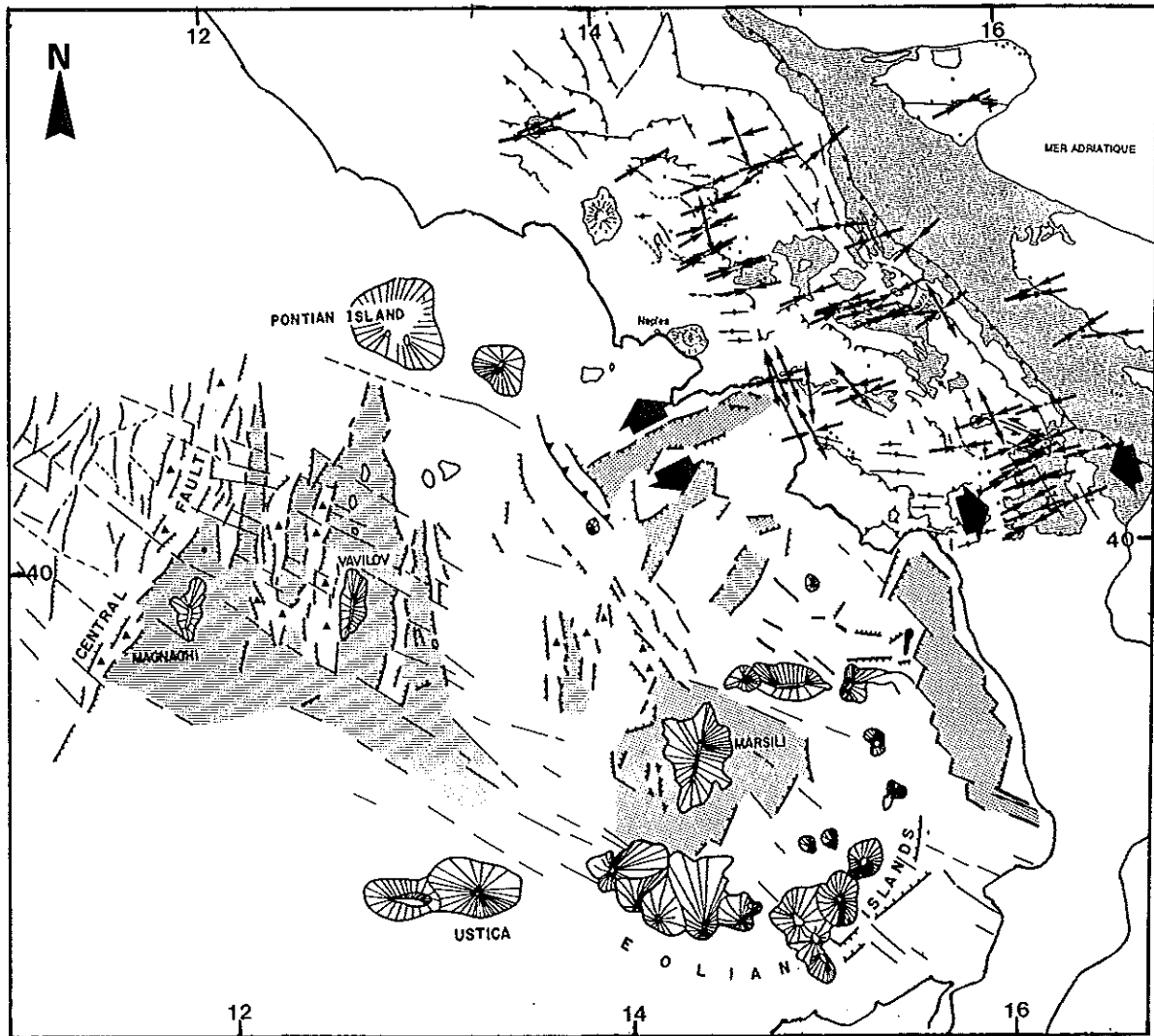
Pratiquement toutes les structures compressives observées sur le terrain, en particulier les chevauchements, sont liées à la compression NNE-SSW du Messinien-Pliocène. A la fin de cette période, et probablement aussi pendant celle-ci, une compression N110 s'est manifestée. Contrairement à la précédente, aucun chevauchement ni aucun bassin "piggyback" n'ont pu lui être attribué. Elle est liée uniquement à des déformations mineures: basculements locaux des couches, peut-être le bombement du massif du Matese et un rejeu décrochant de la faille de Matinata dans l'avant-pays. Il pourrait s'agir d'une déformation constrictive mineure, contemporaine de la compression NNE-SSW.

Pendant la même période se manifeste également de l'extension de direction perpendiculaire à la compression NNE-SSW, en particulier dans le bassin pliocène de Sant'Arcangelo (fig. 93B). Nous interprétons cette distension comme la conséquence d'un faible confinement latéral E-W, pendant la compression NNE-SSW. Ce manque de confinement latéral aurait permis à l'allochtone de "s'étendre" vers l'Est tandis qu'il se déplaçait vers le NNE. Plus au Nord (bassin de l'Ofanto), une telle extension E-W n'est pas mise en évidence au Pliocène, tandis qu'on caractérise une déformation constrictive (fig. 98 et 100C). Les conditions aux limites de cette région devaient donc être différentes et un blocage E-W s'était réalisé, en particulier à la fin du Pliocène.

Pendant le Messinien-Pliocène la structuration compressive de la chaîne est due à une compression NNE-SSW (NNW-SSE après rotation). Le même régime caractérise la mise en place des unités de bassin et la formation des arcs de plis et chevauchements en cascade (fig. 7 et 8).

Au Pléistocène inférieur les directions de compression ont subi une rotation horaire de près de 45°. La compression, en moyenne N70, est mise en évidence dans toute la chaîne (fig. 137). Toutefois, les déformations importantes sont localisées au voisinage du front de l'allochtone, près du bassin de Sant'Arcangelo (fig. 91 et 92).

Près de la bordure Tyrrhénienne, les états de contraintes sont uniquement "décrochants". Ils sont souvent associés à de la distension NNW-SSE. (fig. 137 et 73) Cette distension, qui permet l'ouverture du bassin de Salerne, est corrélée au processus d'ouverture du bassin Tyrrhénien (fig. 137). Elle est clairement différente en âge et en direction de celle qui est actuellement active (fig. 127).



**Fig. 137:** Schéma structural du bassin tyrrhénien (d'après Rehault et al., 1987a) et de l'Apennin méridional. Grisé: principaux dépocentres du bassin tyrrhénien (fossés tectoniques) et de la chaîne (fossés, bassins "piggyback" et avant-fosse). Directions de compression du groupe N70 (supposées du Pléistocène inférieur) et directions d'extension affectant les terrains du Pléistocène ou liées par permutations de contraintes à la compression. Grandes flèches: direction d'extension du bassin de Salerne et direction de compression du bassin de Sant'Arcangelo au Pléistocène inférieur.

# Conclusions et implications géodynamiques:

## 1) Les compressions

Nous avons pu caractériser les déformations compressives de l'Apennin méridional et en particulier les déformations du Plio-Quaternaire qui étaient peu connues.

L'Apennin a subi une compression de direction moyenne N70, pendant le Pléistocène inférieur. Cette compression est responsable des derniers mouvements d'avancée des nappes qui sont reconnus dans de nombreux forages de la fosse bradanique. Elle est caractérisée dans toute la chaîne. Les mouvements qu'elle provoque ne sont pas des glissements gravitaires dûs au soulèvement de la chaîne (par ex: Ogniben, 1969; Casnedi et al., 1982), mais sont d'origine tectonique et liés à l'ouverture tyrrhénienne (fig. 137). Les déformations sont majeures dans le Sud de l'Apennin méridional (bassin distensif de Salerne et bassin "piggyback" de Sant'Arcangelo et de Métaponte).

Avant le Pléistocène, la compression était orientée NNE-SSW. Cette compression est à l'origine de la plupart des structures observées (plis, chevauchements) (par exemple, fig: 55, 62, 69, 97 et 98). L'âge du début de cette compression ne peut être déterminé partout avec précision. Néanmoins, puisque nous avons démontré que la compression était postérieure à la distension du Tortonien-Messinien (?) dans le Matese (plate-forme orientale) nous confirmons que la plupart des déformations compressives de l'Apennin méridional sont postérieures au dépôt de la série flexurale miocène (Casero et al., 1991b; Roure et al., 1991; fig. 20). Aucune phase du Miocène moyen (Cocco et Pescatore 1975; Pescatore, 1978; Ortolani et Torre, 1981) n'a pu être clairement identifiée dans les unités de la marge apulienne. Ainsi, toutes les déformations compressives caractérisées dans ce travail sont contemporaines de l'ouverture tyrrhénienne commencée au Tortonien supérieur.

Nous avons également montré que les bassins plio-quaternaires interprétés comme "piggyback" (Roure et al., 1988; 1991) se sont formés en régime compressif. La mise en évidence de ces déformations synsédimentaires a permis la datation précise des compressions caractérisées. Ces compressions ont été actives pendant le remplissage des bassins "piggyback" de l'Apennin, c'est-à-dire au moins pendant les zones NN15 NN16, NN18, NN19 du nannoplancton (fig. 136). Ces compressions constituent des événements relativement durables et synsédimentaires, et non de courts épisodes compressifs matérialisés par des discordances de la base des séries sédimentaires (fig. 24) (Sartori, 1990; Pattaca et Scandone, 1987).



Les bassins clairement "piggyback" les plus anciens sont du Pliocène inférieur-moyen, zones NN15-NN16 (bassin de Sant'Arcangelo et bassin de l'Ofanto) (fig. 136). Ils sont contemporains d'une compression NNE-SSW et sont liés à la structuration du para-autochtone apulien qui a suivi son recouvrement par les unités plastiques Lagonegro-Molisan (fig. 107).

Ainsi, tandis que les chevauchements du front de l'allochtone donnent l'illusion de déformations plio-quadernaires mineures (fig. 136), les déformations du para-autochtone (Casero et al., 1991a) ont en fait structuré la chaîne, créant des redoublements à l'origine du prisme.

## 2) Les extensions

Trois types d'extensions sont mis en évidence:

- Des extensions antérieures aux compressions: c'est le cas du Matese (fig. 59) et des formations de la Daunia (fig. 41) où des distensions synsédimentaires d'âge Miocène sont mises en évidence. L'origine de ces extensions, parfois orthogonales, n'est pas toujours claire. Dans le cas du Matese, une distension N-S contemporaine de la subsidence de l'unité plate-forme occidentale pourrait être liée à la formation d'un bassin flexural. Elle serait particulièrement bien exprimée (rejets pluri-hectométriques) dans cette région située près de la transition entre plate-forme et bassin du Mésozoïque-Paléogène.

- Une extension, postérieure aux compressions, s'est manifestée à partir du Pléistocène inférieur-moyen, elle est actuellement active (fig. 127). Les failles normales associées à cette extension recoupent les structures compressives antérieures (plis, chevauchement). Elles se développent dans des régions qui étaient soumises à une compression au Pléistocène inférieur.

Cette extension récente est contemporaine du fort soulèvement post-calabrien de la chaîne et de l'avant-fosse (subsidente au Calabrien), de même que d'une intense activité volcanique et de la création de fossés lacustres. Elle correspond à des mouvements verticaux profonds (foyer du séisme de l'Irpinia à 10 km; Westaway et Jackson, 1987), qui pourraient être d'origine isostasique (Ciaranfi et al., 1981).

- D'autres extensions sont contemporaines de la construction de la chaîne, comme l'indiquent les chronologies relatives (fig. 64). De façon générale, elles sont orthogonales à la direction de compression et lui sont liées par permutations d'axes de contraintes. L'association de ces extensions et compressions dans un même site, même dans des terrains d'âge quaternaire (fig. 53), incitent à les considérer comme des états de contraintes quasi-contemporains.

Ces extensions, généralement mineures dans la chaîne, sont souvent associées à des structures compressives (fig. 61). L'inverse est observé près de la bordure tyrrhénienne (notamment pendant le Pléistocène inférieur): ce sont au contraire les distensions qui dominent (fossé de Salerne) et les compressions qui sont mineures (quelques décrochements et quelques galets striés et impressionnés) (fig. 73).

On met ainsi en évidence une relation entre un mécanisme général d'ouverture tyrrhénienne à l'Ouest (bassin de Salerne) et un mécanisme général de compression à l'Est (bassins de Sant'Arcangelo et de Métaponte) (fig. 137). Ces mécanismes sont contemporains. La contrainte horizontale maximale a une direction similaire pour les deux régimes, mais le rapport des contraintes horizontales change. La distension est perpendiculaire à la compression et montre l'existence d'un faible confinement latéral qui peut être local (dans un site) ou régional (dans le bassin tyrrhénien).

### 3) Implications géodynamiques

Nous avons mis en évidence que les compressions sont durables (syngénétiques) dans l'Apennin; de plus, elles n'y sont généralement pas interrompues par des épisodes de distension. En Calabre, où la structuration distensive rappelle celle de la mer Tyrrhénienne, Moussat et al. (1986) ont mis en évidence une distension active à partir du Tortonien.

Comme nous l'avons vu pour le fossé du Crati (fig. 53), nous pensons que les compressions de Calabre, que Moussat et al. (1986) ont interprétées comme de brefs épisodes compressifs (fig. 18B), sont en fait contemporaines de la distension et du jeu décrochant de quelques failles.

Distension en Calabre et compression dans l'Apennin sont contemporaines et actives pendant l'ouverture tyrrhénienne.

En caractérisant la distension NW-SE de la Calabre (fig. 18A; N120 d'après l'orientation des failles cartographiques, N124 à N156 d'après les calculs de tenseurs), Moussat (1983) a mis en évidence un faible confinement vers le Sud-Est (vers la mer Ionienne de croûte peu épaisse). Ce manque de confinement est à l'origine de la migration de l'arc calabrais (fig. 138).

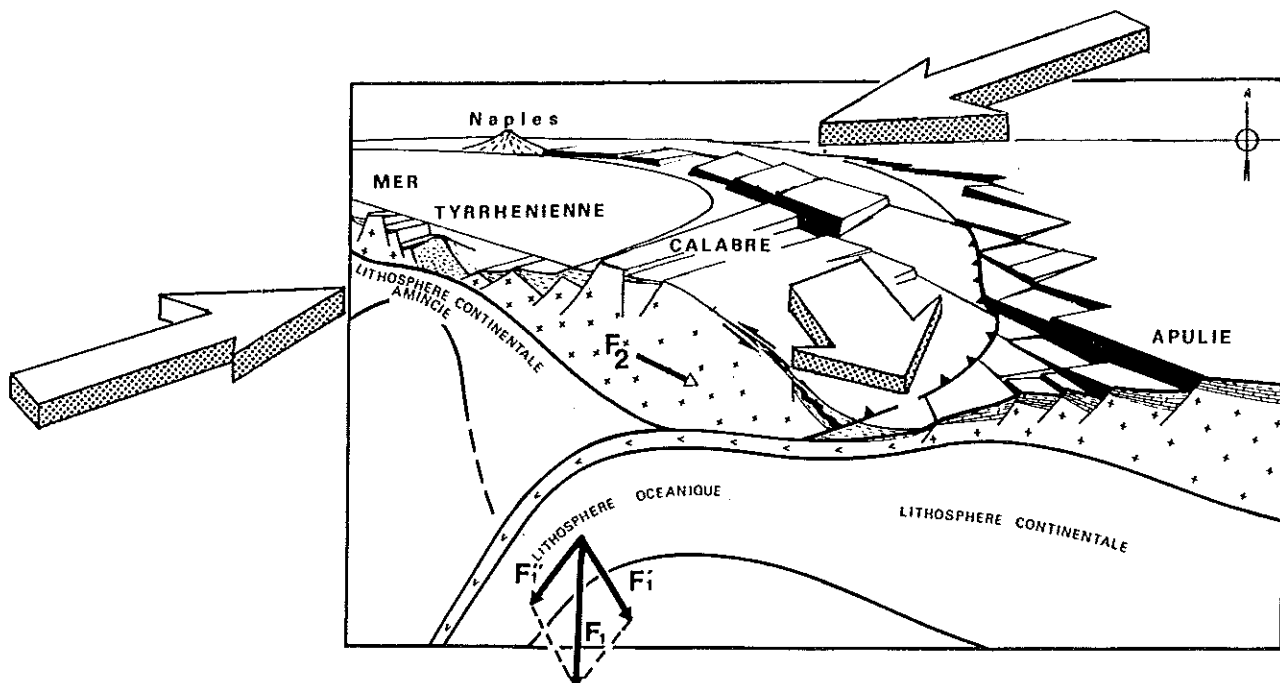
Nous complétons ce modèle en caractérisant la compression dans une zone de blocage continental. Cette compression majeure (N25 et N70) est perpendiculaire aux distensions NW-SE caractérisées en Calabre par Moussat (1983). On a donc le même rapport, en termes de directions, entre compression apenninique et distension calabraise, qu'entre compression apenninique et distension de la bordure tyrrhénienne de la chaîne (fossé de Salerne) (fig. 137).

Le passage de la zone en compression de l'Apennin (blocage continental) à la zone en extension de la mer tyrrhénienne et de la Calabre (ouverture océanique) correspond finalement à une variation de confinement latéral, dont l'effet est de produire des permutations de contraintes "régionales".

L'arc tyrrhénien est bordé par des zones de croûte continentale épaisse à l'exception de la Calabre qui est en vis-à-vis avec une croûte océanique peu épaisse. Les segments de l'arc non bloqués par les masses continentales de l'avant-pays se déplacent vers les zones de subduction (Moussat et al., 1986). Cette hétérogénéité des zones d'avant-pays provoque les variations de confinement latéral mises en évidence et caractérisées par des permutations d'axes de contraintes.

La faiblesse de confinement latéral au niveau de la Calabre implique que la subduction est passive. Les forces de "suction", permettant le déplacement de l'arc, seraient dues notamment à l'effet du poids de la lithosphère plongeante (fig. 138) (Moussat et al., 1986). Le fait que la subduction soit passive est également démontré par la structuration de l'Apennin qui est liée à des compressions NNE-SSW à WSW-ENE. Cette structuration n'est en effet pas associée à des compressions NW-SE, parallèles à la direction de subduction, comme cela avait été proposé (fig. 17) (Auroux, 1985; Moussat et al., 1986; Auroux et al., 1987). Dans le sud de l'Apennin méridional, les compressions NW-SE (Pl. 4) ont été mises en évidence dans des formations relativement anciennes (Aquitaniens) et sont toujours anté-basculément, donc précoces par rapport aux déformations apenniniques. Seule une déformation constrictive, essentiellement dans le Nord du secteur étudié, laisse entrevoir le rôle d'un blocage E-W à la fin du Pliocène.

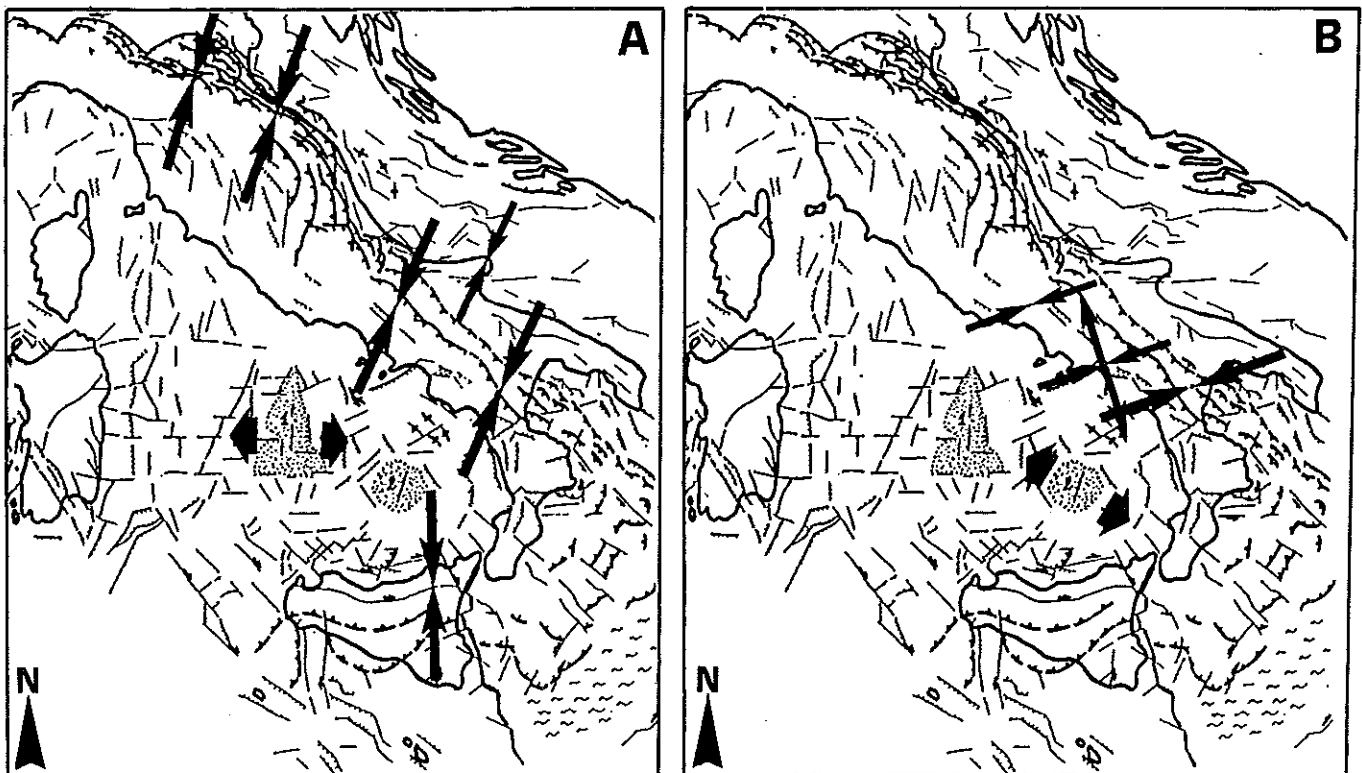
En outre, la plupart des compressions NW-SE, qui étaient précédemment caractérisées dans l'avant pays (Auroux et al., 1987), sont liées à des déformations antérieures à la subduction apenninique.



**Fig. 138:** Modèle d'ouverture du bassin tyrrhénien (d'après Moussat et al., 1986a; modifié).

F1: forces liées à l'excès de densité de la lithosphère plongeante, et ses composantes perpendiculaires et parallèles au plan de subduction; F2: force de "suction" liée à la différence de pression lithostatique entre le domaine tyrrhénien et le domaine océanique ionien (d'après Moussat et al., 1986a); grandes flèches: direction d'extension résultant des forces précédentes et direction de compression résultant de la convergence Afrique-Europe.

Nous avons mis en évidence un changement de la direction de compression entre le Pliocène et le Pléistocène. Au Pliocène, la compression est NNE-SSW dans l'Apennin méridional et septentrional (Fesce, 1986) et N-S en Sicile (Ghisetti, 1979b) (fig. 139A). Au Pléistocène, nous montrons que la compression est devenue WSW-ENE dans l'Apennin méridional (fig. 139B). Ce changement peut bien être contemporain du changement de la position de l'accrétion crustale dans le bassin tyrrhénien, qui passe du bassin Vavilov au bassin Marsili (fig. 139 et 136). Notons que l'ouverture du bassin Vavilov, situé à l'Ouest de l'Apennin méridional, est contemporaine d'importants chevauchements dans tout ce segment de chaîne (fig. 136). L'ouverture du bassin de Marsili, situé au Sud-Ouest de l'Apennin méridional, est contemporaine de déformations qui sont importantes uniquement à proximité de ce bassin, dans le Sud du domaine étudié (bassin de Salerne, bassin de Sant'Arcangelo, Bassins de Corigliano et de l'Amendolora (fig. 91 et 139B).



**Fig. 139:** Deux étapes de l'ouverture du bassin tyrrhénien (d'après Sartori, 1988; modifié) et directions de compression et d'extension de la péninsule italienne.

A: Directions de compression au Pliocène (d'après Fesce, 1986, pour l'Apennin septentrional et d'après Ghisetti, 1979b, pour la Sicile).

B: Directions de compression et d'extension au Pléistocène inférieur. Taille des flèches en fonction de l'importance des déformations.

D'après Sartori (1990), le changement de position de l'accrétion crustale du bassin tyrrhénien s'est accompagné d'un changement de la direction d'ouverture (N90-100 à N110-131) et d'une rotation horaire des contraintes extensives (fig. 139). Remarquablement, le changement de la direction de compression mis en évidence dans l'Apennin méridional correspond également à une rotation horaire des contraintes.

Ritsema (1979) avait également supposé que le changement de direction de la zone de Benioff avec la profondeur (N-S dans la partie profonde, NE-SW dans la partie la plus superficielle) (fig. 15B) correspond à un changement de la direction de dérive de l'arc calabrais.

Le paradoxe de la zone étudiée consiste en la présence d'un déplacement proche de Est-Ouest avec des forces compressives sub-méridiennes. Les forces qui régissent l'ouverture tyrrhénienne et la compression apenninique sont à la fois des forces de "succion" liées à un plongement latéral de la plaque "subduite" et à l'effet de la pesanteur sur la plaque plongeante (Moussat et al., 1986), et des forces compressives probablement liées au rapprochement Afrique-Europe.

Ainsi, un modèle de d'écrasement rigide-plastique qui prendrait en compte à la fois le raccourcissement Apulie/Afrique et les hétérogénéités d'épaisseur de croûte dans l'arc tyrrhénien (Tapponnier, 1977) pourrait permettre de modéliser l'ouverture tyrrhénienne.

L'ouverture tyrrhénienne et la compression apenninique peuvent être perçues comme un écoulement gravitaire comparable à celui invoqué dans le cas de la plaque Egéenne (Le Pichon et Angelier, 1979). Néanmoins, dans le cas de la Mer Tyrrhénienne, l'écoulement est guidé dans une direction E-W puis NW-SE par la disposition des domaines continentaux et océaniques, et le serrage lié au rapprochement Afrique-Europe peut s'exprimer dans les directions restantes (NNE-SSW puis WSW-ENE).



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGIP (1977) - Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'Agip durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia. Agip, Milan, 1390 p.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA U., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI U., LORENWONI F., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZAETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - L'Arco Calabro-peloritano nell'orogene Appeninico-maghrebine. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 17, pp. 1-60.
- ANDERSON E.M. (1942) - The dynamics of faulting. 2° éd., 1951, Edinburgh, Oliver et Boyd, p. 206.
- ANDERSON H. (1987) - Is the Adriatic an African promontory ?. *Geology*, V. 15, pp. 212-215.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987a) - Active tectonics of the Adriatic Region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, pp. 937-983.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987b) - The deep seismicity of the Tyrrhenian sea. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 91, pp. 613-637.
- ANGELIER J. (1975) - Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: L'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C. R. Acad. Sc., Paris, (D)*, T 281, pp. 1805-1808. Erratum: *Ibid.*, (D), T. 283, 1976, p. 466.
- ANGELIER J. (1979a) - Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, pp. 17-26.
- ANGELIER J. (1979b) - Néotectonique de l'arc Egéen. Thèse Sciences, Paris, 417 p.
- ANGELIER J. (1983) - Analyse qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXV, pp. 661-672.
- ANGELIER J. (1984) - Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geoph. Res.*, V. 89, B7, pp. 5835-5848.
- ANGELIER J. (1989a) - Tectonique cassante et néotectonique. *Ann. Société géol. Belgique*, T. 112, Fasc. 2, pp. 283-307.
- ANGELIER J. (1989b) - From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geology*, V. 11, 1/2, pp. 37-50.
- ANGELIER J. (1990) - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103, pp. 363-376.
- ANGELIER J. (1991) - Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 312, Série II, pp. 1213-1218.
- ANGELIER J. & BERGERAT F. (1983) - Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, pp. 137-147.
- ANGELIER J. & GOGUEL J. (1979) - Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C. R. Acad. Sc., Paris, (D)*, T. 288, pp. 307-310.
- ANGELIER J. & MANOUSSIS S. (1980) - Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. *C. R. Acad. Sc., Paris, (D)*, T. 290, pp. 651-654.

- ANGELIER J. & MECHLER P. (1977) - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et séismologie: La méthode des dièdres droits. *Bull.Soc.géol.France.*, (7), T. XIX, n° 6, pp. 1309-1318.
- ANGELIER J., TARANTOLA A., VALETTE B. & MANOUSSIS S. (1982) - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. Single phase fault populations: A new method of computing the stress tensor. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 69, pp. 607-621.
- ANGELUCCI A. (1970) - Formazione di Santopadre. Studi illustrativi della Carte Geologica d'Italia: Formazioni Geologiche. IV, Roma, pp. 149-155.
- ARMIJO R. & CISTERNAS A. (1978) - Un problème inverse en microtectonique cassante. *C.R. Acad. Sci.*, T. 287, pp. 595-598.
- AUBOUIN J. (1965) - Geosynclines, Developments in Geotectonics. Vol. 1, Amsterdam, Londres, New-York. Elsevier, 335 p.
- AUROUX C. (1984) - Evolution néotectonique de la Dorsale Apulienne et de ses bordures. Thèse de l'Université de Nice, tome I, 138 p.
- AUROUX C. (1985) - Essai d'évolution géodynamique du Bassin Tyrrhénien et de son avant-pays. Thèse de l'Université de Nice, tome II, 93 p.
- AUROUX C., CAMPREDON R., MASCLE G., MASCLE J. & ROSSI S. (1982) - Esquisse néotectonique du Golfe de Tarente , et de ses bordures. 23° Congrès C.I.E.S.M. Cannes, 5-10 Déc. 1982, In: Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 28, 4 (1984), pp. 141-142.
- AUROUX C., CAMPREDON R., MASCLE J. & MASCLE G. (1987) - Etude néotectonique du Golfe de Tarente (Italie). Apports des données de la télédétection et de l'analyse microtectonique. *Bull.Soc.géol.France.* (8), tome III, n° 3, pp. 621-628.
- BAGGIONI-LIPPMANN M. (1981) - Néotectonique et Géomorphologie dans l'Appenin Campanien. *Revue de Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Vol. 23, fasc. 1, pp. 41-54.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982a) - Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Pugliese (Avanfossa Appenninica). *Geologica Rom.*, 21, pp. 1-28.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U., MOSTARDINI F. & TONNA M. (1982b) - Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica). *Geologica Rom.*, 21, pp. 89-111.
- BALLINI A., BARBERI F., LAURENZI M.A., MEZZETTI F. & VILLA I.M. (1989) - Nuovi dati sulla stratigrafia del vulcano di Roccamonfina. *Bollettino G.N.V.*, 2, pp. 533-556.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, pp. 257-310.
- BARBERI F., BIZOUARD H., CAPALDI G., FERRARA G., GASPARINI P., INNOCENTI F., JORON J.L. LAMBRET B., TREUIL M. & ALLEGRE C. (1978) - Age and nature of basalts from the Tyrrhenian Abyssal Plain. In: Hsü, K.J., Montadert L., & al., Init. Repts. DSDP, 42, Pt. 1: Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp. 509-516.
- BARBERI.F., INNOCENTI F., MARINELLI G. & MAZZUOLI R. (1974) - Vulcanismo e tettonica a placche: Esempi nell'area Mediterranea. *Mem. Soc. Geol. It.*, Suppl. 2, 13, pp. 327-358.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1982) - Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian arc. *Earth Evol. Sci.*, 3, pp. 207-221.
- BARRIER E. 1992 (sous-presse) - Tectonic analysis of a flexed Foreland: The Ragusa Platform. *Tectonophysics*, 206.



- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F. (1984) - Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy. *Marine Geology*, 55, 2/2 pp. 163-180.
- BELLEMO S., FINETTI I. MORELLI C., DE VISINTINI G., MECHLER P. & ROCARD Y. (1967) - Recherches sismiques sur la croûte terrestre selon un profil Peschici (Gargano) Capo Santa Maria di Leuca (péninsule Salentine). *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 9, 34, pp. 108-119.
- BERGERAT F. (1987) - Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 2, pp. 99-132.
- BERNARD P. & ZOLLO A. (1989) - The Irpinia (Italy) 1980 Earthquake: Detailed Analysis of a Complex Normal Fault. *Journal of Geophysical Research*. V. 94, pp. 1631-1647.
- BLES J.L. & FEUGA B. (1981) - La Fracturation des roches. Manuels et méthodes, n° 1, B.R.G.M. Orléans, 121 p.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - Gli archi Appennici, il Mar Ligure ed il Mar Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, (2), pp. 201-216.
- BOCCALETTI M., HORVATH F., LODDO M., MONGELLI F. & STEGENA L. (1976) - The Tyrrhenian and Pannonian Basins: A comparison of two Mediterranean Interarc Basins. *Tectonophysics*, 35, pp. 45-69.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - The Calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Marine Geology*, 55, pp. 219-245.
- BOLIS G., CAPPELLI V. & MAINELLI M. (1981) - Aeromagnetic data of the Italian area. 43 rd. Meeting Europ. Assoc. of Expl. Geophysicists.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - Carta Geologica dell'Appennino Meridionale, Scala 1:250 000. Università di Napoli, C.N.R. eds, 74° Congresso della Società Geologica Italiana, Sorrento 13-17 Settembre 1988.
- BOSCHI E., PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1990a) - Paradoxes of Italian Seismicity. *Eos*, 13 Nov. 1990, pp. 1787-1788.
- BOSCHI E., PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1990b) - Il terremoto dell'Irpinia: Dieci anni di ricerche. *Le Scienze, edizione Italiana di Scientific American*, n° 266, pp. 12-22.
- BOTT M.H.P. (1959) - The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 962, pp. 109-117.
- BOUSQUET J.C. (1972) - La tectonique récente de l'Apennin Calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. Thèse de 3ème cycle, Univ. de Montpellier, 172 p.
- BOUSQUET J.C. (1973) - La tectonique récente de l'Apennin Calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. *Geologica Romana*, Vol. XII, pp. 1-103.
- BOUSQUET J.C., CARVENI P., LANZAFAME P., PHILIP H. & TORTORICI L. (1980) - La distension pléistocène sur le bord oriental du Déroit de Messine: Analogies entre les résultats microtectoniques et le mécanisme au foyer du séisme de 1908. *Bull. Soc. géol. France*, (7), T. XXII, n° 3, pp. 327-336.
- BOUSQUET J.C., GRESTA S., LANZAFAME G. & PAQUIN C. (1987) - Il campo degli sforzi attuali e quaternari nella Regione dell'Etna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, pp. 483-506.
- BOUSQUET J.C. & GUEREMY P. (1969) - Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin Calabro-Lucanien et leurs conséquences morphologiques II.- L'escarpement méridional du Pollino et son piémont. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), XI, 2, pp. 223-236.

- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) - L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino Campano-lucano. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, Relazioni pp. 45-48.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988) - Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della piana del F. Sele e della costa settentrionale de Cilente (Campania, Appennino Meridionale). In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. A, pp. 55-62.
- CAGNETTI V., PASQUALE V. & POLINARI S. (1978) - Fault-plane solutions and stress regime in Italy and adjacent regions. *Tectonophysics*, 46, pp. 239-250.
- CALDARA M., LOIACONO F., MORLOTTI E., PIERI P. & SABATO L. (1988) - Caratteri geologici e paleoambientali dei depositi pliopleistocenici del Bacino di S. Arcangelo (parte settentrionale); Italia Meridionale. Atti de 74° Congresso della Soc. Geol. It., l'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale, Vol. B, pp. 51-58.
- CAPUTO M. & POSTPISCHL D. (1973) - Carta della sismicità (Epicentri dal 1900 al 1970). In: Modello Strutturale d'Italia. Scala 1/1 000 000. Roma CNR.
- CAREY E. (1976) - Analyse numérique d'un modèle numérique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse, Univ. Paris Sud, Orsay, France, 167 p.
- CAREY E. & BRUNIER B. (1974) - Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), T. 279, pp. 891-894.
- CARRISSIMO L., D'Agostino D., Loddo C. & Pieri M. (1963) - Petroleum exploration by Agip Mineralia and new geological information in Central and Southern Italy from the Abruzzi to the Tarento Gulf. 6th. Intern. Petr. Congr., Frankfurt, 1, pp. 267-292.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1991b) - Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennine. *Soc. Geol. Italiana Mem.*, Sorrento Congress, (sous presse).
- CASERO P., ROURE F., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino Meridionale. In: L'Appennino Campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988. De Frede (Ed.), Napoli. Relazioni, pp. 59-66.
- CASERO P., ROURE F. & VIALLY R. (1991a) - Tectonic framework and petroleum potential of the Southern Apennines. In: Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. A. M. Spencer (Ed.). Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists n°1, pp. 1-23. Oxford University Press. chap. 29, pp. 381-387.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F. & ROSSI U. (1981) - Il Plio-Pleistocene del sottosuolo Molisano. *Geologica Rom.*, 20, pp. 1-42.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - Evoluzione della Avanafossa Adriatica Meridionale nel Plio-Pleistocene sulla base di dati di sottosuolo. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 24, pp. 243-260.
- CASSINIS R., FRANCIOSI R. & SCARASCIA S. (1979) - The structure of the Earth's crust in Italy: a preliminary typology based on seismic data. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XXI : pp. 105-126.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - Fasi Distensive, Transcorrenze e Sovrascorrimenti Lungo la " Linea Ancona-Anzio " dal Lias Medio al Pliocene. *Geologica. Rom.*, 17, pp. 161-189.

- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - South Alpine versus Po Plain Apenninic Arcs. In: The Origin of Arcs. Wezel F.C. (Ed.), Developments in Geotectonics. 19, pp. 253-280. Amsterdam, Elsevier.
- CATALANO R., CHANNELL E.T., D'ARGENIO B. & NAPOLEONE G. (1976) - Mesozoic paleogeography of the Southern Apennines and Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, 15, pp. 95-118.
- CHANNELL J.E.T. & TARLING D.H. (1975) - Paleomagnetism and rotation of Italy. *Earth Plan. Sci. Lett.* 25, pp. 177-188.
- CIAMPO G., SGROSSO I. RUGGIERO & TADDEI E. (1987) - L'inizio della sedimentazione terrigena nel Matese, nei monti del Casertano e nei monti di Suio. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 106, pp. 323-330.
- CIARANFI N., CINQUE A., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., SGROSSO I. & TORTORICI L. (1981) - Proposta di zonazione sismotettonica dell'Italia Meridionale. *Rend. Soc. Geol. It.* 4, pp. 493-496.
- CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G. & WALSH N. (1979) - Considerazioni sulla Neotettonica della Fossa Bradanica. In: Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. 251 del Progetto Finalizzato Geodinamica, C. N. R., pp. 73-95.
- CIARANFI N., NUOVO G., & RICCHETTI G. (1971) - Le argille di Taranto e di Montemesola (studio geologico, geochimico e paleontologico) *Boll. Soc. Geol. It.*, 90, pp. 293-314.
- CLERMONTE J. (1982) - Evolution paléogéographique et structurale de l'Italie Centro-Méridionale durant l'Alpin. Notion de promontoire Apulien. *Sciences de la Terre*, Tome XXV, n° 1, pp. 39-64.
- CLERMONTE J. & PIRONON B. (1979) - La plate-forme Campano-Abruzzaise de la Méta au Matèse (Italie Méridionale): Différentiations au Paléogène et au Miocène, structures, relations avec les formations Molisanes. *Bull. Soc. géol. France*, s. 7, 21 (6), pp. 737-743.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - Les faciès sédimentaires Miocènes du bassin Irpinien (Italie Méridionale). *Atti. Acc. Pont.*, Napoli, N.S., 21, 13 p.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1975) - Facies Pattern of the Southern Apennines Flysch Troughs. In: Geology of Italy. COY H. SQUYRES (Ed.) Tripoli L.A.R., 1975, pp. 289-303.
- COLANTONI P., FABBRI A., GALLIGNANI P., SARTORI R. & REHAULT J.P. (1981) - Carta Lithologica et Stratigraphica dei mari Italiani. C.N.R. e Istituto per la Geologia Marina, Bologna Litografica Artistica Cartografica, Firenze.
- COLELLA A. & CAPPADONA P. (1988) - Evidenze stratigrafiche del carattere trascorrente sinistro della zona di Faglie del Pollino. Valutazioni sulla velocità di trascorrenza. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. B, pp. 147-150.
- COLOMBI B., GIESE P., LUONGO G., MORELLI C., RIUSCETTI M., SCARASCIA S., SCHUTTE K.G., STOWALD J. & DE VISENTINI G. (1973) - Preliminary report on the seismic refraction profile Gargano-Salerno-Pantellaria. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 15, 59, pp. 225-254.
- CORRADO G. & RAPOLLA A. (1981) - The gravity field of Italy: analysis of its spectral composition and delineation of a tridimensional crustal model for Central-southern Italy. *Boll. di Geofis. Teor. ed Applic.*, Vol. XXIII, n° 89, pp. 17-29.

- COTECCHIA V. & VALENTINI G. (1966) - Geologia, erosione, condizioni di stabilità e possibilità di sbarramento della media Valle del Fiume Sinni (Lucania). *Geol. Appl. Idrogeol.*, 1, pp. 179-220.
- CREMONINI G., ELMI C. & SELLI R. (1971) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia. F. 156, Ser. Geol. It., Roma.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - La geologia dell'Appennino Foggiano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, (1), pp. 121-142.
- DAI PRA G. & HEARTY P.J. (1988) - I livelli marini Pleistocenici del Golfo di Taranto. Sintesi geocronostratigrafica e tettonica. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. B, pp. 183-189.
- D'ARGENIO B. (1974) - Le Piattaforme Carbonatiche Periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'Area Mediterranea. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13 (supp. n° 2), pp. 137-159.
- D'ARGENIO B., HORVATH F. & CHANNELL J.E.T. (1973) - Palaeotectonic evolution of Adria, the African promontory. In: Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys. pp. 331-351. 26<sup>e</sup> Congr. géol. intern., Paris.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines. In: Structural model of Italy. L. Ogniben, M. Parotto, A. Praturion (eds). *Quad. Ric. Sci.*, 90, pp. 313-327.
- DE DOMINICIS A. & MAZZOLDI G. (1987) - Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della Piattaforma Apula. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, pp. 163-176.
- DELLA VEDOVA B., PELLIS G., FOUCHER J.P. & REHAULT J.P. (1984) - Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea. *Mar. Geol.*, 55, pp. 271-289.
- DEL PEZZO E., IANNAZONE G., MARTINI M. & SCARPA R. (1983) - The 23 November 1980 Southern Italy earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, pp. 187-200.
- DESCHAMPS A. & KING G.C.P. (1984) - Aftershocks of the Campania Lucania (Italy) earthquake of 23 November 1980. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, (6), pp. 2483-2517.
- DIETRICH V., EMMERMANN R., PUCHLT H. & KELLER J. (1978) - Oceanic basalts from the Tyrrhenian Basin, DSDP Leg. 42 A, Hole 373 A. In: Init. Repts. DSDP, 42, Pt. 1. Hsü K.J., Montadert L. et al., (Eds). Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp. 515-530.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE M. (1976) - Fase tettonica messiniana nell'Appennino Meridionale. *Boll. Soc. Natur., Napoli*, 84.
- DONDI L. & PAPETTI I. (1965) - Sul ritrovamento di ceneri microfacies con miogypsina e lepidocyclina al fondo del Pozzo Contursi 1 (m. 3478) nel Cilento. *Geologica Rom.*, IV, pp. 7-40.
- DUBOIS R. (1976) - La suture Calabro-Apenninique crétacée-éocène et l'ouverture Tyrrhénienne néogène, étude pétrologique et structurale de la Calabre Centrale. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI. 577 p.
- ELDREDGE S., BACHTADSE V. & VAN DER VOO R. (1985) - Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics*, 119, pp. 153-179.
- ENDIGNOUX L., MORETTI I. & ROURE F. (1989) - Forward modeling of the Southern Apennines. *Tectonics*, v. 8, 5, pp. 1095-1104.
- ERICKSON A.J. (1970) - Heat flow measurements in the Mediterranean, Black and Red Seas. Ph. D. Thesis, Massachusetts Inst Technology, Cambridge.

- ERICKSON A.J., SIMMONS G. & RYAN W.B.F. (1977) - Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean Seas. In: International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins. Biju-Duval, Montader L. (Eds.), (Technip), Paris, pp. 263-279.
- ETCHECOPAR A., VASSEUR G. & DAIGNERES M. (1981) - An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault strain analysis. *J. Struct. Geol.*, V. 3, n° 1, pp. 51-65.
- FABBRI A. & CURZI P. (1979) - The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamic implication. *Giorn. geol.*, 43, pp. 215-248.
- FEDI M. & RAPOLLA A. (1988) - Struttura crostale nella regione Appenninica Meridionale da dati gravimetrici e magnetici. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. A, pp. 289-295.
- FERAUD G. (1990) - AR 39-AR 40 Analysis on basaltic lava series of Vavilo Basin, Tyrrhenian sea (Ocean Drilling Program, Leg 107, Holes 655 B and 651 A). Scientific Results. pp. 93-97.
- FERRANDINI J. & PETIT J.P. (1982) - Sur la tectonique récente de la bordure du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). *Bull. Fac. Sci.*, Marrakech 1, pp. 87-96.
- FESCE A.M. (1986) - Analisi micro e mesostrutturale dei conglomerati Neogenici e Pleistocenici del margine Appenninico fra il Bolognese e la Val Marecchia. Ricostruzioni tensoriali. Dottorato di Ricerca, Università di Bologna e di Modena, 212 p., 7 pl.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1972) - Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 14 (56): pp. 291-342, 19 fig., 4 tab.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 15, 60, pp. 263-341.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Vol. XXVIII, n° 110. pp. 9-47.
- FUNICIELLO R., MONTONE P., SALVINI F. & TOZZI M. (1988) - Caratteri strutturali del Promontorio del Gargano. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. A, pp. 299-305.
- FUNICIELLO R., PAROTTO M., PRATURLON A., BIGI G., ALBANO M. & SOLVATI M. (1981) - Carta tettonica d'Italia, Scala 1:1.500.000, CNR Pubblicazione n° 269, Roma.
- FUNICIELLO R., PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1987) - Surface faulting reports from recent Italian earthquakes. *Terra Cognita*, 7, p. 303, E U G Meeting, Strasbourg.
- GARS G. (1983) - Etude sismotectonique en Méditerranée Centrale et Orientale: I. La tectonique de l'Apennin Méridional et le séisme (2 nov.1980) de l'Irpinia (Italie). II. Les failles activées par les séismes (fev.-Mars 81) de Corinthie (Grèce). Thèse de 3ème cycle, Univ. de Paris-Sud Orsay, 219 p.
- GASPARINI C., IANNACCONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics*, 84, pp. 267-286.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1980) - On the Focal Mechanism of Italian Earthquakes. *Rock Mechanics*, Suppl. 9, pp. 85-91.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - Fault-plane solutions and seismicity of the Italian Peninsula. *Tectonophysics*, 117, pp. 59-78.

- GHISETTI F. (1979a) - Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria Centrale. *Boll. Soc. Geol. It.* 98, pp. 387-430.
- GHISETTI F. (1979b) - Relazioni tra strutture e fasi trascorrente e distensive lungo i sistemi Messino-Fiumefreddo Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna. (Sicilia nord-orientale): Uno studio microtettonica. *Geologica Rom.*, 18, pp. 23-58.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino Meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 101, pp. 385-440.
- GIARDINI D. & VELONA M. (1988) - La sismicità profonda del Mar Tirreno. In: L'Appennino Campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed), Napoli, v. A, pp. 309-312.
- GIARDINI D. & VELONA M. (1991) - The deep seismicity of the Tyrrhenian sea. *Terra nova*, v. 3, n° 1, pp. 57-64.
- GIESE P. & MORELLI C. (1975) - Crustal structure in Italy. In: Structural model of Italy, L.Ogniben, M. Parotto & A. Praturion (Eds), *Quad. Ric. Sci.*, 90, pp. 257-311.
- GÖRLER K. (1978) - Neogene Olistostromes in Southern Italy as an Indicator of Contemporaneous Plate-Tectonics. In: Alps Apennines Hellenides, Closs H., Roeder D. & Schmidt eds., Schweizerbatsche Vorl, Stuttgart, pp. 355-359.
- GRANDJACQUET C. (1963) - Schéma structural de l'Apennin Campano-Lucanien (Italie). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), Vol. V, Fasc. 3, pp. 185-202.
- GRANDJACQUET C. (1971) - Les séries transgressives d'âge Oligo-Miocène Inférieur de l'Apennin Méridional: conséquences tectoniques et paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIII, n° 3-4, pp. 315-320.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - The structure of the Ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania. In: A.E.M. Nairn, W.H. Kanes, F.G. Stehli (eds): " The Ocean Basins and Margins ", Vol. 4B, Plenum Press, N.Y., pp. 257-329.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines, (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol XI, pp. 309-341.
- HOEPPENER R. (1964) - Zur physikalischen Tektonik. Darstellung der affinen Deformationen, der Spannungs-und Beanspruchungs zu-Stände mit Hilfe der flächentreuen Kugelprojektion. *Felsmech. Ingenieur geol.* 2, pp. 22-44.
- IORIO M. & NARDI G. (1988) - Studi paleomagnetici su rocce Mesozoiche dell Matese Occidentale. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. A, pp. 343-345.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennine. In: Geology of Italy, Coy Squyres (Ed.). Vol. II. Earth Science Soc. of the Libyan Arab. Republic, Tripoli, pp. 317-328.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - Struttura marginale Tirrenica dell'Appennino Campano. Reinterpretazioni di dati di antiche ricerche di idrocarburi. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, (4), pp. 227-250.
- JACKSON K.C. (1990) - A palaeomagnetic study of Apennine thrusts, Italy: Monte Maiella and Monte Raparo. *Tectonophysics*, 178, pp. 231-240.
- JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1967) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100 000. Foglio 174. Ariano Irpino, Serv. Geol. d'It., 64 p.

- JULIEN Ph. & CORNET F. H. (1987) - Stress determinations from aftershocks of the Campania-Lucania earthquake of November 23, 1980. *Annales Geophysicae*, 5B, (3), pp. 289-300.
- KANAMORI H. (1977) - Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications in Island arcs. Deep sea trenches and back-arc basins, pp. 163-174. M. Talwani, W.C. Pitman (eds), Amer. Geoph. Union, Washington.
- KASTEN K. & MASCLE J. (1990) - The geological evolution of the Tyrrhenian sea: An introduction to the scientific results of ODP leg 107. Proceeding of the ocean D.P. results, Vol.107, pp. 33-26.
- KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C. & al. (1987) - Proc. Init. Repts. (Pt. A), ODP 107.
- KASTENS K. A. & al. (1988) - ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and backarc basin evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, pp. 1140-1156.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1981) - La tettonica recente della Valle del Fiume Crati (Calabria). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 4, pp. 11-21.
- LARROQUE J.M., ETCHECOPAR A. & PHILIP H. (1987) - Evidence for the permutation of stresses  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  in the Alpine Foreland: The example of the Rhine graben. *Tectonophysics*, 144, pp. 315-322.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - Tettonica e magmatismo nell'Appennino Settentrionale lungo la geotraversa isola del Giglio-Monti Sibillini. *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, pp. 237-254.
- LA VOLPE L. & PRINCIPE C. (1989) - Stratigrafia e storia eruttiva del Monte Vulture: Revisione ed aggiornamenti. *Bollettino GNV*, 1989-2, pp. 889-902.
- LEG 107 Scientific Drilling Party (1986) - Young Tyrrhenian sea evolved very quickly, Vol. 31, n° 8, pp. 11-14.
- LE PICHON X. & ANGELIER J. (1979) - The hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, pp. 1-42.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J. M. & OLIVET J. L. (1971) - La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13, pp. 145-152.
- LETOUZEY J. (1986) - Cenozoic paleostress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. *Tectonophysics*, 132, pp. 215-231.
- LETOUZEY J. & TREMOLIERES P. (1980) - Paleo-stress fields around the Mediterranean Sea since the Mesozoic from microtectonics comparison with the plate tectonic data. *Rock Mechanics*, Suppl. 9, pp. 173-192.
- LOCARDI E. (1982) - Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame della evoluzione vulcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno. *Mem. Soc. Geol. It.*, 34, pp. 569-596.
- LOCARDI E. (1986) - Tyrrhenian volcanic arcs: Volcanotectonics, petrogenesis and economic aspects. In: "The origin of arcs", F. C. Wezel (Ed.), Elsevier, Amsterdam, pp. 351-373.
- LOWRIE W. (1986) - Paleomagnetism and the Adriatic Promontory: A reappraisal. *Tectonics*, 5, 5, pp. 797-807.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - Extension of the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of a migration driven by sinking lithosphere. *Tectonics*, 5, pp. 227-245.

- MANTOVANI E., BABBUCCI D. & FARSI F. (1985) - Tertiary evolution of the Mediterranean region: major outstanding problems. *Boll. Geofis. Teor. Applic.*, Vol. XXVII, n° 105, pp. 67-90.
- MANZONI M. (1975) - Paleomagnetic evidence for rotation of Northern Calabria. *Geophys. Res. Lett.*, 2, pp. 427-429.
- MARTINI E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II Plankt. Conf. Roma 1970, 2, Technoscienza, pp. 738-785.
- MARTINI M. & SCARPA R. (1983) - Earthquakes in Italy in the last century. In: Earthquakes: Observation theory and interpretation. Kanamori H. (Ed.), Italian Physical Society North-Holland, Amsterdam, pp. 479-487.
- MASCLE & REHAULT (1990) - A revised seismic stratigraphy of the Tyrrhenian sea: Implications for the basin evolution. ODP Leg 107, In: Kasten K. A., Mascle J. et al., 1990. Proc. ODP. Sci. Results, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program). pp. 617-636.
- McKENZIE D.P. (1972) - Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 30, pp. 109-185.
- MERCIER J.L., ARMIJO R., TAPPONNIER P., CAREY-GAILHARDIS E. & HAN T.L. (1987) - Change from Late tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, 6, pp. 275-304.
- MERCIER J.L. & CAREY-GAILHARDIS E. (1989) - Regional state of stress and characteristic fault kinematic instabilities shown by aftershock sequences: The aftershock sequences of the 1978 Thessaloniki (Greece) and 1980 Campania-Lucania (Italia) earthquakes as example. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 92, pp. 247-264.
- MERCIER J.L., CAREY-GAILHARDIS E. & SEBRIER M. (1991) - Palaeostress determinations from fault kinematics: Application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 337, pp. 41-52.
- MORELLI C. (1970) - Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 12, 48, pp. 275-309.
- MORELLI C. (1975) - The gravity map of Italy. In: Structural Model of Italy. L. Ogniben, M. M. Parotto & A. Praturlon (Eds). *Quad. Ric. Sci.*, 90, pp. 257-311.
- MORELLI C., GIESE P., CASSINIS R., COLOMBI B., GUERRA I., LUONGO G., SCARASCIA S. & SCHUTTE K.G. (1975) - Crustal structure of Southern Italy. A seismic refraction profile between Puglia-Calabria-Sicily. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 18, 67, pp. 183-210.
- MORETTI I. & ROYDEN L. (1988) - Deflection, gravity anomalies and tectonics of doubly subducted continental lithosphere: Adriatic and Ionian seas. *Tectonics*, 7, pp. 875-893.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - Appennino Centro-Meridionale: Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale. 73° Congresso Soc. Geol. It., Agip, pp. 1-59.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1988) - Appennino Centro-Meridionale: Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 1986/1988, pp. 177-202.
- MOSTARDINI F., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - Stratigrafia del foglio 212 Montalbano Ionico. *Boll. Serv. Geol. It.*, 87, pp. 57-143.
- MOUSSAT E. (1983) - Evolution de la Mer Tyrrhénienne Centrale et Orientale et de ses marges septentrionales en relation avec la néotectonique dans l'Arc Calabrais. Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris, 145 p.
- MOUSSAT E. ANGELIER J. & MASCLE G. (1985) - Régimes de paléocontraintes et déformations de l'Arc Tyrrhénien. *C.R. Acad. Sci., Paris*, série II, t. 300, n° 9, pp. 417-422.



- MOUSSAT E., ANGELIER J., MASCLE G. & REHAULT J.P. (1986) - L'ouverture de la mer Tyrrhénienne et la tectonique de faille néogène quaternaire en Calabre. *Giorn. Geol.*, ser. 3°, v. 48/1-2, pp. 63-75.
- MOUSSAT E., MASCLE G. & ANGELIER J. (1982) - Recent faulting in northern Calabrian Arc. 23<sup>e</sup> Congres C.I.E.S.M., Cannes, 5-10 Décembre 1982. In: Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 28, 4, (1984), pp. 141-142.
- MOUSSAT E., REHAULT J.P. & FABBRI A. (1986) - Rifting et évolution tectono-sédimentaire du Bassin Tyrrhénien au cours du Néogène et du Quaternaire. *Giorn. Geol.*, Ser. 3°, Vol. 48, n° 1/2, pp. 41-62.
- MULLER C., CASERO P., MORETTI I., ROURE F. et SAGE L. (1988) - Significance of the Monte Alpi in the geodynamic evolution of the Southern Apennines. In: L'Appennino Campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale, Atti del 74° Congresso. Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. B, pp. 333-335.
- NARDI L.D., ELTER P. & NARDI R. (1971) - Considerazioni sull'arco dell'Appennino Settentrionale e sulla "linea" Ancona-Anzio. *Boll. Soc. Geol. It.*, 90 pp. 203-211.
- NEBOIT R. (1974) - Plateaux et collines de Lucanie Orientale et des Pouilles. Etude morphologique. Thèse d'Etat, Diff. Librairie H. Champion (1975), Paris, 715 p.
- NICOLICH R. (1981) - Crustal structures in the Italian peninsula and surrounding seas: a review of DSS data. In: Sedimentary basins of Mediterranean margins. CNR. Italian project of Oceanography, F.C. Wezel (Ed.), Tecnoprint, Bologna.
- O.D.P., Leg. 107 Scientific Drilling Party (1986) - Young Tyrrhenian sea evolved very quickly. *Geotimes*, Vol. 31, n° 8, pp. 11-14.
- OGNIBEN L. (1958) - Stratigrafia e microfauna del terziario della zona di Caiazzo (Caserta). *Riv. Ital. Paleont. e Stratigr.*, 64 (2), pp. 199-270.
- OGNIBEN L. (1969) - Schema geologico introduttivo alla geologia del confine Calabro Lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8-4, pp. 453-763.
- OGNIBEN L. (1986) - Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione Italiana. ENEA, 357 p.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12, pp. 475-478.
- ORTOLANI F., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R., STANZIONE D. & ZENONE F. (1981) - Prospettive geotermiche dell'Irpinia Centrale (Appennino Meridionale): Studio geologico-strutturale e geochimico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, pp. 139-159.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) - Lineamenti strutturali dell'Appennino Campano-Lucano. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, relazioni, pp. 101-108.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1971) - Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino Meridionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 90, pp. 213-248.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1981) - Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23-11-1980. *Rend. Soc. Geol. It.*, 4, pp. 173-214.
- PANTOSTI D., SAGNOTTI L. & VALENSISE G. (1990) - Il ruolo della Paleosismologia nella mitigazione dei rischi sismico nell'Appennino Centro-meridionale. *Rend. Soc. Geol. It.*, 13, pp. 47-56.

- PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1990) - Faulting Mechanism and Complexity of the November 23, 1980, Campania-Lucania Earthquake, Inferred From Surface Observations. *J. Geoph. Res.*, V. 95, n° B 10, pp. 15319-15341.
- PANZA G.P., CALCAGNILE G., SCANDONE P. & MUELLER S. (1980) - Le strutture profonde dell'area Mediterranea. *Le Scienze*, 24, n° 141, pp. 60-69.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - Post-Tortonian mountain building in the Apennines: the role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO, G.B. VAI (Eds.): " The lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences Research ". *Rend. Acc. Naz. Lincei*, 80, pp. 157-176.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1988) - L'Appennino Meridionale: Modello strutturale e palinspastica dei domini esterni. In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, pp. 67-69.
- PESCATORE T. (1978) - Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia Meridionale) durante il Miocene. *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, pp. 783-805.
- PESCATORE T. (1988) - La sedimentazione Miocenica nell'Appennino Campano-lucano. In: L'Appennino Campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, relazioni, pp. 33-39.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media Valle del Basento (Appennino lucano). In: L'appennino Campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, riassunti, pp. 445-450.
- PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1986) - A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy). *Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment*, 8, pp. 169-182.
- PESCATORE T. & SGROSSO I. (1973) - I rapporti tra la Piatta Forma Campano-Lucana e la Piatta Forma Abruzzese-Campana nel Casertano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, pp. 925-938.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1970) - Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino Campano-lucano. *Mem. Soc. Natur. Napoli*, Suppl. Boll, 78, pp.337-408.
- PESCATORE T. & SLACZKA A. (1984) - Evolution models of two flysch basins: The Northern Carpathians and Southern Apennines. *Tectonophysics*, 106, pp. 49-70.
- PHILIP H. & TORTORICI L. (1980) - Tectonique superposée dans les sédiments Miocène supérieur à Pleistocène de la Calabre centrale et septentrionale. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr. Fasc. 5*, pp. 191-194.
- PIERI M. (1963) - Tentativo di ricostruzione paleogeographico-strutturale dell'Italia centro-meridionale. *Geologica Rom.*, 5, pp. 407-424.
- PIERI M. (1983) - Three seismic profiles through the Po Plain. In: Seismic expression of structural styles. A picture and Work Atlas, BALLY A.W. (Ed.), A.A.P.G. Memoir, Tulsa U.S.A. V. 3 pp. 3.4.1.8-3.4.1.26.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy: Progetto Finalizzato Geodinamica, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 414, 23 p.

- RAMBERG H. (1975) - Particle paths, displacement and progressive strain, applicable to rocks. *Tectonophysics* 28, pp. 1-37.
- RAMSAY J.G. & HUBER M. I. (1983) - The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press, London.
- RAPOLLA A. (1986) - Crustal structure of Central and Southern Italy from gravity and magnetic data. *Giorn. Geol.*, Ser. 3°, V. 48/1-2, pp. 129-143.
- RECHES Z. (1987) - Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield criterion. *Tectonics*, 6, pp. 849-861.
- RECQ M., REHAULT J.P., STEINMETZ L. & FABBRI A. (1984) - Amincissement de la croûte et accréation au centre du Bassin Tyrrhénien d'après la sismique réfraction. *Marine Geology*, 55, pp. 411-428.
- REHAULT J.P. (1981) - Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale). Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris.
- REHAULT J.P., MASCLE J. & BOILLOT G. (1984) - Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Mem. Soc. Geol. It.*, 27, pp. 85-96.
- REHAULT J.P., MASCLE J., FABBRI A., MOUSSAT E. & THOMMERET M. (1987a) - The Tyrrhenian sea before leg. 107. In: Kastens K. A., Mascle, Auroux C. et al., 1987. Proc. Init. Repts. (Pt. A), ODP 107, pp. 9-28.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987b) - Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin. *Marine Geology*, 74, pp. 123-150.
- RENAUD J.P., BILLAUD Y., CLERMONT J., LORENZ C. & PIRONON B. (1990) - Evolution paléogéographique le long de la bordure sud-orientale de la plate-forme Campano-Abruzzaise (Italie) du Crétacé au Néogène. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), T. VI, n° 1 pp. 105-112.
- RICCHETTI G. (1967) - Lineamenti geologici e morfologici della media Valle del Fiume Bradano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, pp. 607-622.
- RICCHETTI G. (1970) - Nuove osservazioni sui depositi Plio-Pleistocenici nei dintorni di Taranto. I "tufi" calcari con Arctica Islandica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 80, pp. 3-10.
- RICCHETTI G. (1980) - Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge. *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, pp. 421-430.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - The foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline. *Giorn. Geol.*, Ser. 3°, Vol. 48, n° 1/2, pp. 165-185.
- RITSEMA A.R. (1969) - Seismic Data of the West Mediterranean and the problem of Oceanization. *Trans. Roy. Geol. Mining Soc. Neth.* 26, pp 105-119.
- RITSEMA A.R. (1979) - Active or passive subduction at the Calabrian Arc. *Geol. Minjbouw*, 58, 2, pp. 127-134.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1988) - Evolutive geometry of ramps and piggy-back basins in the Bradanic trough. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale, Vol. B, pp. 360-363.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge. *Earth and Planet Sc. Let.*, sous-presse.
- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - Late Cenozoic subduction complex of Sicily. *Journ. Struct. Geol.*, v. 112, n° 2, pp. 259-266.

- ROURE F., MULLER C., SAGE L. & MORETTI I. (1987) - Structure et perspectives pétrolières de l'Apennin Méridional. Livre IA, Synthèse Structurale du Sud de la Fosse Brabanique. Rapport Interne de la Compagnie Française des Pétroles Total, Mineraria, Italia
- ROYDEN L. & KARNER G.D. (1984) - Flexure of the continental lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins. *Nature*, V. 309 pp. 142-144.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evaluation. *Geology*, 15, pp. 714-717.
- SAGNOTTI L. (Sous-presse) - Paleomagnetic evidence for a Pleistocene counterclockwise rotation of the Sant'Arcangelo Basin, southern Italy. *Geoph. Res. Lett.*
- SARTORI R. (1988) - Evolution of a land-locked basin related to deformations in its peripheral Orogenic systems: the Tyrrhenian sea, mainland Italy and Sicily. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, L'appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale, relazioni, pp. 75-78.
- SARTORI R. (1989) - Evoluzione Neogenico-recente del bacino Tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti. *Giorn. Geol.*, Vol. 51, n° 2. pp. 1-30.
- SARTORI R. (1990) - The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of Perityrrhenian areas. In: Kastens, K. A., Mascle J., et al., 1990, Proc. ODP. Sci. Results, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program). pp. 715-730.
- SARTORI R., MASCLE G. & du CHAFFAUT A. (1987) - A review of circum-Tyrrhenian regional geology. In: Kastens K.A., Mascle J., Auroux C., et al., Proc. ODP, Init. Repts., (Pt A), ODP 107, pp.37-63.
- SAVELLI C. & SCHREIDER A.A. (1991) - The opening processes in the deep Tyrrhenian basins of Marsili and Vavilov, as deduced from magnetic and chronological evidence of their igneous crust. *Tectonophysics*, 190, pp. 119-131.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1974) - La successione Miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini). *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, pp. 1043-1047.
- SCHRADER F. (1988) - Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern Alpine Molasse Basin. *J. Struct. Geol.*, Vol. 10, n° 1, pp. 41-52.
- SCHUTTE K. G. (1978) - Crustal Structure of Southern Italy. In: Alps, Apennines, Hellenides, Closs H., Roeder D. & Schmidt eds., Schweizerbath'sche Vorl., Stuttgart, pp. 315-321.
- SELLA M., TURCI C. & RIVA A. (1988) - Petroleum geology of the " Fossa Bradanica " (Foredeep of the southern Apennine thrust belt). In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, pp. 49-57.
- SELLI R. (1958) - Sulla trasgressione del Miocene in Italia Meridionale. *Giornale. Geol.* s. 2. 26, pp. 1-54.
- SELLI R. (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 3, pp. 737-789.
- SELLI R. (1970) - Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno. In: Ricerche Geologiche Preliminari nel Mar Tirreno. Selli R. (Ed.), *Giorn. Geol.*, 37, 1, pp. 5-24.
- SENATORE M.R. (1987) - Caratteri sedimentari e tettonici di un bacino di avanfossa. Il Golfo di Taranto, *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, pp. 177-204.

- SERAFINI S. & VITTORI E. (1988) - Caratteri tettonici desunti da dati mesostrutturali nell'area compresa tra Sora e le Gole di Atina (Lazio Meridionale). In: L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia Meridionale. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, v. B, pp. 378-383.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, (1963-1971) - Carta Geologica d'Italia. Ech.: 1/100 000. Feuilles: 155 (1969), 156 (1970), 157 (1965), 160 (1966), 161 (1971), 162 (1970), 163 (1964), 164 (1969), 171 (1968), 172 (1966), 173 (1970), 175 (1963), 176 (1966), 177 (1966), 178 (1963), 185 (1969), 186 (1970), 187 (1970), 188 (1966), 189 (1966), 197 (1965), 198 (1970), 200 (1968), 201 (1969), 209 (1969), 210 (1970), 211 (1970), 212 (1965), 221 (1971). Serv. Géol. d'Ital., Organo cartographico dello Stato, Rome.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1987) - Initial reports of the Deep Sea Drilling Project Tyrrhenian basin, part. II, 4, site 73, pp. 151-174.
- STEINMETZ L., FERRUCCI F., HIRN A., MORELLI C. & NICOLICH R. (1983) - A 550 km long Moho traverse in the Tyrrhenian sea from OBS recorded Pn waves. *Geophys. Res. Lett.*, 10, pp. 428-431.
- TABOADA A. & RITZ J.F. (1991) - Modelling of striated pebbles in terms of stress and strain: Theoretical analysis of striations on a rigid spherical body. *Terra Nova*, Abstract Supplement 5, V. 3, Mechanical Instabilities in Rocks and Tectonics, p. 38.
- TAPPONNIER P. (1977) - Evolution tectonique du système Alpin en Méditerranée: Poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, 1977, (7), T. XIX n° 3, pp. 437-460.
- TORTORICI L. (1981) - Analisi degli deformazioni fragili dei sedimenti post orogeni della Calabria Settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 4/81, pp. 1-18.
- TOZZI M. (1989) - Il contributo del paleomagnetismo e dell'analisi strutturale alla comprensione dell'evoluzione geodinamica terziaria dell'Avampaese Apulo. Tesi di Dottorato, Università di Roma "La Sapienza", 323 p.
- TOZZI M. (coord.) & al., (sous-presse) - Structural data analysis. In: Stratigraphic and structural analysis of the area crossed by the Agropoli-Barletta deep seismic profile (CROP 4/89). PATACCA E. & TOZZI M. (Eds.). CNR - AGP - ENEL, progetto crosta profonda profilo CROP. 4/89.
- TOZZI M., KISSEL C., FUNICIELLO R., LAJ C. & PAROTTO M. (1988) - A clockwise rotation of southern Apulia? *Geoph. Res. Lett.*, Vol. 15, n° 7, pp. 681-684.
- VEZZANI L. (1967) - Il Bacino Plio-Pleistocenico di San Arcangelo (Lucania). *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, S6, 18, Suppl. Sc. Geol., pp. 207-227.
- VEZZANI L. (1975) - Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in the Molise-Puglia-Lucania Apennines. In: Structural Model of Italy, Ogniben L. Parotto M. et Praturlon A. eds., *Quad. Ric. Sci.*, 90, C.N.R., pp. 329-363.
- WALLACE R.E. (1951) - Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, pp. 118-130.
- WESTAWAY R. & JACKSON J.A. (1984) - Surface Faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980, *Nature*, 312, pp. 436-438.
- WESTAWAY R. & JACKSON J.A. (1987) - The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (Southern Italy), *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 90, pp. 375-443.
- WINTER T. & TAPPONNIER P. (1991) - Preuves microtectoniques d'une extension majeure Anté-Apenninique dans le centre de l'Italie. *Bull. Soc. Géol. France*, 162, 6, pp. 1095-1108.

# Annexe 1

La liste des résultats qui précède les diagrammes comprend:

-La référence du site.

Elle se confère au découpage du terrain en neuf secteurs de la Planche 1 en fin de cette annexe. (I, II, III: découpage transversal; PFW, UB, AVP: découpage longitudinal).

-L'âge des terrains.

(1) Datations de Carla Müller par nannoplancton. (2) Bonardi et al. (1988), (3) Servizio geologico d'Italia (1963-1971).

-Le type d'événement.

C, compressif; E, extensif; D, "décrochant".

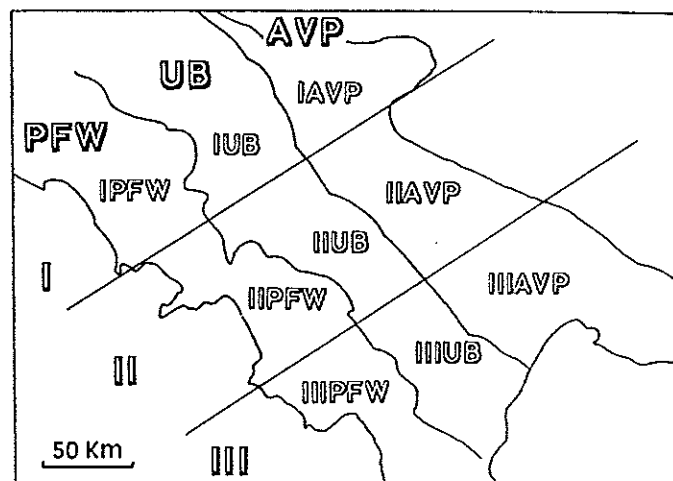
J: joints. F: filons sédimentaires. déba: diagramme après débasculement.

-Le nombre de failles prises en compte dans le calcul.

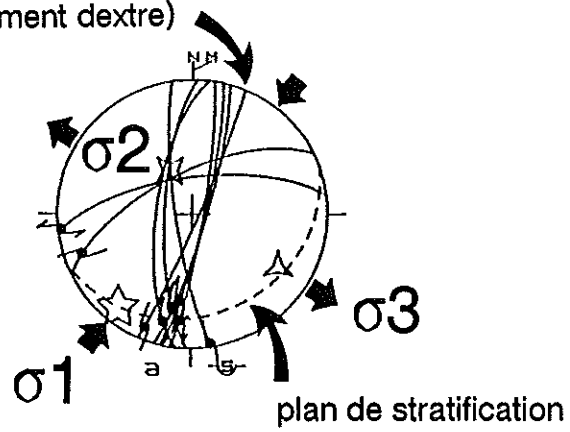
-L'orientation et l'inclinaison des axes de contraintes.

-La valeur du rapport  $\Phi$  des contraintes.  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  (voir chapitre II).

-La valeur des critères d'estimation de qualité RUP et ANG (voir chapitre II).



faille avec strie (décrochement dextre)



axes de contraintes calculés  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$

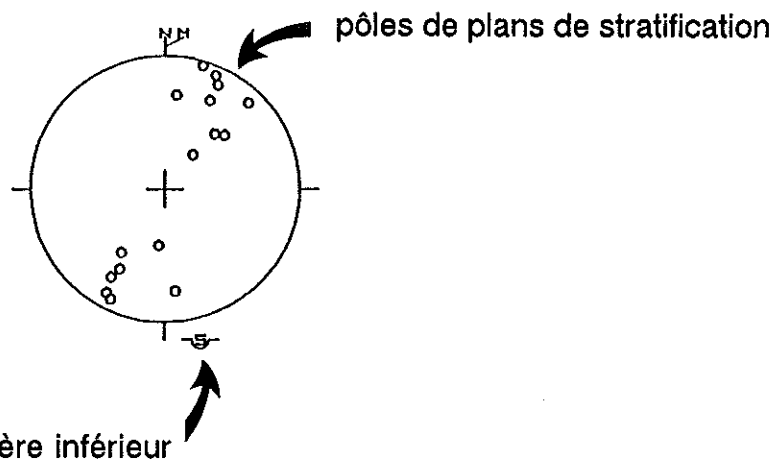
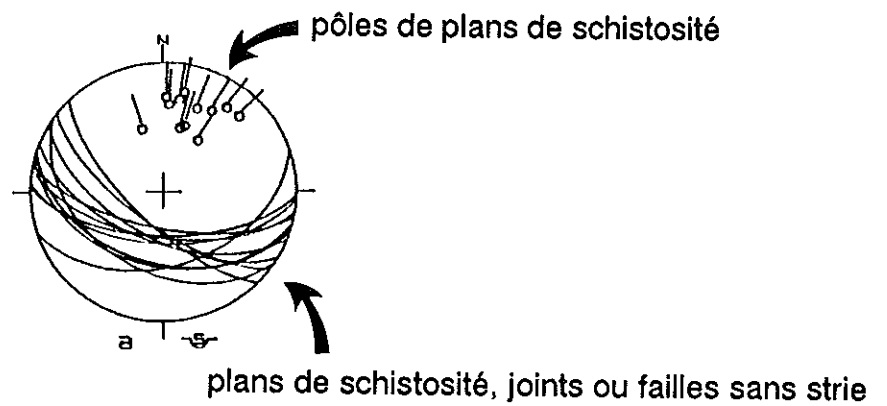


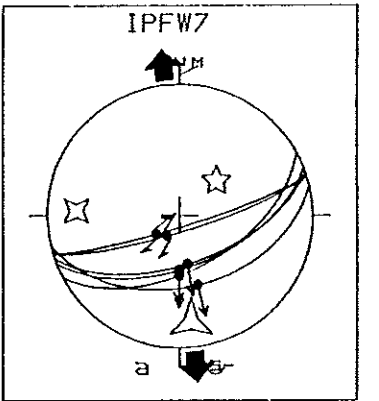
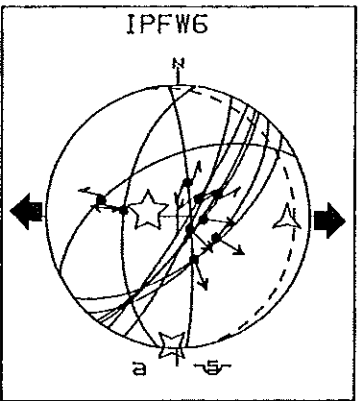
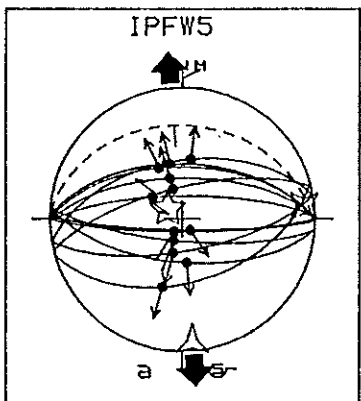
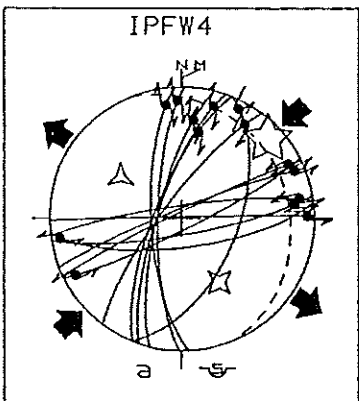
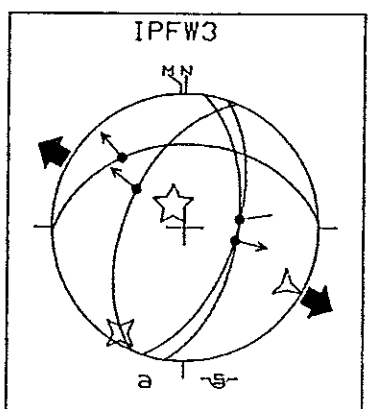
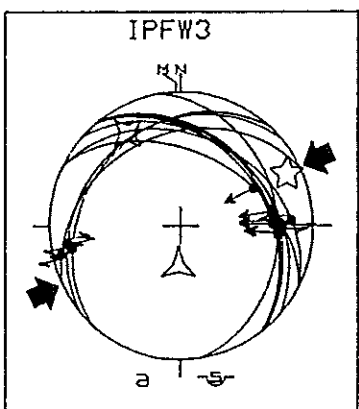
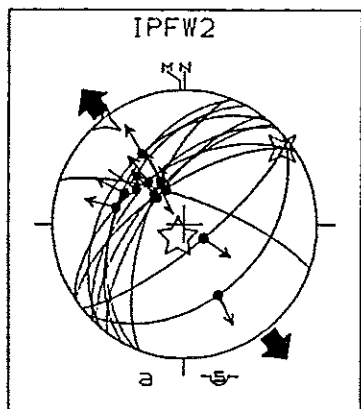
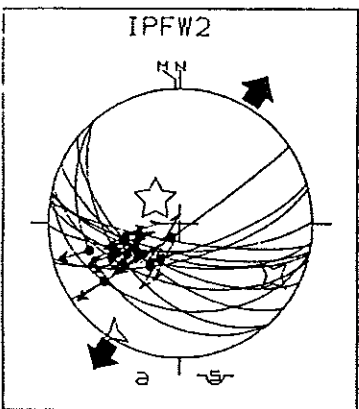
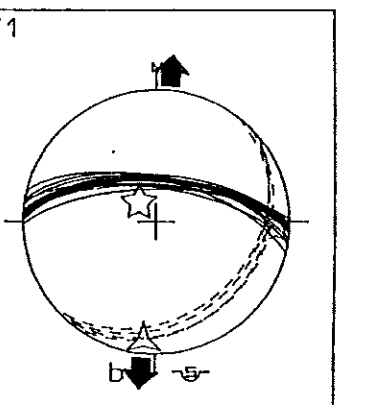
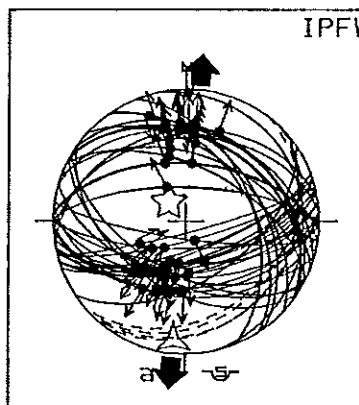
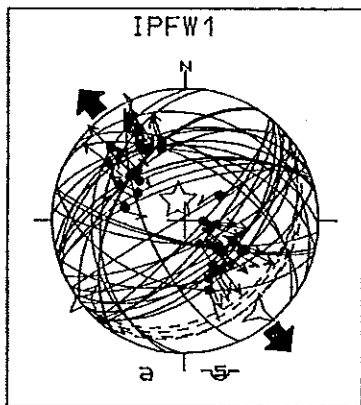
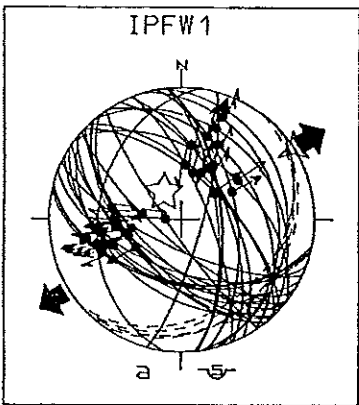
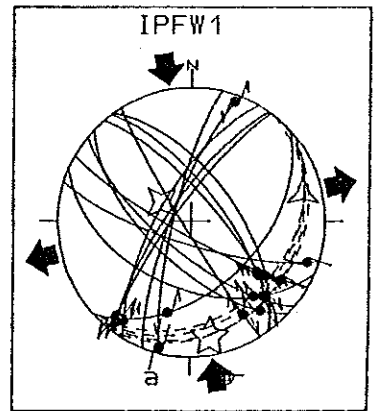
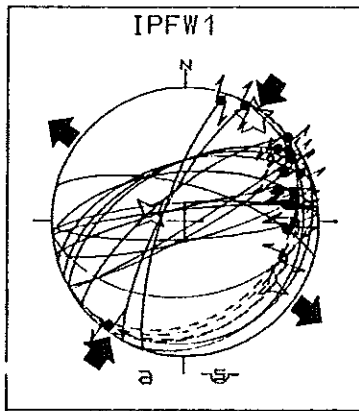
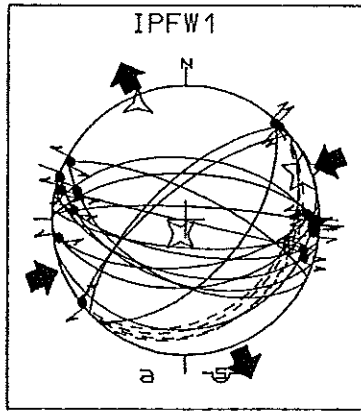
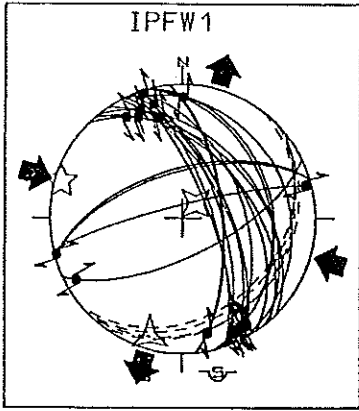
diagramme de Schmidt hémisphère inférieur

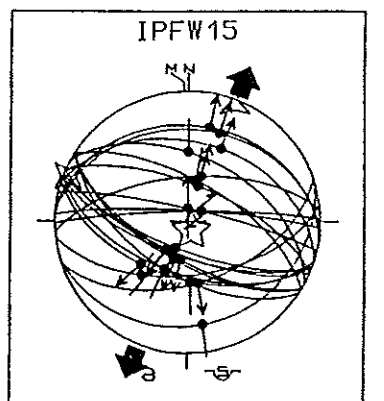
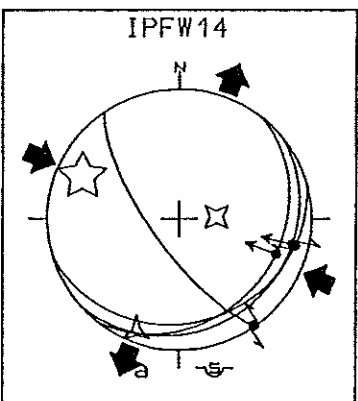
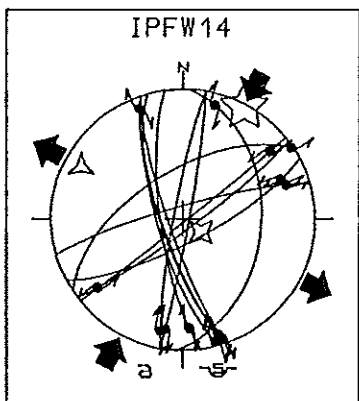
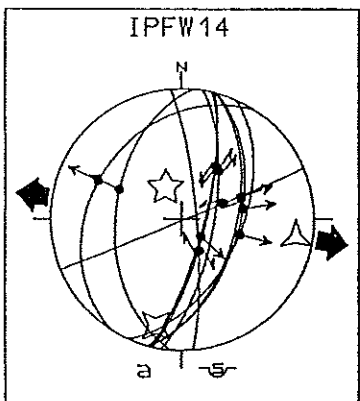
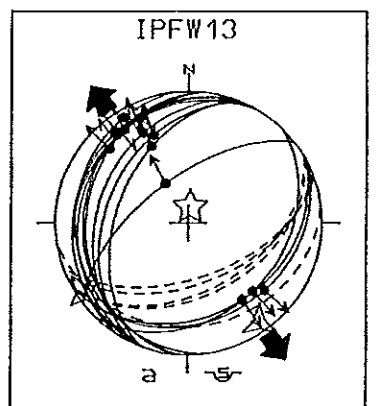
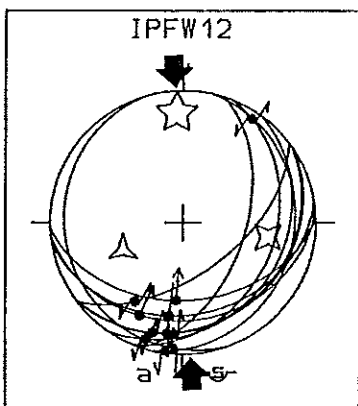
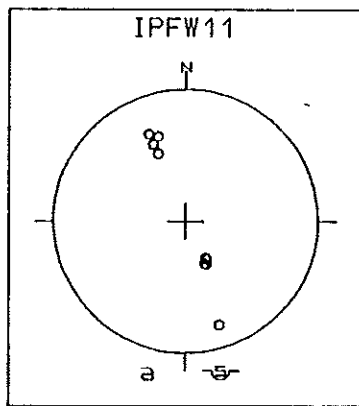
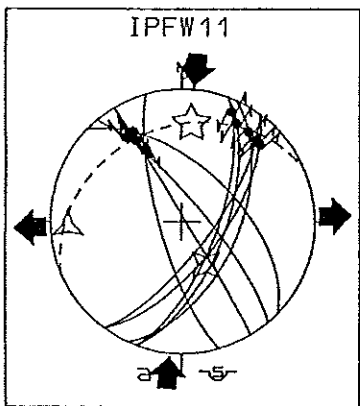
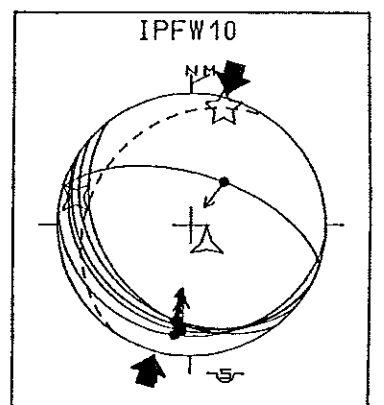
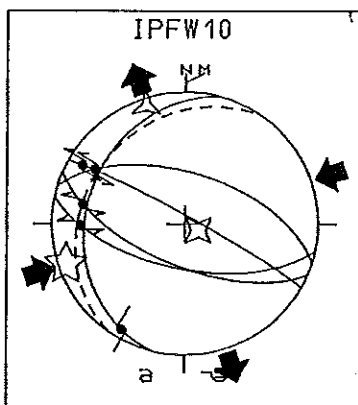
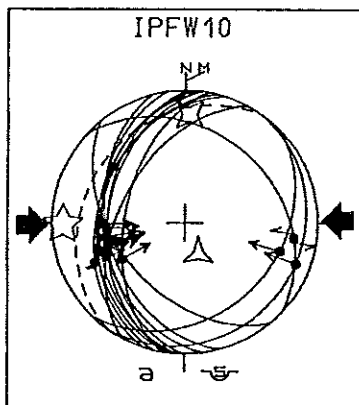
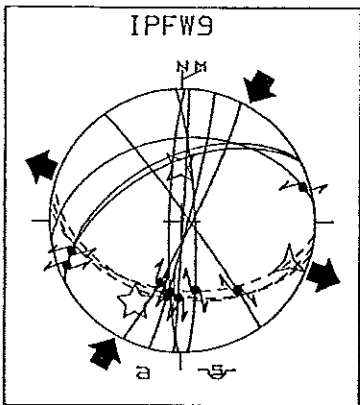
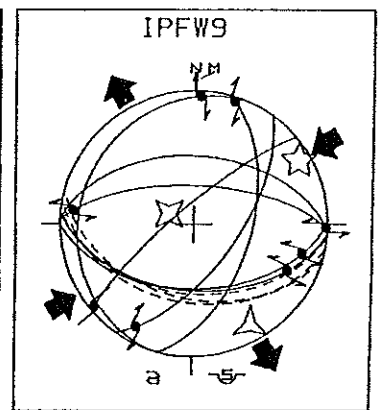
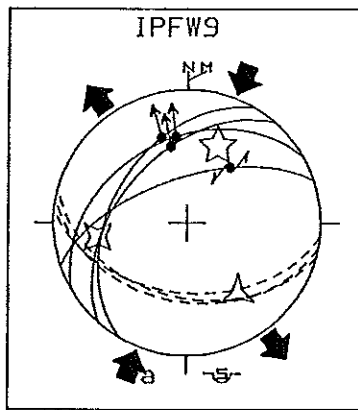
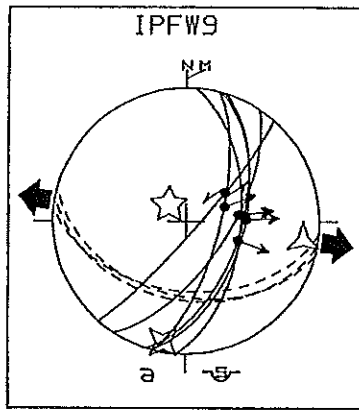
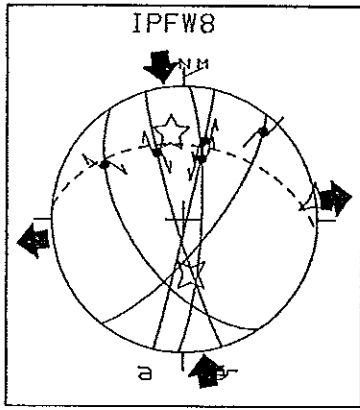


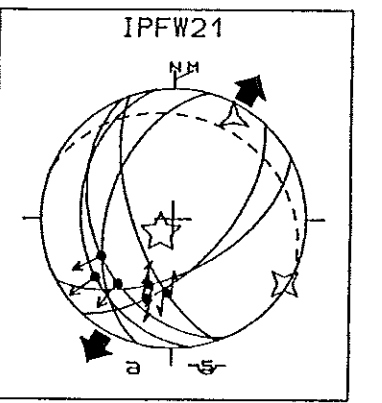
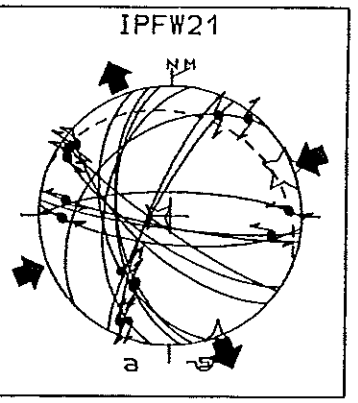
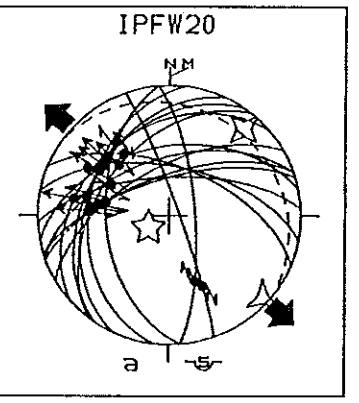
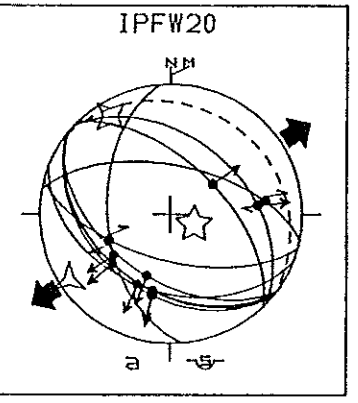
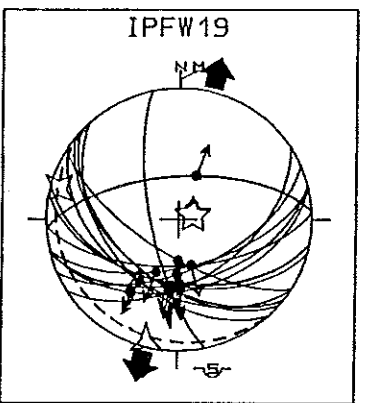
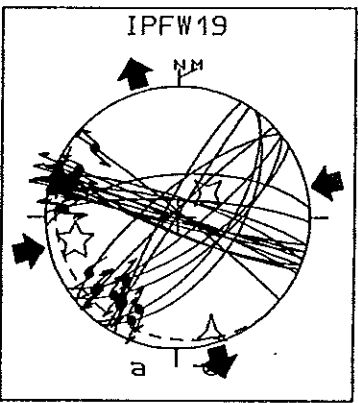
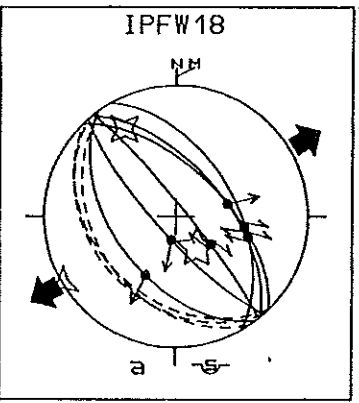
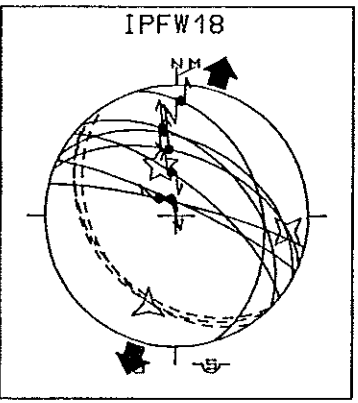
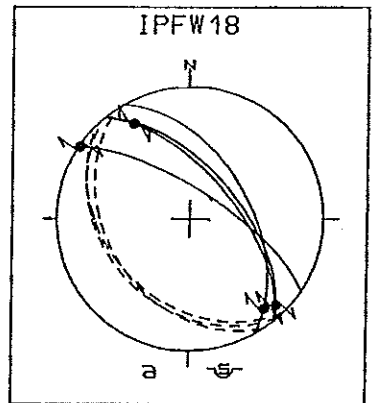
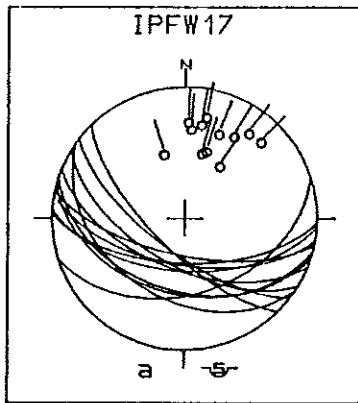
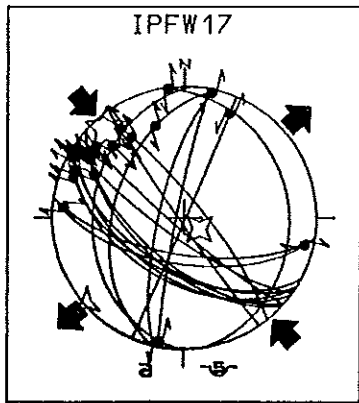
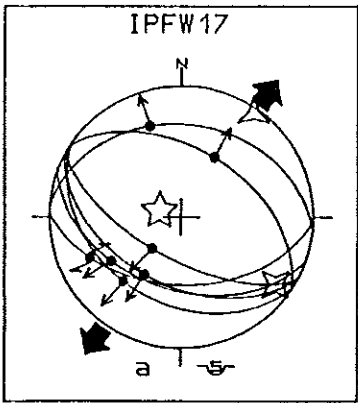
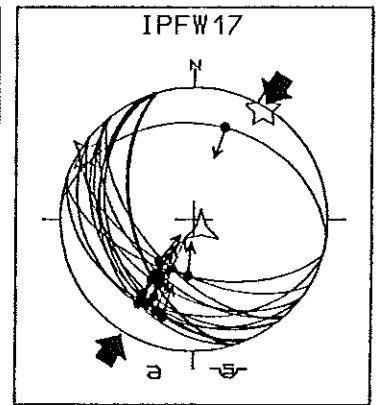
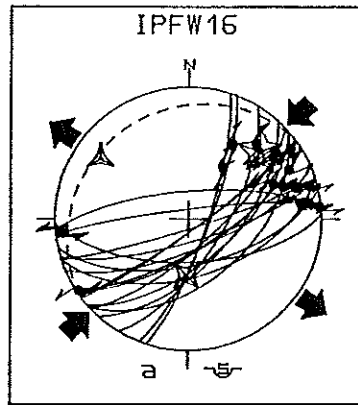
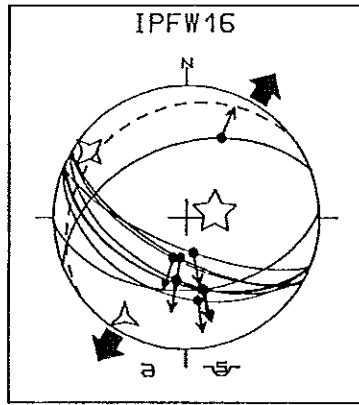
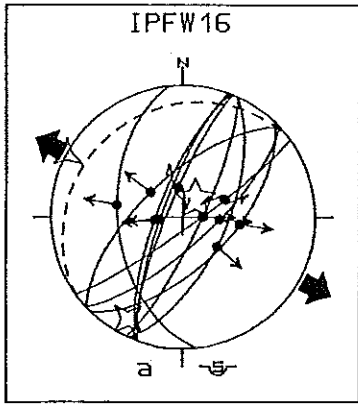


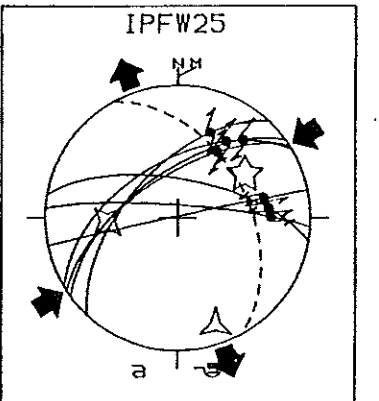
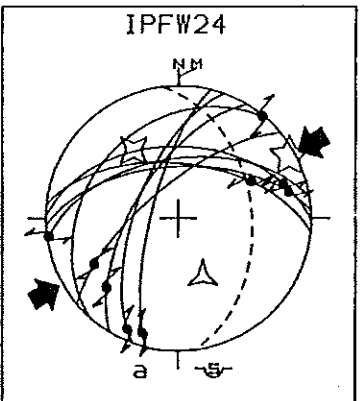
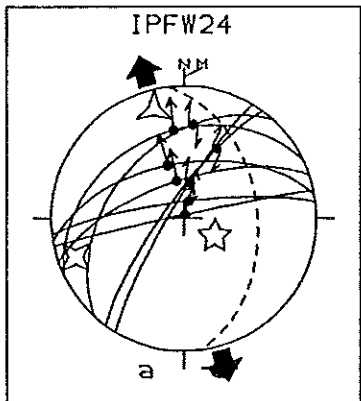
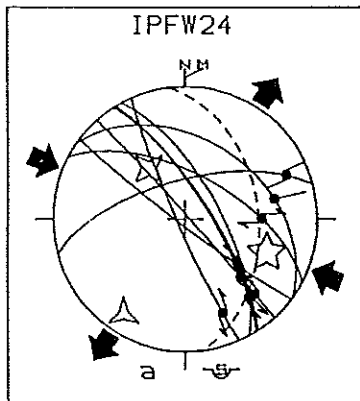
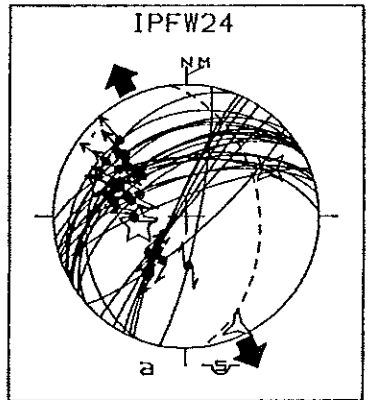
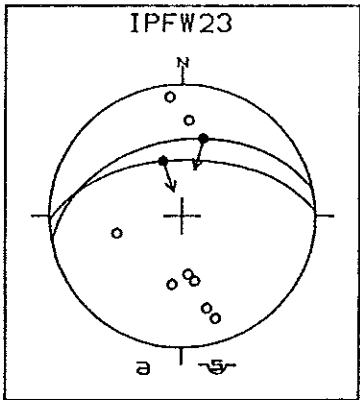
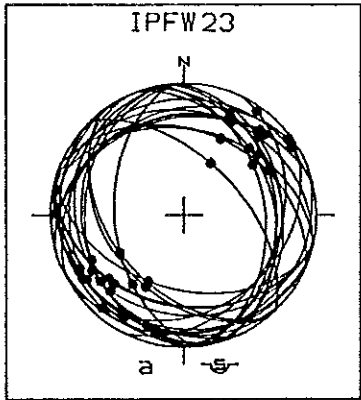
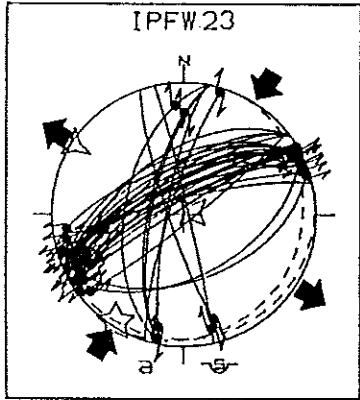
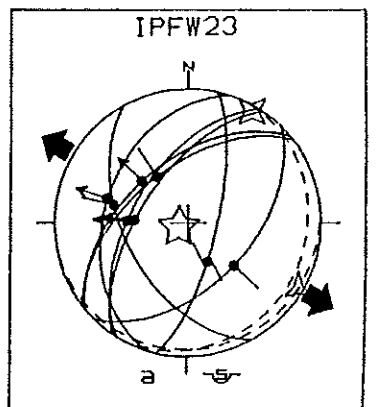
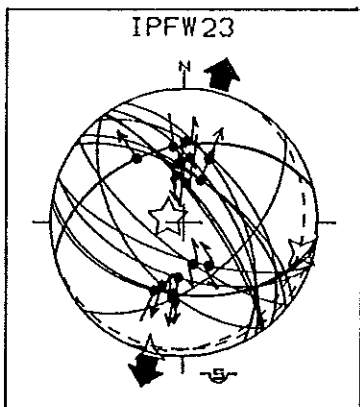
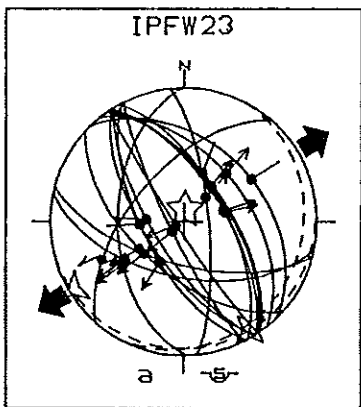
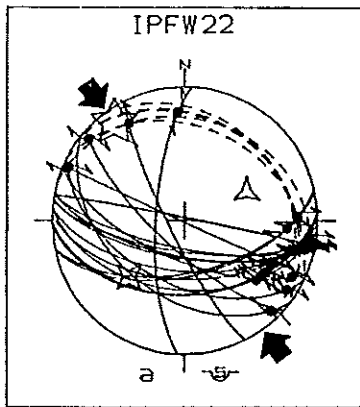
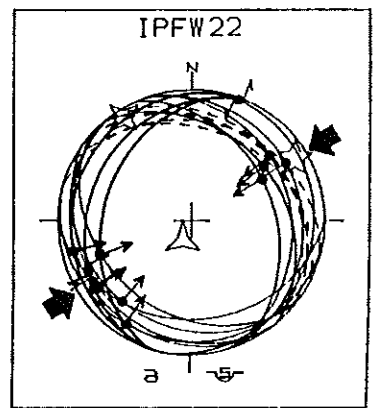
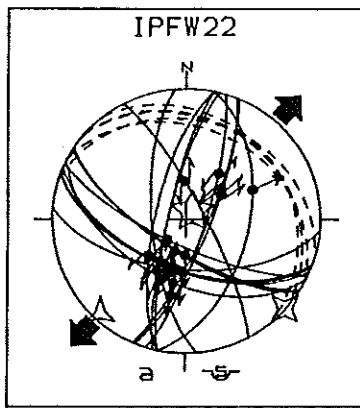
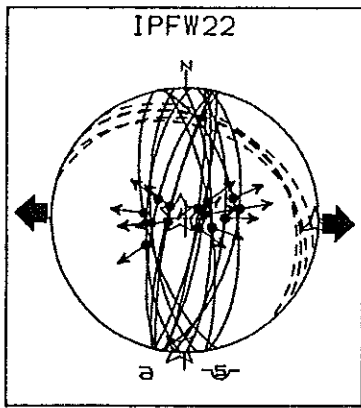
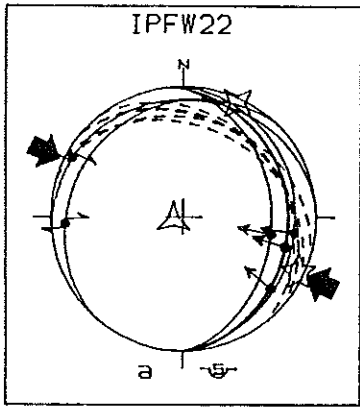
# IPFW

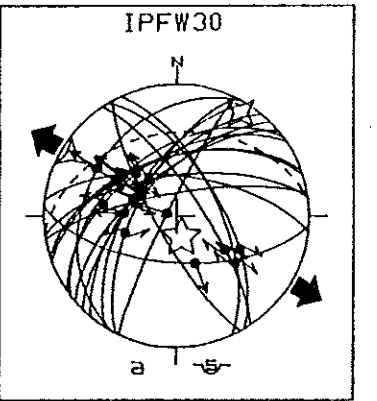
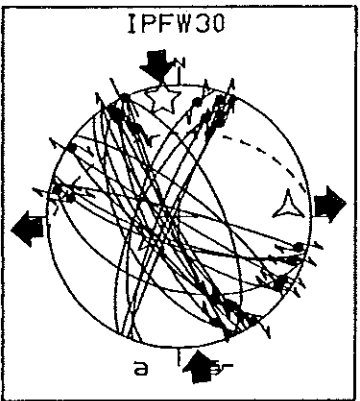
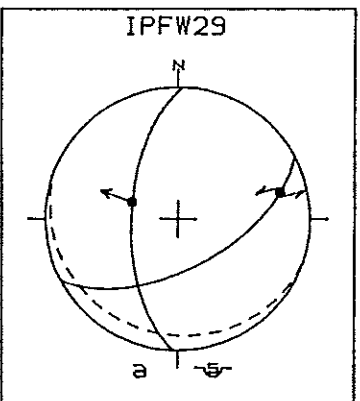
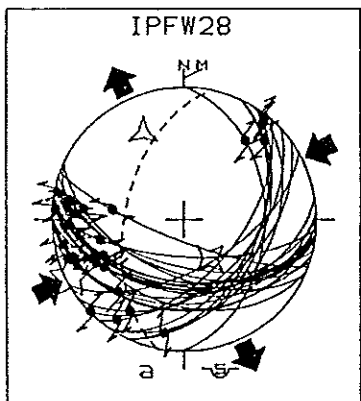
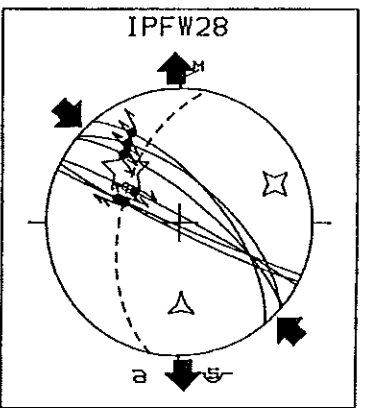
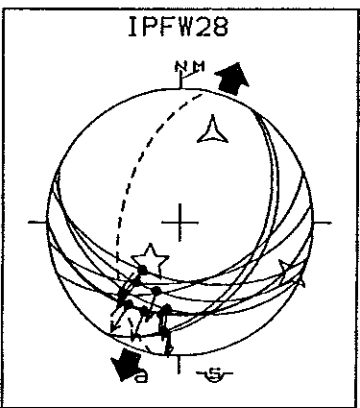
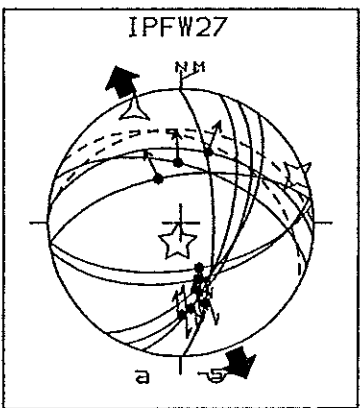
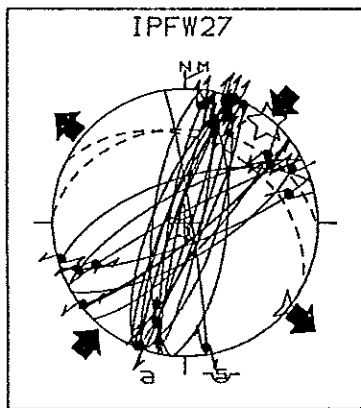
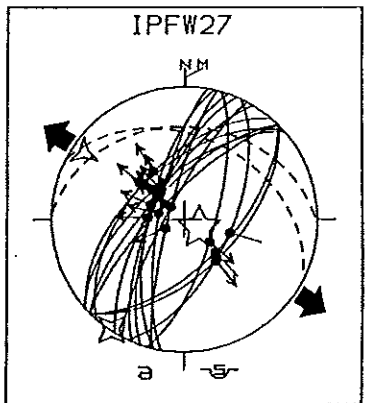
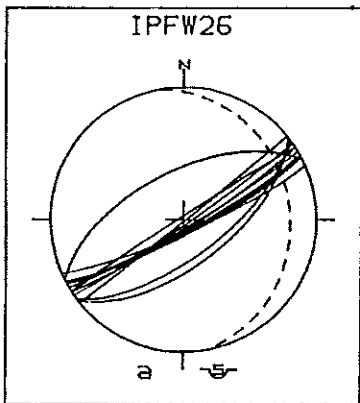
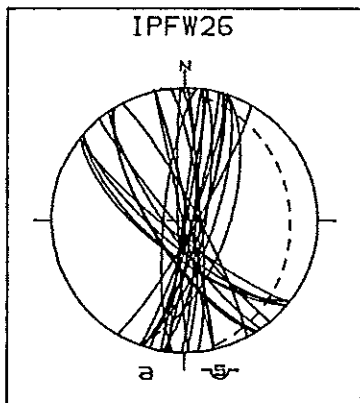
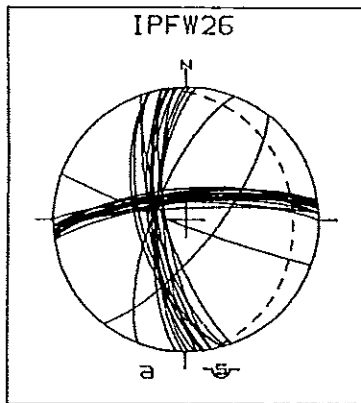
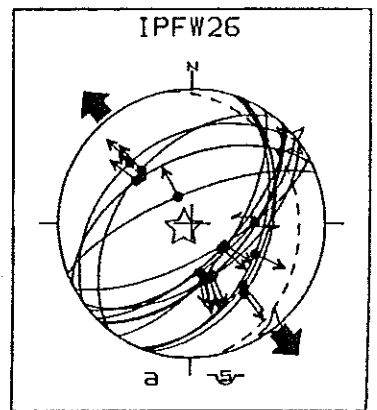
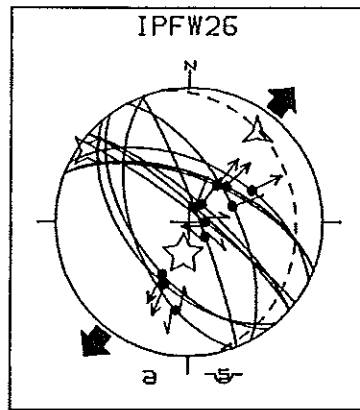
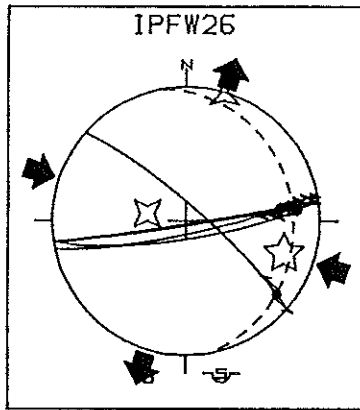
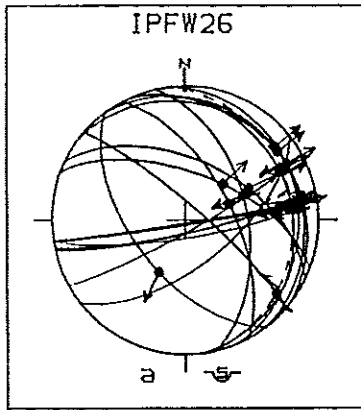
Référence du site	Age des terrains	Type d'évt	Nbr f.	Orientation et inclinaison			φ	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
IPFW1	Tortonien [3]	D	20	287 05	042 78	196 11	0,62	24	09
		D	17	068 06	199 80	337 07	0,24	36	13
		D	16	033 08	283 69	126 20	0,22	28	08
		D	15	170 15	302 69	076 15	0,40	25	09
		E	32	327 70	148 20	058 00	0,35	20	10
		E	35	341 77	232 04	141 12	0,44	28	09
IPFW2	Crétacé [3]	E	41	318 74	093 11	186 11	0,52	19	07
		E	14	313 69	119 21	211 05	0,22		06
		E	12	207 81	053 08	322 04	0,38		07
IPFW3	Crétacé [3]	C	10	070 07	161 03	271 82	0,35		08
		E	4	333 75	211 08	119 13	0,35		05
IPFW4	Serrav. [1]	D	14	047 13	150 43	304 44	0,18	38	10
IPFW5	Crétacé [3]	E	12	303 79	084 08	175 07	0,48	36	07
IPFW6	Quatern. [2]	E	10	278 71	182 02	092 18	0,31	32	08
IPFW7	Jurass. [3]	E	6	046 59	273 23	174 20	0,83	23	02
IPFW8	Crétacé [3]	D	5	351 35	172 55	082 00	0,40	38	11
IPFW9	Crétacé [3]	E	6	314 75	191 08	099 12	0,45	12	05
		D	4	021 38	261 33	144 35	0,67	35	12
		D	8	058 09	293 74	150 13	0,52	42	10
IPFW10	Serrav. [1]	D	9	210 29	358 56	111 15	0,86	30	10
		C	14	269 09	002 19	156 69	0,41	23	06
		D	5	251 06	116 81	342 06	0,24	38	18
IPFW11	Langhien [3]	C	6	015 09	283 12	141 75	0,39	11	11
		D	9	005 26	151 59	268 16	0,33	21	05
		C	11	357 18	100 35	245 49	0,26		10
IPFW12	Oligoc. [1]	C	11	357 18	100 35	245 49	0,26		10
IPFW13	Crétacé [3]	E	13	006 80	236 06	145 07	0,70	03	06
IPFW14	Crétacé [3]	E	10	333 68	194 17	099 14	0,45	27	11
		D	13	028 02	127 76	298 14	0,14	35	14
		D	4	294 21	087 67	201 10	0,34	31	08
IPFW15	Torton. [1]	E	21	161 84	291 04	021 05	0,46	21	08
IPFW16	Tortonien [3]	E	10	023 77	208 13	298 01	0,42	45	13
		E	9	079 73	304 12	211 12	0,19	16	15
		D	19	046 27	182 55	305 21	0,22	47	11
IPFW17	Langhien-Messinien [2]	C	23	032 03	302 03	169 86	0,46	21	07
		E	7	286 76	126 13	035 05	0,34	32	12
		D	18	319 11	127 78	229 02	0,26	48	13
IPFW18	Pléistocène [3]	E	6	342 57	098 16	187 28	0,47		04
		E	5	147 66	329 24	239 01	0,27		12
IPFW19	Pléistocène [2]	D	22	257 21	051 66	163 10	0,38		06
		E	15	072 81	285 07	194 05	0,51		08
IPFW20	Pléistocène [2]	E	10	113 74	329 13	237 09	0,44		11
		E	16	240 75	040 14	132 05	0,48		07
IPFW21	Pléistocène [2]	D	14	068 07	261 83	158 02	0,09		11
		E	6	221 79	120 02	030 11	0,41		05
IPFW22	Crétacé [3]	C	6	115 05	025 04	253 84	0,27		11
		E	14	307 86	182 02	092 03	0,35		14
		E	17	037 84	132 01	222 06	0,37		14
		C	16	058 11	327 07	205 77	0,42		10
		D	19	324 11	225 40	066 48	0,07		12
IPFW23	Tortonien-Messinien [1]	E	17	004 83	148 06	239 04	0,54		12
		E	16	286 80	104 10	194 00	0,37		10
		E	8	147 84	030 05	120 04	0,36		09
IPFW24	Burdigalien [1]	D	35	212 04	076 84	302 04	0,33		10
		E	25	260 60	060 28	155 09	0,36		10
		D	9	112 34	324 51	213 16	0,27		11
IPFW25	Crétacé [3]	E	8	120 68	250 14	345 16	0,61		10
		D	9	061 05	327 39	157 51	0,22		12
		D	7	057 40	267 46	160 15	0,58		11
IPFW26	Tortonien [3]	D	5	108 24	281 66	017 03	0,20		11
		E	11	190 70	305 91	038 18	0,25	26	08
		E	16	241 85	050 05	140 01	0,42	20	09
IPFW27	Tortonien-Messinien [1]	J							
		F							
		F							
IPFW28	Langhien [1]	E	16	119 80	213 01	303 10	0,31		09
		D	23	039 05	226 85	130 01	0,17		14
		E	9	190 78	068 06	337 10	0,44		08
IPFW29	Pléist. [3]	E	9	249 67	104 19	010 12	0,55		05
		D	6	314 43	068 24	178 37	0,08		12
		D	27	243 03	147 61	335 29	0,15		17
IPFW30	Crétacé [3]	E	2						
		D	22	352 10	234 69	085 18	0,46		18
IPFW31	Jurass. [3]	E	19	168 77	032 09	300 09	0,37		09
		D	15	108 10	351 69	202 18	0,18	28	08
IPFW32	Langhien [3]	D	16	193 14	311 62	096 24	0,42		07
		E	8	168 65	072 03	340 25	0,04		18

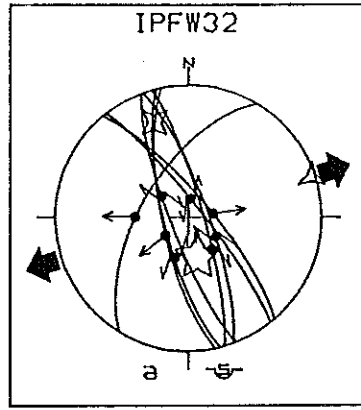
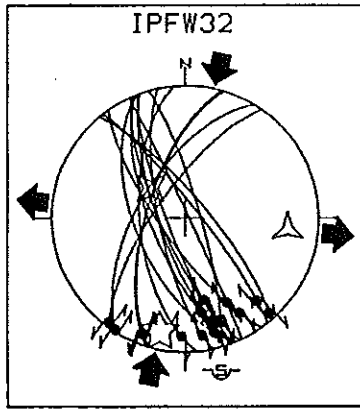
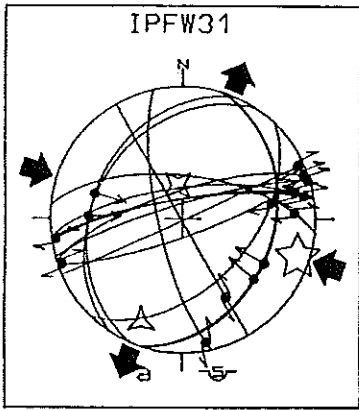








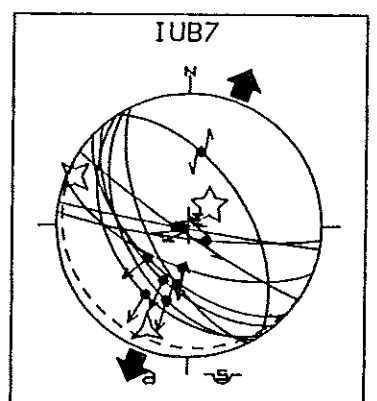
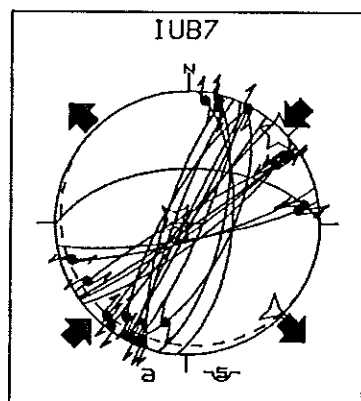
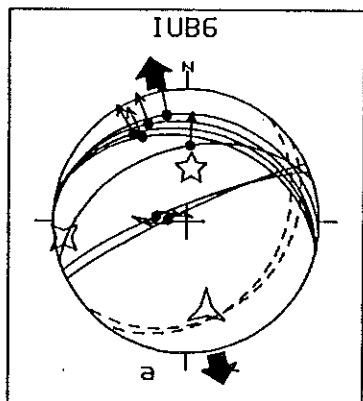
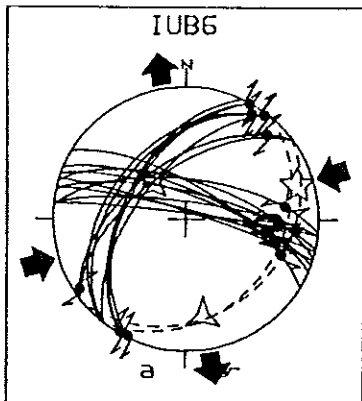
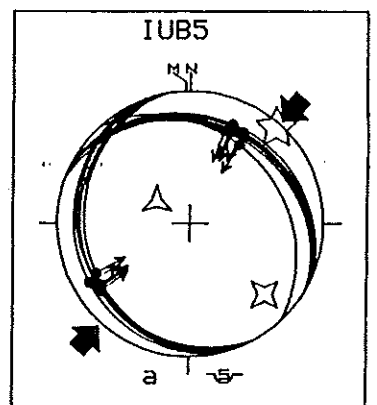
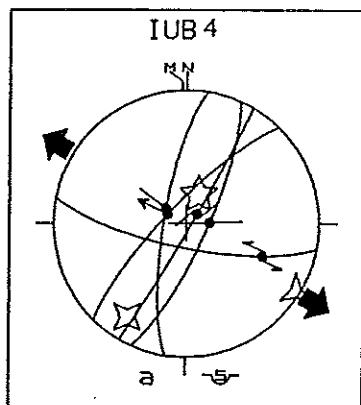
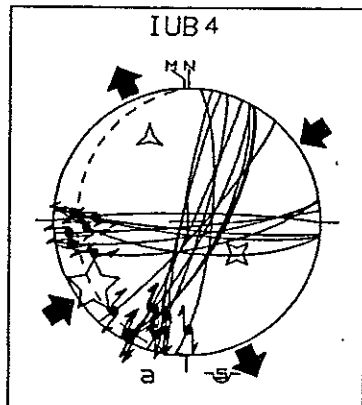
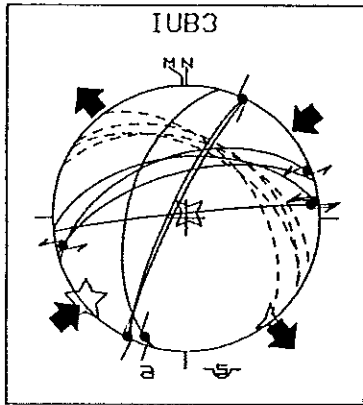
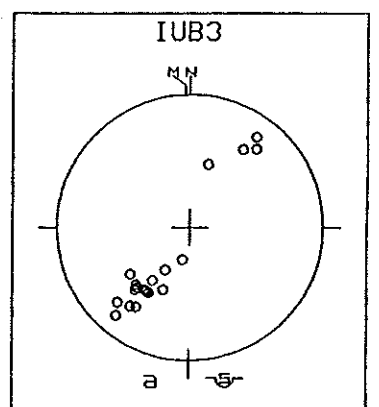
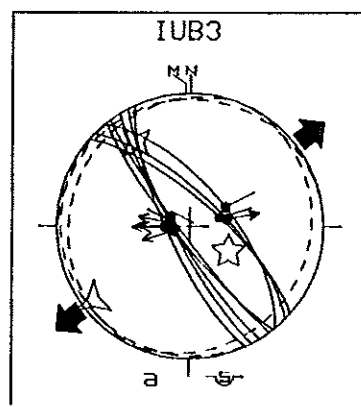
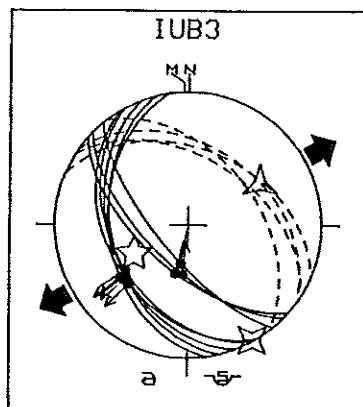
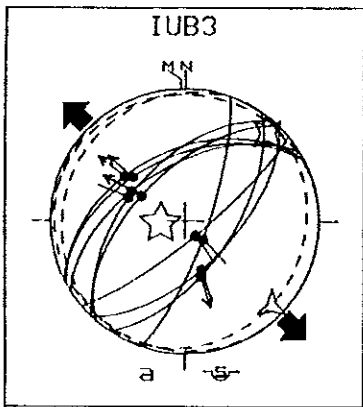
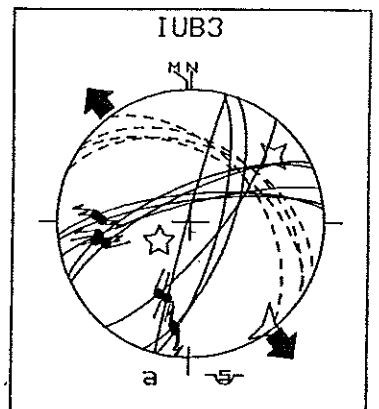
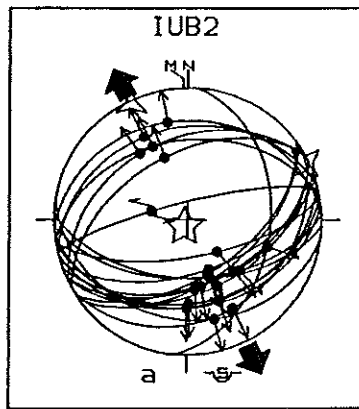
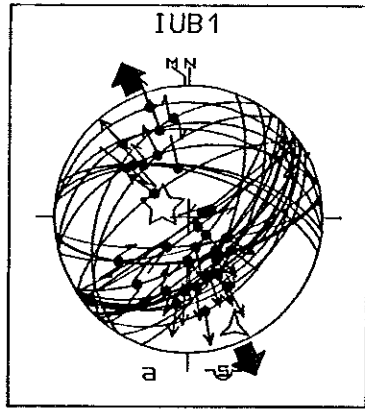
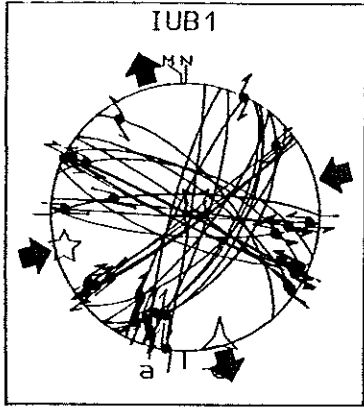


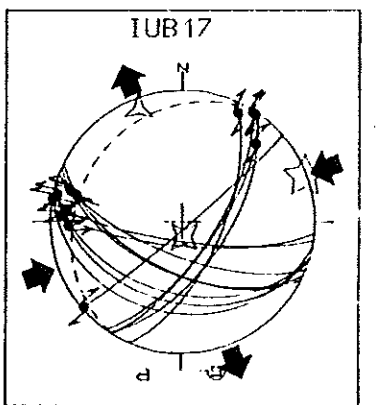
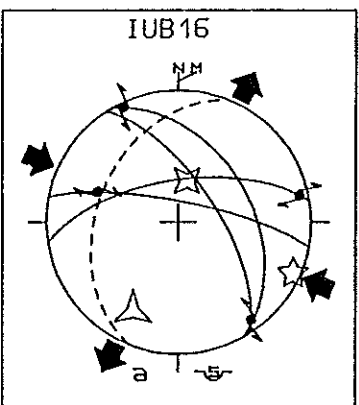
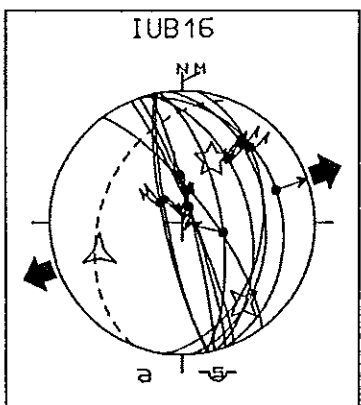
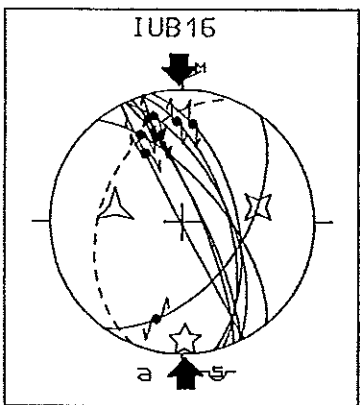
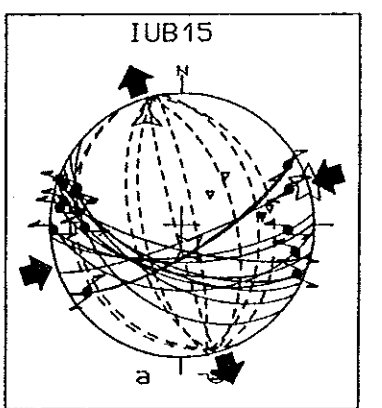
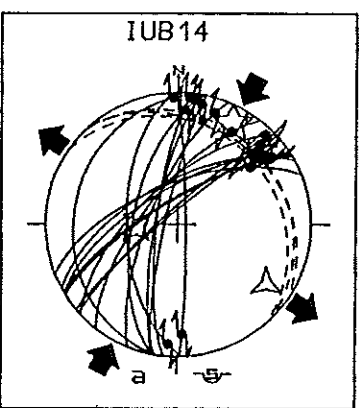
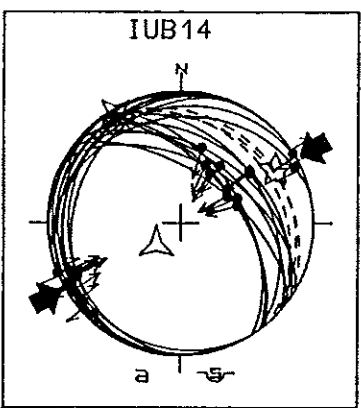
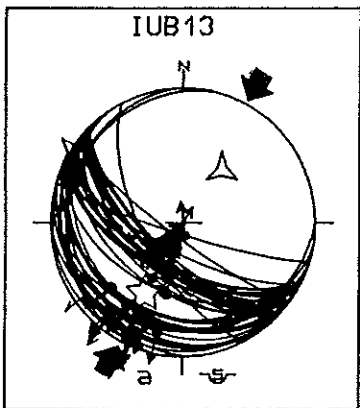
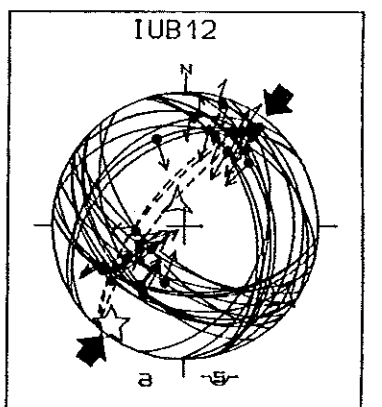
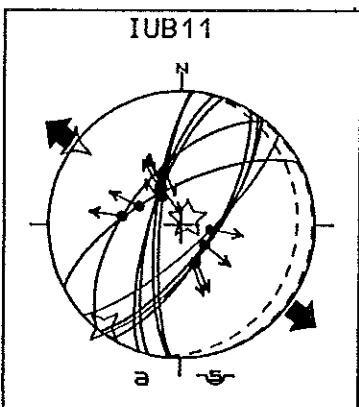
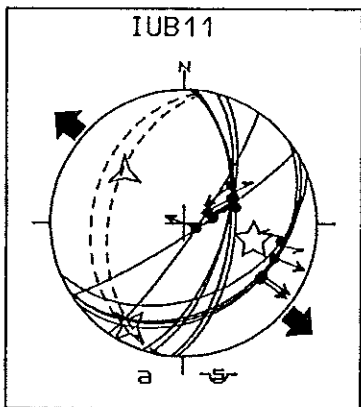
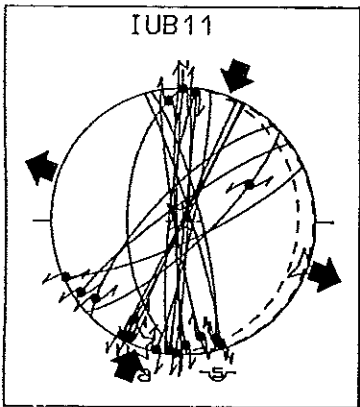
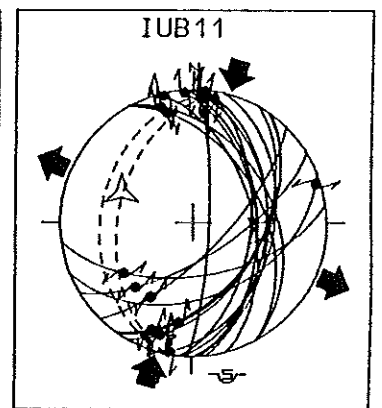
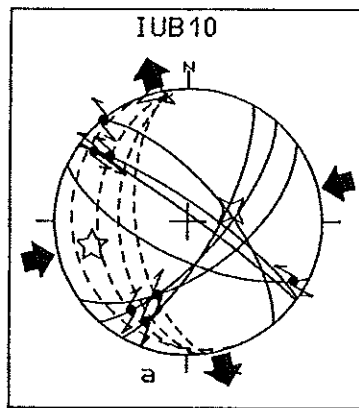
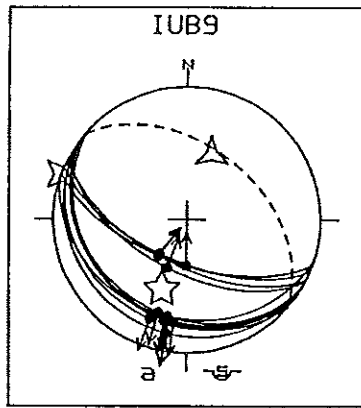
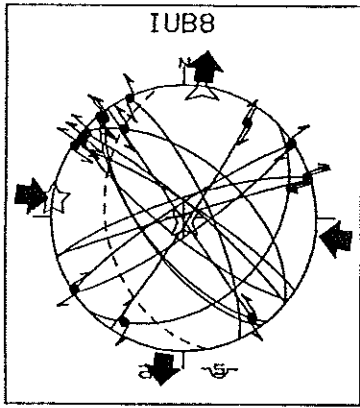


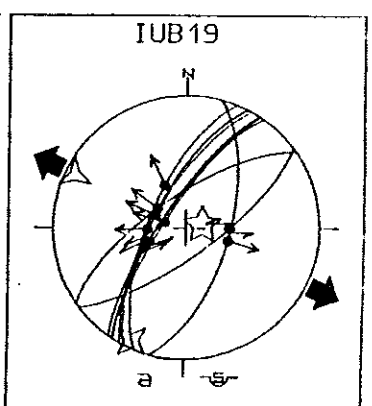
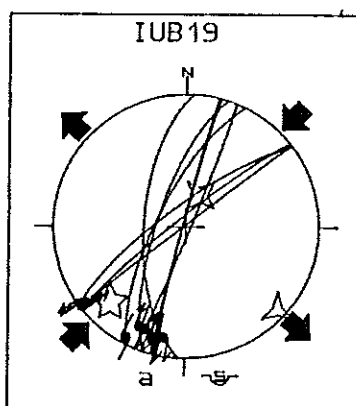
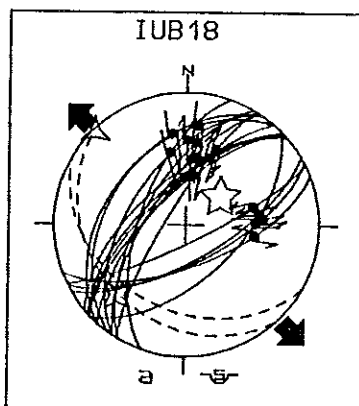
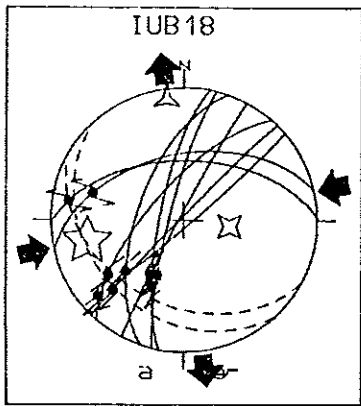
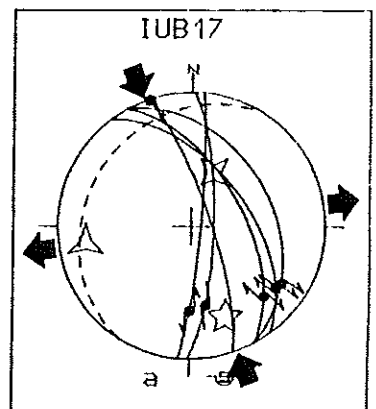
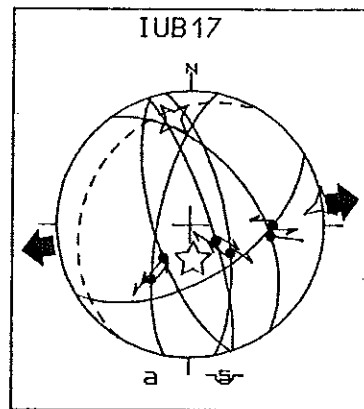
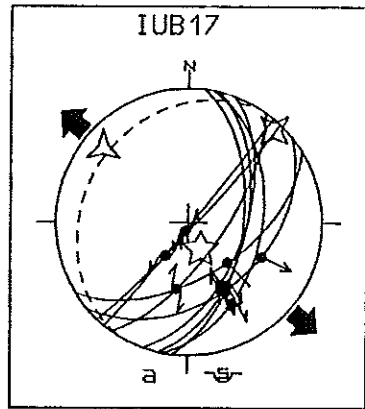
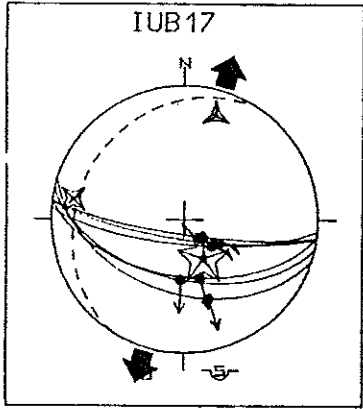
## IUB

Référence du site	Age des terrains	Type d'évt	Nbr f.	Orientation et inclinaison			φ	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
IUB1	Tortonien- Messin. [3]	D	30	255 08	038 80	164 06	0,64	27	10
		E	33	287 81	071 07	161 05	0,94	35	15
IUB2	Mio. moy. [1]	E	21	208 86	064 04	334 03	0,45		06
IUB3	Langhien [1]	E	09	238 68	051 22	142 02	0,63	37	15
		déba.	09	265 75	043 11	135 10	0,29		22
		E	08	242 52	151 01	060 38	0,50	57	12
		déba.	08	123 62	327 26	232 10	0,79	57	26
IUB4	Oligocène- Aquitain. [3]	D	07	230 03	030 87	140 01	0,16	30	06
		D	17	235 16	122 53	335 32	0,06		10
IUB5	Plio-Cal. [3]	E	05	023 71	212 19	121 03	0,47		21
IUB6	Miocène	C	13	042 04	133 24	303 66	0,23		09
IUB7	Moy.-sup. [1]	D	18	073 14	318 60	170 26	0,56		07
		E	07	004 57	262 08	167 32	0,69		04
IUB8	Miocène	D	18	045 04	285 82	135 07	0,40		12
		E	10	046 72	293 07	201 16	0,47		12
IUB9	Pliocène ?	D	14	278 01	169 87	008 03	0,57		08
IUB10	Mio. sup. [3]	E	11	200 44	290 01	020 46	0,51		06
IUB11	Mio. sup. [3]	D	07	256 27	076 63	346 01	0,70		05
		D	17	196 08	097 47	293 42	0,52		12
		déba.	17	200 02	326 87	110 03	0,42		11
		E	10	103 45	208 14	310 41	0,46		11
IUB12	Mio. sup. [1]	déba.	10	051 85	217 05	307 01	0,53		11
		C	29	217 08	125 12	342 76	0,50		12
IUB13	Mio. sup. [3]	C	41	209 40	302 04	037 50	0,22		08
IUB14	Miocène supérieur [3]	C	20	061 20	329 04	228 70	0,68		08
		D	17	028 14	266 65	124 21	0,39		10
IUB15	Mio. sup. [3]	D	17	072 01	162 75	342 15	0,36	35	09
IUB16	Miocène supérieur [3]	D	08	179 11	079 41	281 47	0,60		04
		E	11	025 46	143 24	250 34	0,52		09
		D	04	114 06	012 64	207 25	0,74		08
		D	13	069 02	172 80	339 09	0,29		08
IUB17	Miocène supérieur [3]	E	06	153 63	280 17	017 20	0,08		05
		E	06	155 72	042 07	311 16	0,51		09
		E	09	175 69	350 21	081 02	0,51		08
		D	06	159 28	023 54	261 21	0,57		10
IUB18	Miocène supérieur [3]	D	09	258 27	098 62	352 09	0,12		07
		E	17	050 63	224 27	315 03	0,34		10
IUB19	Miocène supérieur [3]	D	09	225 20	024 68	132 07	0,46		10
		E	09	078 80	205 06	295 08	0,46		13



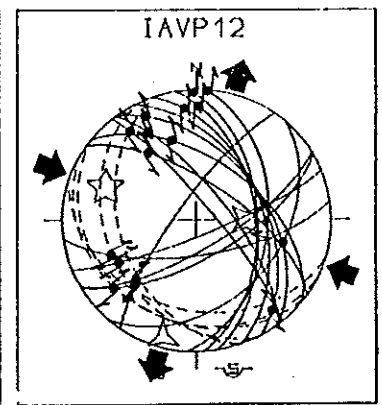
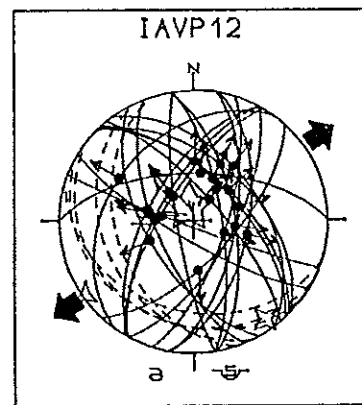
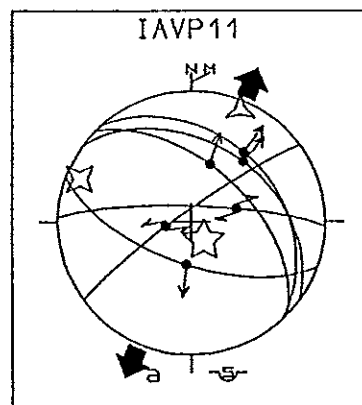
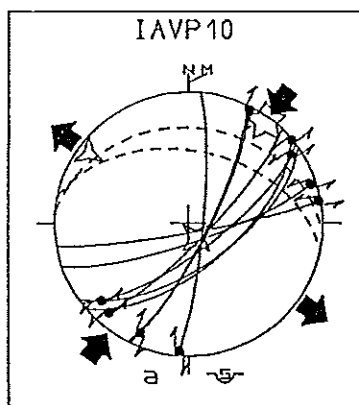
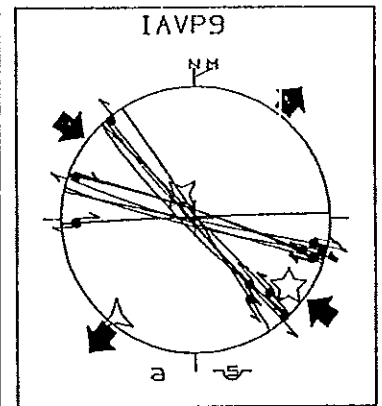
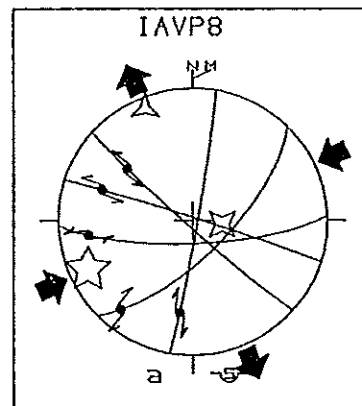
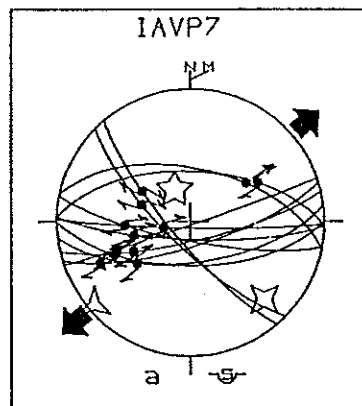
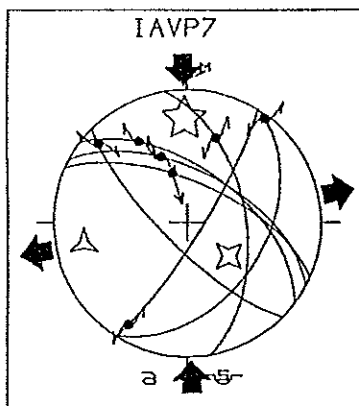
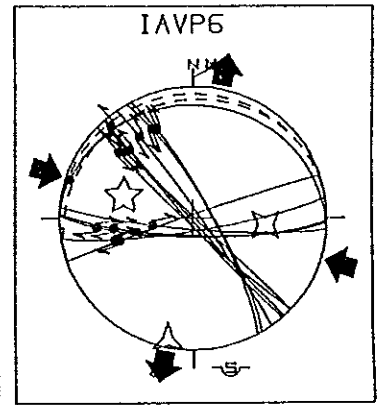
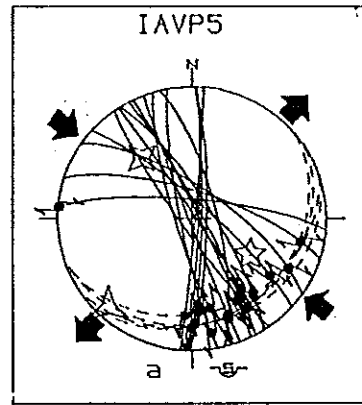
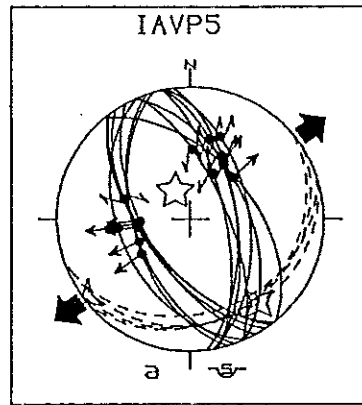
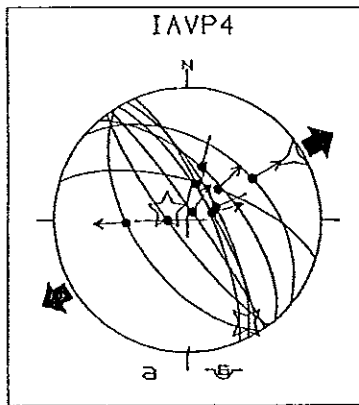
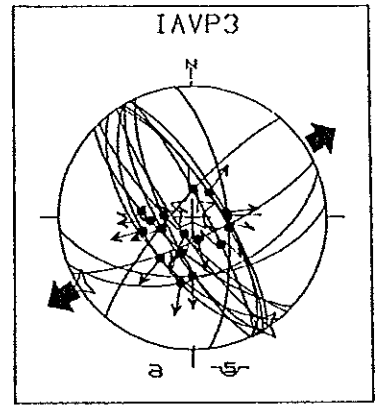
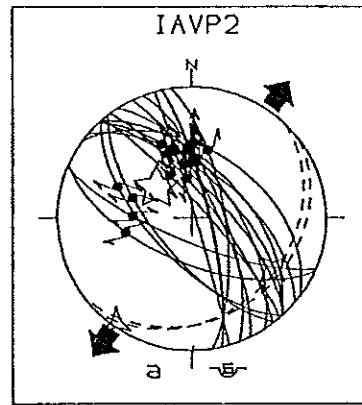
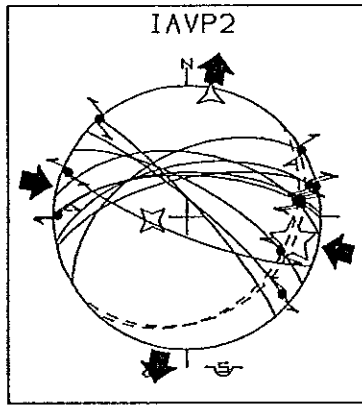
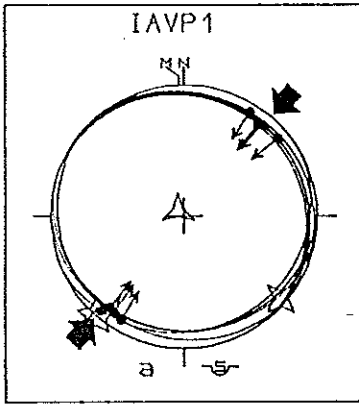


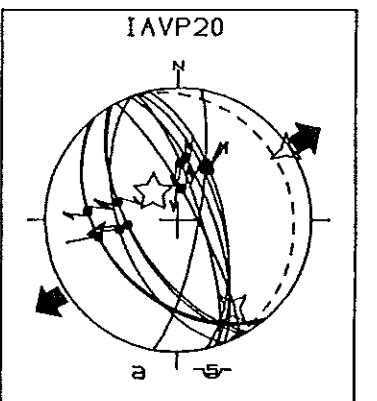
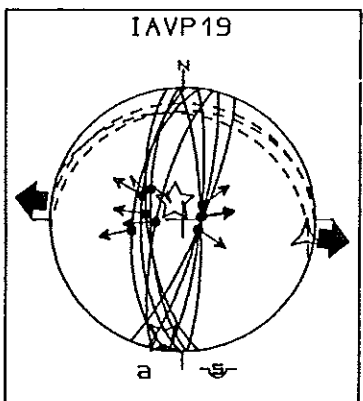
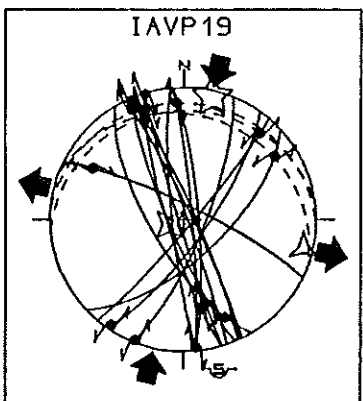
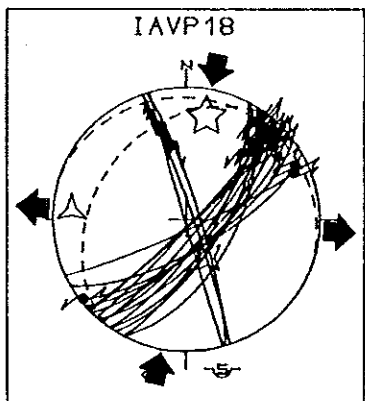
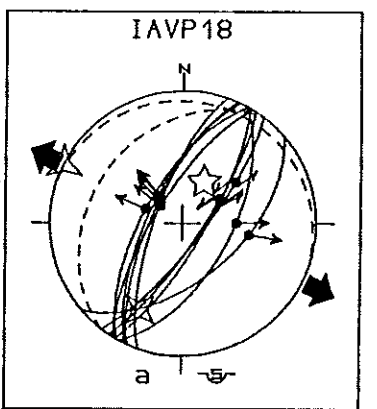
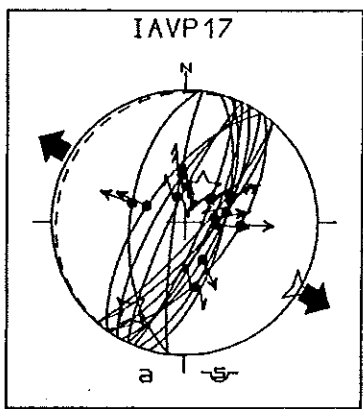
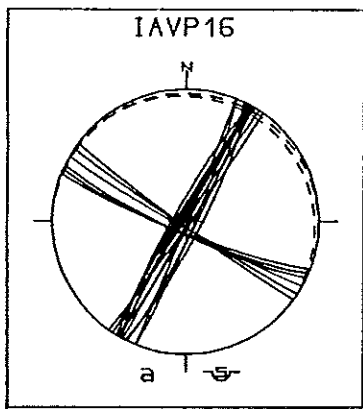
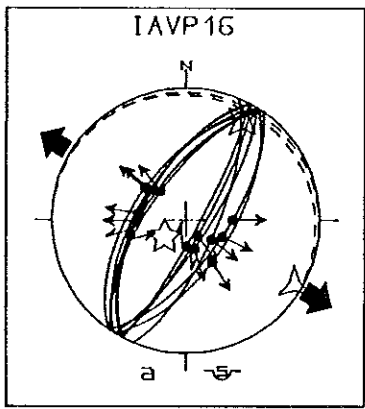
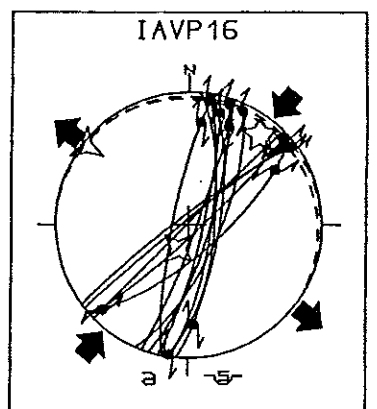
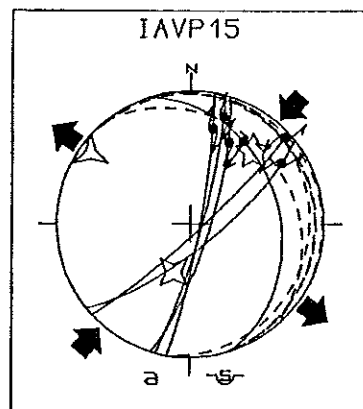
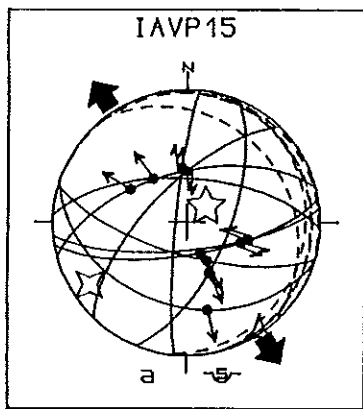
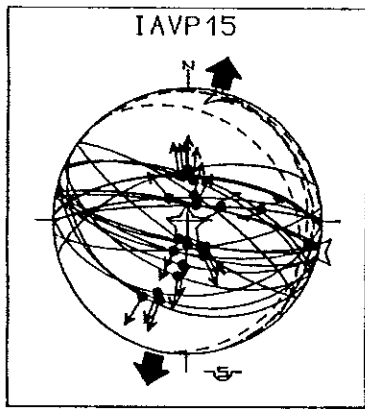
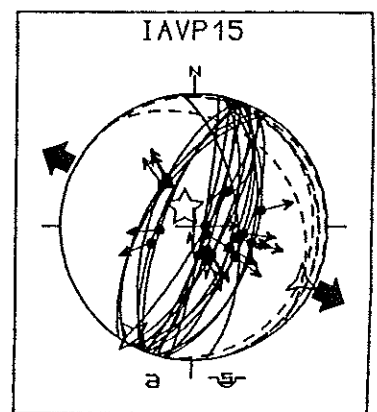
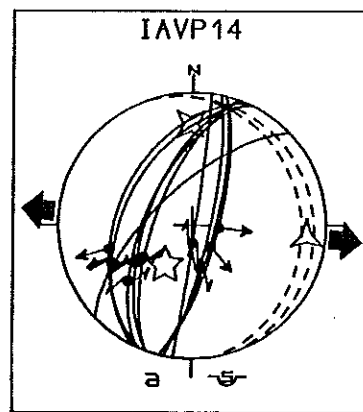
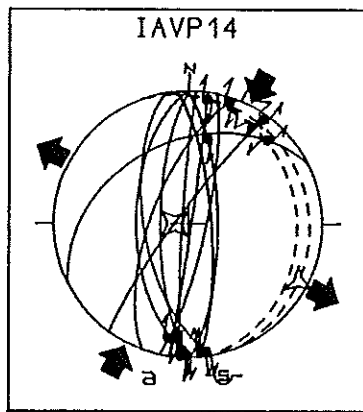
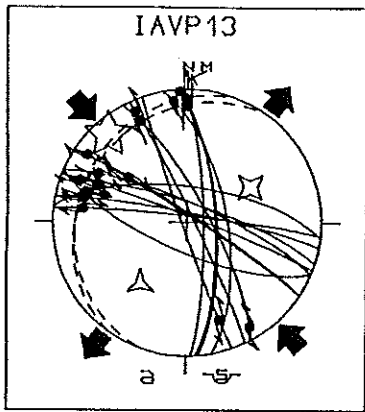


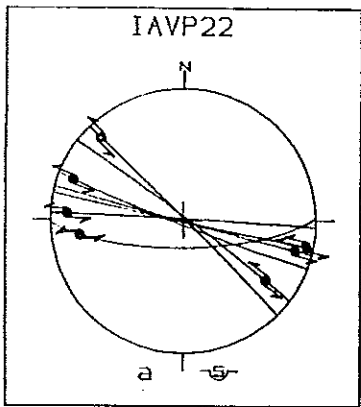
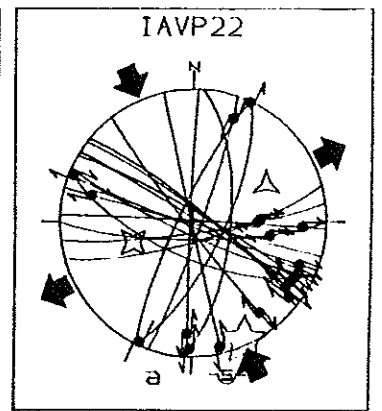
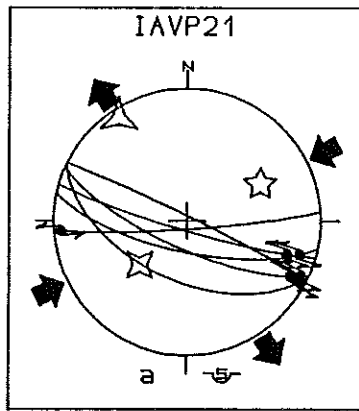
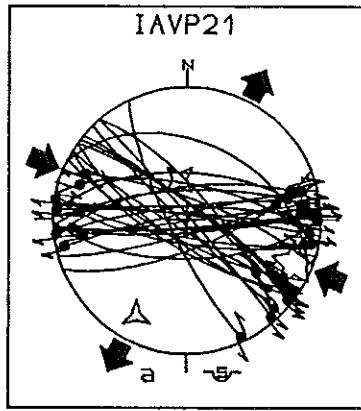
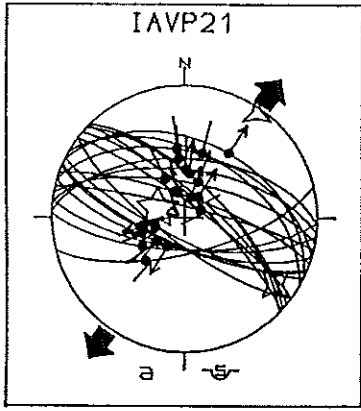


## IAVP

Référence du site	Age des terrains	Type d'evt	Nbr f	Orientation et inclinaison			↓	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
IAVP1	Plio.sup. [1]	C	08	221 00	131 05	331 85	0,29		14
IAVP2	Crétacé	D	10	103 20	264 69	011 06	0,10		15
	inf. [3]	E	19	311 61	123 29	215 04	0,11	34	09
IAVP3	Crétacé [3]	E	17	358 86	148 04	238 02	0,34	47	13
IAVP4	Jurass. [3]	E	09	294 71	151 11	059 08	0,48		14
IAVP5	Crétacé	E	14	333 71	141 19	233 03	0,35		08
	inf. [3]	D	17	122 48	321 41	223 10	0,72		10
IAVP6	Mio.moy. [3]	D	12	288 44	096 45	192 06	0,38		09
IAVP7	Pléistocène	D	07	358 23	129 57	258 22	0,19		12
	[3]	E	12	334 68	137 21	229 06	0,48		13
IAVP8	Mio.moy. [3]	D	05	245 15	097 72	337 09	0,14		09
IAVP9	Jurass. [3]	D	11	127 16	331 73	219 07	0,44		13
IAVP10	Jurass. [3]	D	09	036 05	152 80	306 09	0,21		12
IAVP11	Pléist.? [3]	E	06	147 76	291 11	023 08	0,35		15
IAVP12	Jurassique	E	22	342 81	145 09	235 03	0,06		08
	[3]	D	17	291 28	090 60	196 09	0,66		13
IAVP13	Jurass. [3]	D	16	318 12	061 45	216 42	0,11		11
IAVP14	Eocene moyen	D	11	027 04	269 82	118 07	0,22		09
	[3]	E	10	214 60	359 25	096 15	0,36		08
IAVP15	Eocene moyen	E	19	334 77	208 08	117 10	0,49		12
	[3]	E	22	198 87	103 01	013 03	0,38		11
		E	10	050 75	237 15	146 02	0,40		10
		D	06	041 29	199 59	305 10	0,51	48	08
IAVP16	Eocene moyen	D	13	038 15	204 74	307 04	0,44		14
	[3]	E	13	232 73	029 15	121 06	0,75		10
IAVP17	Eocene m. [3]	E	15	028 67	211 23	120 01	0,44		18
IAVP18	Eocene moyen	E	10	027 61	206 29	296 01	0,69		06
	[3]	D	19	011 21	152 63	275 15	0,24		07
IAVP19	Eocene moyen	D	15	013 05	250 81	103 07	0,30		14
	[3]	E	09	336 78	189 10	096 06	0,39		11
IAVP20	Eocene m. [3]	E	11	318 67	148 22	057 04	0,27		05
IAVP21	Jurassique	E	21	290 72	126 17	035 05	0,31		12
	[3]	D	33	112 14	349 65	207 20	0,14		15
		D	06	063 39	227 50	327 08	0,72		06
IAVP22	Jurass. [3]	D	19	156 04	251 51	063 39	0,09		12



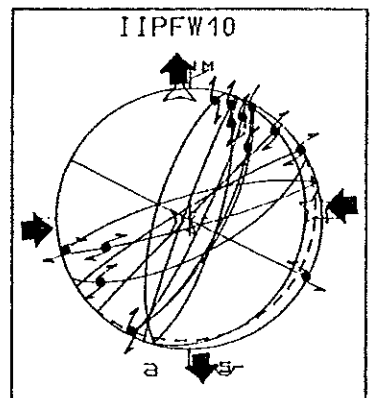
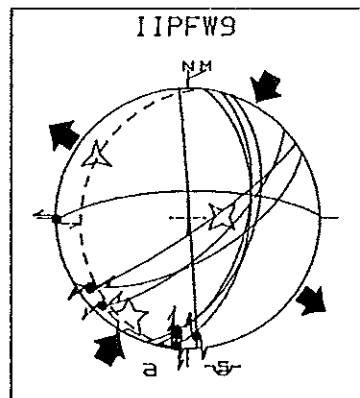
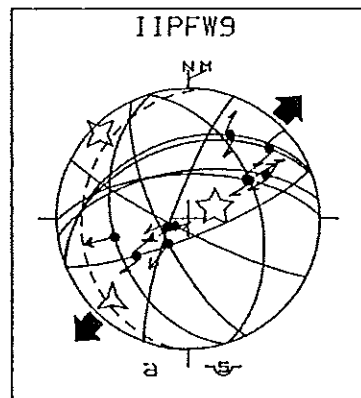
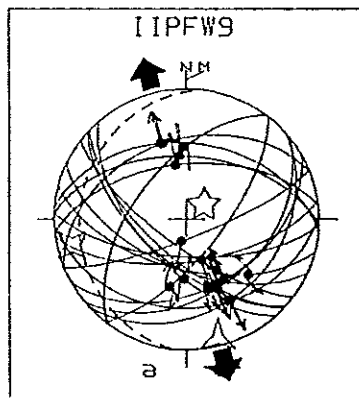
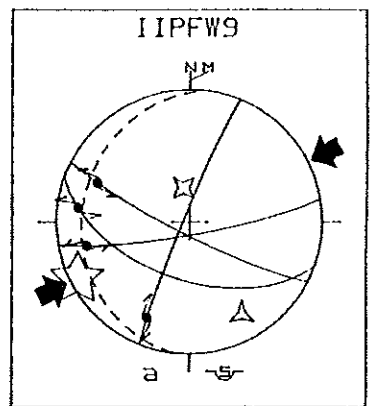
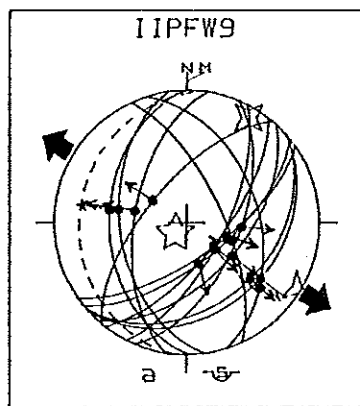
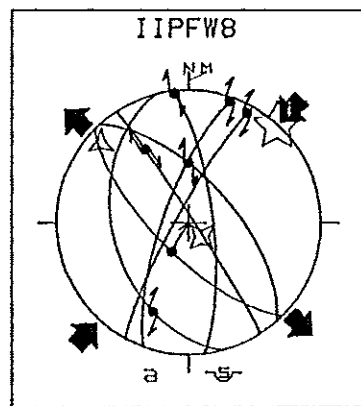
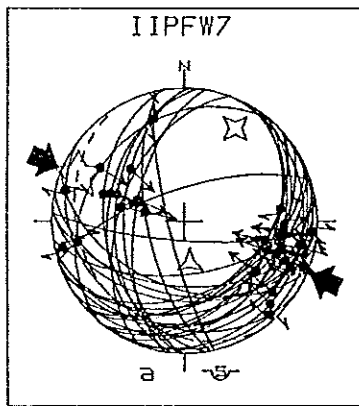
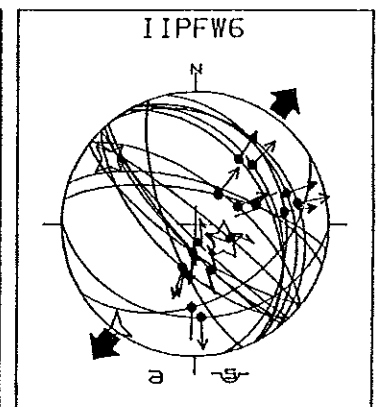
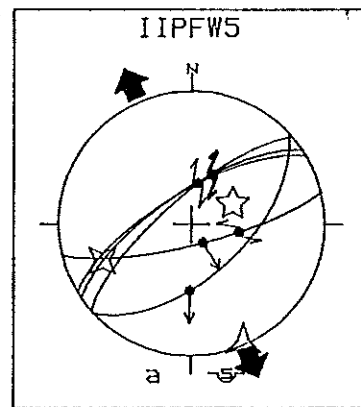
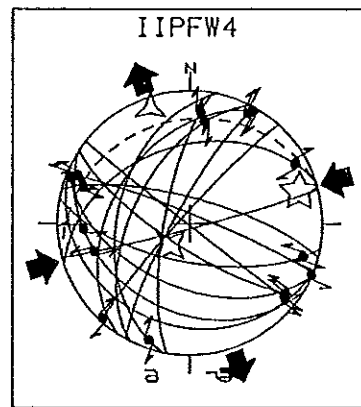
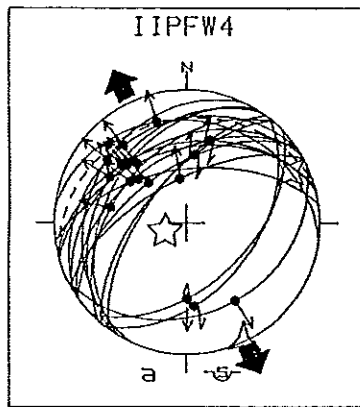
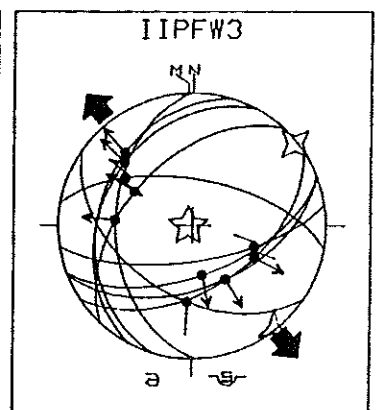
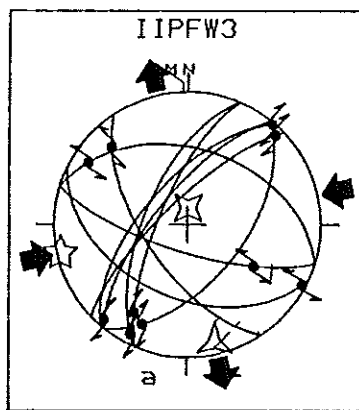
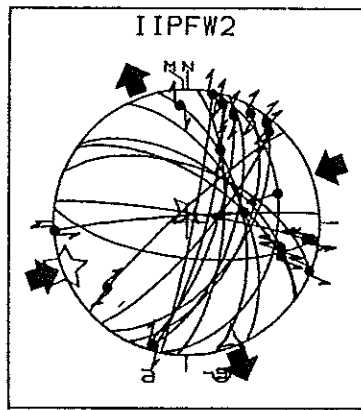
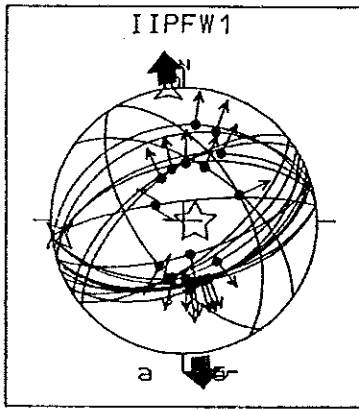




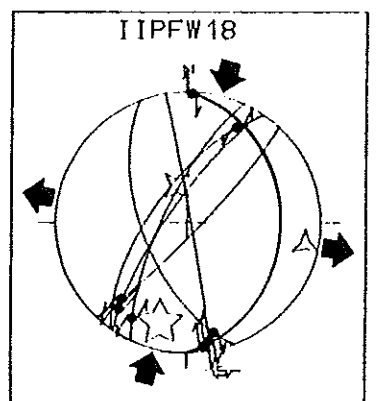
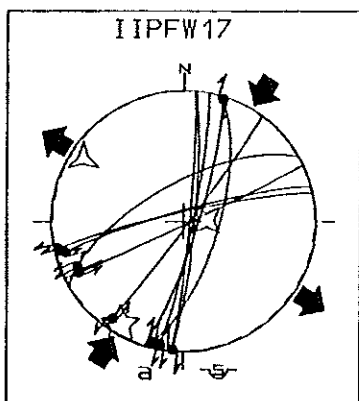
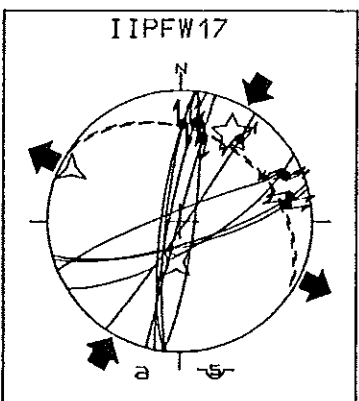
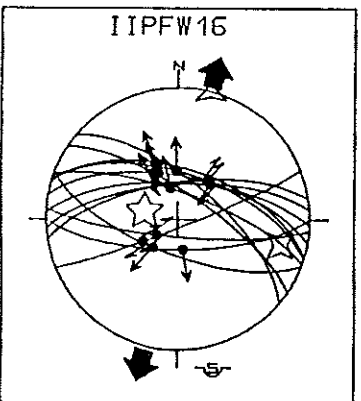
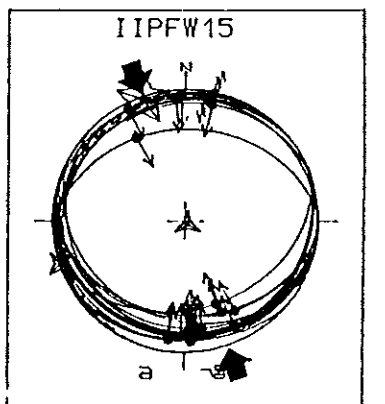
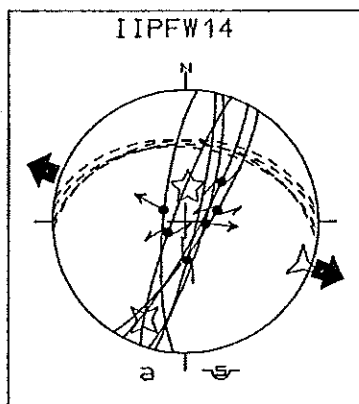
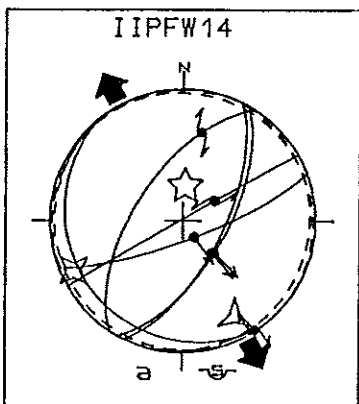
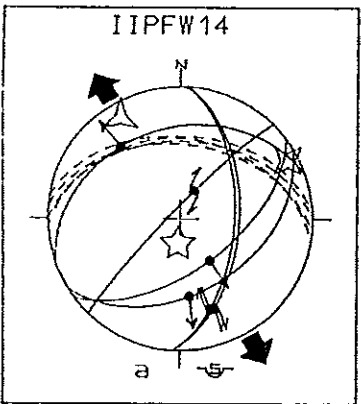
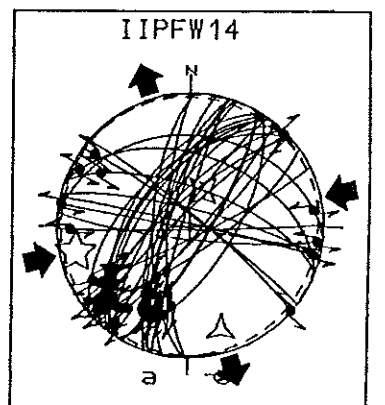
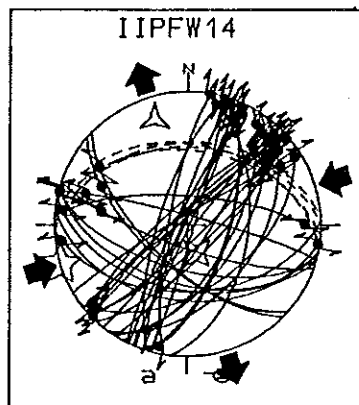
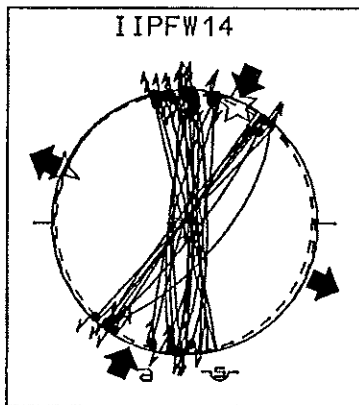
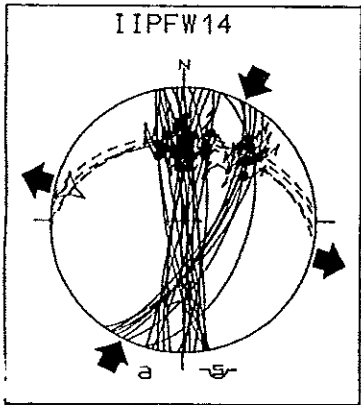
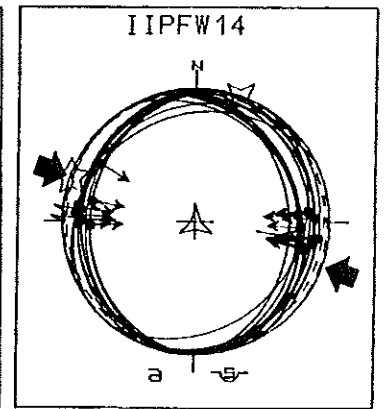
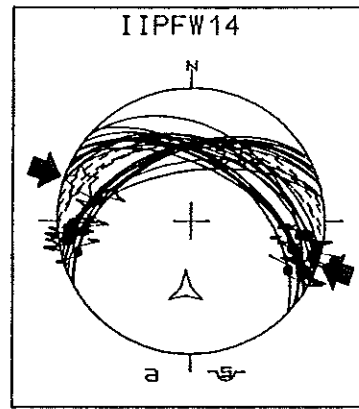
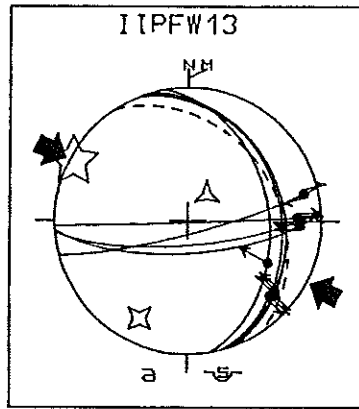
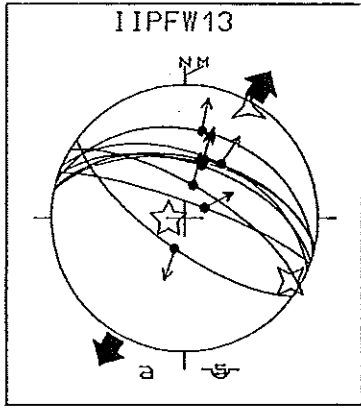
## IIPFW

Référence du site	Age des terrains	Type d'evt	Nbr f	Orientation et inclinaison			#	RUP	ANG
				$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$			
IIPFW1	Pléist. I. [4]	E	20	097 83	263 07	353 02	0,30		09
IIPFW2	Pliocène ?	D	18	249 02	359 83	159 06	0,22		12
IIPFW3	Pliocène ?	D	10	257 03	003 80	167 10	0,58		08
IIPFW4	Pléistocène inf. [4]	E	10	265 87	051 02	141 01	0,44		12
		E	18	248 76	064 14	154 01	0,51	24	10
		D	16	073 15	221 72	341 09	0,40		11
IIPFW5	Pléist. I. [4]	E	06	063 62	247 28	156 02	0,58	42	12
IIPFW6	Mésozoïq. [3]	E	17	120 70	307 20	216 02	0,43	37	10
IIPFW7	Plio.-Q. [2]	C	32	293 14	029 21	173 64	0,15	35	10
IIPFW8	Pléist. [3]	D	07	043 01	137 78	312 12	0,13		07
IIPFW9	Messinien [1]	E	14	229 81	031 09	121 03	0,44		10
	Pliocene [3]	D	04	243 06	350 69	151 20	0,08		11
		E	19	049 76	257 12	165 06	0,58		06
		E	10	068 72	314 07	222 16	0,40		09
		D	08	210 12	089 69	304 18	0,34		07
IIPFW10	Crétacé inférieur [3]	D	13	086 04	234 45	355 02	0,52		13
		E	09	099 55	245 30	345 16	0,48		12
		C	05	164 03	073 21	261 69	0,50		12
		D	06	145 03	242 69	054 21	0,22		11
IIPFW11	Langhien [3]	E	04	137 83	033 02	303 06	0,60		11
		D	26	196 16	026 74	287 03	0,53		07
		E	06	257 85	359 01	089 05	0,35		08
IIPFW12	Aquitanién [3]	E	04	041 74	237 16	146 04	0,33		06
		D	16	284 18	136 69	018 10	0,26		10
		C	20	033 33	297 10	193 55	0,18		14
IIPFW13	Aquitanién [3]	débas	20	209 06	117 13	321 76	0,09		13
		E	08	006 77	134 08	226 10	0,36		09
		D	27	015 20	227 67	109 11	0,21		11
		débas	27	198 06	057 83	289 04	0,31		10
		C	12	360 05	091 16	254 73	0,40		11
IIPFW14	Aquitanién [3]	débas	12	172 14	269 26	057 60	0,42		09
		E	08	231 54	120 14	021 32	0,11		06
		débas	08	266 80	121 08	030 06	0,51		04
		C	08	297 03	206 20	036 70	0,11		10
		C	23	289 14	031 40	184 47	0,65		14
		débas	23	289 01	019 01	160 88	0,33		13
		D	24	027 43	183 44	285 12	0,41		10
		débas	24	024 04	188 86	294 01	0,26		08
		D	37	253 01	162 72	343 18	0,33		12
		débas	37	257 13	020 67	163 19	0,26		12
IIPFW15	Crét. sup. [3]	E	06	185 75	061 09	329 13	0,56		06
		débas	06	006 68	245 11	152 19	0,46		05
		E	07	017 55	209 34	115 05	0,08		33
IIPFW16	Quatern. [5]	C	24	341 02	251 01	136 87	0,03		16
IIPFW17	Aquitanién [3]	E	11	284 69	104 21	014 01	0,33	40	12
IIPFW18	Mésozoïq. [3]	D	10	030 24	185 64	296 10	0,24		08
		débas	10	211 08	085 76	303 11	0,26		09
		D	08	195 21	345 66	101 11	0,10		10



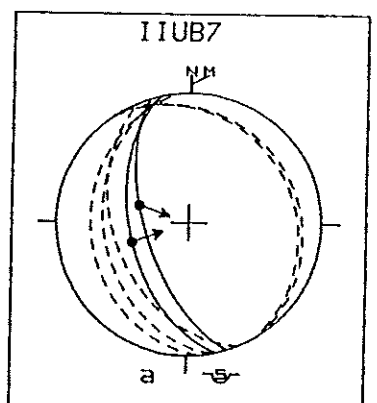
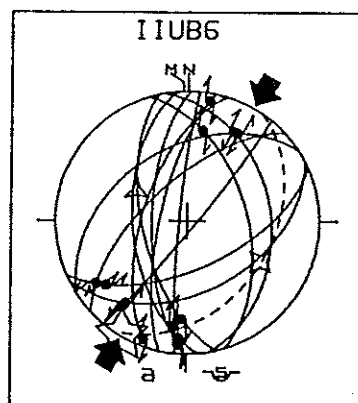
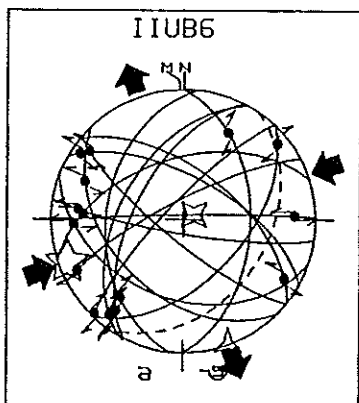
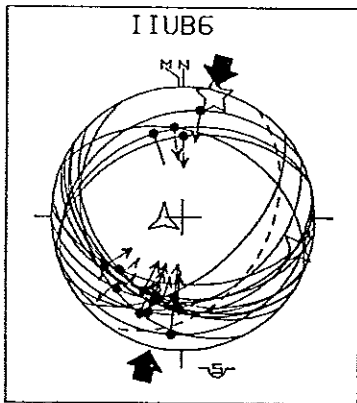
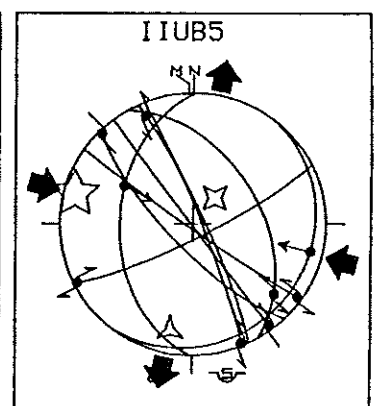
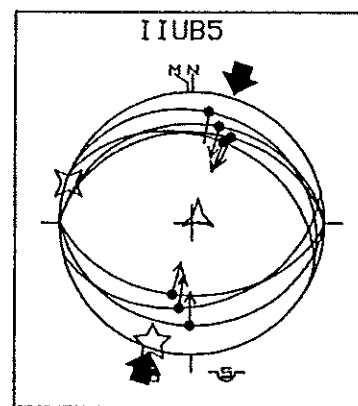
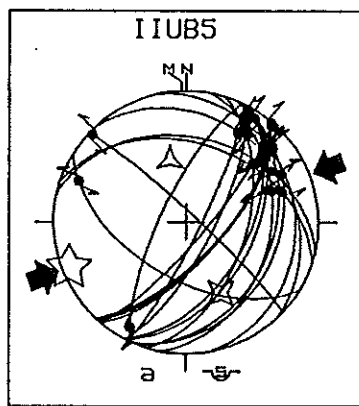
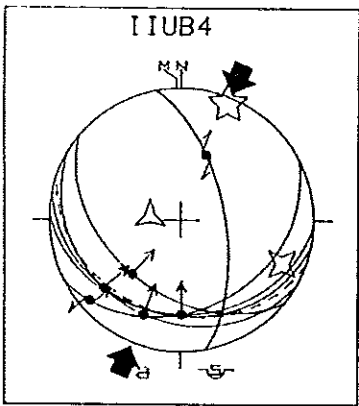
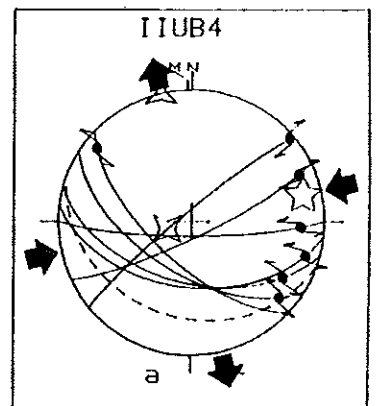
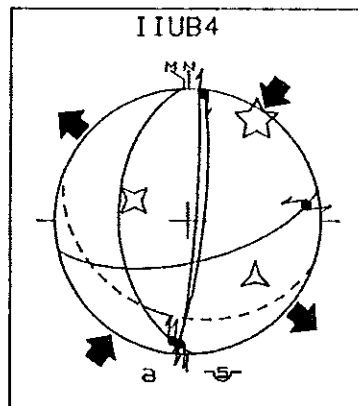
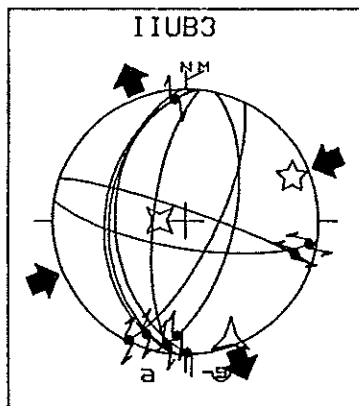
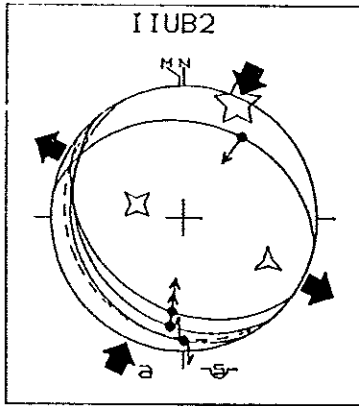
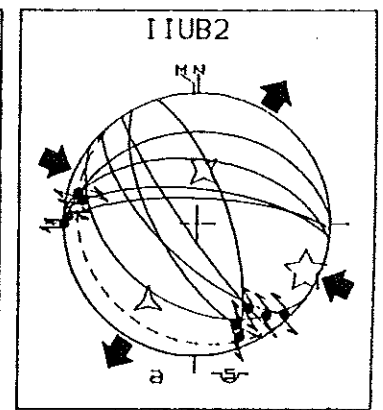
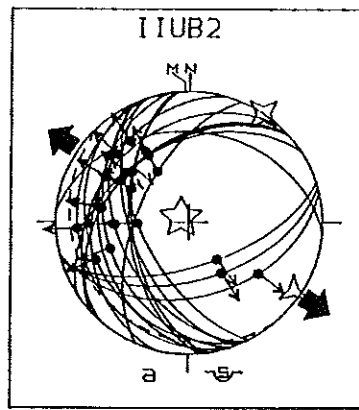
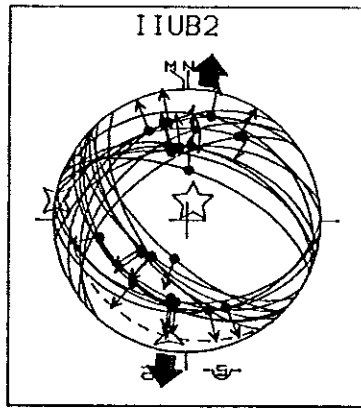
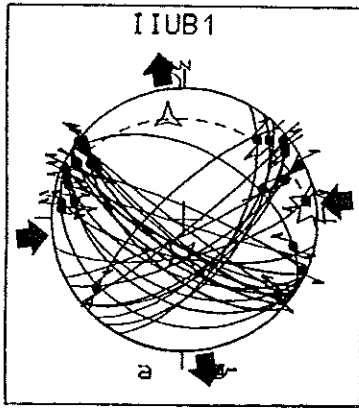






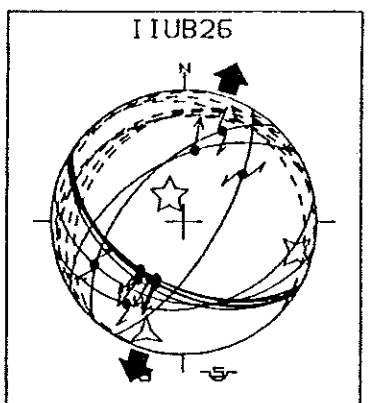
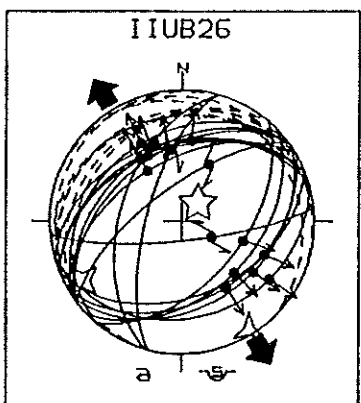
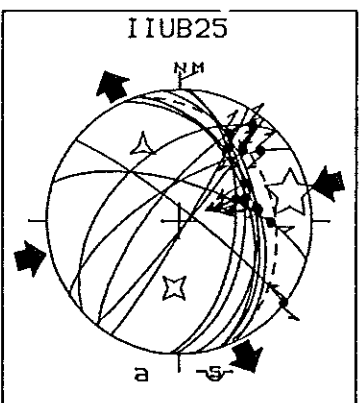
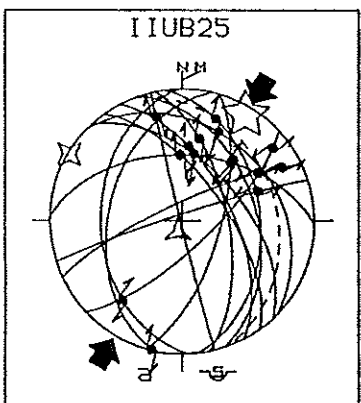
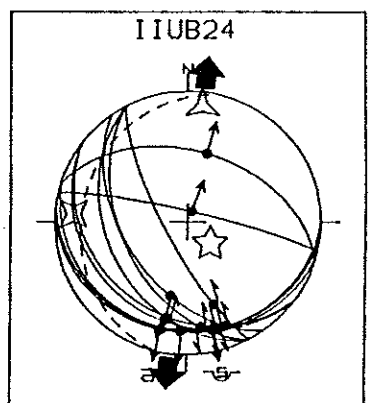
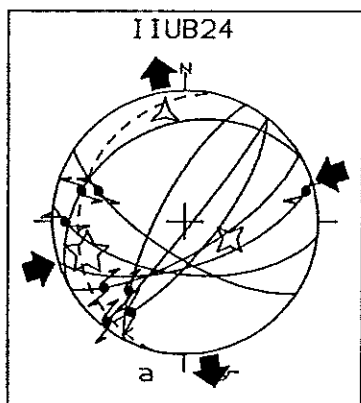
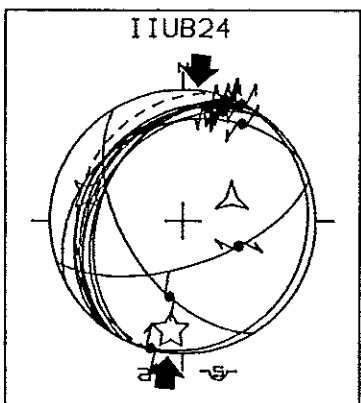
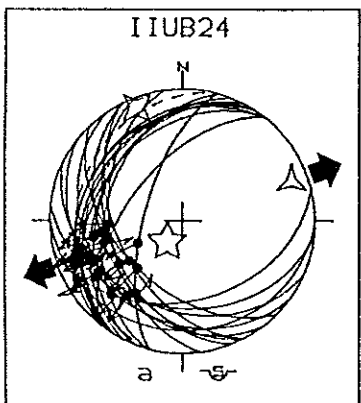
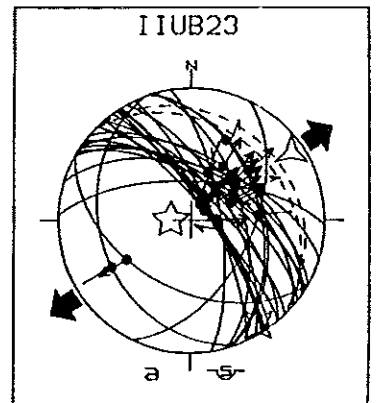
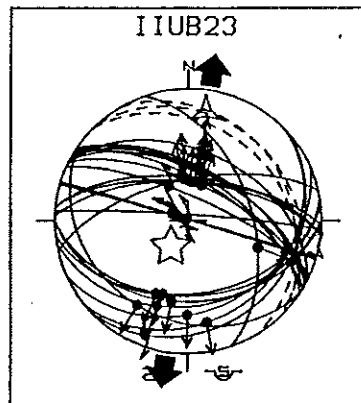
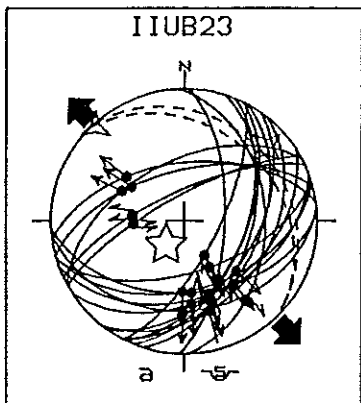
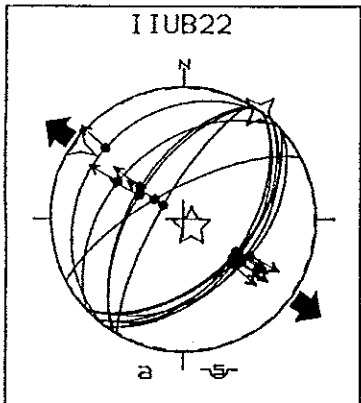
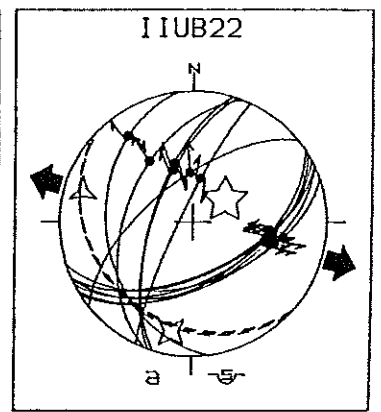
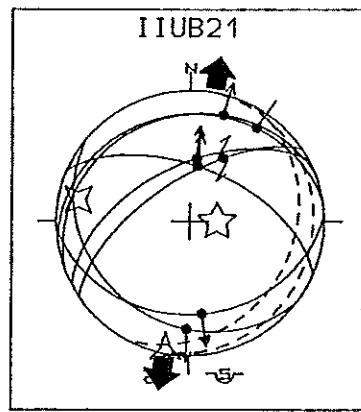
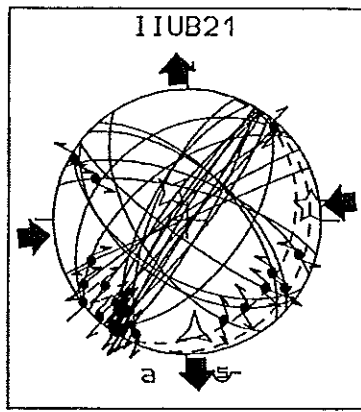
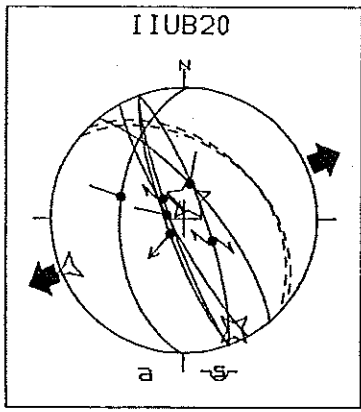
# IIUB

Référence du site	Age des terrains	Type d'évt	Nbr f	Orientation et inclinaison			φ	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
IIUB1	Langhien [1]	D	27	083 04	183 67	351 22	0,25		08
IIUB2	Pliocène inférieur-moyen [2]	E	23	016 78	279 02	188 12	0,35	30	12
		E	19	302 84	033 01	123 06	0,34	28	11
		D	09	114 11	007 57	211 31	0,16	37	11
		C	04	025 05	286 60	118 29	0,19	34	03
IIUB3	Plio.i.m. [2]	D	08	067 15	271 74	159 06	0,75		13
IIUB4	Pliocène inférieur-moyen [2]	D	04	034 09	291 55	130 34	0,25	26	06
		D	07	077 15	253 75	346 01	0,44	34	12
		C	06	022 05	113 18	276 71	0,40	33	16
IIUB5	Pliocène inférieur-moyen [2]	C	19	249 06	154 40	345 49	0,18	29	08
		C	07	198 05	288 02	044 85	0,37	20	04
		D	09	285 09	040 69	191 18	0,13	26	07
IIUB6	Pliocène inférieur-moyen [2]	C	17	014 05	105 11	261 78	0,44	27	12
		D	15	250 07	063 83	160 01	0,27	40	14
		C	13	210 01	119 37	301 53	0,05		11
IIUB7	NN18 ? [1]	C	02						
IIUB8	Serravallien inférieur [1]	E	23	043 64	186 21	281 14	0,24	34	18
		débas	23	002 78	227 09	136 09	0,33		06
		E	19	066 64	284 21	188 14	0,24	26	10
		débas	19	223 76	120 03	029 14	0,24		05
		D	07	161 13	063 32	271 55	0,24	18	07
		débas	07	166 09	036 76	259 10	0,35		03
		C	11	221 04	131 01	039 86	0,14	45	12
		D	05	070 34	251 56	160 01	0,54	30	09
IIUB9	Langhien [1]	D	07	103 25	295 65	195 05	0,56	19	06
IIUB10	NN16 ?	D	17	098 25	219 47	351 32	0,42	35	12
IIUB11	Mio. sup. [3]	D	08	344 20	093 42	235 41	0,11	40	12
IIUB12	Miocène supérieur [3]	E	14	267 70	110 19	018 08	0,28		11
		D	11	352 02	252 78	082 12	0,45	40	14
		D	16	101 05	210 76	010 13	0,68	36	16
IIUB13	Miocène supérieur [3]	E	08	161 71	039 10	306 16	0,22	22	08
		D	09	020 34	201 56	110 01	0,68	33	12
		D	12	346 01	084 82	256 08	0,46	35	10
		E	10	201 80	291 01	026 10	0,68	29	06
		D	78	258 13	053 75	167 06	0,67	31	13
IIUB14	NN18 ? [1]	D	06	262 15	094 74	353 03	0,75		13
IIUB15	Crétacé [3]	E	09	013 72	113 03	204 17	0,22	26	08
		E	08	351 72	200 16	108 09	0,66	28	09
		D	14	164 40	347 50	255 01	0,77	14	04
IIUB16	Plio.i.m. [2]	C	09	021 02	289 58	113 32	0,14	26	13
IIUB17	Langhien-Tort.inf. [2]	C	05	018 14	288 01	197 76	0,58	27	10
IIUB18	Pliocène NN16 ? [1]	E	08	005 51	146 32	249 20	0,60	31	07
		D	26	024 09	227 80	114 04	0,05	35	11
IIUB19	Messinien [3]	C	06	353 12	085 12	219 73	0,47	17	07
IIUB20	Langhien-Tortonien inférieur [2]	D	12	147 03	263 83	057 06	0,06	29	12
		E	06	227 67	081 19	347 12	0,20	28	06
		D	04	203 03	304 75	112 15	0,46	38	13
		E	06	012 78	155 10	246 07	0,30	56	18
IIUB21	Pliocène [3]	D	25	083 08	331 70	176 18	0,57	26	11
		E	07	091 74	281 16	190 03	0,40	27	06
IIUB22	Langhien Torto.inf [2]	E	13	055 66	191 17	286 15	0,10	23	06
IIUB23	NN15-NN16 [1]	débas	13	133 83	035 01	305 06	0,40		04
		E	20	218 72	048 18	317 03	0,24	20	07
		E	24	214 71	101 07	009 17	0,18	18	07
		E	23	271 78	147 07	056 10	0,46	22	06
IIUB24	Pliocène inférieur-moyen [2]	E	22	216 74	338 09	070 13	0,39		10
		C	10	186 18	286 27	066 57	0,38		06
		D	08	252 24	112 60	350 17	0,20		15
		E	11	134 71	234 15	007 12	0,53		12
IIUB25	Pliocène inf.moy. [2]	C	15	031 07	300 01	200 82	0,18		11
		D	13	076 16	184 48	334 37	0,10		11
IIUB26	NN15-NN16 [1]	E	17	041 75	239 14	148 04	0,35		10
		E	10	332 72	105 13	198 13	0,44		15
		D	14	073 21	239 68	342 05	0,19		12
		E	21	139 71	010 12	277 15	0,29		16
IIUB27	Pliocène inf.moy. [2]	C	21	108 06	202 31	009 59	0,48	29	09
		débas	21	113 07	020 21	221 68	0,42		10
IIUB28	NN18 ? [1]	C	11	023 12	293 01	201 78	0,05		11
IIUB29	Mio.sup.-Plio.inf. [3]	D	12	216 11	036 79	126 01	0,12		14
		C	18	212 01	122 03	325 87	0,46		08
IIUB30	Pléistocène [3]	E	24	077 75	237 14	328 05	0,50		15
		D	12	054 18	248 71	146 04	0,35		11
IIUB31	Pliocène inférieur-moyen [2]	C	14	063 05	153 01	247 85	0,34		09
		D	21	254 07	122 79	345 08	0,40		14
		C	14	179 56	085 03	353 34	0,20		15
		débas	14	350 07	081 04	196 82	0,43		15
IIUB32	Pliocène inférieur-moyen [2]	D	24	162 17	025 68	256 14	0,47		14
		C	10	198 06	107 08	324 80	0,49		09
		C	43	115 03	205 01	323 87	0,24		09
IIUB33	NN18 ? [1]	E	09	293 79	133 10	042 04	0,35		10
		C	10	022 13	115 12	247 73	0,37		10
		D	09	009 15	243 65	105 19	0,37		13
IIUB34	Pliocène inférieur-moyen [2]	C	11	346 07	079 24	241 64	0,13		08
		C	17	292 01	202 09	024 81	0,32		11
		C	18	063 11	160 30	315 58	0,14		09

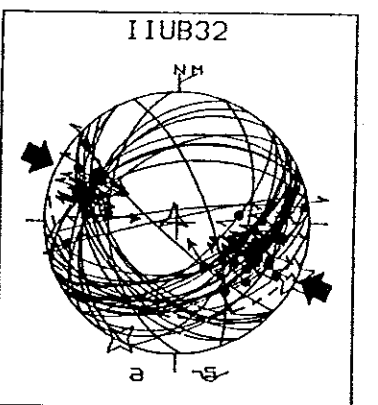
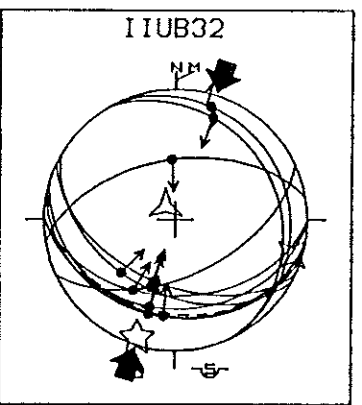
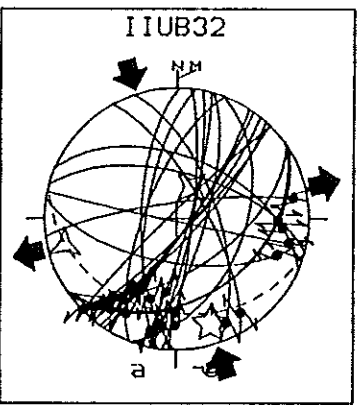
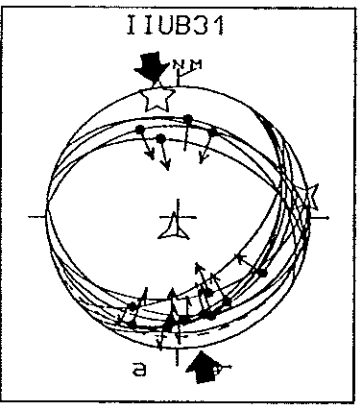
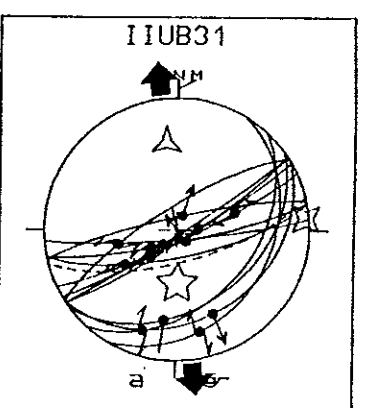
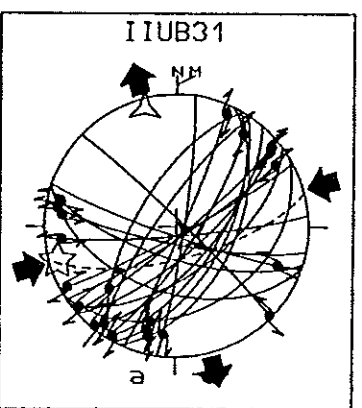
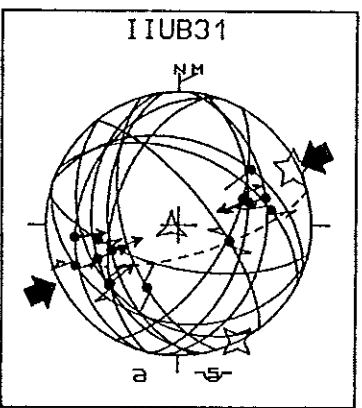
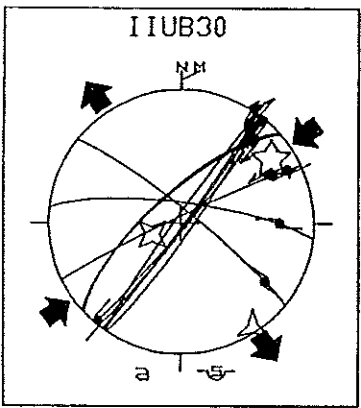
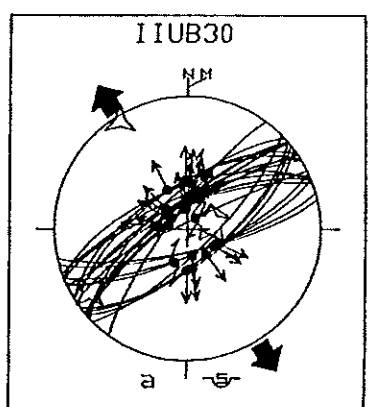
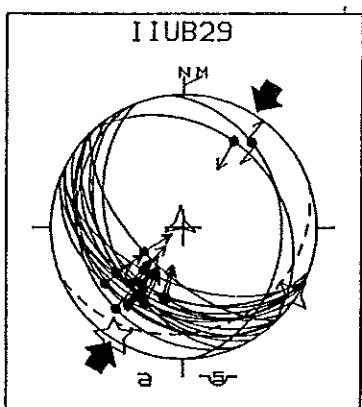
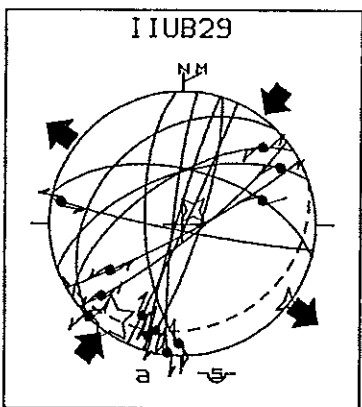
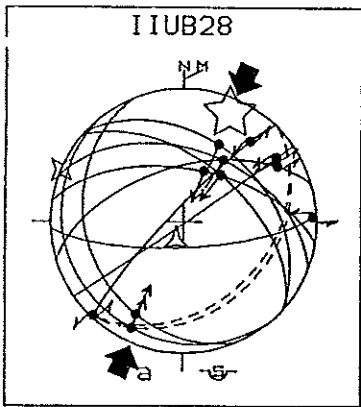
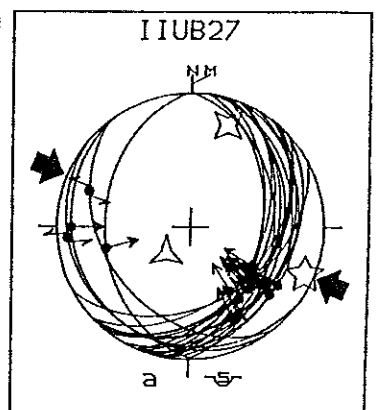
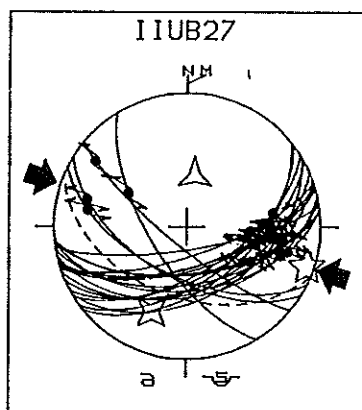
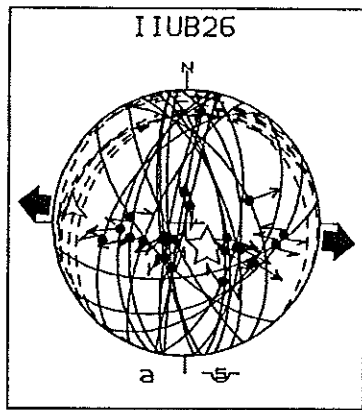
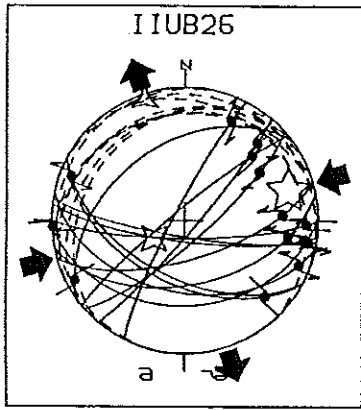


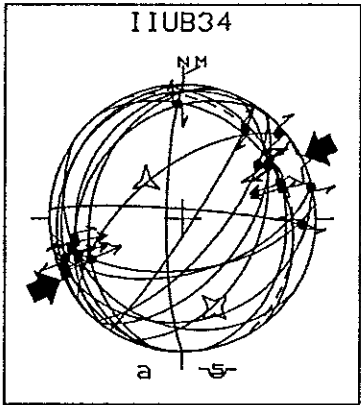
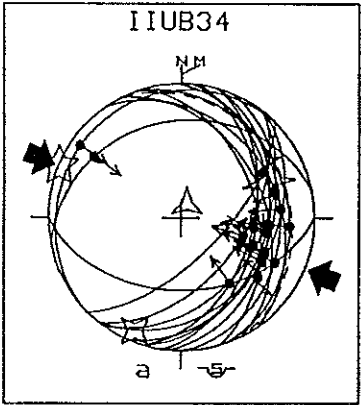
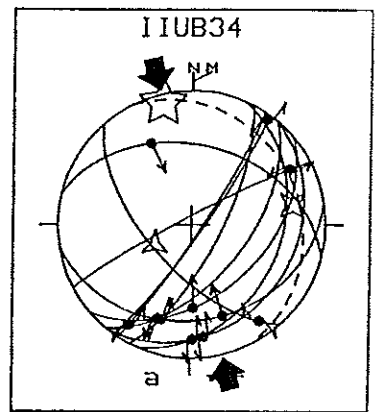
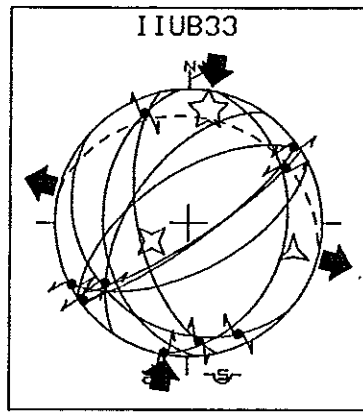
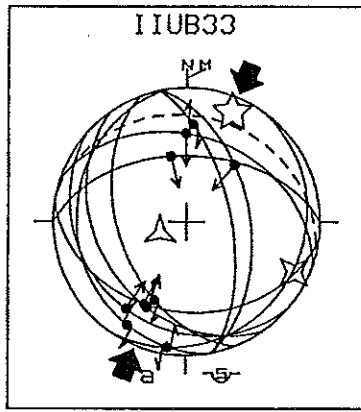
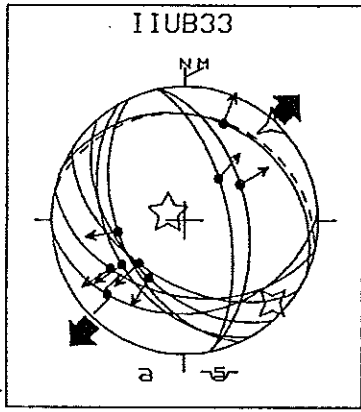






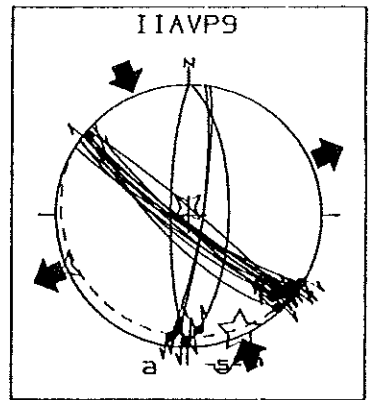
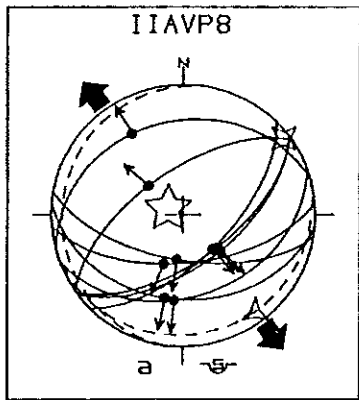
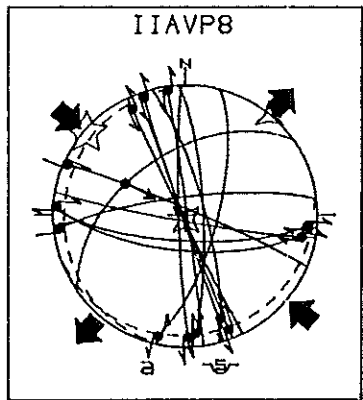
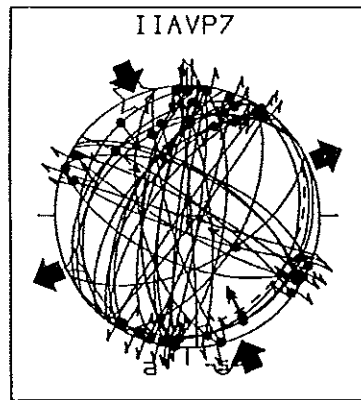
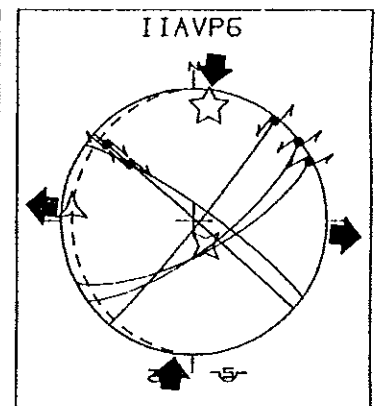
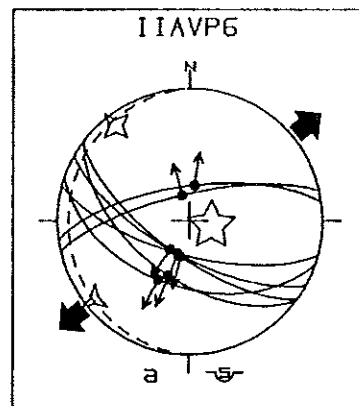
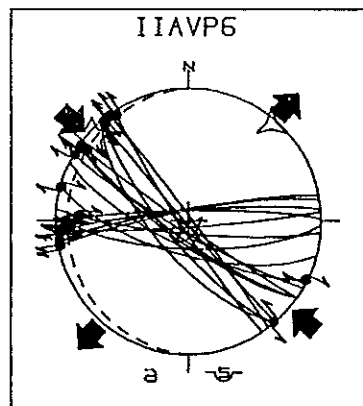
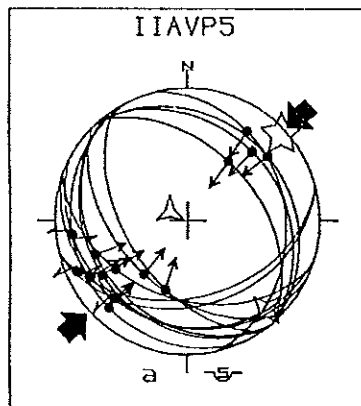
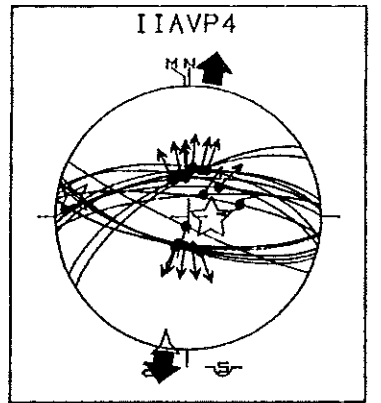
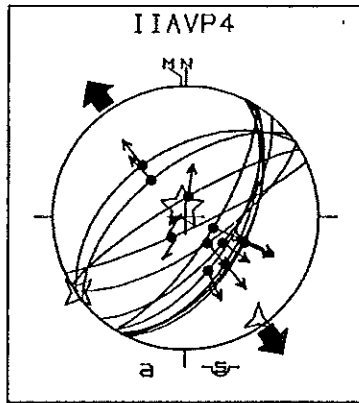
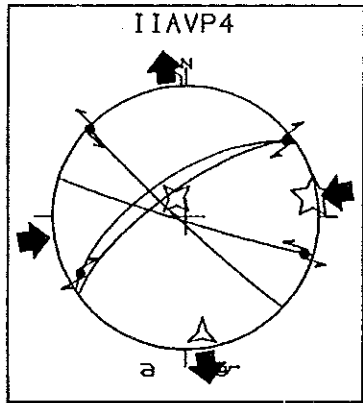
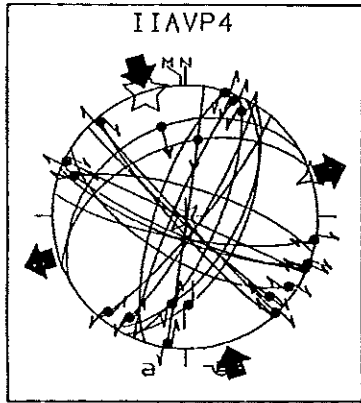
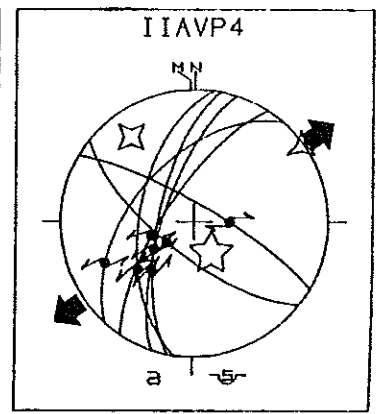
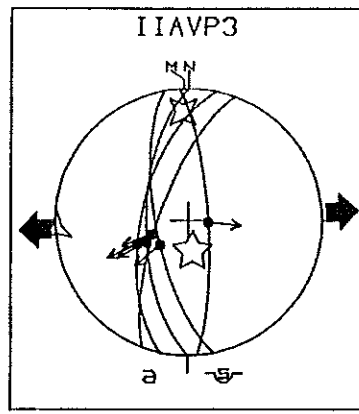
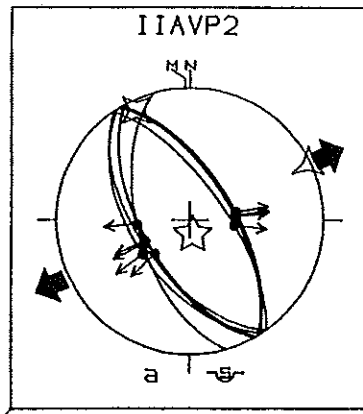
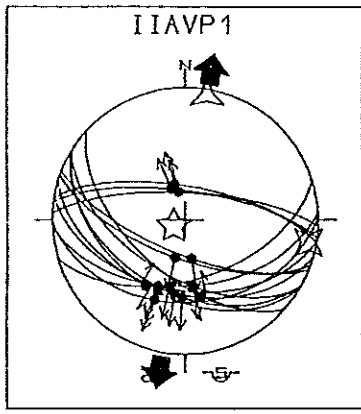


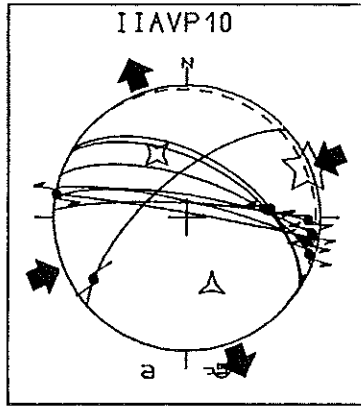
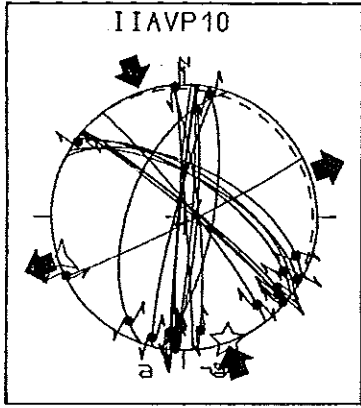




## IIAVP

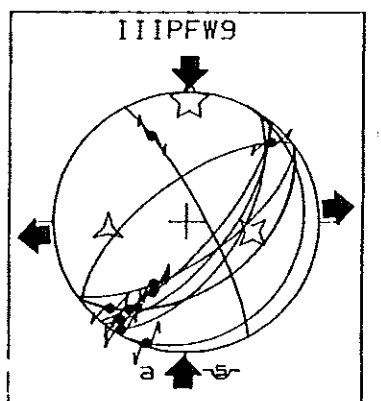
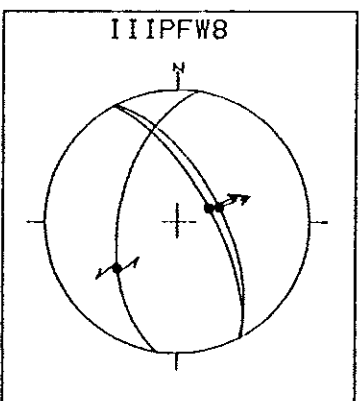
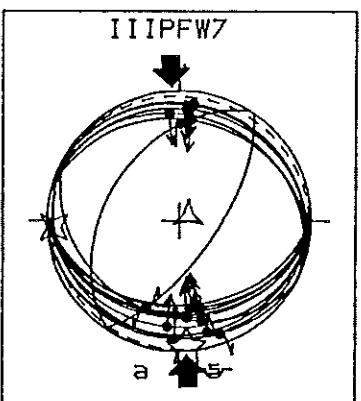
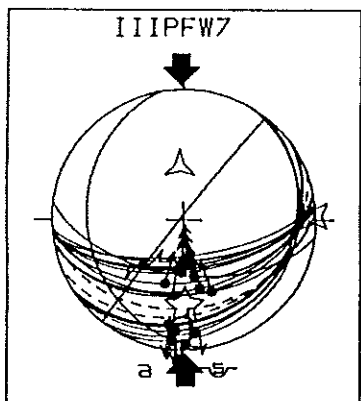
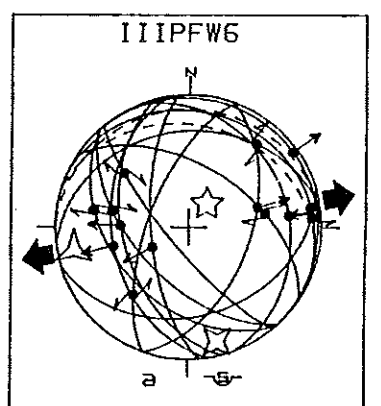
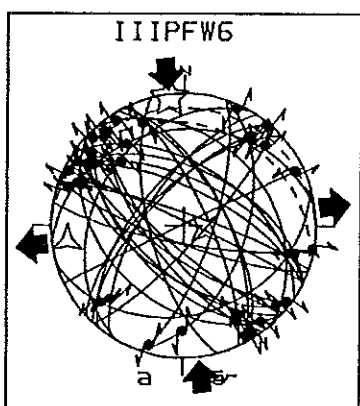
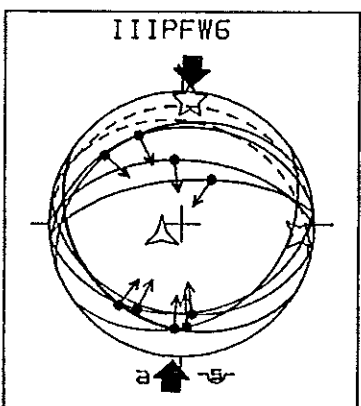
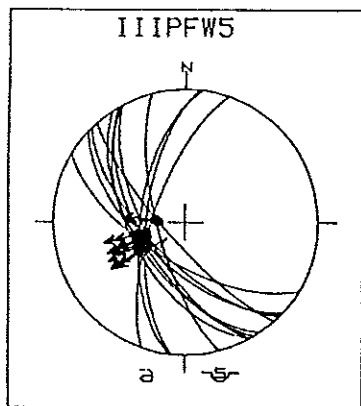
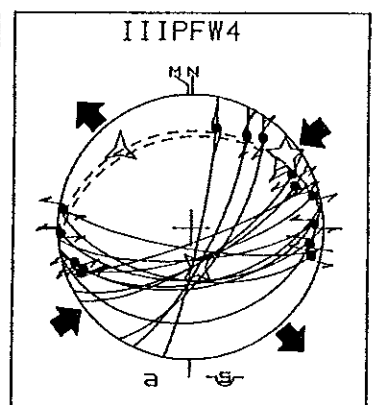
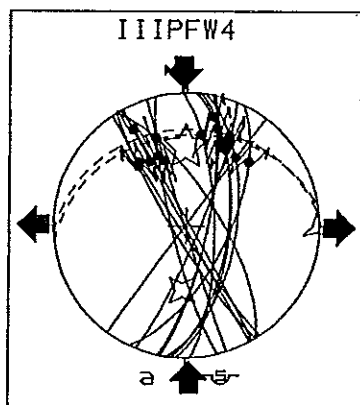
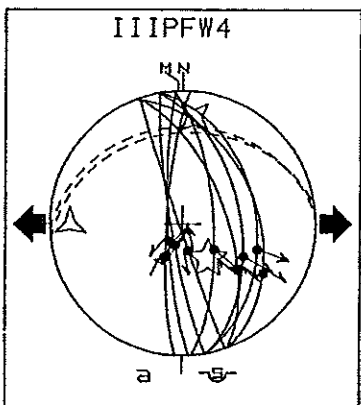
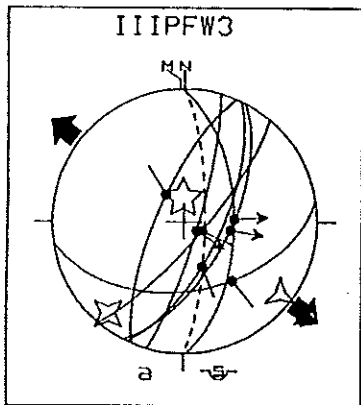
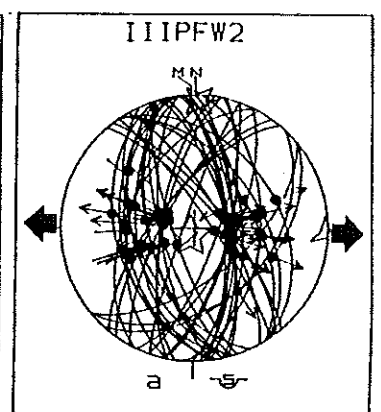
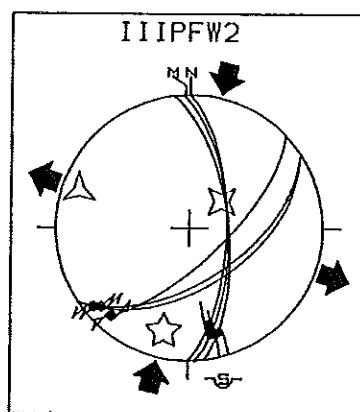
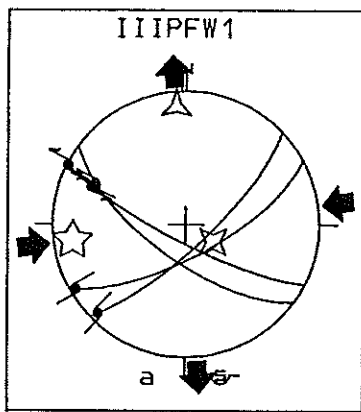
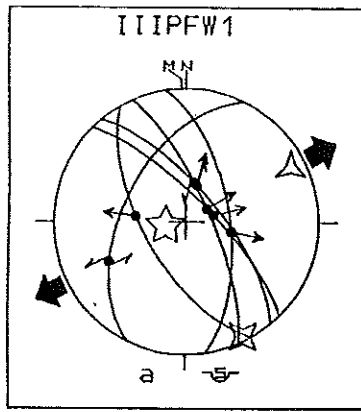
Référence du site	Age des terrains	Type d'evt	Nbr f	Orientation et inclinaison			φ	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
IIAVP1	Plio.inf. [1]	E	10	243 82	101 06	010 05	0,57		07
IIAVP2	Pl.s.Cal. [3]	E	09	169 81	334 09	065 02	0,55		04
IIAVP3	Pl.s.Cal. [3]	E	05	173 71	357 19	266 01	0,23		09
IIAVP4	Crétacé supérieur [3]	E	07	151 68	323 22	054 03	0,28	33	09
		D	19	342 01	216 89	072 01	0,15	19	09
		D	04	081 04	333 78	172 12	0,27		08
		E	11	339 84	235 01	145 06	0,03		11
		E	16	094 76	280 14	189 01	0,24	42	15
IIAVP5	Pléistoc. [3]	C	17	050 05	140 11	297 78	0,38		11
IIAVP6	Crétacé [3]	D	18	310 04	179 84	041 05	0,10		12
		E	07	102 77	322 10	230 09	0,15		11
		D	05	008 14	155 73	275 09	0,38		05
IIAVP7	Crétacé [3]	D	40	337 01	068 83	247 07	0,17	35	13
IIAVP8	Crétacé [3]	D	14	310 02	040 02	169 87	0,22		09
		E	09	293 80	053 05	143 09	0,19		06
		D	15	156 04	352 85	246 01	0,09		08
IIAVP9	Crétacé [3]	D	15	156 04	352 85	246 01	0,09		08
IIAVP10	Crétacé supérieur [3]	D	19	161 02	043 87	251 03	0,55		08
		D	08	067 03	335 46	160 44	0,04		09

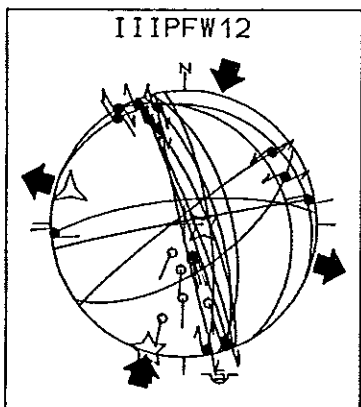
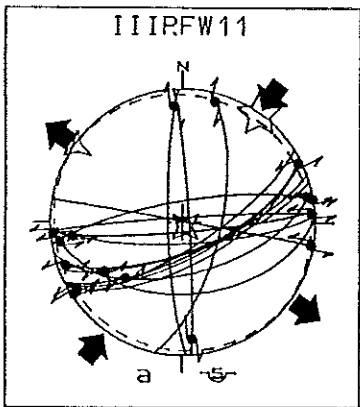
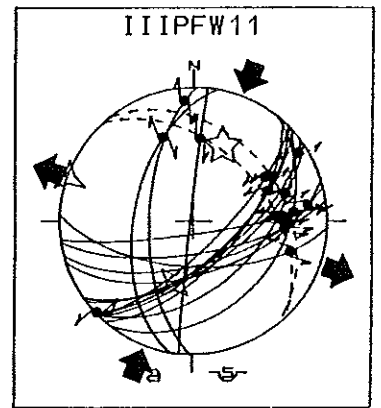
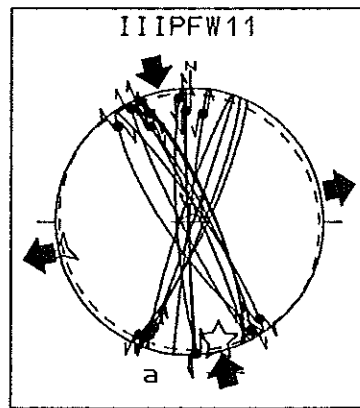
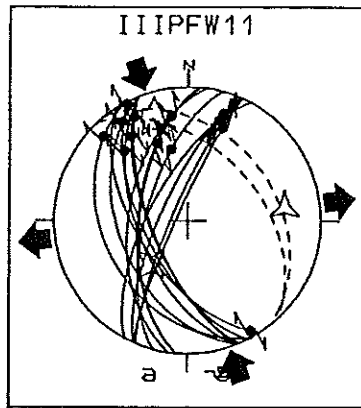
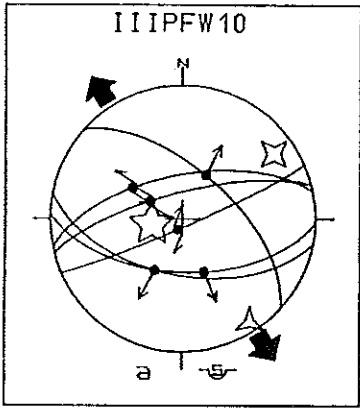




# IIIPFW

Référence du site	Age des terrains	Type d'evt	Nbr f	Orientation et inclinaison			φ	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
IIIPFW1	Crétacé [3]	E	07	259 77	153 04	062 12	0,37		10
		D	05	262 15	122 70	355 12	0,30		08
IIIPFW2	Crétacé [3]	D	13	193 21	050 64	289 14	0,42		08
		E	44	209 85	002 05	092 02	0,32		13
IIIPFW3	Crétacé [3]	E	07	357 75	219 11	127 10	0,41	40	13
IIIPFW4	Jurassique [3]	E	09	144 63	006 20	270 16	0,24		10
		D	16	359 40	183 50	091 02	0,11		13
		D	14	052 12	170 65	318 21	0,08	09	
IIIPFW5	Jurass. [3]	E	01					28	
IIIPFW6	NN20-21 [1]	C	09	003 07	095 12	241 76	0,54		12
	Pléistocène moyen-sup.	D	32	353 03	096 77	262 13	0,42	36	13
IIIPFW7	NN20-21 [1]	E	14	037 72	166 12	259 14	0,68	34	14
		C	17	179 34	088 01	356 56	0,33		08
	Pléist.m.-s.	débas	17	177 03	267 06	061 84	0,38		09
IIIPFW8	Pléist. [2]	E	3						
IIIPFW9	Crétacé [3]	D	09	001 08	099 48	264 41	0,36		14
IIIPFW10	Jurass. [3]	E	06	260 71	054 17	147 08	0,27		12
IIIPFW11	Crétacé [3]	D	15	341 20	220 55	082 27	0,18		17
		débas	15	166 09	010 81	257 04	0,33		16
		D	16	021 40	196 50	289 02	0,71		13
		débas	16	035 01	148 87	305 03	0,16		12
IIIPFW12	Crétacé [3]	D	13	196 01	099 78	286 12	0,54		10

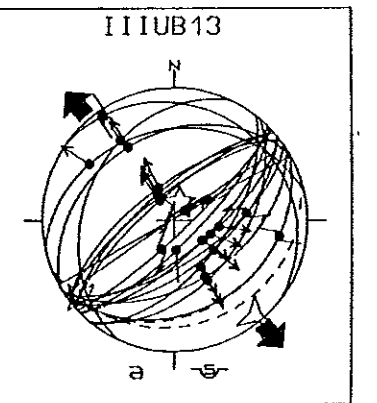
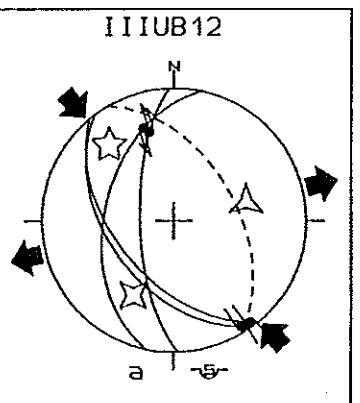
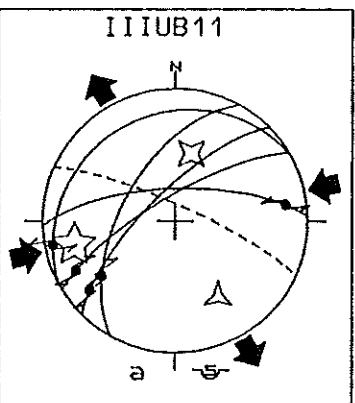
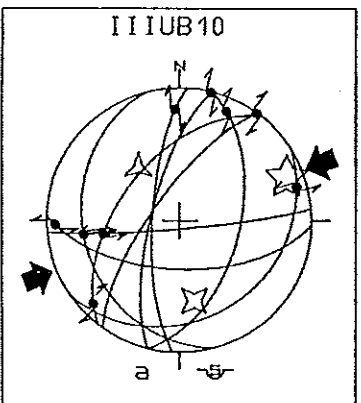
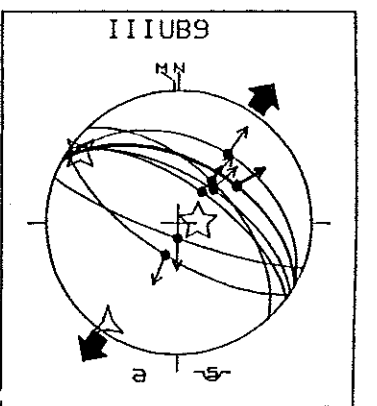
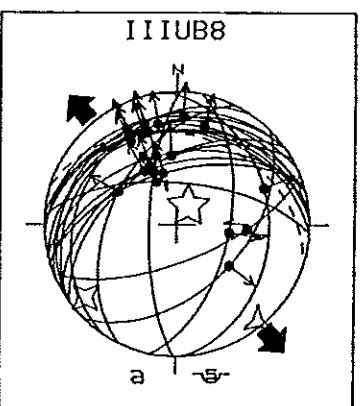
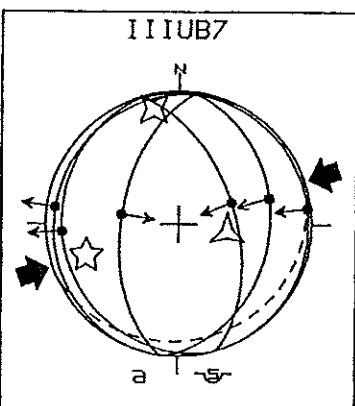
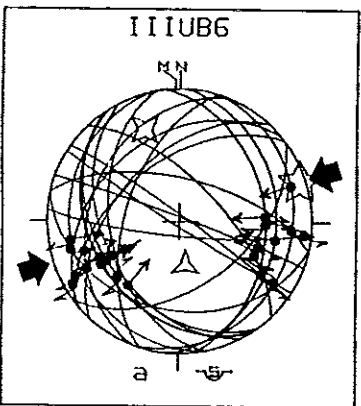
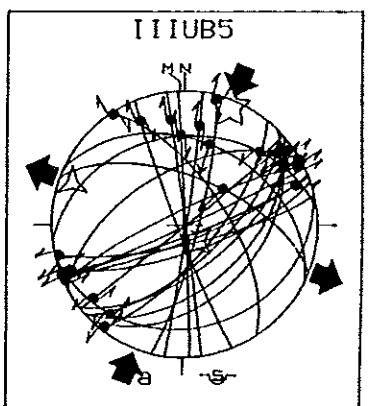
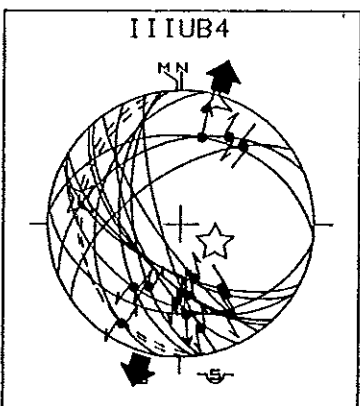
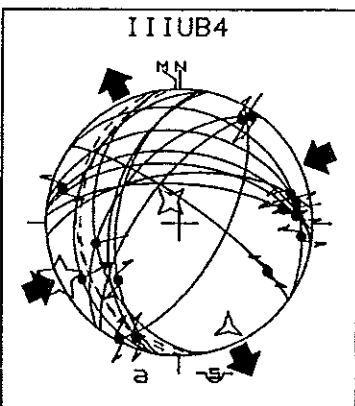
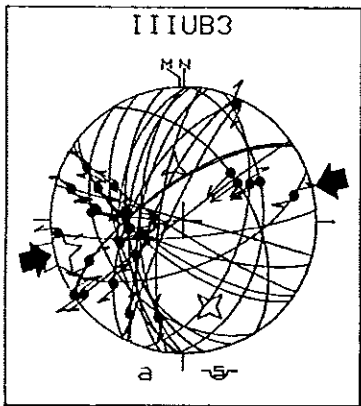
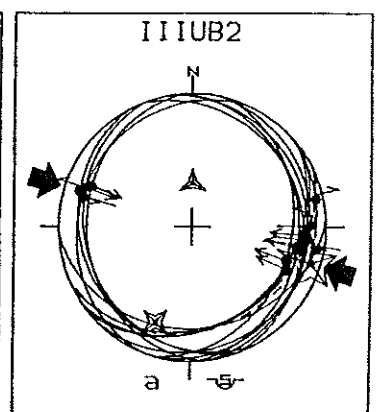
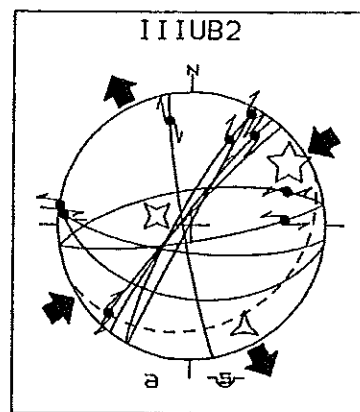
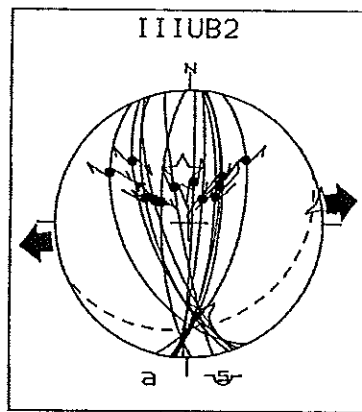
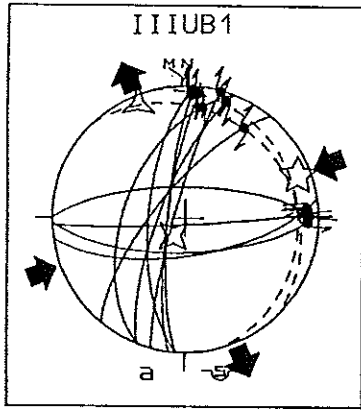


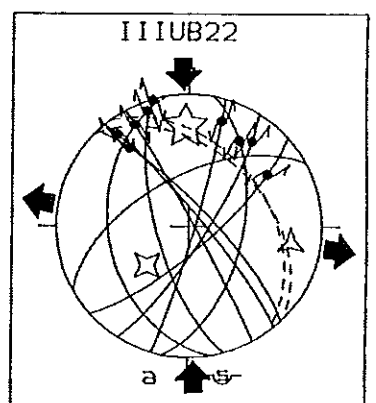
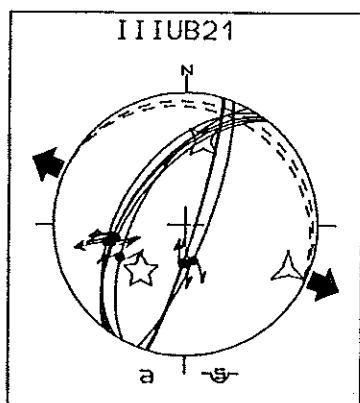
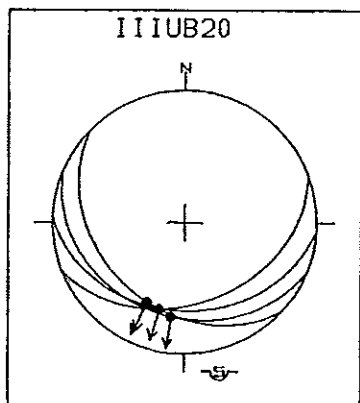
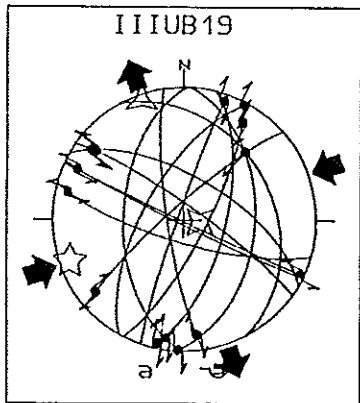
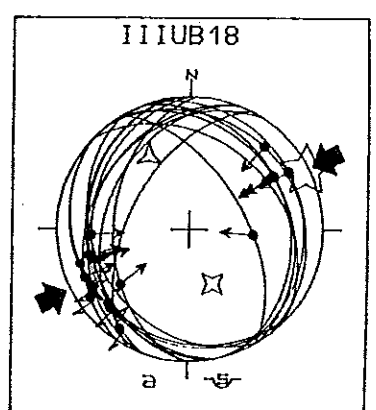
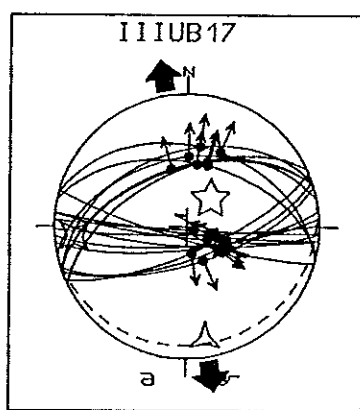
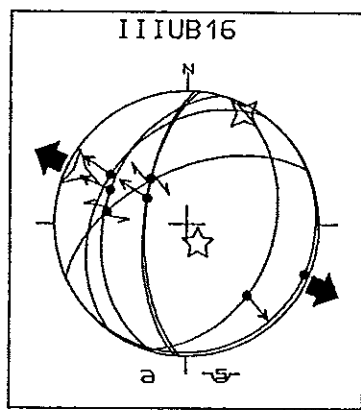
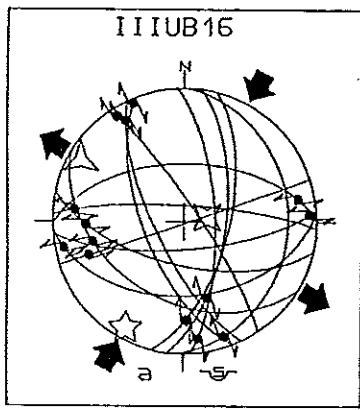
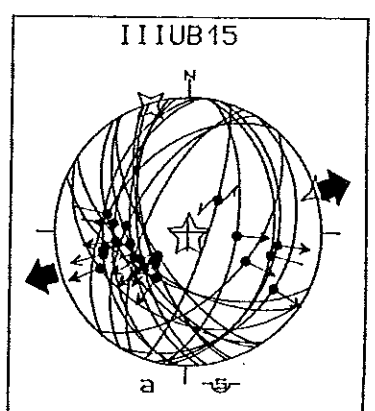
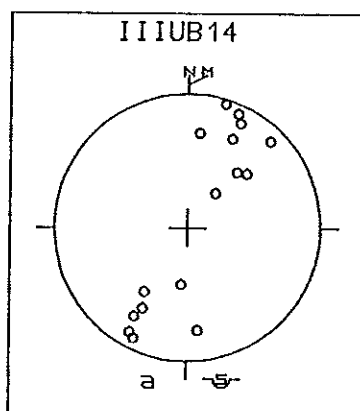
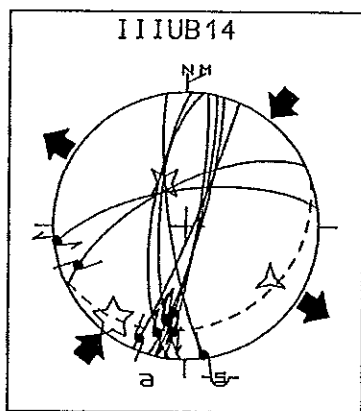
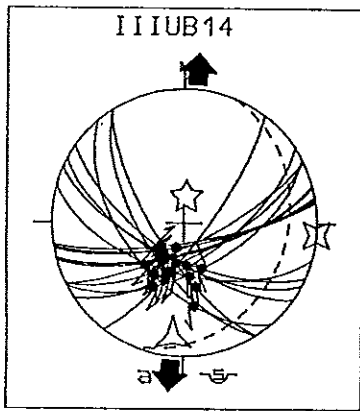
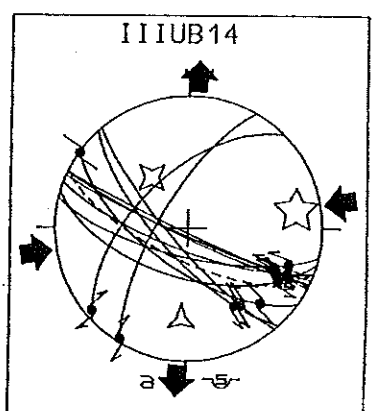
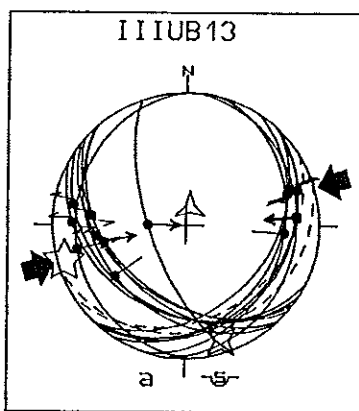
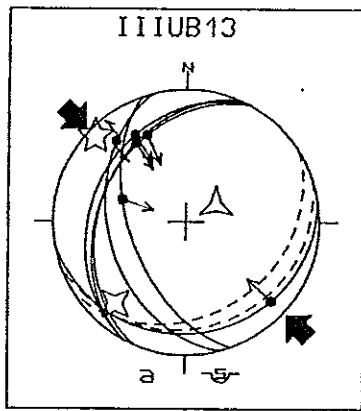
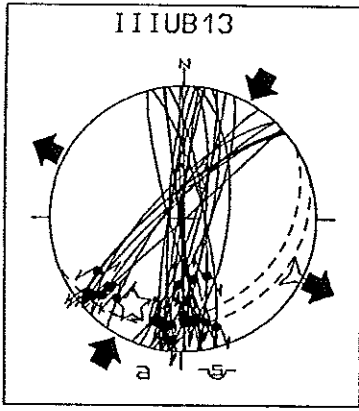


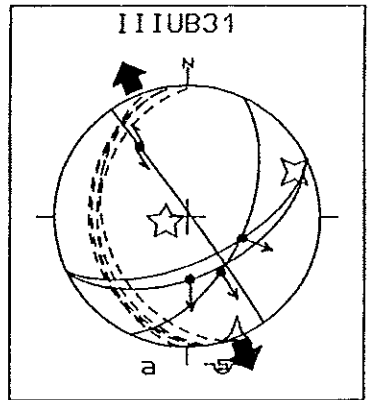
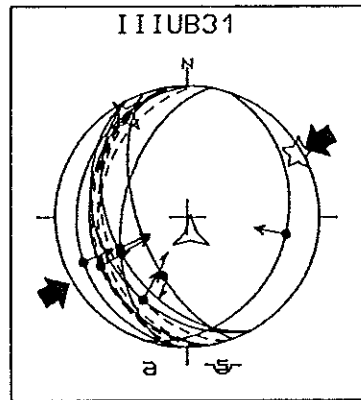
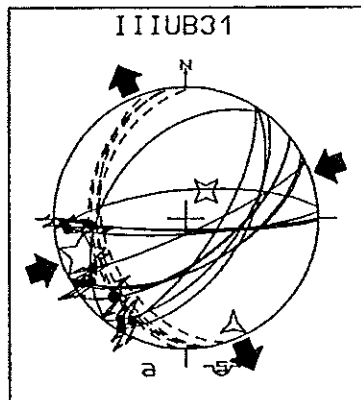
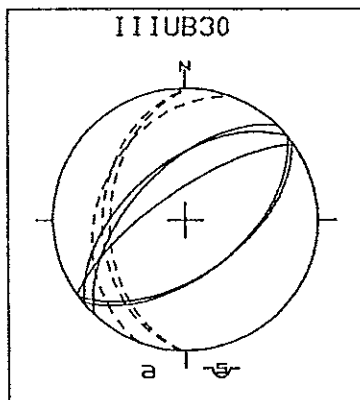
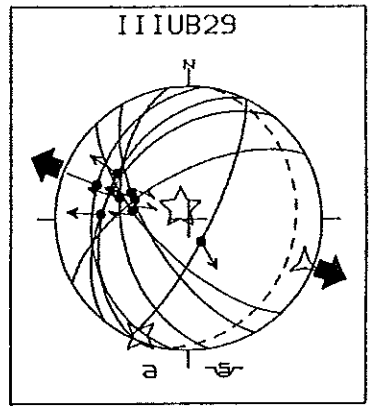
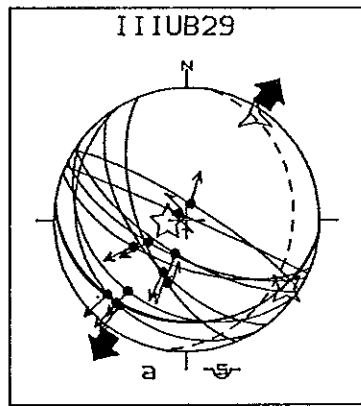
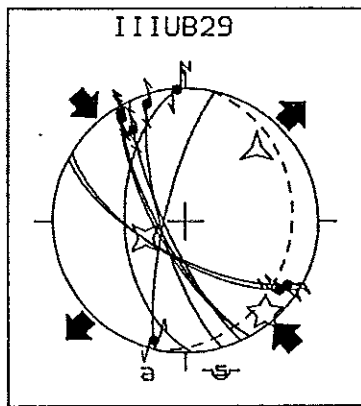
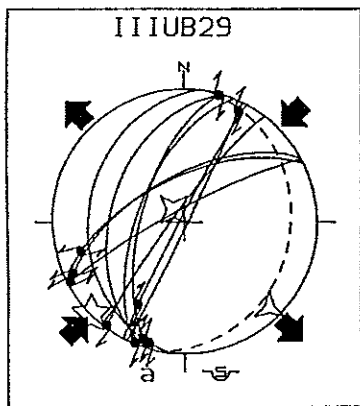
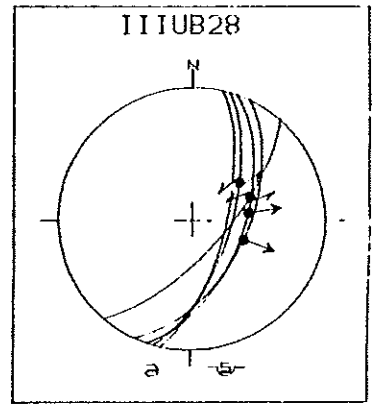
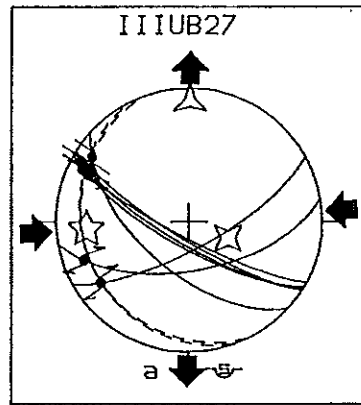
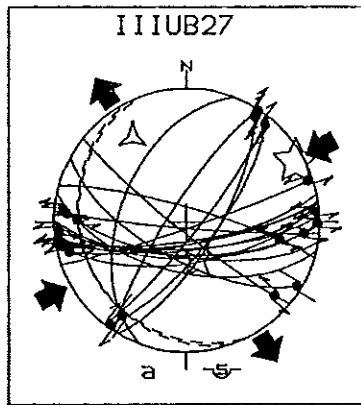
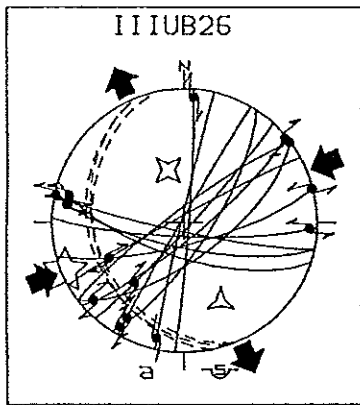
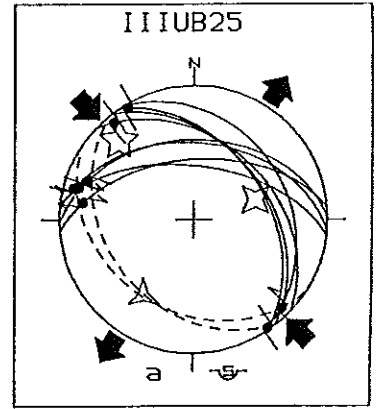
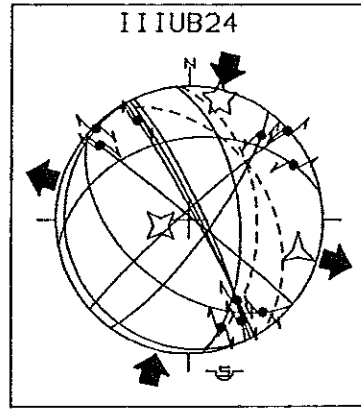
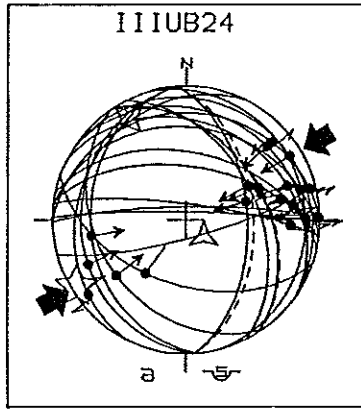
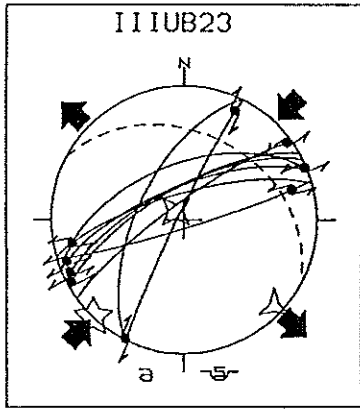


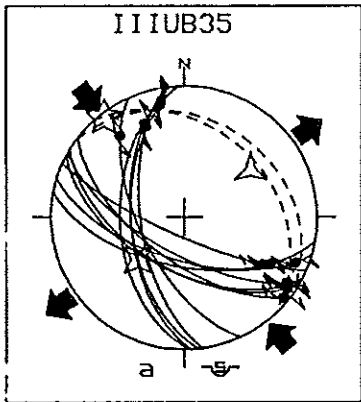
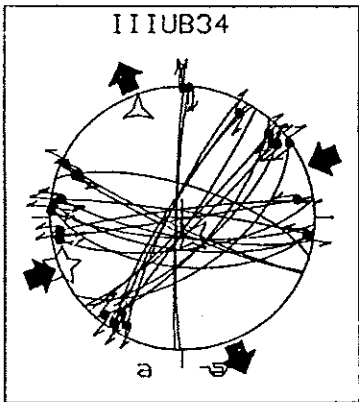
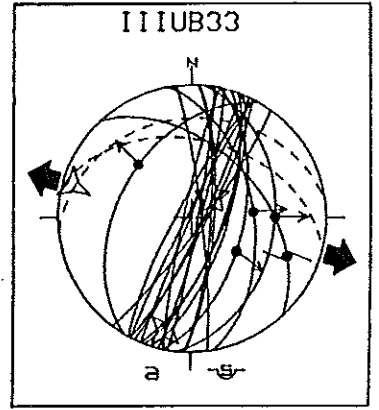
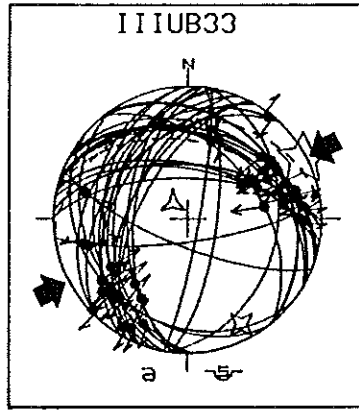
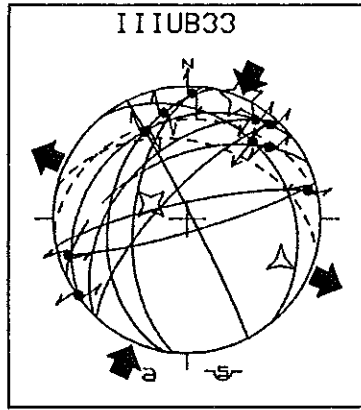
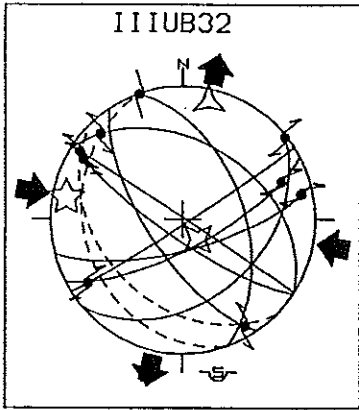
# IIIUB

Référence du site	Age des terrains	Type d'evt	Nbr f	Orientation et inclinaison			φ	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
IIIUB1	Eocène [3]	D	11	069 11	214 77	337 07	0,35		10
IIIUB2	Aquitanien	E	12	352 60	172 30	082 00	0,40	44	14
	Langhien	D	09	058 15	284 68	152 15	0,17	37	12
	[3]	C	14	107 08	201 25	001 63	0,05	62	04
IIIUB3	Calabrien[3]	C	26	255 03	163 33	350 57	0,20		13
IIIUB4	Pliocène	D	14	245 01	338 76	155 14	0,16		16
	inf.moy.[1]	E	15	118 66	284 23	016 05	0,44		14
IIIUB5	Pliocène ?	D	23	021 06	140 77	290 11	0,28		09
IIIUB6	Pliocène [3]	C	22	072 05	339 27	172 63	0,23		10
IIIUB7	Calabrien[3]	C	06	251 27	348 12	099 60	0,53	38	07
IIIUB8	Pliocène ?	E	21	031 77	231 13	140 04	0,32	28	11
IIIUB9	Calabrien[1]	E	08	086 78	306 09	214 08	0,49		07
IIIUB10	Plio. inf[3]	C	09	068 14	169 38	322 48	0,26	41	15
IIIUB11	Plio. inf[3]	D	05	257 23	013 47	150 35	0,20	53	20
IIIUB12	Aquit.Lan[3]	D	04	319 26	209 36	076 43	0,31	50	13
IIIUB13	Aquitanien	E	21	017 79	231 09	140 06	0,61	40	13
	Langhien	D	25	210 26	014 63	117 06	0,36	35	09
	[3]	C	06	313 07	221 20	061 69	0,41	34	09
		C	14	253 06	163 09	013 79	0,25	37	13
IIIUB14	Pliocène [3]	D	12	081 20	324 51	183 32	0,22	22	07
		E	17	004 74	095 00	185 16	0,64	22	08
		D	09	218 13	332 61	122 26	0,08		11
	Crétacé [3]	plis							
IIIUB15	Pliocène ?	E	21	168 88	343 02	073 00	0,31	26	09
IIIUB16	Pliocène ?	D	14	209 09	079 76	300 11	0,65	34	10
		E	07	150 76	027 07	296 11	0,74	29	09
IIIUB17	Pliocène [3]	E	18	039 68	265 16	170 15	0,26	27	08
IIIUB18	Calabrien[3]	C	17	063 03	157 53	331 37	0,12	04	08
IIIUB19	Calabrien[3]	D	14	250 09	098 80	341 05	0,62	33	16
IIIUB20	Calabrien[3]	E	04						
IIIUB21	Pliocène ?	E	08	224 50	011 36	114 16	0,33	32	05
IIIUB22	Plio.i.m.[1]	D	09	358 25	226 55	099 23	0,18	32	08
IIIUB23	Pliocène ?	D	09	223 00	316 83	133 07	0,31	42	12
IIIUB24	Pliocène ?	C	20	239 04	330 14	132 75	0,28	38	11
		D	10	014 08	258 72	106 16	0,52	35	13
IIIUB25	Mio. inf.[3]	D	08	317 20	072 50	213 33	0,36	50	19
IIIUB26	Serraval.[1]	D	13	248 03	342 56	155 33	0,18	39	11
IIIUB27	Serravallien	D	20	061 07	165 63	328 26	0,05	34	11
	[1]	D	07	266 23	113 64	001 11	0,39	29	08
IIIUB28	Pléisto.[2]	E	04						
IIIUB29	Burdigalien	D	10	226 01	320 80	136 10	0,48	47	12
	[3]	D	08	139 09	247 63	045 25	0,36	39	06
		E	11	265 78	125 09	033 07	0,62	35	08
		E	08	322 82	202 04	111 07	0,35	28	09
IIIUB30	Pliocène [1]	E	05						
IIIUB31	Pliocène	D	13	250 18	036 69	156 11	0,15	46	12
	supérieur	C	07	060 04	329 11	168 79	0,61	27	10
	terminal[1]	E	04	256 76	067 13	157 02	0,48	38	15
IIIUB32	Mio.moyen[3]	D	09	280 11	143 75	012 10	0,49	35	15
IIIUB33	Calabrien[3]	D	10	024 01	292 66	114 24	0,21		11
	Pliocène ?	C	34	062 03	153 12	318 77	0,04		09
		E	05	045 72	193 15	285 09	0,53		13
IIIUB34	Mioc.inf.[3]	D	22	248 02	150 77	338 13	0,21		10
IIIUB35	Mioc.inf.[3]	D	12	322 04	227 51	055 39	0,33		09



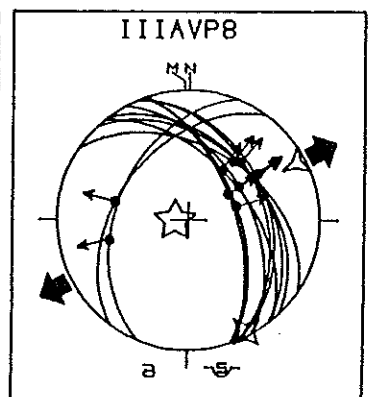
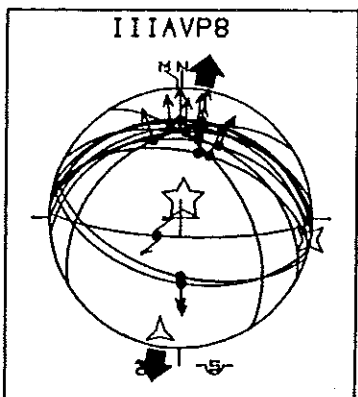
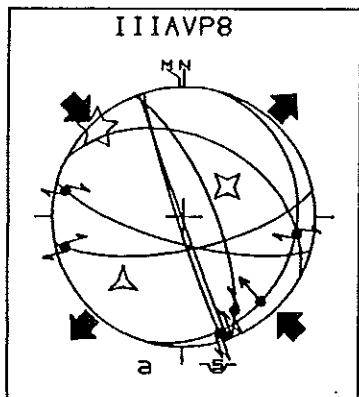
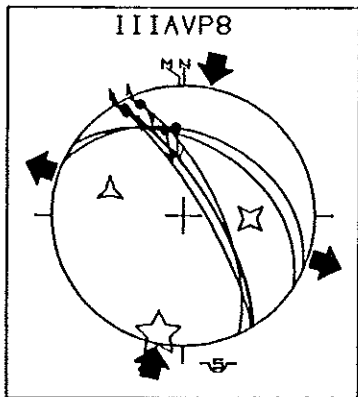
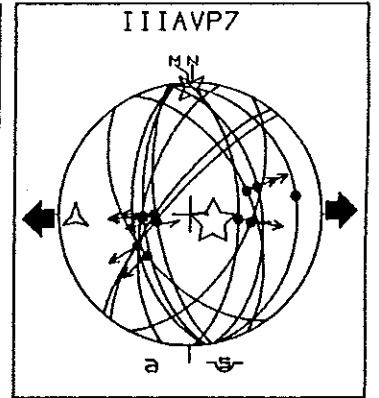
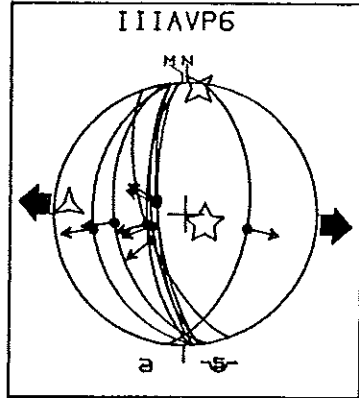
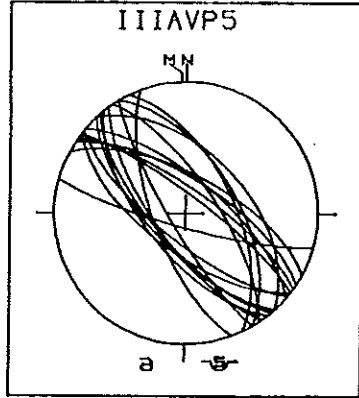
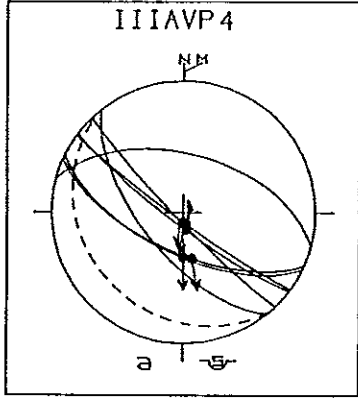
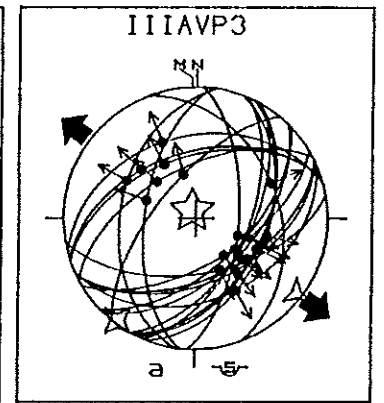
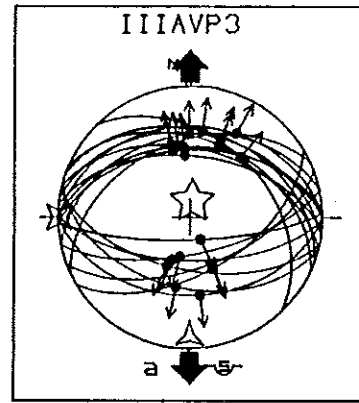
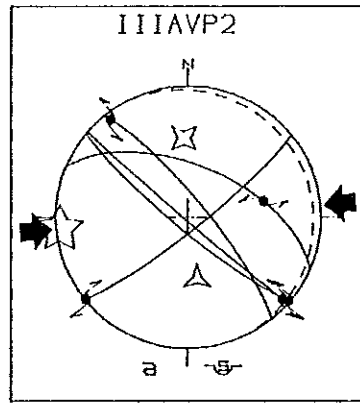
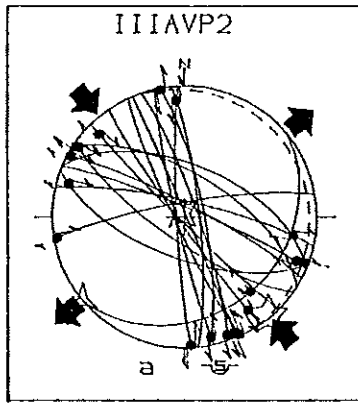
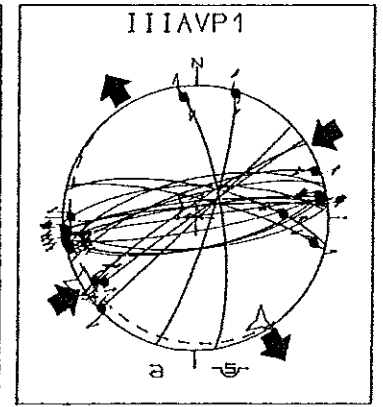
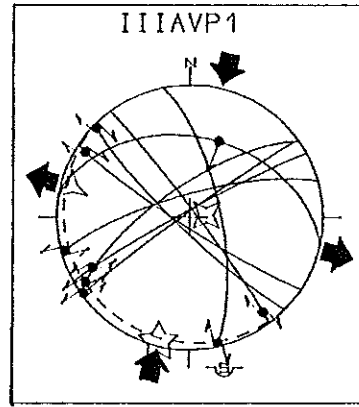
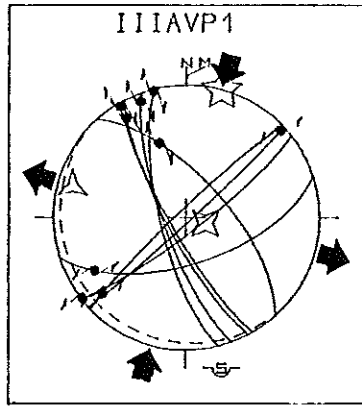
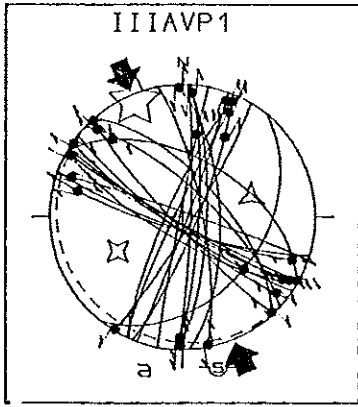






# III AVP

Référence du site	Age des terrains	Type d'evt	Nbr f	Orientation et inclinaison			φ	RUP	ANG
				σ1	σ2	σ3			
III AVP1	Crétacé sup. [3]	D	24	337 06	242 44	074 45	0,05		
		D	09	017 07	119 59	283 30	0,21	19	09
	Calabr. [3]?	D	09	194 04	083 80	284 10	0,38	25	10
		D	19	238 00	331 82	148 08	0,27		09
III AVP2	Crétacé sup. [3]	D	18	140 02	327 88	230 00	0,15		07
		D	05	265 03	357 39	171 51	0,19		15
III AVP3	Calabrien [1]	E	19	007 80	270 01	180 10	0,24	18	08
		E	21	334 85	217 02	127 05	0,26	16	05
III AVP4	Plio. Cal. [3]	E	07						
III AVP5	Calabrien [3]	E	18						
III AVP6	Pléistoc. [3]	E	08	116 77	005 05	274 12	0,35		07
III AVP7	Calabrien [1]	E	11	114 78	352 06	261 10	0,26		06
III AVP8	Crétacé supérieur [3]	C	06	192 08	093 48	289 41	0,15	11	03
		D	07	316 06	055 57	222 32	0,24	41	11
		E	13	007 78	099 00	189 12	0,30		07
		E	11	269 82	152 04	062 07	0,31	14	05

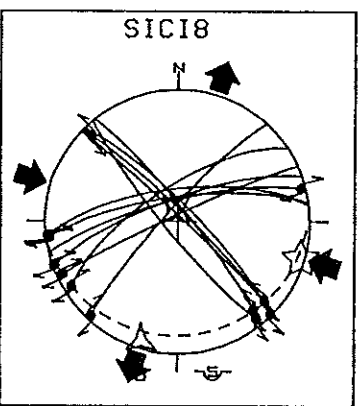
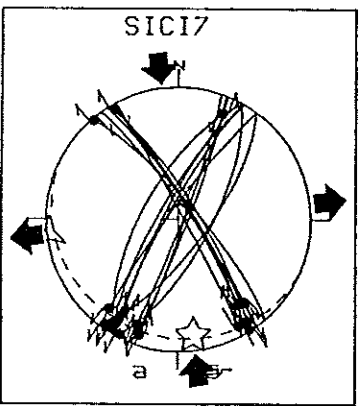
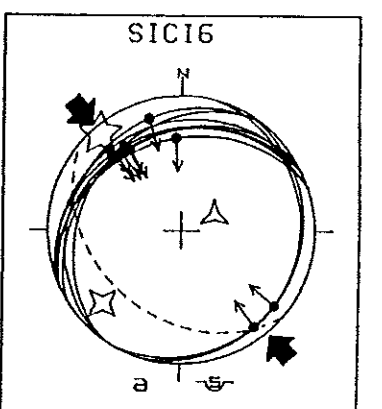
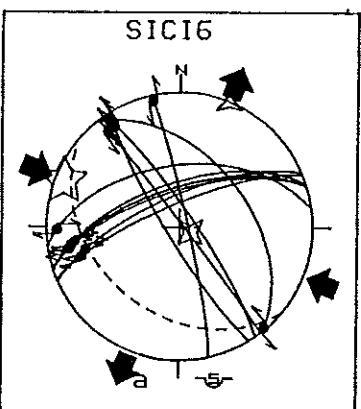
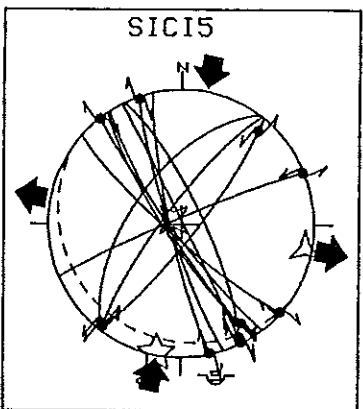
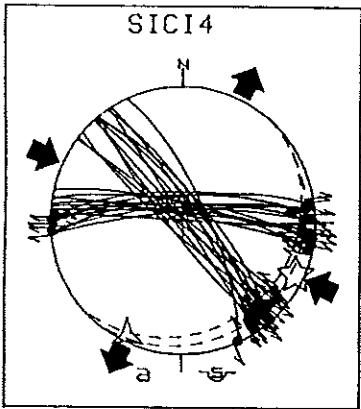
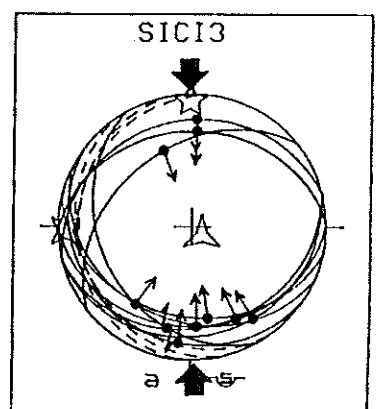
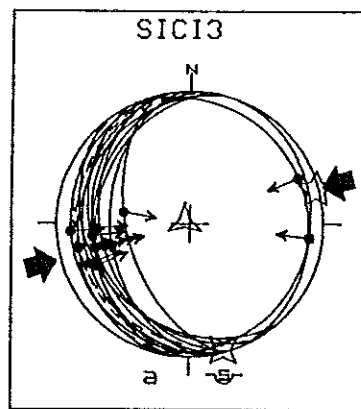
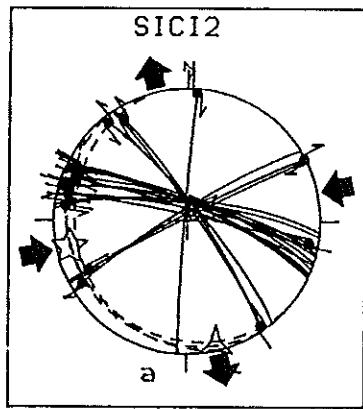
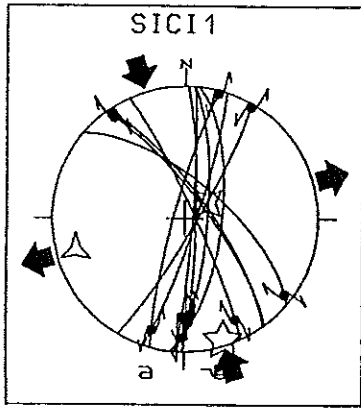


# Sicile

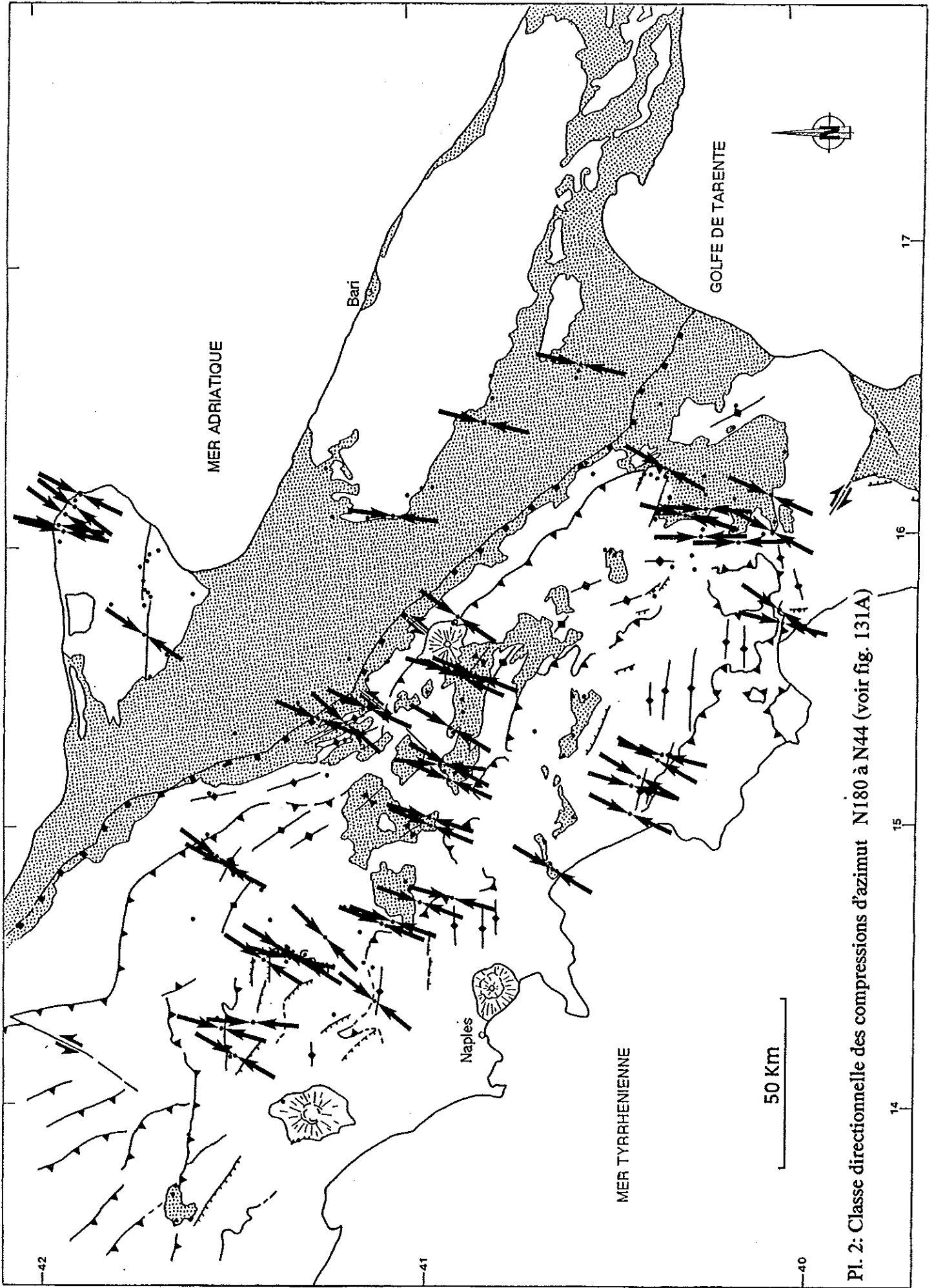
Référence du site	Age des terrains	Type d'evt	Nbr f.	Orientation et inclinaison			̄	RUP	ANG
				$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$			
SIC11		D	11	162 05	056 73	254 16	0,32		13
SIC12	Plio.NN16[1]	D	19	257 11	050 78	166 05	0,53		07
SIC13	Pliocène	C	13	075 03	165 02	293 87	0,43		05
	NN16 [1]	C	11	359 05	268 06	132 82	0,65		09
SIC14	Plio.NN15[1]	D	27	115 07	333 81	205 06	0,17		06
SIC15	Pléi.NN19[1]	D	12	191 02	299 84	101 06	0,43		05
SIC16	Pliocène	D	11	292 07	116 83	022 00	0,07		04
	inf.NN12 [1]	C	09	319 06	227 21	065 68	0,14		15
SIC17	Plio.NN12[1]	D	19	173 13	004 77	263 03	0,46		08
SIC18		D	12	107 03	349 83	197 06	0,29		05

localisation des sites sur la figure 130

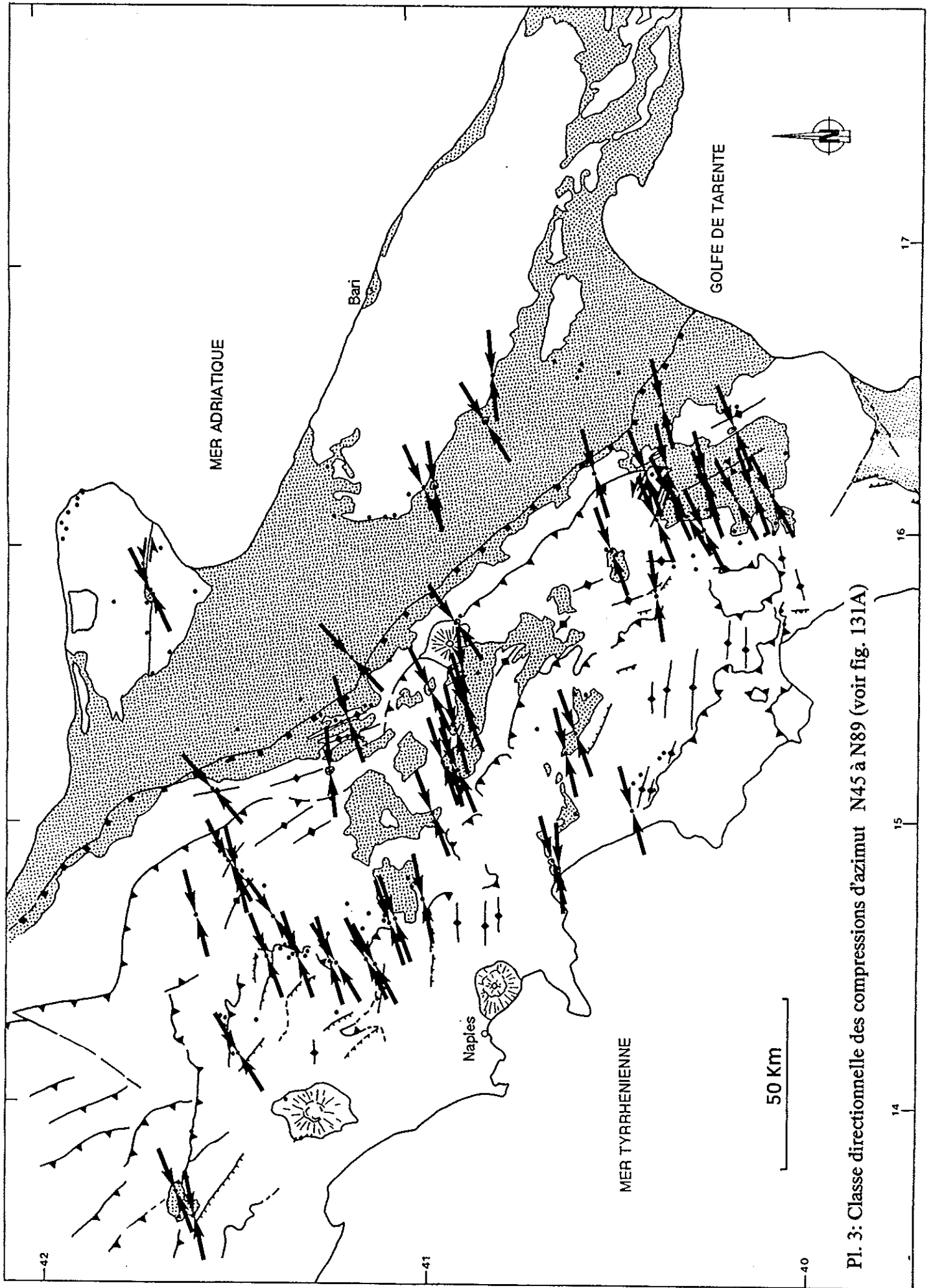




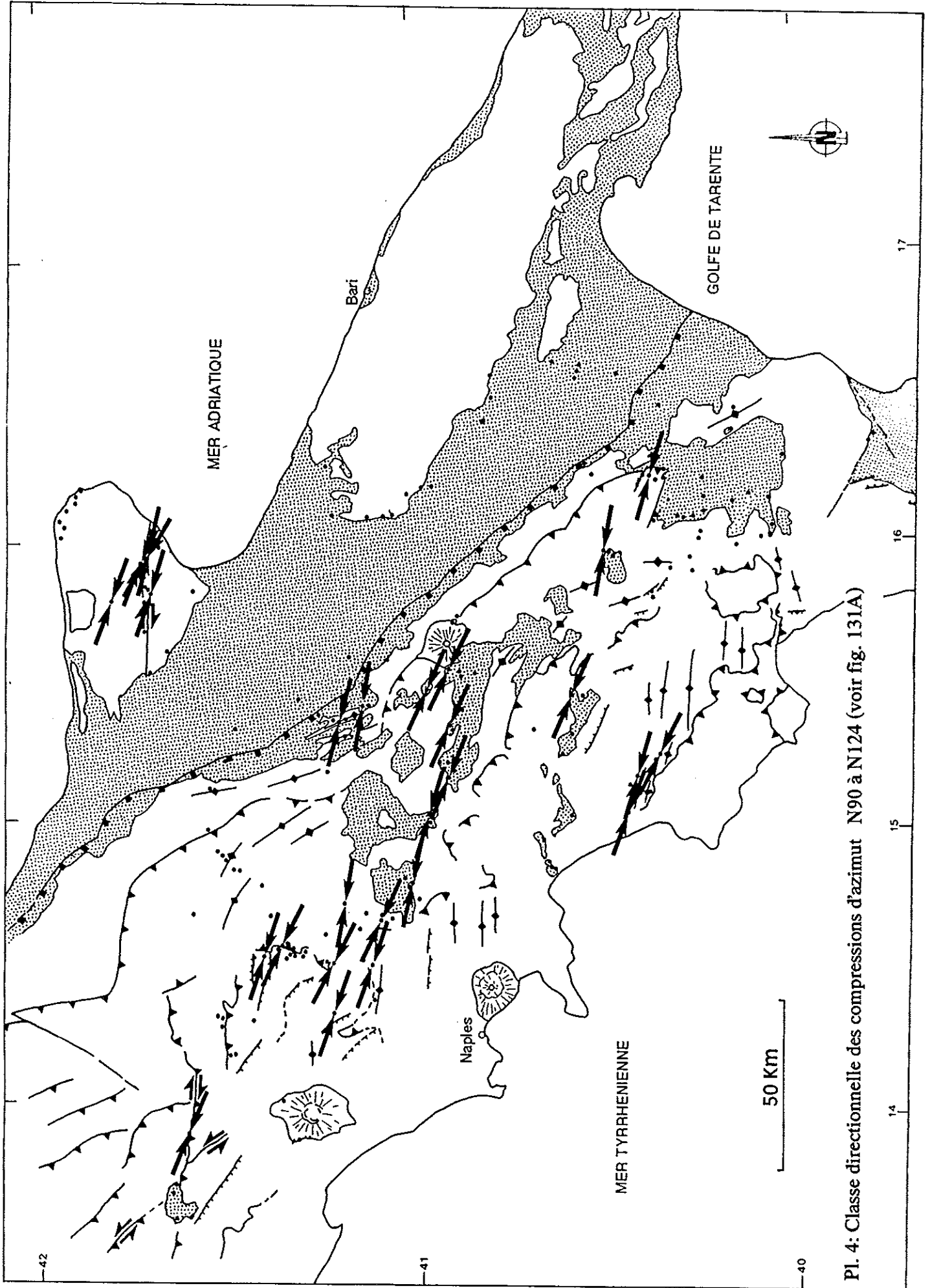




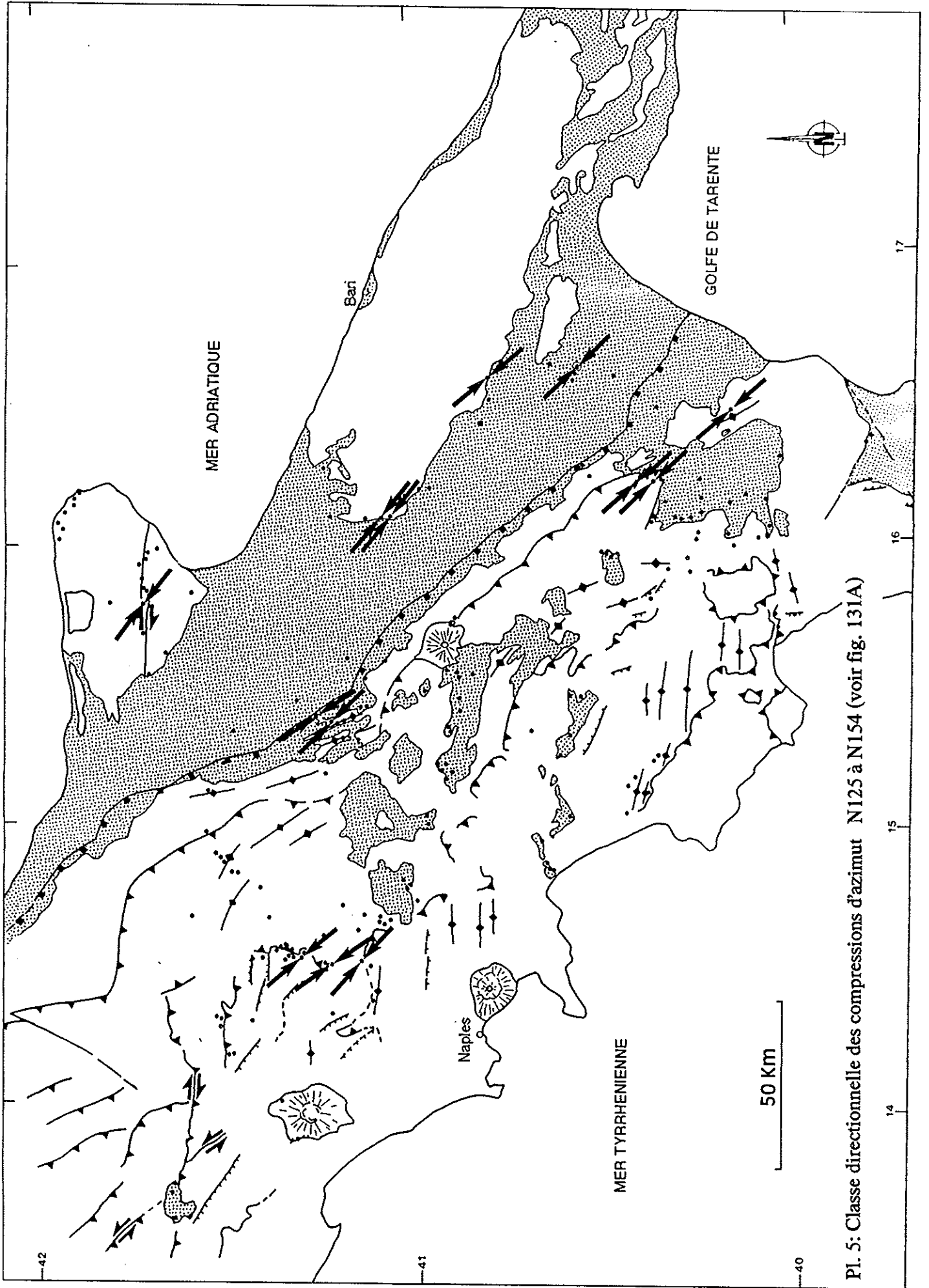
Pl. 2: Classe directionnelle des compressions d'azimut N180 à N44 (voir fig. 131A)



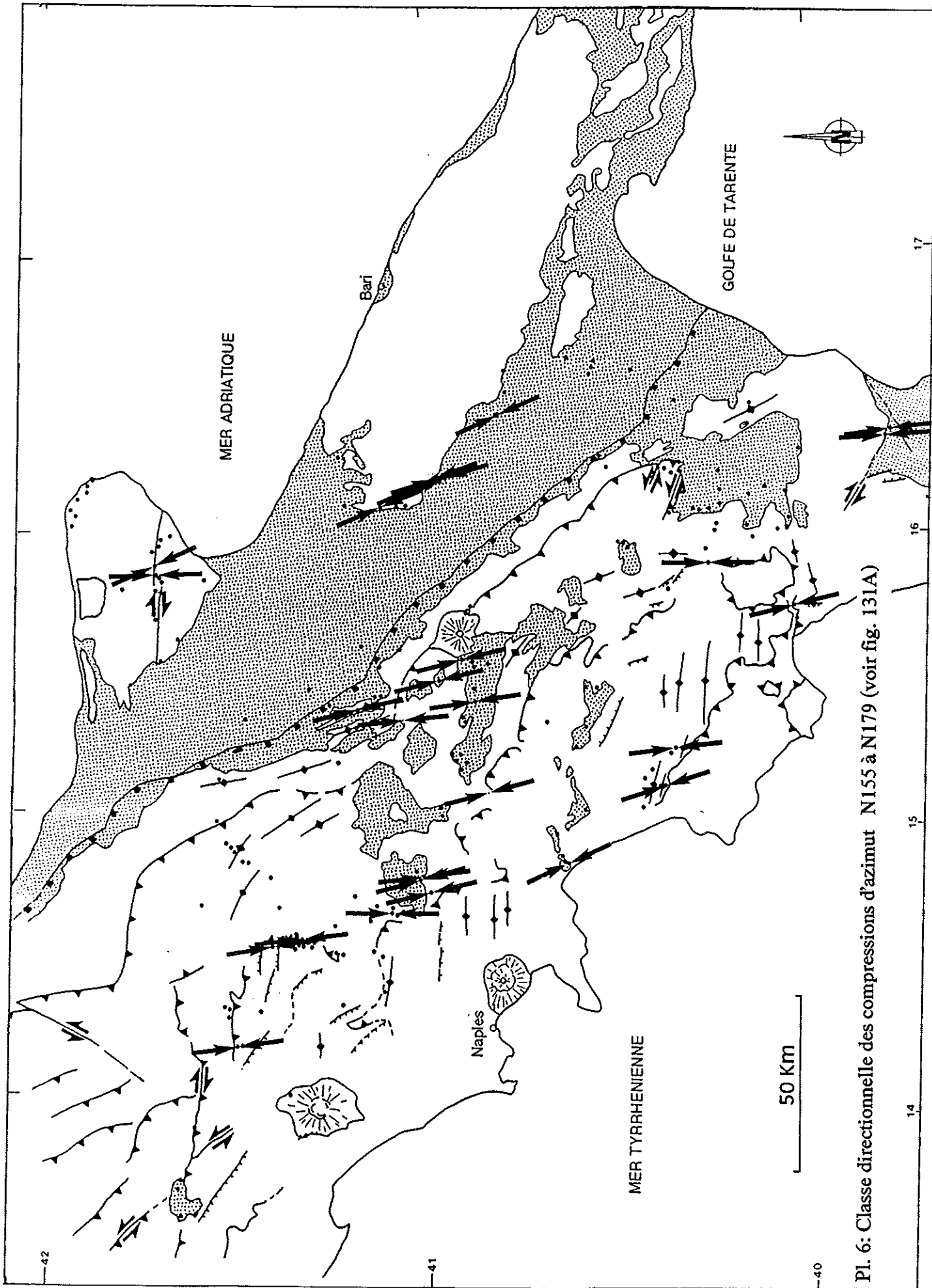
Pl. 3: Classe directionnelle des compressions d'azimut N45 à N89 (voir fig. 131A)



Pl. 4: Classe directionnelle des compressions d'azimut N90 à N124 (voir fig. 131A)



Pl. 5: Classe directionnelle des compressions d'azimut N125 à N154 (voir fig. 131A)



Pl. 6: Classe directionnelle des compressions d'azimut N155 à N179 (voir fig. 131A)





## **Annexe 2**

**1: Failles normales décalées par des jeux banc-sur-banc et reprises en décrochements.**  
Site IPFW1, voir Pl. 1 et fig. 42.

**2: Failles normales conjuguées et basculées.**  
Site IUB9, voir Pl. 1 et annexe 1.

**3: Décrochement dextre basculé (stries parallèles à la stratification).**  
Site IIPFW14, voir Pl. 1 et fig. 38 et 67.

**4: Critères de sens de mouvement sur un plan de faille affectant des grès:**  
Le critère de Riedel et le critère de blanchiment indiquent un sens sénestre normal.

**5: Galet avec stries et fibres de calcite.**

**6: Critère de chronologie sur un galet.**  
Les stries verticales (premier mouvement) passent à des stries sub-horizontales parallèles aux fibres de calcite (deuxième mouvement). Voir fig. 43.

7: Panorama de la zone de contact entre l'unité du Matese (à gauche) et l'unité du Sannio (à droite).  
Les calcaires blancs du Matèse, surmontés par une série du Miocène supérieur plongent vers l'Ouest sous l'unité du Sannio. Voir fig. 54 et 57.

8: Filon sédimentaire dans le flysch tortonien.  
Ce filon est associé à des failles normales et des joints de tension représentatifs d'une extension N140. Il a également été affecté par les compressions  
Site IPFW26, voir Pl. 1 et annexe1,

9: Faille normale basculée en faille inverse.  
Compartiment de gauche (Sud-Est) affaissée: série du flysch tortonien.  
Compartiment de droite (Nord-Ouest): série mésozoïque.  
Site IPFW1, voir Pl. 1, fig. 57 page 93.

**10:** Faille normale dans les conglomérats d'Eboli, d'âge Pléistocène inférieur.  
Site IIPFW1, voir Pl. 1, fig. 73 et 75.

**11:** Remaniement intra-formationnel dans le compartiment affaissé de la photographie 10 (olistolite de conglomérats d'Eboli indurés, moitié droite de la photographie).

**12:** Klippe tectonique de Viggiano.  
Les carbonates de plate-forme (en blanc, au centre de la photographie) chevauchent les radiolarites de l'unité de bassin Lagonegro (en gris foncé). Le contact chevauchant est découpé par une faille normale (au pied des reliefs de droite, Nord-Est) bordière du bassin pléistocène moyen du Haut Val d'Agri (fig. 217).  
Site IIIPFW2, voir Pl. 1 et annexe1.

**13:** Fractures hydrauliques dans un bloc calcaire extrait du mélange tectonique des argiles "varicolores" (fig. 20).  
Les fractures en "étoiles" sont remplies de calcite.

**14:** Panorama de la série argileuse du Pléistocène inférieur dans le bassin de Sant'Arcangelo  
Voir Pl. 1.

**15:** Faille décrochante sénestre près de la bordure septentrionale du bassin de Sant'Arcangelo  
Voir fig. 82.

**16:** Discordance angulaire entre les séries du Pléistocène inférieur et du Pléistocène inférieur moyen près du bassin de Sant'Arcangelo.  
Voir fig. 85.

**17:** Anticlinal d'Alianello dans la série pléistocène du bassin de Sant'Arcangelo et discordance angulaire sur son flanc occidental.  
Site IIIUB3, voir Pl. 1 et fig. 87.

**18:** Panorama de la partie occidentale du bassin de Sant'Arcangelo.  
La série du Pliocène plongeant vers le Nord-Est (au premier plan) est recouverte en discordance par la série du Pléistocène (en arrière plan).  
Voir fig. 82.

**19: Basculement et biseaux sédimentaires de la série du Pléistocène moyen supérieur du fossé du Crati**  
Le basculement progressif vers le Nord (à gauche) va jusqu'au renversement de la série. Il est synsédimentaire, comme en témoignent les biseaux sédimentaires, et syn-compressif, comme le confirme l'état de contrainte reconstitué. Site IIPFW7, voir Pl. 1 et fig. 53.



**20:** Panorama du bassin losangique de San Egidio situé entre les deux segments décrochants de la faille de Matinata, dans le massif du Gargano (Avant-pays). Sites IAVP 6, 7 et 8, voir Pl. 1.

**21:** Miroir de faille décrochante dextre (critère de Riddell) dans les brèches et cataclasites de la faille de Matinata  
Site IAVP22, voir Pl. 1, fig. 118 et 119B.

**22:** Bloc calcaire avec stries et stylolites, dans les "terra rossa" supposées pléistocènes du bassin de Sant'Egidio.  
Site IAVP7, voir Pl. 1 et annexe.

**23:** Faille normale récente de Maratea. Noter le décalage, par la faille, du tablier de brèches.

Site IIIIFW5, voir Pl. 1, fig. 127 et annexe1.

**24:** Faille supposée récente d'Auletta

Site IIPFW6, voir Pl. 1, fig. 127 et annexe.

**25:** Escarpement de faille créé lors du séisme de l'Irpinia du 23 nov. 1980 (d'après Pantosti et Valensise, 1990) et dégagement de plans striés dans les colluvions d'un escarpement.

Site IIPFW16, voir Pl. 1 et fig. 129.

