



**HAL**  
open science

# Etude tectonique et microtectonique de la déformation ductile dans de grands chevauchements crustaux : exemple des Alpes franco italiennes et de la Corse

Jacques Malavieille

► **To cite this version:**

Jacques Malavieille. Etude tectonique et microtectonique de la déformation ductile dans de grands chevauchements crustaux : exemple des Alpes franco italiennes et de la Corse. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1982. Français. NNT: . tel-00803438

**HAL Id: tel-00803438**

**<https://theses.hal.science/tel-00803438>**

Submitted on 22 Mar 2013

**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.

P. Malavieille

ACADÉMIE DE MONTPELLIER  
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc  
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème Cycle  
Option : TECTONOPHYSIQUE – GÉOPHYSIQUE – GÉOCHIMIE

ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DE LA DEFORMATION DUCTILE  
DANS DE GRANDS CHEVAUchements CRUSTAUX :  
EXEMPLE DES ALPES FRANCO ITALIENNES ET DE LA CORSE

par

Jacques MALAVIEILLE

Soutenue le 23 Janvier 1982 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. F. MATTAUER Président  
F. PROUST  
P. CHOUKROUNE  
R. CABY  
A. ETCHECOPAR  
P. TAPPONNIER



ACADÉMIE DE MONTPELLIER  
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

**T H E S E**

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc  
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème Cycle  
Option : TECTONOPHYSIQUE – GÉOPHYSIQUE – GÉOCHIMIE

**ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DE LA DEFORMATION DUCTILE  
DANS DE GRANDS CHEVAUchemENTS CRUSTAUX :  
EXEMPLE DES ALPES FRANCO ITALIENNES ET DE LA CORSE**

par

**Jacques MALAVIEILLE**

Soutenue le 23 Janvier 1982 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. F. MATTAUER                   Président  
          F. PROUST  
          P. CHOUKROUNE  
          R. CABY  
          A. ETCHECOPAR  
          P. TAPPONNIER

## REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier tout particulièrement M. le Professeur M. MATTAUER qui m'a accueilli dans son laboratoire. Il m'a soutenu tout au long de mes recherches, en me faisant bénéficier de sa grande expérience du terrain, de ses intuitions, de ses suggestions et de ses critiques toujours constructives.

J'ai effectué une grande partie de ce travail en collaboration étroite avec Michel FAURE et Arnaud ETCHECOPAR. Il m'est donc particulièrement agréable de leur exprimer ici ma reconnaissance.

Mes remerciements s'adressent également à M. le Professeur F. PROUST, M. le Professeur P. CHOUKROUNE, M. R. CABY, Maître de recherches et M.P. TAPPONNIER physicien adjoint à l'I.P.G de Paris, qui m'ont beaucoup apporté par leur connaissance de la Corse et de la Géologie Alpine. M. Michel SEURET qui m'a initié à la Géologie de terrain.

Ma sympathie s'adresse également à tous les membres du laboratoire de Géologie Structurale de Montpellier ainsi qu'à tous mes camarades de 3e Cycle pour l'ambiance amicale qu'ils ont contribué à créer.

La réalisation matérielle a bénéficié du précieux concours de MME. B. ETCHECOPAR, M.F. ROCH et H. DALMAYRAC pour la dactylographie et de M. B. SANCHE pour la confection des lames minces.

## SOMMAIRE

### ÉTUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DE LA DÉFORMATION DUCTILE DANS DE GRANDS CHEVAUchemENTS CRUSTAUX : EXEMPLES DES ALPES FRANCO-ITALIENNES ET DE LA CORSE

---

#### - AVANT-PROPOS

- . Finalité de l'étude
- . L'observation microtectonique en tant qu'outil géologique

#### Chapitre I - LE MASSIF D'AMBIN

- Situation dans la chaîne alpine
- Les problèmes à résoudre
- La série stratigraphique
- Métamorphisme et âge des déformations.
- Etude tectonique et microtectonique (publication 1)
  - a)- La phase majeure
  - b)- Les déformations postérieures à la mise en place de la nappe des schistes lustrés.
- Interprétation
- Conclusion

#### Chapitre II - LES GRANDS CHEVAUchemENTS DE LA CORSE ALPINE.

##### - Introduction

##### A/- ETUDE STRUCTURALE D'UN CISAILLEMENT DUCTILE : LE CHAR- RIAGE OPHIOLITIQUE CORSE DANS LA REGION DE BASTIA.

(publication 2)

- . Introduction
- . Série lithologique
- . Etude tectonique
- . Interprétation. Conclusion.



B/- LES PLIS EN FOURREAU DU SUBSTRATUM DE LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES DE CORSE, SIGNIFICATION CINEMATIQUE  
(publication 3)

- . Introduction
- . Caractères géométriques des plis de phase 1
- . Genèse des plis en fourreau
- . Conclusion

C/- LINEATION TRANSVERSALE ET GRANDES STRUCTURES RELATIVES A L'OBDUCTION EN CORSE ALPINE.  
(publication 4)

- . Introduction
- . Cadre géologique
- . Géométrie des structures
- . Le métamorphisme HP/BT
- . La linéation d'allongement et sa signification tectonique
- . Conclusions

D/- ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DE LA NAPPE DE SOCLE DE CENTURI (zone des schistes lustrés de Corse); CONSE- QUENCES POUR LA GEOMETRIE DE LA CHAINE ALPINE.  
(publication 5)

- . Introduction
- . Cadre géologique de la région étudiée
- . Caractères généraux des différents épisodes de la déformation et du métamorphisme associé.
- . Etude de la déformation liée à la phase majeure
  - a) Analyse tectonique et microtectonique
  - b) Le régime de la déformation
  - c) Résultats
- . Interprétation
  - a) Provenance des gneiss hercyniens de Centuri
  - b) Plusieurs hypothèses à propos de la vergence Est des structures tectoniques régionales
- . Conclusion

Chapitre III - MISE AU POINT D'UNE METHODE D'ANALYSE MICROTTECTONIQUE APPLICABLE A L'ETUDE DES ZONES ABRITEES.

- Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels  
(publication 6)

- . Introduction
- . La simulation
- . Simulation et exemples géologiques
- . Conclusion.

- CONCLUSION GENERALE

## AVANT-PROPOS

### FINALITE DE L'ETUDE

Les Alpes correspondent à la chaîne de montagnes la plus célèbre et la mieux connue du Globe ; en effet, c'est dans les Alpes, qu'est née la tectonique à la suite des recherches enthousiastes effectuées à la fin du siècle dernier et au début de ce siècle, par des géologues devenus célèbres comme P. Termier 1905, E. Argand 1909, M. Lugeon 1914-1918, A. Heim 1919, 1922.....

Grâce à ces travaux qui ont mis en évidence l'existence de grandes nappes de charriage, les Alpes ont été rapidement considérées comme un modèle de chaîne. La tectonique dite "Alpine" est devenue un type de tectonique que l'on a cherché à retrouver dans le monde entier. Tout ceci a fait que la chaîne des Alpes est sans aucun doute la chaîne la plus étudiée du monde. La géologie de terrain y est bien connue, la cartographie détaillée au 1/10000° ou au 1/50000° est souvent réalisée, les séries stratigraphiques très variées sont souvent fort bien décrites, et des reconstitutions paléogéographiques très fines ont été faites. On a étudié en détail la succession des déformations tectoniques et leur style, le métamorphisme Alpin a donné lieu à un grand nombre de travaux très détaillés.... Pourtant, malgré l'abondance de données géologiques, les mécanismes tectoniques généraux restent encore peu connus et l'accord n'a pas encore été réalisé sur un modèle géodynamique général. Les essais de synthèse en termes de tectonique des plaques (aussi bien à l'échelle de l'écorce qu'à celle des plaques lithosphériques), sont encore peu nombreux et les approches restent très diverses.

Le caractère structural dominant des Alpes correspond à l'existence de très grands chevauchements ; par conséquent, il était fondamental de définir leur mode de fonctionnement. Nous avons donc consacré ce mémoire à l'étude de quelques-uns de ces grands chevauchements, en nous efforçant d'aborder les problèmes de toutes les échelles d'observation, depuis l'échelle microscopique jusqu'à celle de la chaîne. De plus, nous situons notre étude microtectonique dans des chevauchements profonds et ce, pour deux raisons : a) on est sûr qu'il s'agit de chevauchements majeurs qui affectent une grande partie de l'écorce ; b) à grande profondeur, la déformation et le comportement mécanique des roches sont assez homogènes. On peut donc appliquer les méthodes modernes d'étude de la déformation plastique mises au point au cours de ces dernières années, y compris, les méthodes de simulation informatique ; en particulier on peut étudier le problème des linéations d'allongement dans les parties internes des chaînes, soulevé par les équipes tectoniques françaises.

Pour cadre de ce travail, nous avons sélectionné dans la chaîne Alpine, deux régions dont le contexte géologique nous paraissait favorable : le Massif d'Ambin, et la partie Nord de la Corse. Bien sûr, notre étude structurale, a toujours été précédée par une étude géologique complète (cartographique, stratigraphique et pétrographie). En Corse, par exemple, nous avons dû lever une cartographie détaillée au 1/25000<sup>e</sup>, dans le Massif d'Ambin, nous avons appuyé notre étude géologique détaillée sur les données de la carte géologique établie par Gay en 1972. Il nous paraît maintenant évident que sans cette approche géologique qui nécessite un important travail de terrain, aucune des conclusions générales auxquelles nous avons abouti n'aurait pu être valablement proposée .

#### L'OBSERVATION MICROTTECTONIQUE EN TANT QU'OUTIL GEOLOGIQUE

Dans le niveau structural inférieur, les outils de la géologie classique (cartographie, reconstitution paléogéographique, stratigraphie, pétrographie....) ne suffisent plus pour analyser et définir les déformations superposées, leurs différents styles,



leurs mécanismes, ainsi que leurs sens de déversement respectifs. Nous avons par conséquent appliqué, en plus de ces outils préalables et indispensables, l'analyse microtectonique en essayant par la même occasion d'en perfectionner l'utilisation.

Dans certains cas, il existe des relations simples entre les petites et les grandes structures. Les conditions optimales sont réalisées lorsque la déformation plastique reste homogène pour de grands volumes de roche, ceci paraît vrai pour les exemples alpins que nous avons choisis.

D'un point de vue mécanique, les microstructures fournissent des informations sur le ou les états de contraintes qui sont à leur origine. La cohérence des données obtenues sur une population de microstructures de même âge permettra donc d'obtenir des renseignements sur le champ de contraintes régional, ce qui est fondamental pour la compréhension des grandes structures.

Lorsque l'ensemble de l'écorce est affecté par de grands chevauchements, on peut caractériser la déformation ductile associée en combinant l'étude de l'ellipsoïde de déformation et du régime de déformation. En effet, d'un point de vue géométrique, l'ellipsoïde de déformation (forme prise par une sphère après déformation) (Ramsay 1967), permet de définir (au moins qualitativement) directement sur échantillon, la quantité du raccourcissement ou de l'allongement subi par la roche suivant les trois axes de la déformation. Ces ellipsoïdes peuvent prendre différentes formes caractéristiques d'un état de déformation finie en un point (Flinn 1962), or, certaines de ces caractéristiques (orientation, type) sont à peu près constantes sur des volumes de roche importants et sont par conséquent significatives d'un type de déformation.

Quant au régime de la déformation, il peut le plus souvent, être assimilé dans les chevauchements à un mécanisme voisin du cisaillement simple. Ce cisaillement simple, qui peut bien sûr être "compliqué" adapté, ou bien conjugué avec d'autres mécanismes de déformation, permet de rendre compte de façon satisfaisante de la plus grande partie des déformations observées.

Dans tous les cas, l'analyse microtectonique fait apparaître les relations qui existent entre les structures de différentes dimensions (de l'échelle de la lame mince à l'échelle de la lithosphère). Elle permet également de qualifier et de quantifier la déformation des roches.

L'application de ces méthodes pose souvent des problèmes ; ils sont dus à la complexité parfois très grande de la déformation naturelle. Celle-ci étant généralement polyphasée, on peut couramment distinguer 2, 3, 4, 5 (et parfois plus), stades ou phases, chaque phase ayant ses caractères propres. Dans le cas où il existe différentes phases, il est indispensable de séparer celles qui résulte d'une déformation progressive (c'est à dire qui correspond à un mécanisme et une évolution continue dans le temps), de celles qui sont dues à des événements tectoniques d'âge et de type différents. Ici également, une étude géologique est indispensable. Dans notre cas, nous nous sommes toujours efforcés de "dater" les différentes phases en utilisant toutes les données stratigraphiques et géochronologiques disponibles. Nous avons toujours considéré que les observations microtectoniques ne sont significatives que si elles sont nombreuses, concernent un volume de roche représentatif et recouvrent une étendue géographique suffisante. C'est pourquoi nous avons étudié des microstructures courantes et pouvant exister en grand nombre dans la nature. Dans ces conditions seulement, les microstructures permettent de caractériser les grandes structures dont la compréhension est notre objectif final.

/ CHAPITRE I /

LE MASSIF D'AMBIN

*(Publication 1)*



## LE MASSIF D'AMBIN

### RESUME

Le Massif d'Ambin appartient aux zones internes des Alpes franco-italiennes. Le contexte géologique général est assez simple, il s'agit d'une fenêtre de socle ancien apparaissant sous la nappe des "schistes lustrés". La géologie du massif a été étudiée par M. Gay 1972 (carte détaillée, description structurale et stratigraphique, pétrographie). On distingue en première approximation une série autochtone, composée d'un socle métamorphique de roches anté-carbonifères et de leur couverture sédimentaire, sur laquelle repose anormalement un empilement de nappes constituées d'ophiolites et de sédiments supra-océaniques.

Le problème était de déterminer par une étude microtectonique les mécanismes de la phase de déformation majeure (contemporaine du métamorphisme HP.BT) associée au charriage, ainsi que son sens de déversement. Nous avons trouvé le matériel idéal pour notre étude dans la couverture sédimentaire autochtone du massif. Elle est formée de quartzites permien-nes surmontées d'une série calcaro-dolomitique mésozoïque de faciès briançonnais. Ces roches ont enregistré lors de la mise en place des ophiolites une intense déformation ductile, d'autant plus intense qu'elles sont proches du contact. Elles ne sont par contre que localement affectées par des phases de déformation tardives.

L'analyse microtectonique met en évidence une déformation non coaxiale voisine d'un cisaillement simple. La linéation d'allongement caractérise la direction de transport

des nappés. L'application de la pétrofabrique sur les quartzites de l'ensemble du massif nous a permis de déterminer la vergence Ouest du cisaillement. La cohérence des résultats obtenus entre les différents points du massif, montre que cette méthode est valable quand elle est appliquée sur des matériaux homogènes, choisis dans des secteurs où la déformation est monophasée. Nous avons mis en évidence l'existence d'un rapport direct entre l'intensité de la déformation et la grandeur de l'angle existant entre les maxima des diagrammes d'O.P.R. et le plan de foliation.

## LE MASSIF D'AMBIN

### - CARACTERES GENERAUX DU MASSIF D'AMBIN ET SITUATION DANS LA CHAINE ALPINE

Le Massif d'Ambin appartient avec Dora Maira, le Grand Paradis et le Mont Rose, aux massifs cristallins internes des Alpes Franco-Italiennes (fig. 1). Ces massifs, qui font partie du socle Européen, représentent la partie la plus interne et la plus déformée de la chaîne Alpine. Ils ont subi une déformation intense pendant le charriage d'Est en Ouest de la Nappe des Schistes lustrés sur la croûte continentale Européenne. Ensuite, l'ensemble de la Nappe des Schistes lustrés et de son autochtone relatif, a été soumis à des déformations postérieures importantes provoquant un replissement en dôme des massifs cristallins, ainsi que les retrocharriages et les retroplissements du Briançonnais (fig. 2). (Bertrand 1894, Novarese 1895, Franchi 1898, Kilian et Revil 1904, Termier 1907, Argand 1911-1916, Hang 1925, Conti 1943-55, Ellenberger 1958, Trümpy 1960, Goguel 1963, Ramsay 1963, Nicolas 1966, Vialon 1966, Michard 1966-67, Bertrand 1968, Gay 1971, Laubacher 1971, Lemoine 1972, Bearth 1974, Debelmas 1974-75, Dal'Piaz et al. 1975, Caron 1977, Debelmas et Kerckhove 1980).

Le Massif d'Ambin se présente sous la forme d'un dôme tardif assez régulier, constitué d'un soubassement hercynien recouvert par une couverture sédimentaire autochtone très déformée d'affinités Briançonnaises. Il apparaît en fenêtre sous la nappe de Schistes lustrés (Goguel et Ellenberger 1952), formée de séries sédimentaires calcschisteuses très déformées et d'ophiolites. Un contact anormal très net sépare la nappe des schistes lustrés du Massif. Il s'accompagne de laminages parfois importants, pouvant amincir ou même faire disparaître la couverture autochtone (fig. 3).

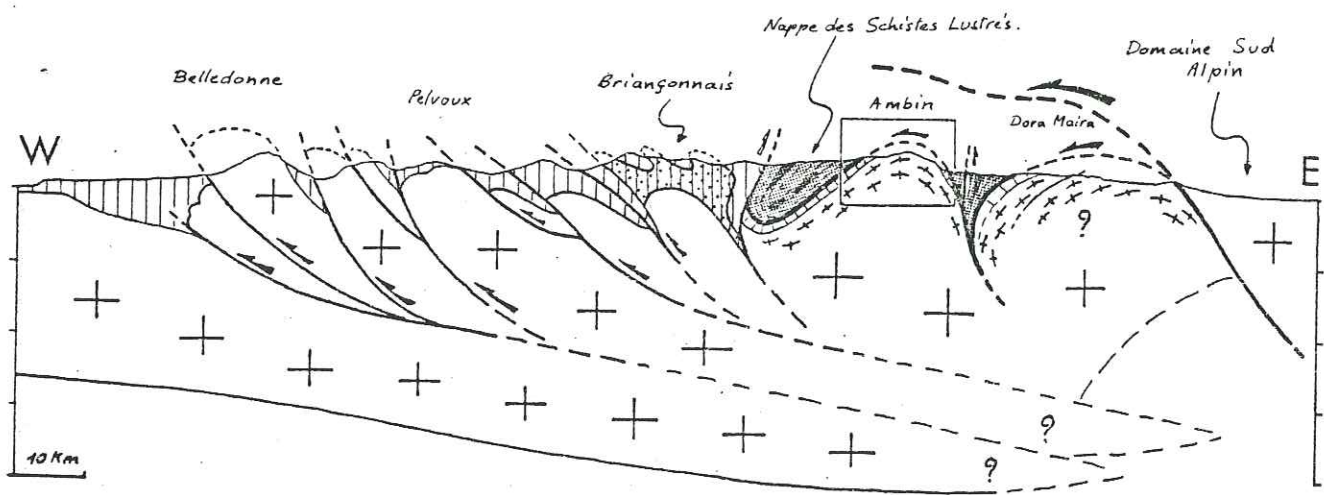
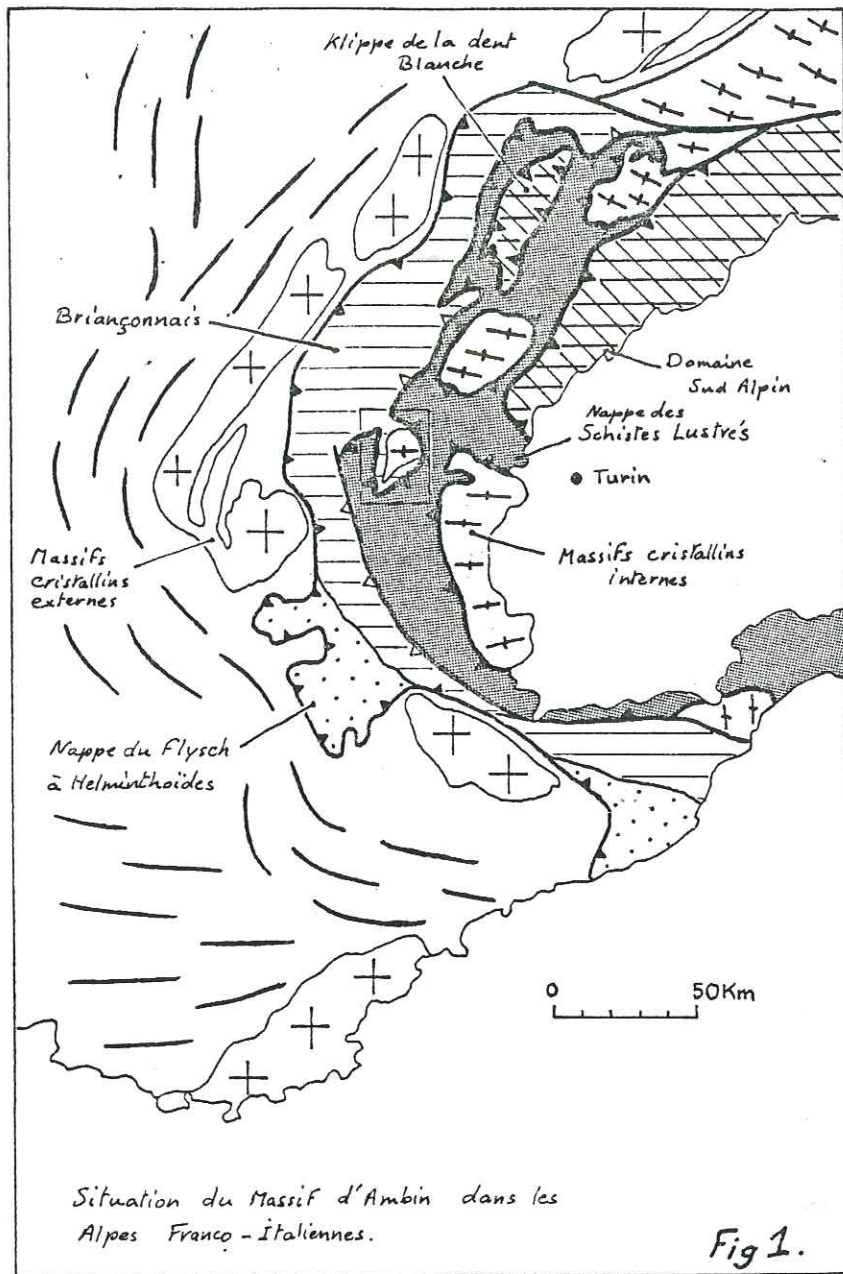
### - LES PROBLEMES A RESOUDRE

la compréhension des mécanismes mis en oeuvre lors du fonctionnement de ce contact anormal majeur nous intéresse en priorité.

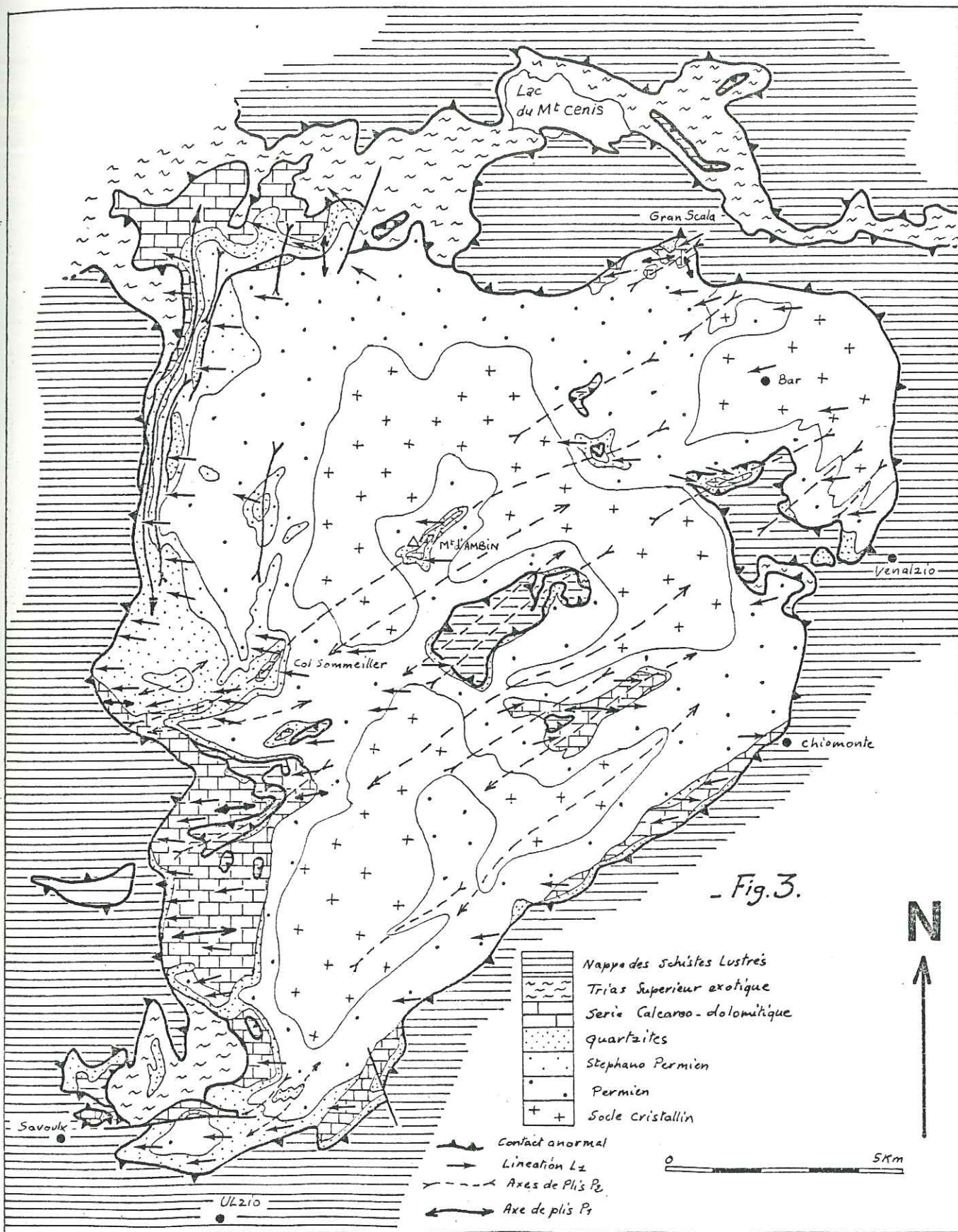
Nous nous sommes donc consacrés à une étude approfondie de la déformation plastique dans ce grand chevauchement que l'on suppose formé à grande profondeur puisqu'associé à un métamorphisme HP-BT.

Nous désirions répondre à plusieurs questions, à savoir ; quel est le type de déformation associé au contact anormal ? Quel est le style des structures à toutes les échelles ? Quel est le sens du déplacement de la nappe des Schistes lustrés ? Quelle est l'importance des phases de déformation post nappes, et, en particulier, des retrocharriages

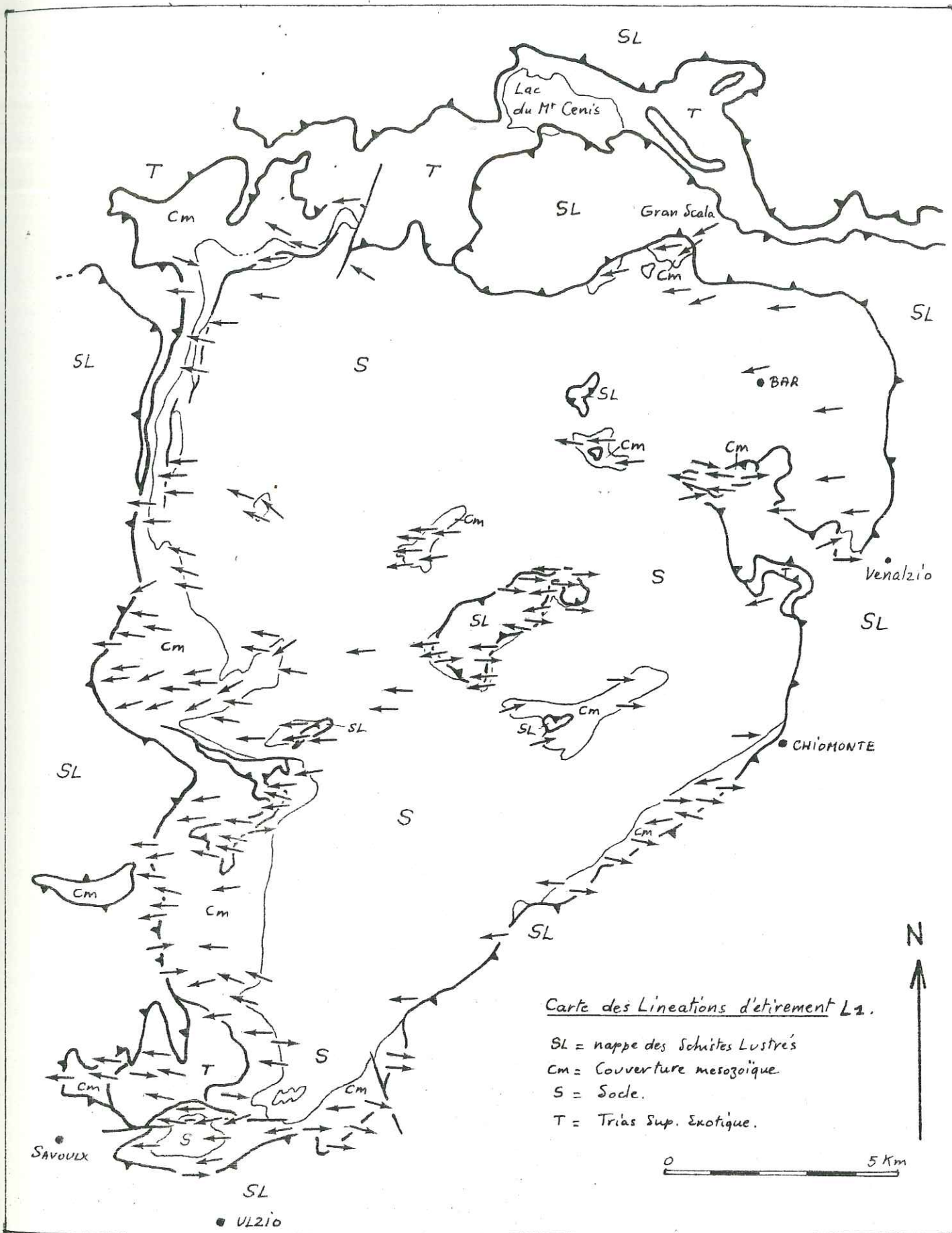




- Coupe transversale des Alpes Franco-Italiennes au niveau du Massif d'Ambin. Fig 2.







et retroplissements bien connus plus à l'Ouest dans le Briançonnais ? ... Et enfin, peut-on envisager des Sous charriages sous les unités plus externes (Caby et al. 1978)? Afin de situer notre étude dans un contexte géologique général, nous rappellerons successivement, la série stratigraphique, le métamorphisme et l'âge des déformations.

#### - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE

##### a) - Le socle

Il se compose de gneiss et micaschistes hercyniens auxquels sont associées d'anciennes amphibolites transformées en prasinites et glaucophanites par le Métamorphisme Alpin. Ces roches ont déjà subi un métamorphisme et une déformation ancienne avant de subir l'intense tectonique Alpine. Au-dessus, repose en discordance une série de micaschistes albitiques à intercalations basiques; elle renferme localement des niveaux de métaconglomérats. Elle est attribuée au Stephano-Permien par analogie avec des séries semblables décrites par Vialon (1966) dans la région de Suze (Massif de Dora Maira). Viennent ensuite des métaconglomérats et des schistes sériciteux réputés permien.

##### b) - La couverture mésozoïque

La série de couverture du Massif d'Ambin dont l'épaisseur varie de quelques mètres à près de 1000 mètres, débute avec les quartzites du Trias inférieur. De nature essentiellement détritique, il correspond à des sables continentaux ou littoraux transformés en quartzites blanches par les effets de métamorphisme et de l'intense tectonique. On peut cependant observer, en de rares endroits préservés de la déformation, de nombreuses figures de sédimentation (traces de bancs, stratifications obliques, rides, et localement de petits chenaux conglomératiques de dragées de quartz), qui témoignent de leurs conditions de dépôt.

Une série calcareo-dolomitique fait suite à ces quartzites. L'absence des fossiles dans ces séries métamorphisées et très déformées, fait que les datations existantes sont établies à partir de ressemblances avec d'autres séries briançonnaises. Ainsi, on trouve des calcaires et dolomies, des brèches noires et des calcaires marmoréens, des brèches calcareo-dolomitiques, des marbres chloriteux et enfin des schistes noirs, respectivement attribués au Trias, Lias, malm, crétacé supérieur-paléocène, et éocène (Ellenberger 1958, Gay 1972).



Bien que présente en tous les points du massif, la répartition et l'épaisseur de la couverture sont assez irrégulières. En effet, son épaisseur qui peut parfois atteindre 1 000 m est par endroit très réduite ou même nulle. Cette absence locale de couverture est due non seulement à l'irrégularité du dépôt sédimentaire (caractéristique dans le cas des quartzites), mais également à des laminages tectoniques importants.

c) - La nappe des Schistes lustrés

Sa lithologie peut se séparer en deux ensembles :

- . une série de sédiments métamorphiques très déformés, composée de calcschistes et micaschistes albitiques,
- . et une série ophiolitique représentée par des metabasites (prasinites et glaucophanites, témoins métamorphiques d'anciennes coulées basaltiques et laves en coussin), et des massifs de serpentinites.

Le terme "nappe des Schistes lustrés" qui regroupe ces deux ensembles est encore ambigu à cause de la difficulté rencontrée pour en reconnaître les âges (les caractères sédimentologiques originels de ces roches ne se prêtent pas à la présence de fossiles, de plus elles sont très déformées et métamorphiques). Pour simplifier, on peut dire qu'il existe actuellement deux hypothèses extrêmes quand à la provenance et à l'âge de ces sédiments :

- Ou bien la totalité des sédiments de la nappe des schistes lustrés représente la couverture des ophiolites (dont le sommet vient d'être daté de l'Oxfordien supérieur par De Wever et Caby 1981) ... Dans ce cas, leur âge serait essentiellement crétacé, et la nappe des schistes lustrés correspondrait à une obduction du matériel ophiolitique et de sa couverture sédimentaire (Caron 1977, Mattauer et Tapponnier, 1978),
- ou alors, les sédiments de la nappe correspondent à la couverture du socle Européen, et, dans ce cas, ils seraient formés en plus des sédiments crétacés, de matériaux triasiques, liasiques et jurassiques de faciès piémontais (Caron 1977). Dans cette hypothèse, la nappe des schistes lustrés équivaldrait à un décollement de couverture.

Le but de notre étude, assez éloigné de ces problèmes stratigraphiques, ne nous permet pas de trancher, cependant on peut raisonnablement penser que ces deux hypothèses ne sont pas incompatibles. Une hypothèse composite

peut être envisagée. On peut considérer en effet que le charriage lors de l'obduction, s'est accompagné du décollement des séries sédimentaires formant la couverture du substratum (comme nous l'envisageons pour la Corse).

Quoiqu'il en soit, dans les deux cas, on aura la formation d'un grand chevauchement profond.

#### - LE METAMORPHISME ALPIN ET L'AGE DES DEFORMATIONS

L'étude détaillée du métamorphisme alpin dans le Massif d'Ambin effectuée par Gay en 1972 met en évidence deux stades essentiels dans l'évolution métamorphique de cette région. Un premier épisode de métamorphisme du type HP-BT (jadeite, glaucophane, lawsonite), passe progressivement à un deuxième stade de plus haute température et de plus basse pression dans le faciès schiste vert. Ces données s'accordent à celles obtenues dans l'ensemble de cette région des Alpes Franco italiennes (Bearth 1962, Nicolas 1966, Kienast et De Velde 1970, Chatterje 1971, Bocquet 1971-1974, Ernst 1973, Frey et al. 1974, Ayrton et Ramsay 1974, Caron 1974, Saliot 1978, Caby et al., 1978).

Cependant des incertitudes subsistent sur l'âge des déformations et de leur métamorphisme associé. Actuellement, on tend à considérer sur la foi de mesures géochronologiques effectuées sur des minéraux alpins (Bocquet et al. 1974, Hunzicker 1974) que la déformation associée au métamorphisme HP-BT est éo-alpine d'âge Crétacé, alors que le deuxième événement associé au faciès schistes verts est daté de la limite éocène-oligocène (35 - 40 Ma).

Ce problème a été étudié plus récemment dans une région proche de la notre par Chopin et Maluski 1980, qui ont utilisé la méthode  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ . Ils définissent également deux phases, la plus ancienne associée au métamorphisme HP est datée de 60 à 75 Ma (c'est à dire plus jeune que celles définies précédemment), la plus récente, de 38 à 40 Ma, (de même âge). Ils montrent cependant que l'on ne peut plus s'en tenir à l'interprétation traditionnelle du "Cooling" pour dater des événements tectono-métamorphiques.

Dans le Massif d'Ambin, on a attribué par des analogies de faciès, un âge éocène (Ellenberger 1958, Gay 1972), ou Paléocène (Debelmas et Kerckhove 1980) aux schistes noirs de la couverture autochtone (Rochers Carline et Gran Scala). Le charriage serait donc au moins Eocène ? ...



Il y a donc contradiction entre les données de la géochronologie et celles de la stratigraphie. Comme on ne dispose pas de fossiles pour dater cette série de couverture de façon définitive, le problème reste posé. On peut toutefois supposer, dans l'hypothèse d'un âge post éocène de la déformation majeure, que, les nappes s'étant mises en place progressivement d'Est en Ouest, l'âge des déformations est d'autant plus jeune que l'on se place vers l'extérieur de la chaîne.

Il apparaît donc que des études complémentaires, à la fois stratigraphiques, tectoniques et géochronologiques seront nécessaires pour dater avec précision les événements tectonométamorphiques.

#### - ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE

##### Caractères généraux.

La cartographie détaillée et l'étude structurale effectuées par Gay en 1971, a permis de mettre en évidence les grands traits structuraux du massif, notamment, l'existence de deux grandes phases de déformation distinctes. Le terme de phase reste cependant ambigu et, sur le terrain, les choses ne sont pas toujours aussi tranchées. En effet, les phénomènes tectoniques sont continus et il est très difficile de distinguer le moment où l'on passe d'un régime de déformation à un autre. La détermination des phases tectoniques reste un moyen pratique de décrire la déformation à l'échelle d'une chaîne. De même, les différences de style des structures qui existent à toutes les échelles peuvent se décrire en termes de phases limitées dans le temps.

Nous résumerons donc l'histoire tectonique du massif d'Ambin en deux grands épisodes de déformation. Le charriage de la nappe des schistes lustrés sur le socle autochtone qui est matérialisé par une déformation ductile intense des roches et une deuxième phase de plissement déversée vers le Sud-Est qui reprend les structures formées par la première phase.

a) → La phase majeure

▪ La schistosité et l'hétérogénéité de la déformation des roches.

La déformation ductile des roches est matérialisée dans tout le massif par une schistosité de flux subhorizontale, plus ou moins développée suivant la nature des matériaux et leur position structurale. En effet, il existe un gradient de déformation décroissant lorsqu'on s'écarte du contact tectonique majeur vers le haut et le bas. De même, on observe une hétérogénéité de déformation des roches lorsqu'on passe d'une série à une autre de lithologie différente. Ce phénomène est particulièrement sensible du fait de la grande variété de lithologie des séries constituant la couverture du massif. Par exemple, les quartzites dans les secteurs où leur épaisseur est importante, ne sont pas partout déformées et schistosées. La déformation assez forte à leur sommet (c'est-à-dire près du contact tectonique majeur), diminue progressivement quand on descend dans la série, jusqu'à devenir nulle en l'espace d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur de roche. On observe alors des figures sédimentaires (rides, stratifications obliques, granoclassement...) indéformées. De même, le groupe calcaréo-dolomitique, roches peu compétentes situées directement sous le contact de la nappe des schistes lustrés, est déformé et schistosé de façon intense. Il peut même disparaître localement par laminage.

L'état de déformation des roches est donc fonction de leur nature et de leur éloignement du contact tectonique majeur. Il faut cependant tenir compte dans le cas des matériaux de la nappe des schistes lustrés, qu'une partie de leur déformation a pu être acquise antérieurement en un point éloigné de celui où on les observe actuellement.

▪ La linéation d'allongement régionale.

C'est sans doute la structure la plus représentative de la déformation majeure. Elle est présente en effet, dans tous les matériaux déformés et en tous les points du massif. Sa direction, régionalement constante, est statistiquement Est-Ouest (fig. 3).



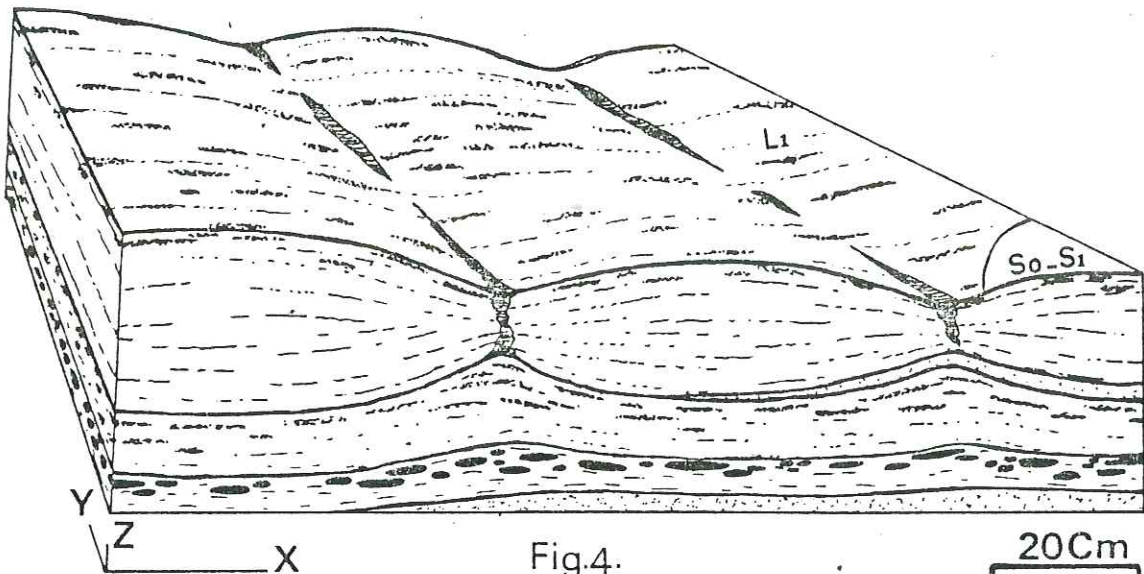
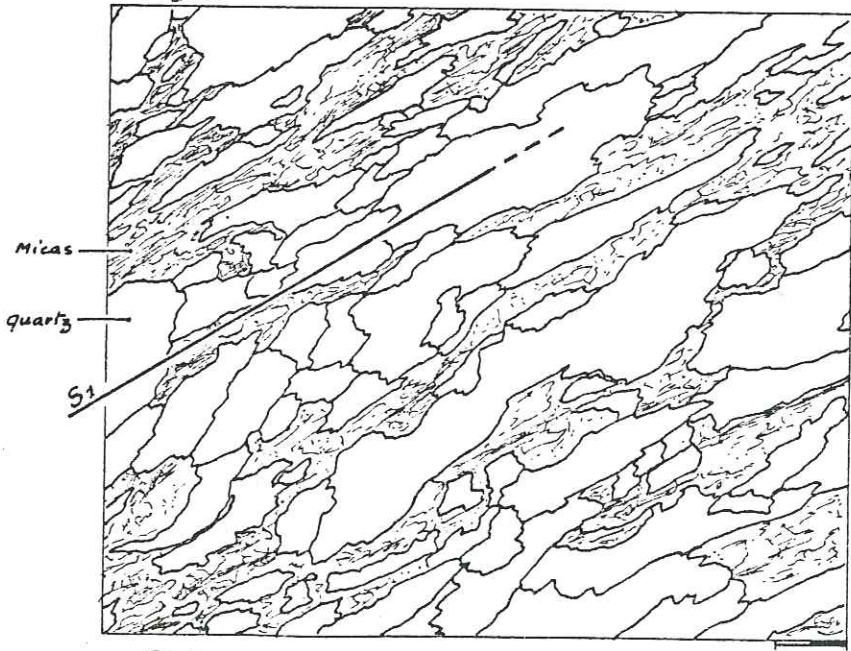


Fig.4.

Macroscopic deformation Features in Quartzites (Boudinage, elongated pebbles and elongated mineral spots).

Fig 5.



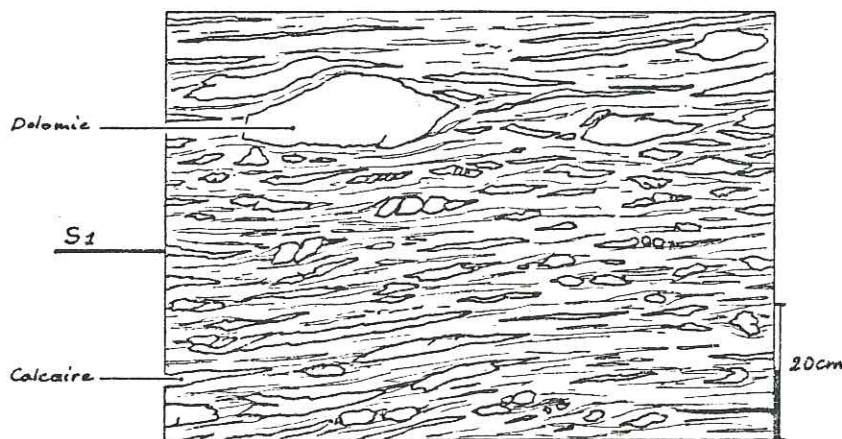
- Fabric de forme des grains de quartz (plan XZ). 2mm

Elle est matérialisée différemment suivant les matériaux :

- . Dans les micaschistes du Permo-Stephanien, par des cristallisations minérales orientées dans le plan de schistosité, et, pour les niveaux conglomératiques par les galets qui peuvent prendre une forme allongée.
- . Dans les quartzites, elle est soulignée macroscopiquement par des taches minérales allongées et des galets de quartz étirés (fig. 4). En lame mince, par la fabrique de forme des grains de quartz (fig. 5) et par des cristallisations minérales orientées dans le plans de schistosité.
- . Dans les calcaires et dolomies bréchiques par l'allongement orienté de leurs éléments (à gran scala par exemple) (fig. 6), et quelquefois dans les marbres par leur aspect trefilé (mulions) spectaculaires (Col d'Etache).
- . Elle existe également dans le socle hercynien, mais il est très difficile de la différencier des microstructures témoins de déformations plus anciennes.

La linéation d'allongement est souvent associée à un boudinage des niveaux compétents (fig. 4), l'axe des boudins étant le plus souvent perpendiculaire à la direction de celle-ci. Ces structures sont également significatives d'un allongement suivant la direction Est-Ouest.

Fig 6.



- Brèche à éléments de Calcaire et dolomie. (plan XZ).



## Le plissement

On distingue deux grands types de plis de phase 1 dont le style est fonction de la lithologie.

Le premier type est représenté sur le terrain par de nombreux plis isoclinaux de toutes tailles; ils admettent la foliation pour plan axial et leurs axes sont en moyenne parallèles à la linéation régionale (fig. 7). Rares dans les quartzites, ils sont très abondants dans les micaschistes et la série calcaire (fig. 8).

Fig 7.

Pli isoclinal d'axe  
Subparallèle à  $L_1$   
dans les Quartzites

Bellecombe

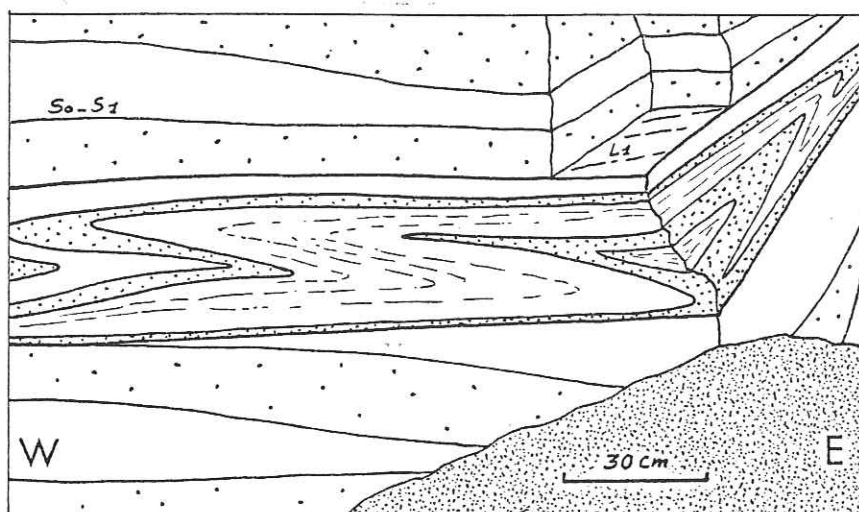
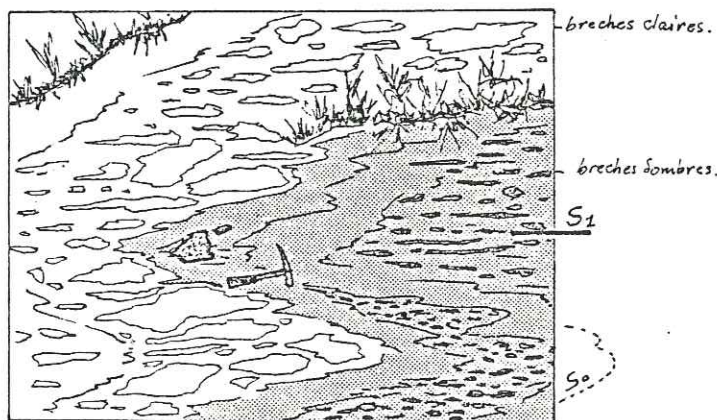


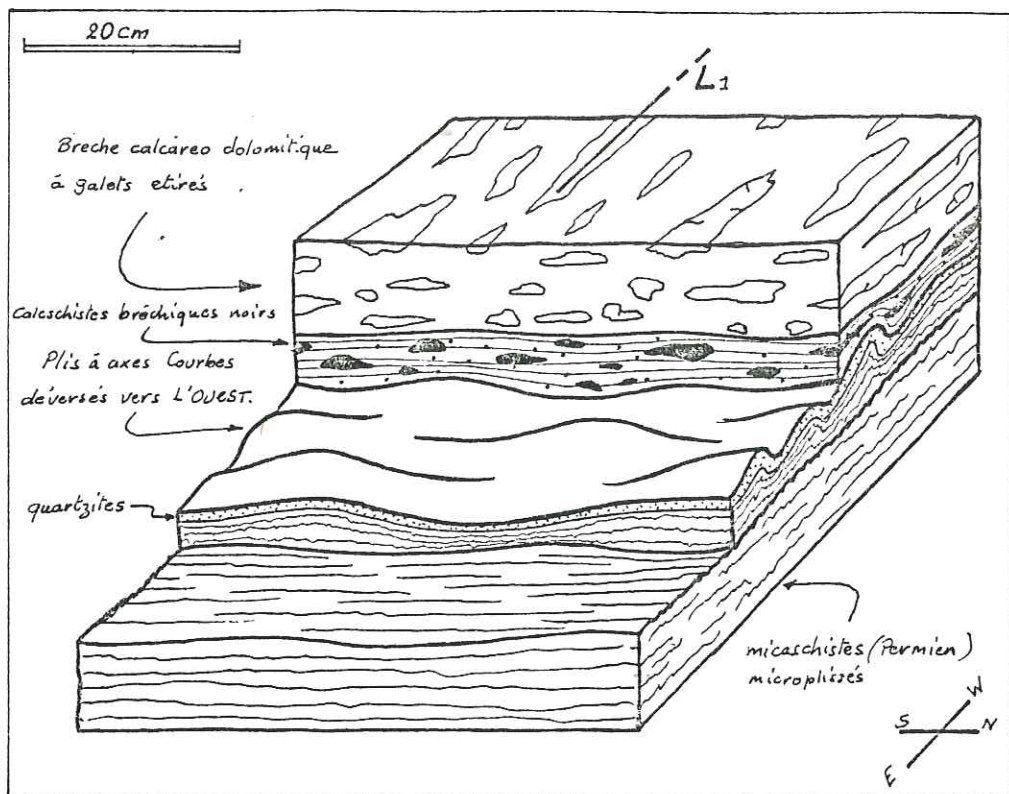
Fig 8.

Pli isoclinal d'axe oblique  
à  $L_1$  dans les Brèches  
Calcaire-dolomitiques. (Section  
oblique à la linéation.)

Gran Scala.



Le deuxième type est représenté par des plis plus ouverts d'axes en moyenne perpendiculaires à la linéation. Ils ont souvent des charnières courbes et leur sens de déversement est toujours vers l'Ouest (fig. 9). D'autre part, ils affectent les niveaux compétents (généralement les quartzites) et ce, à toutes les échelles. Par exemple, dans le secteur du ruisseau d'Etache, l'ensemble de la couverture sédimentaire de ce flanc du massif (entraînée par l'épais niveau de quartzites) est impliqué dans un système de têtes plongeantes d'axes Nord-Sud (voir coupes de Gay 1972), dont les flancs inverses sont cisailés et qui sont déversées vers l'Ouest.



- Fig 9. *Differences de style des Structures de même phase, causée par le contraste de Compétence des matériaux. Les breches calcaires très déformables portent une Linaison d'allongement parallèle au grand axe X de L'ellipsoïde de déformation, alors que les micaschistes portent une Linaison de microplissement perpendiculaire à la direction du Cisaillement.*

Nous considérons que ces deux types de plis sont créés par un même mécanisme de cisaillement. Leurs différents styles sont dus à la nature des matériaux qu'ils affectent (ainsi, on pourra trouver des plis très isoclinaux d'axe parallèle à  $L_1$  dans des séries calcaires, voisinant avec des plis ouverts d'axe perpendiculaire à  $L_1$  dans des quartzites). On peut interpréter les plis du premier type de deux façons : ou bien ils sont nés parallèles à la direction du cisaillement et ont évolué en restant parallèles, ou bien, ils sont nés perpendiculaires (ou obliques) et ils ont été réorientés. A notre avis, les deux formes de genèse sont possibles. Les plis réorientés seront significatifs d'un cisaillement très intense, et les plis nés parallèles à  $L_1$  seront dus à un cisaillement ayant une tendance locale à la constriction.

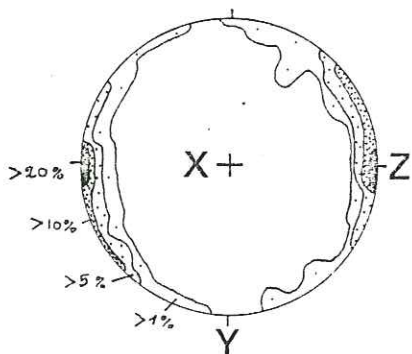


Les plis du deuxième type sont nés perpendiculaires à la direction du cisaillement et, comme ils se forment dans des niveaux plus compétents, leur état de déformation est moins évolué. Ils restent donc perpendiculaires à la direction de mouvement. Ils peuvent cependant avoir des charnières courbes, ce qui pourrait signifier qu'une déformation plus poussée aurait donné des plis en fourreau.

Ces deux types de plis sont comparables à ceux étudiés plus en détail en Corse (Chapitre III). Il semble donc qu'un même mécanisme de cisaillement peut donner des plis de style et d'orientation totalement différents. Une analyse microtectonique détaillée (de la schistosité, des linéations, de l'orientation des axes, du déversement...) est donc indispensable pour attribuer à un style de plis, un type de déformation.

- L'ellipsoïde de déformation.

La direction du grand axe (X) de l'ellipsoïde de déformation (Flinn, 1965) est matérialisée par la linéation d'allongement, le petit axe (Z) est perpendiculaire au plan d'aplatissement maximum représenté par la schistosité (fig. 10).



*Pôles de minéraux planaires (micas)  
dans les Quartzites (120 mes).*

- Fig. 10.

Sa forme peut être approchée par l'observation des objets antétectoniques déformés. Une étude qualitative de la forme des galets étirés dans les brèches calcaires et dans les quartzites nous permet de dire que l'ellipsoïde de déformation se situe au voisinage de la déformation plane.

## Approche de la Forme de L'ellipsoïde de Deformation.

- Echantillon provenant du Massif d'Ambin (Rio Seguret). 20 mesures d'axes sur des taches minérales étirées dans les quartzites. (plan XZ et plan YZ).

- Les taches minérales sont supposées sphériques avant déformation. Le paramètre  $K$  obtenu est donc purement indicatif.

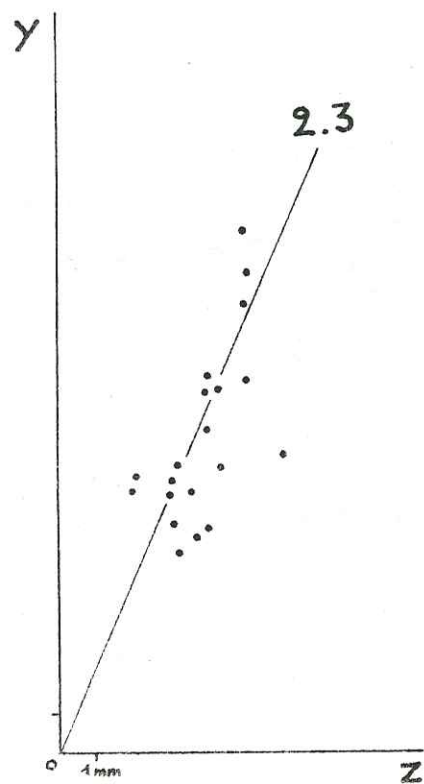
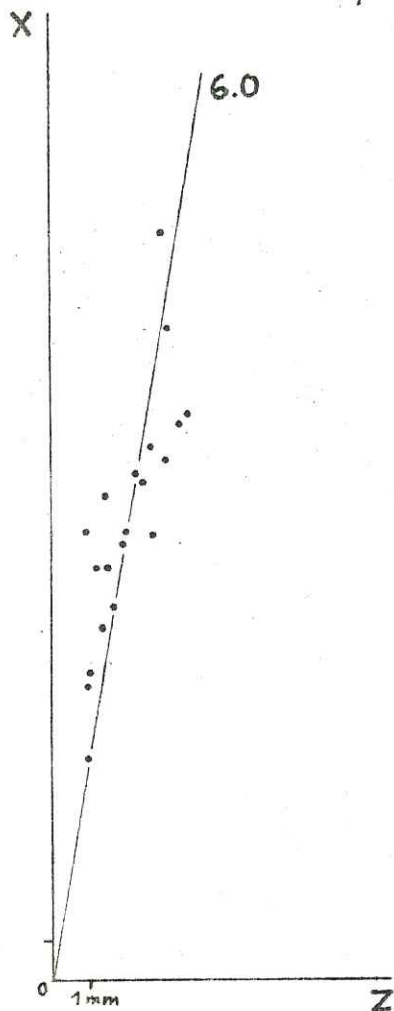
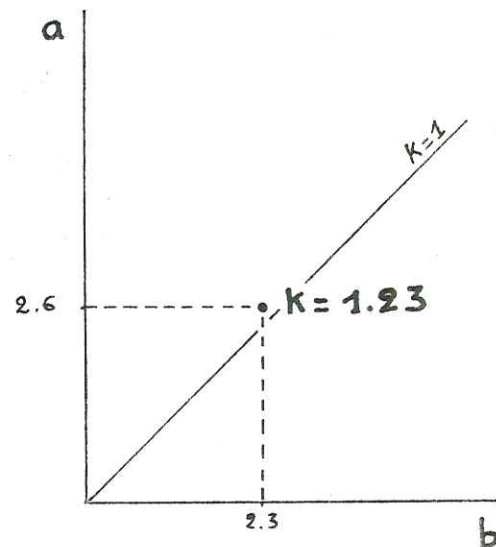


Diagramme de Flinn



Dans les galets de quartz, le rapport  $X/Z$  varie de 1 à 20 et  $Y/Z$  de 1 à 5. Dans les brèches à ciment calcaires,  $X/Z$  varie de 1 à 30 et  $Y/Z$  de 1 à 6.

On obtient une approximation minimum significative de la forme de l'ellipsoïde.

- Le régime de déformation.

Le style des plis, la présence de critères de rotation (rotation de galets dans les brèches calcaires, micas sigmoïdes dans les quartzites), sont significatifs d'une déformation non coaxiale (Hsu, 1966 ; Choukroune, 1971; Lagarde, 1978) qui, compte tenu de la forme de l'ellipsoïde est proche d'un cisaillement simple.

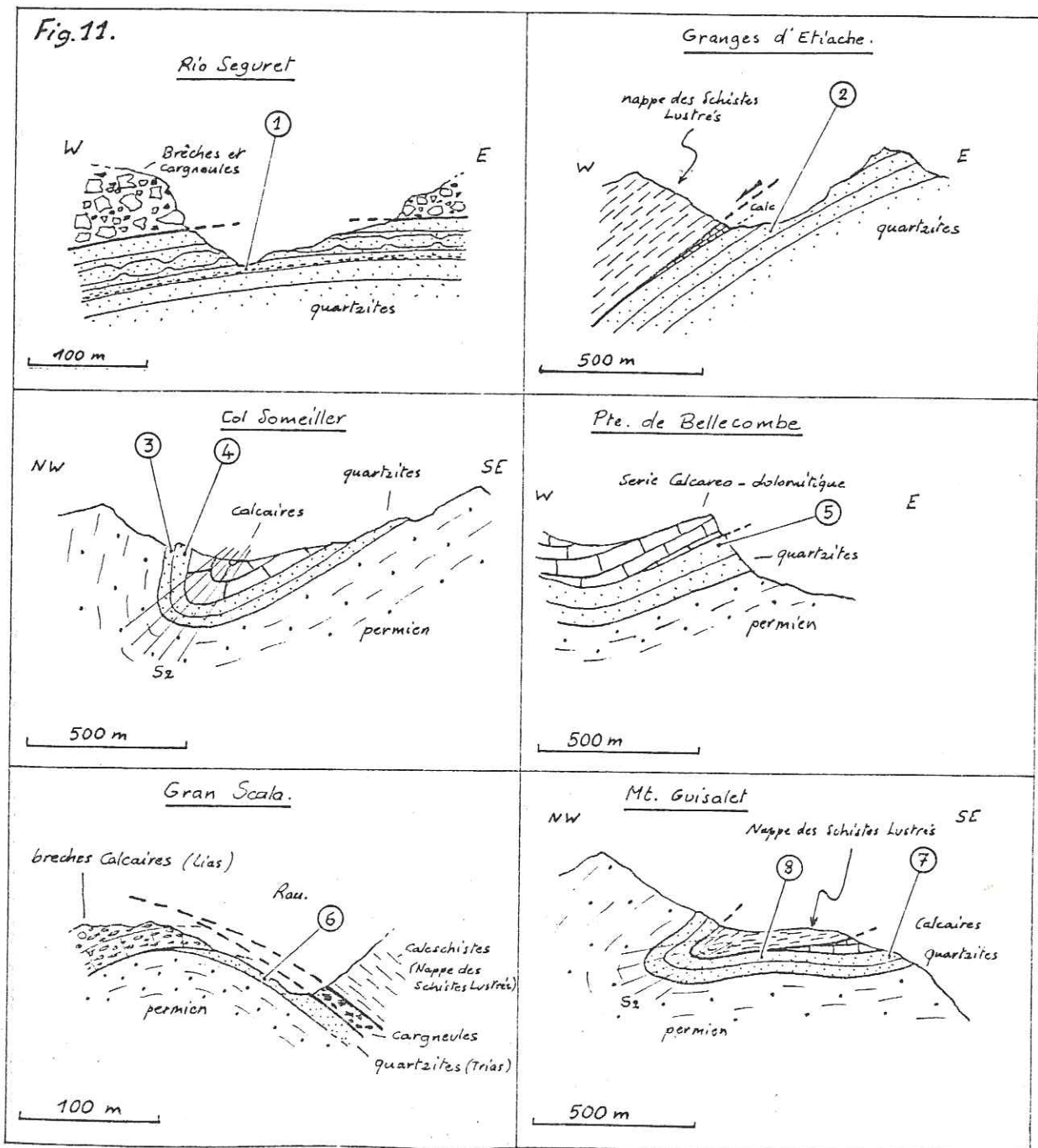
Cependant, les critères de déformation non coaxiale n'étant pas très nombreux, ni clairement représentatifs du sens de cisaillement, il nous fallait trouver un moyen efficace pour déterminer le sens du charriage. Nous avons aussitôt pensé à appliquer les méthodes de la pétrofabrique sur le quartz, étant donné que nous avions à notre disposition le matériel idéal pour ce genre d'étude : les quartzites du Trias de la couverture autochtone. En effet, du fait de leur position structurale et de leur répartition sur le massif, on pourrait espérer obtenir des résultats significatifs.

Cette méthode est fondée sur la mesure de l'orientation des réseaux cristallins des grains de quartz. Une roche non déformée ne présentera aucune orientation préférentielle de réseau (O.P.R.). Par contre, il est maintenant acquis (Nicolas et al., 1971) que durant la déformation, chaque grain se déforme en glissant sur certains plans cristallographiques seulement. Ce glissement intracristallin tend à réorienter l'ensemble des plans de glissement dans une même position : parallèlement à la schistosité si la déformation est coaxiale, ou, au contraire, oblique à celle-ci s'il existe une composante rotationnelle. Cette obliquité permet alors de déterminer le sens de la rotation, c'est-à-dire le sens de cisaillement. Cette analyse pétrofabrique traitée dans la publication qui suit, nous a permis de mettre en évidence



un cisaillement d'est en ouest ainsi qu'une augmentation de l'intensité de la déformation affectant les quartzites de l'ouest vers l'est.

Les coupes de la figure 11 permettent de situer les échantillons étudiés dans leur contexte structural. En effet, pour que l'analyse pétrofabrique soit significative, il fallait qu'elle porte sur des roches dont on connaissait avec certitude le caractère monophasé. Elles devaient donc être prélevées dans des endroits non affectés par la déformation de phase 2.





**DUCTILE SHEAR DEFORMATION OF QUARTZITE IN AN ALPINE CRUSTAL THRUST (AMBIN MASSIF)**

J. MALAVIEILLE and A. ETCHECOPAR

*Laboratoire de Géologie Structurale, LA 266, U.S.T.L. 34060 Montpellier (France)*

(Received January 26, 1981)

**ABSTRACT**

Malavieille, J. and Etchecopar, A., 1981. Ductile shear deformation of quartzite in an Alpine crustal thrust (Ambin Massif). In: G.S. Lister, H.-J. Behr, K. Weber and H.J. Zwart (Editors), *The Effect of Deformation on Rocks*. *Tectonophysics*, 78: 65–71.

In this paper we show that fabric analysis gives good results when the sampling is done in an homogeneous material, in a well-known tectonic environment. A quartzitic layer, situated in the autochthonous basement of the Ambin Massif, below the "Nappe des Schistes Lustrés" (French-Italian Alps), has been chosen because the first ductile deformation phase is clearly defined by the microstructures, and because the metamorphic history is well known.

The quartz *c*-axis diagrams are characterized by two asymmetric crossed girdles, and the one containing the maxima is inclined westwards. We propose that these fabrics result from plastic deformation of the quartzite, occurring with the basal plane as a dominant gliding plane. The fabrics define a shear sense towards the West. The angle between the basal planes and the foliation (which varies from 15 to 40°) is at least qualitatively related to the macroscopic strain.

Our study confirms the existence of a regional large crustal thrust which has occurred during the obduction of oceanic material (Schistes lustrés) on the European continent.

**INTRODUCTION**

Nicolas et al. (1971) have argued that the preferred orientation and slight obliquity of a crystallographic plane with the foliation (or schistosity) are often due to gliding on this plane during non-coaxial ductile deformation. This hypothesis has also been put forward for the basal plane of quartz in the study of a narrow ductile shear zone (Burg and Laurent, 1978). The obliquity of the basal plane with regard to the foliation is consistent with the shear sense, and the magnitude of the misorientation may be related to the shear strain.

Several authors have attempted to apply this method on a larger scale (Brunel et al., 1976; Bouchez, 1977; Berthé et al., 1978; Quenardel and Boullier, 1979). Predicted shear senses are generally in agreement with other

tectonic data. However the interpretation of fabric is often uncertain because it depends upon the relative proportion of quartz in the rocks, and upon often complex tectonic and metamorphic histories.

This work deals with ductile deformation and fabric analysis in one homogeneous quartzitic layer situated in autochthonous basement below a nappe. The Ambin massif has been chosen because its tectonic and metamorphic history is well known (Gay, 1972) and because the determination of the direction and the sense of movement within this thrust appear to be important for the general understanding of the French-Italian Alps.

GEOLOGICAL SETTING

The Ambin Massif is, in the internal zone of the western Alps, a window of Hercynian basement belonging to the European continent, below the "Schistes lustrés" nappe (Fig. 1). The basement is constituted of polymetamorphic rocks of pre-Carboniferous age, Permian with right-way up mesozoic cover (Briançonnais facies). The mesozoic cover consists of calcareo-dolomitic rocks (breccias, massive limestones and dolomites) of Jurassic age, schists and calc-schists of upper Cretaceous to Paleocene age, lying on lower Triassic quartzites whose thickness varies from a few to several hundred metres (Ellenberger, 1958; Gay, 1972).

Mesoscopic structures

During the main phase of deformation, the metamorphic conditions are high pressure and low temperature ( $P > 6$  kbar,  $T \approx 300^{\circ}\text{C}$ , Lawsonite pseudomorphs, phengite, blue amphibole; Gay, 1972; Caby et al., 1978).

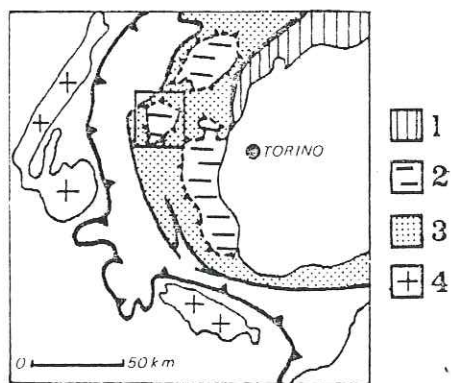


Fig. 1. General setting. 1 = South Alpine zone; 2 = internal crystalline massifs with stretching lineation; 3 = "Schistes lustrés" nappe with high-pressure metamorphism; 4 = external crystalline massifs.



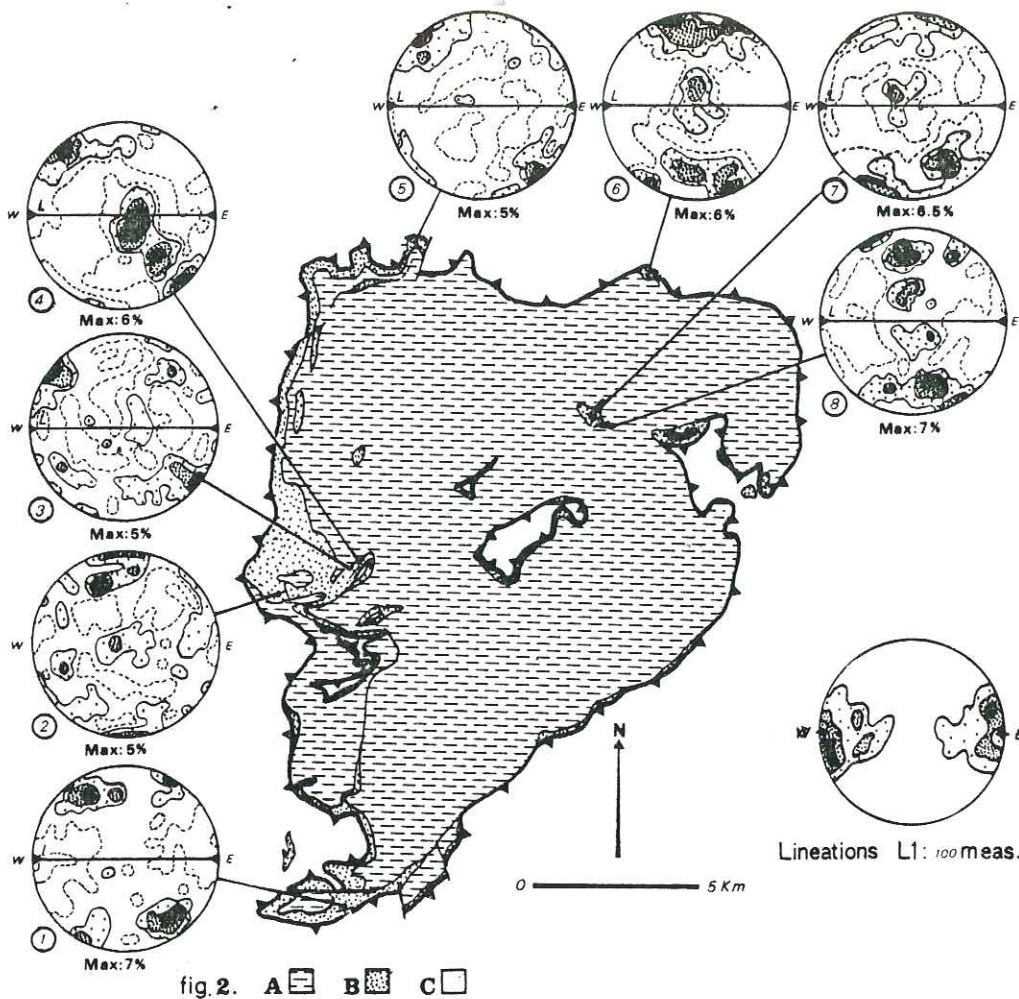


Fig. 2. Ambin Massif. A = basement; B = quartzites; C = "Schistes lustrés". 1 to 8 = L.P.O. diagrams (contours: 0.5, 1.5, 3.5, 5%, per 1% area).

The structures of this first phase are detailed below.

(a) A subhorizontal slaty cleavage, subparallel to the bedding occurs all over the quartzites.

(b) An E-W stretching lineation occurs which is constant in orientation (Fig. 2). This lineation is expressed differently in different materials. In the quartzitic layers, the lineation is shown by stretched pebbles, stretched grains of quartz and elongated spots of minerals (Fig. 3). In limestone and marble, oriented mineral recrystallization defines the lineation. In breccias, calcareous pebbles are elongated and dolomitic pebbles are boudinaged.



68

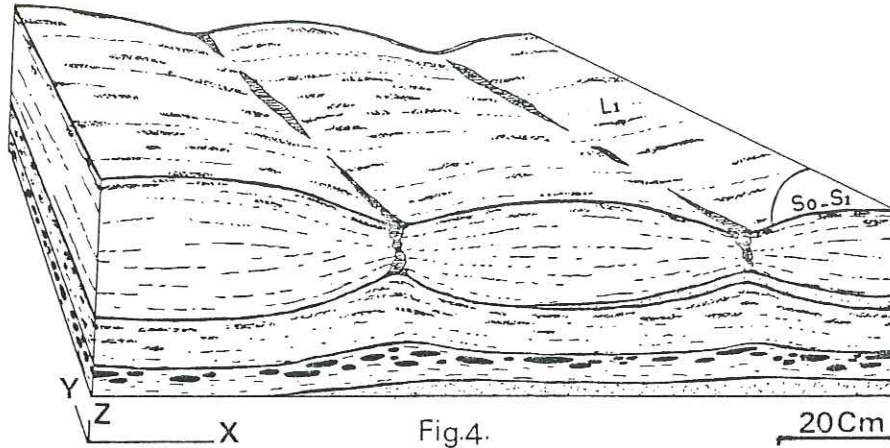


Fig. 3. Schematic diagram of the quartzitic layers.

(c) The quartzitic and the competent layers in the calcaro-dolomites have been boudinaged. The boudin axes are generally perpendicular to the stretching lineation.

(d) In the quartzites, folds are scarce; however, some folds are observed in the layers with more micas and Gay (1972) has described isoclinal folds on the metric scale. The limestones show more ductile behaviour and they are locally strongly folded. Fold axes are E-W and parallel to the stretching lineation. According to Cobbold and Quinquis (1980) we interpret these folds, which have no systematic vergence, as reoriented folds.

A second phase of deformation is associated with folds on the scale of metres or hectometres, overturned towards the SSE. A crenulation cleavage sometimes develops in the hinge region of these folds. We have systematically sampled in zones where no important microstructural effects related to the second phase of deformation can be seen.

#### *Microscopic deformation and fabric analysis*

The quartzites studied are almost pure; they contain only a few phyllosilicates or feldspar porphyroclasts. There is no shape fabric in the quartz grains on the western side of the Massif. This is also the farthest zone from the thrust. A shape fabric develops progressively from W to E and also near the base of the "Schistes lustrés" nappe. In the most deformed area, the aspect ratios are 3 and 10. Recrystallization occurs in quartzites on the eastern edge of the Massif.

More than 200 quartz *c*-axis have been recorded in Schmidt diagrams (lower hemisphere) perpendicular to  $S_1$  and parallel to the stretching lineation. Sample 1 (Fig. 2, diagram 2), with no visible deformation features, was the lowest one relative to the thrust plane and was obtained from an outcrop

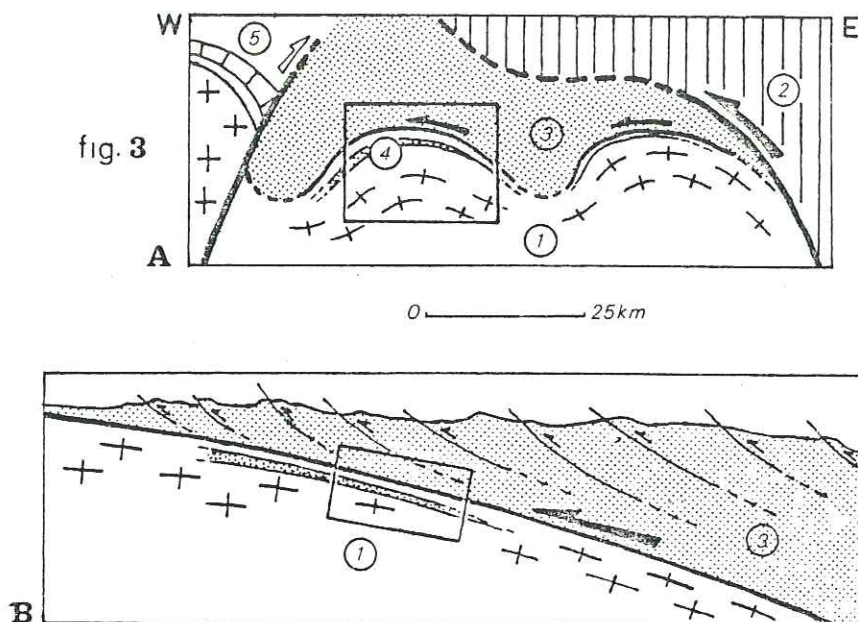


Fig. 4. Schematic cross-sections. 1 = internal crystalline massif; 2 = South Alpine zone; 3 = "Schistes lustrés"; 4 = quartzites; 5 = "Briançonnais". A. Present state. B. Proposed former state.

in an area where the quartzite layer is the thickest. Some preserved original sedimentary structures show that in this case the rock is almost undeformed.

The other diagrams are characterized by two asymmetrical crossed girdles. Those which contain the maxima are inclined towards the west. The maxima are situated at the border of the diagram.  $\alpha$ , the angle between basal plane trace and foliation, varies from 15 to 45°.

The less deformed quartzites (Fig. 2, diagrams 3 and 5) show an open  $\alpha$  angle. Quartz grains in these rocks have begun to recrystallize. Elongated pebbles with aspect ratios 4 and 1.5 may be observed, but the shape fabric of the grains is less marked (2 and 1.2). Diagram 4 was measured in one of these pebbles.

Diagram 1 corresponds to a zone where the pebbles are more elongated (aspect ratios, 15 and 4). The angle  $\alpha$  is small. Slightly elongate grains of quartz have sutured boundaries and undulose extinction.

Both rocks (7 and 8) obtained from the centre of the Ambin Massif are strongly deformed. The quartz grains have a pronounced shape fabric. Sigmoidal shaped micas indicate the sense of shear towards the west (Eisbacher, 1970; Lagarde, 1978). Despite the fact that microstructures indicate similar strains for both samples, the angle  $\alpha$  in diagrams 7 and 8, is different. The angle is small for the sample 8 which is in agreement with large strain. For



the sample no 7, the high value of the  $\alpha$  angle may be explained by its location close to a second phase fold. This late phase may have altered the Fabric due to the first phase.

The most deformed sample from the NE side of the massif (Fig. 2, diagram 6) shows total recrystallization of the quartz grains to a polygonal mozaic. The main girdle is well marked and the angle  $\alpha$  is very small. Therefore a qualitative relationship between the angle  $\alpha$  and the strain of the quartzite seems to exist (the more the pebbles and the grains are elongated, the smaller is the angle  $\alpha$ ).

#### DISCUSSION

It has been clearly established that crossed girdle *c*-axis fabrics can be caused by plastic deformation of quartz (Silvester and Christie, 1968; Tullis et al., 1973; Bouchez, 1977). Following the interpretation given by Bouchez (1977) and Lister and Price (1978), we interpret the asymmetry of the girdles as a criteria of non-coaxial deformation. The obliquity towards the west of the girdle which contains the maxima indicates a sense of shear towards west (Bouchez, 1977). This result is consistent with the mesoscopic and microscopic deformation features related to the major tectonic phase.

#### CONCLUSION

When a homogeneous material is deformed in constant *P*, *T* conditions and when we may be sure that the studied deformation results because of only one phase of deformation, fabric analysis can allow the sense of shear to be determined and at least the definition of a qualitative strain gradient.

Our purpose is to explain the uniform first phase of deformation as due to the overthrusting of oceanic material upon the European continent (Fig. 4). In this case, the fundamental deformation mechanism is characterized by a non-coaxial deformation and approaches simple shear. The lineation is interpreted as a stretching lineation parallel to the direction of movement. Our opinion is that this lineation cannot be associated either with a N-S phase transversal to the chain, or to a late phase with a southeastern vergence.

#### REFERENCES

- Berthé, D., Choukroune, P. and Gapais, D., 1979. Orientation préférentielle du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant. L'Exemple du cisaillement Sud-Armoricain. *Bull. Minéral.*, 102: 265-272.
- Bouchez, J.L., 1977. Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse Nantes.
- Brunel, M., 1976. Déformations superposées et mécanismes associés au chevauchement central Himalayen "M.C.T.": Nepal oriental. Coll. avec J. Andrieux, *Colloq Int. Centre National Rech. Sci. "Ecologie et Géologie de l'Himalaya"*. Technip, Paris, pp. 69-83.
- Burg, J.P. and Laurent, Ph., 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47: 15-42.



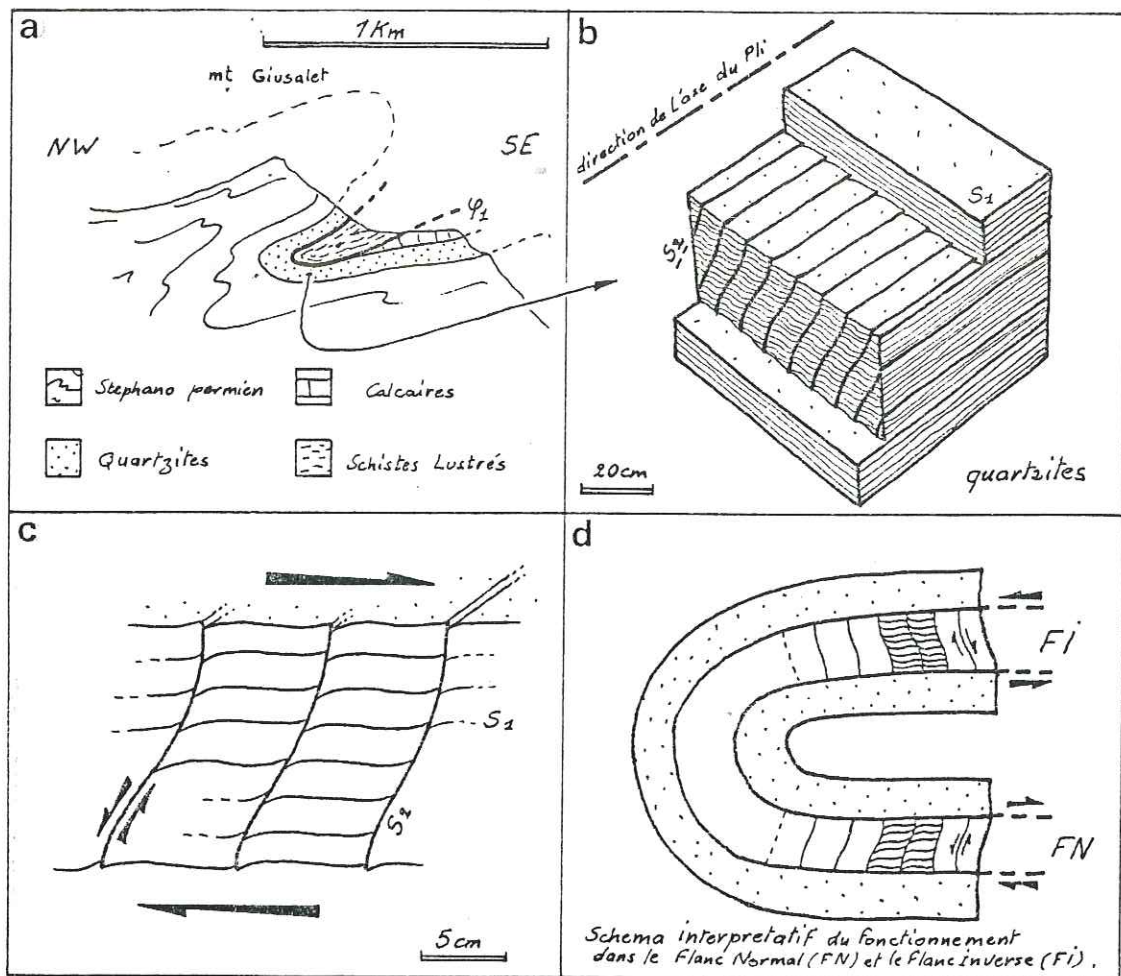
- Caby, R., Kienast, J.R. and Saliot, P., 1978. Structure métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* (2), XX(4): 307-332.
- Cobbold, P.R. and Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2: 119-126.
- Eisbacher, G.H., 1970. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid mountains, Novascotia, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 2009-2020.
- Ellenberger, F., 1958. *Mém. Serv. Cart. Géol. Fr.*, 561 pp.
- Etchecopar, A., 1977. Kinematic model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. In: G.S. Lister, P.F. Williams, H.J. Zwart and R.J. Lisle (Editors), *Fabrics, Microstructures and Microtectonics*. *Tectonophysics*, 39: 121-139.
- Gay, M., 1972. Le Massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes Franco Italiennes). *Arch. Sci.*, 25, fasc. 2.
- Laurent, Ph. and Etchecopar, A., 1976. Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVIII(6): 1387-1393.
- Lagarde, J.L., 1978. La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse 3e Cycles, Univ. de Rennes.
- Lister, G.S. and Price, G.P., 1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49: 37-78.
- Mattauer, M. and Tapponnier, P., 1978. Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287: 899-902.
- Nicolas, A., Bouchez, J.L., Boudier, F. and Mercier, J.C., 1971. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European herzolites. *Tectonophysics*, 12: 55-86.
- Quenardel, J.M. and Boullier, A.M., 1979. La Tectonique tangentielle dans le Troms oriental (Calédonides de Laponie): ses manifestations méga, méso et microscopiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXI(4): 457-466.
- Silvester, A.G. and Christie, J.M., 1968. The origin of crossed girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. *J. Geol.*, 76: 571-580.
- Tullis, J., Christie, J.M. and Griggs, D.T., 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 297-314.

b) - Les déformations postérieures à la mise en place de la nappe des schistes lustrés.

Elles sont bien représentées cartographiquement (fig. 3) par une grande structure synclinale d'orientation NE-SW, qui traverse tout le massif. Sur le terrain, on observe de nombreux plis assez ouverts, également orientés en moyenne NE-SW et déversés au SE. Ils ont une schistosité de plan axial plus ou moins marquée suivant les matériaux (bien marquée dans les schistes et micaschistes, elle est plus rare dans les quartzites et les calcaires), ainsi qu'une linéation d'intersection ou de crénulation, visible sur les charnières. Tous ces plis de phase 2 affectent indifféremment l'ensemble de la série lithologique, et même localement le contact majeur entre la couverture et la nappe des schistes lustrés. Ainsi on trouve des schistes lustrés pincés au coeur de synclinaux de phase 2 replissant le contact. Il est fort probable que ce contact ait pu rejouer en sens inverse pendant ces rétroplissements, et ce d'autant plus facilement qu'il est souvent jalonné par les gypses et cargneules du Trias. De la même façon, ces plis replissent la foliation régionale et la linéation d'allongement antérieure (par exemple à Gran Scala un grand pli de phase 2 replisse les galets étirés de la phase 1).

Un type de microstructure particulier observé dans un pli de phase 2 affectant des quartzites est décrit dans la fig. 12.

Pour résumer, nous dirons que cette phase de déformation symmétamorphe dans le faciès schiste vert correspond à des rétroplissements déversés au Sud-Est.



- Fig.12.

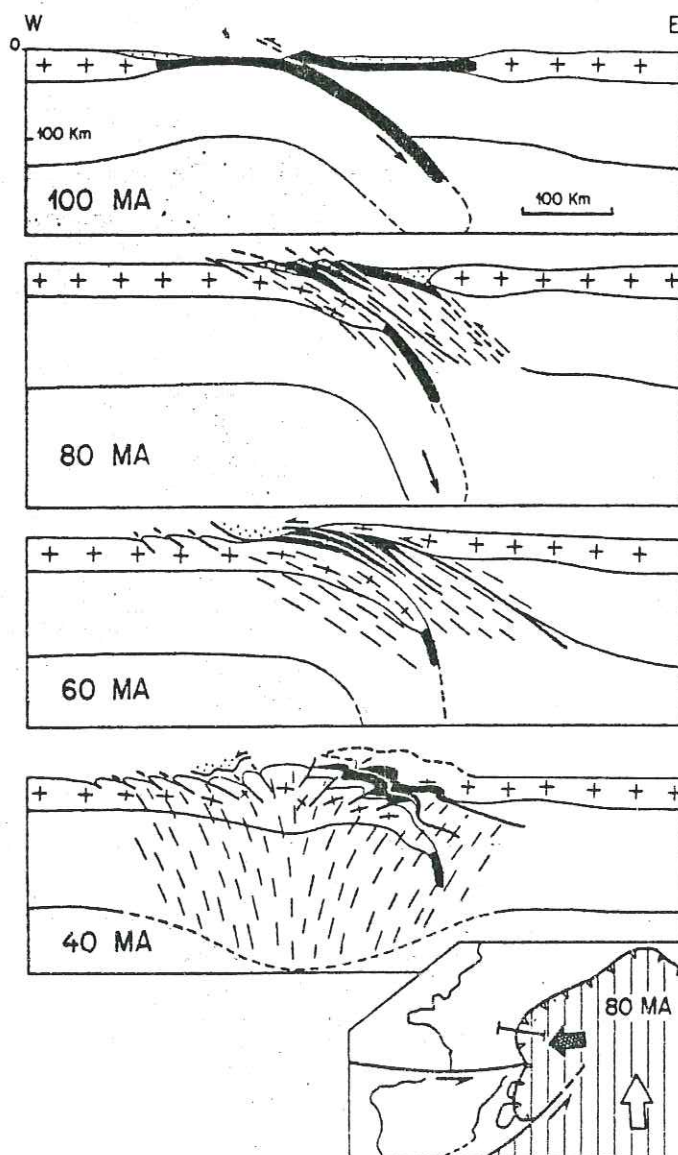
- INTERPRETATION.

L'étude tectonique a permis de définir deux phases de déformation très différentes par leur style, leur âge et leur métamorphisme. La première d'importance majeure est liée à la mise en place de la nappe des schistes lustrés et de ses ophiolites sur le socle sialique européen. Ce charriage s'accompagne d'une déformation ductile de méca-



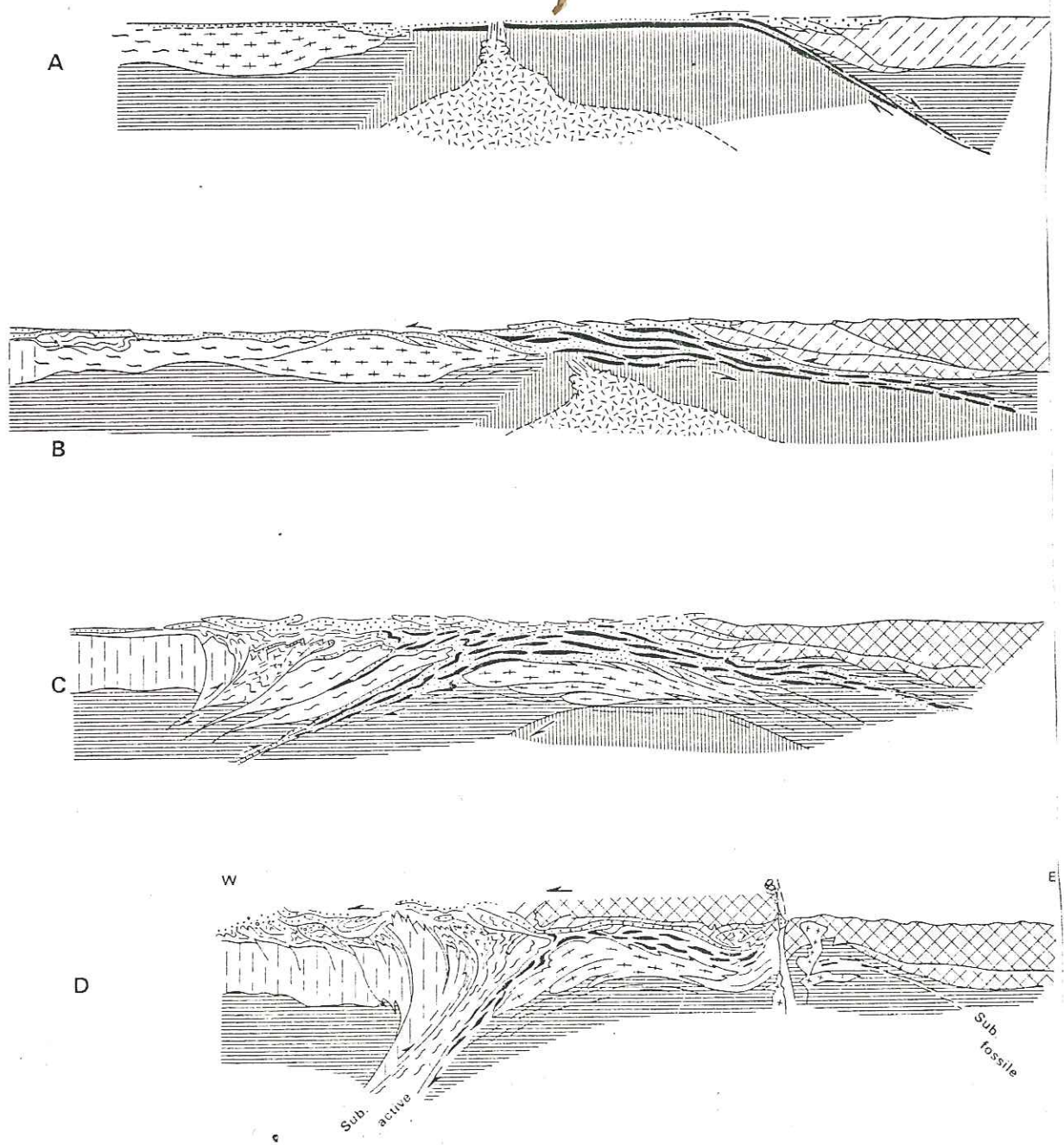
nisme proche du cisaillement simple, la linéation d'allongement régionale de l'autochtone représente la direction du mouvement, celui-ci s'étant fait d'Est en Ouest. Ce cisaillement s'est produit à grande profondeur comme en témoigne le métamorphisme associé de type H.P., B.T.

Le mécanisme d'obduction rend compte de façon satisfaisante de l'évolution des structures et de la déformation au cours du temps. Ainsi, l'obduction du matériel ophiolitique est responsable de la déformation ductile et du métamorphisme haute-pression observés. Ensuite, le chevauchement étant bloqué par la subduction de la croûte continentale sialique et le régime de la tectonique des plaques de type convergent se poursuivant, la chaîne va adopter une évolution intracontinentale. Des rétrocharriages et un rétroplissement des structures en "éventail" apparaîtront (Mattauer et Tapponnier, 1978, fig. 13).



D'autres hypothèses sont envisagées en ce qui concerne les "rétrocharriages". Caby et al. 1978, envisagent des "sous charriages" faisant intervenir des plans de cisaillement profonds à pendage ouest et provoquant l'enfoncement d'une partie des zones internes sous le Briançonnais dans un mouvement d'Est en Ouest fig. 14). Le problème reste posé...

R. CABY et al.



- CONCLUSION

Ces données apportent des arguments nouveaux en faveur des modèles d'obduction d'Est en Ouest proposés pour la formation de cette partie des Alpes. Une interprétation analogue, déjà proposée pour le Massif de Dora-Maira (Laurent P., Etchecopar A., 1976) pourrait être étendue au Grand Paradis qui, au moment de l'obduction, devait se trouver dans un contexte tectonique voisin. De même, une mission récente, dans le massif du Mont Rose (Mattauer M., 1982, à paraître) a montré que dans cette partie plus septentrionale de l'Arc alpin, ces hypothèses sont vérifiées.



## BIBLIOGRAPHIE

-----

- ARGAND, E. (1909) - L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. Vand. Sc. Nat., 45, 5-64.
- ARGAND, E. (1916) - Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae Geol. Helv., 14, 145-191.
- ARGAND, E. (1934) - La zone pennique. Guide Geol. Suisse, 3, 149-189.
- ARGAND, E. (1911) - Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales et les territoires environnants. Mat. Carte géol. Suisse, N.S, 31, p. 1-25.
- ARGAND, E. (1916) - Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae geol. Helv., 14 p. 145-191.
- AUBOIN, J., BLANCHET, R., LABESSE, B., WOZNIAK, J., (1977) - Alpes occidentales et Alpes Orientales : la zone du Canavèse existe-t-elle ? C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 1977, Fasc. 3, p. 155-158.
- AYRTON, S., et RAMSAY, J., (1974) - Tectonic and metamorphic events in the Alps Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., Vol. 54, p. 609-639.
- BEACH, A., (1981) - Thrust tectonics and Crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross-section. Tectonophysics, 79 (1981) T<sub>1</sub>-T<sub>6</sub>.
- BEACH, A., (1981) - Thrust structures in the Eastern Dauphinois zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif. Journal of structural Geology, Vol.3, N°3, pp. 299 to 308, 1981.
- BEARTH, P., (1962) - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 42, p. 127-137.
- BEARTH, P., (1966) - Sur mineral-Faziellen Stellung der Glancophangesteine der Westalpen Schweiz miner. petrogr. Mitt., Vol. 46, Fasc.1, pp. 13-24.
- BEARTH, P., (1974) - Zur gliederung und metamorphose der ophiolite der West-alpen. SMPM, 54, 385-397.
- BEARTH, P., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., NERVO, R., et POLINO, R., (1975) - Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes). Confirmation d'une origine océanique. Pétrolog., I, p. 237-242.

- BERTRAND, M., (1889) - Sur les Schistes lustrés du Mont-Cenis. Bull. Soc. géol. Fr., (3), 17, p. 880-884.
- BERTRAND, M., (1894) - Etudes dans les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme). Bull. Soc. géol. Fr., (3), 22, p. 69-118.
- BERTRAND, J.M., (1968) - Etude Structurale du versant occidental du Massif du grand paradis (Alpes Graies). Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble t.44, pp. 55-87.
- BOCQUET, J., (1971) - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Eclogae geol. Helv., 64, p. 71-103.
- BOCQUET, J., (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Grenoble, 489 p.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J.C., et KRUMMENACHER, D., (1974) - K-Ar and Rb-Sr Dating of Blue Amphiboles, Micas and Associated Minerals from the Western Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 47, p. 7-26.
- CABY, R., (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suse). Trav. Lab. Géol. Grenoble, 40, p. 131-186.
- CABY, R., (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpinè. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 15, p. 624-634.
- CABY, R., Kienast, J.R., et SALIOT, P., (1978) - Structure, Métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes Occidentales. Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), vol. xx, Fasc. 4, pp. 307-322, Paris, 1978.
- CARON, J.M., SCHUMACHER, F., et TRICART, P., (1973) - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). Sci. géol. Bull., Strasbourg, 26, p.245-258.
- CARON, J.M., (1971b) - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). Géol. Alpine, 47, p. 45-67.
- CARON, J.M., (1973) - Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie) : leurs liaisons avec les rétrocharriages. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 26, p. 259-278.

- CARON, J.M., (1974a) - Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 16, p. 255-263.
- CARON, J.M., (1974b) - Les glissements synschisteux, reflets dans les Schistes lustrés de mouvements de socle ? (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). Géol. Alpine, 50, p. 45-55.
- CARON, J.M., et GAY, M., (1977) - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine Briançonnais et le domaine piémontais ? Eclogae Géol. Helv., 70, (sous presse).
- CHATTERJEE, N.D., (1963) - Zur Tektonik der penninischen Zone in der weiteren Umrahmung des nördlichen Dora-Maira Massivs, italienische Westalpen. Geol. Rdsch., 53, p. 536-550.
- CHATTERJEE, N.D., (1971) - Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora-Maira Massif, Western Italian Alps. Neues Jb. Mineral. Abh., 114, p. 181-245.
- CHOPIN, C., et MALUSKI, H., (1980) -  $^{40}\text{Ar}$  -  $^{30}\text{Ar}$  Dating of High Pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concept.
- CHOUKROUNE, P., (1971) - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows). B.S.G.Fr., (7), t. XIII, n° 3-4, 257-271.
- CHOUKROUNE, P., et LAGARDE, J.L., 1977 - Plans de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple des gneiss de Champtoceaux. C.R.Ac. Sci. Paris, 284, 2331-2334.
- COBBOLD, P.R., et QUINQUIS, H., (1980) - Development of sheath folds in shear zone regimes. J. Struc. Geol., vol. 2, 119-126.
- COLLET, L.W., (1927) - The structure of the Alps, London, 290 p.
- COMPAGNONI, E., DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C., GOSSO, G., LOMBARDO, B., et WILLIAMS, P.F., (1975) - The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. Italy-U.S.A. Cooperative project on high pressure low temperature metamorphism in the Western Alps. Internal Report, 2, p. 54.
- CONTI, S., (1943-55) - Studi geologici sulle Alpi occidentali. Boll. Serv. geol. Ital., 75, p. 491-517 et p. 525-529 ; 77, p.1-52.



- DAL PIAZ, G.V., VON RAUMER, J., SASSIS, F.P., ZANETTIN, B. and ZANFERRARI, A., (1975) - Geological OUTLINE of the Italian Alps. Reprinted From Géology of Italy, The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic. Tripoli, 1975, p. 375.
- DEBELMAS, J., (1970) - Alpes (Savoie et Dauphiné). Guides géologiques régionaux, Masson, p. 213.
- DEBELMAS, J., (1972) - A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc alpine-apenninique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 14, p. 229-244.
- DEBELMAS, J., (1974) - Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Géologie de la France, vol. 2, Doin, Paris, p. 544.
- DEBELMAS, J., (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam., (2), 17, p. 195-208.
- DEBELMAS, J., et LEMOINE, M., (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès Briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). C.R. Soc. Géol. Fr., p. 38-40.
- DEBELMAS, J., et LEMOINE, M., (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Inform. Sci., 1, p. 1-33.
- DEBELMAS, J., et LEMOINE, M., (1970) - The Western Alps : palaeogeography and structure. Earth. Sci. Rev., 6, p. 221-256.
- DEBELMAS, J., and KERCKHOVE, C., (1980) - Les Alpes Franco-Italiennes. Geol. Alp., 56 : 21-58.
- DERCOURT, J., (1970) - L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XII, 1970, n°2, p. 261-367.
- DE WEVER, P., et CABY, R., - Datation de la base des Schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (oxfordien supérieur-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint-Véran, France). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 292 (2 Février 1981). p. 467-472.
- ELLENBERGER, F., (1958) - Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). Mém. expl. Carte Géol. Dét. Fr., p. 561.
- ELLENBERGER, F., et LEMOINE, M., (1955) - Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 146.

- ELTER, G., (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. Mem. Ist. Géol. Minéral. Univ. Padova, 28, p. 19.
- FLINN, D., (1965) - On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. Geol. mag. 102, n°1.
- FRANCHI, D., (1898) - Sull' et à mesozica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. comit. Geol. Ital., 29, p. 173-247 et 325-482.
- FRANCHI, D., (1904) - Ancora sull' et à mezoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Bull. R. comit. Geol. Ital., 35, p. 125-179.
- FRANCHI, S., (1929) - Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane. Mem. descrit. Carta Geol. Ital., 22, p. 1-63.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E., et NIGGLI, E., (1974) - Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 54, p. 247-290.
- GAY, M., (1970) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine. Bull. B.R.G.M., 3, p. 5-81
- GAY, M., (1971) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Thèse, Lyon, p. 296.
- GOGUEL, J. et ELLENBERGER, F., (1952) - La série mesozoïque de la couverture du Massif d'Ambin - C.R. Somm. S.G.F., p. 263-264.
- GOGUEL, J. (1963) - L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 5, p. 20-33.
- GRATIER, J.P., and Vialon, P., (1980) - Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). Tectonophysics, 65 : 151-180.
- HANG, E., (1925) - Contribution a ma synthèse stratigraphique des Alps occidentales. Bull. Soc. Geol. France, 25, 97-244.
- HEIM, A., (1919-1922) - Geologie der Schweiz. Tauchnitz, 476 + 541 p.
- HERMANN, F., (1930) - Il ricoprimento dei Calcescisti fra i massici d'Ambin e del Gran Paradiso. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 8, p. 11-55.

- HSU, T.C., (1966) - The characteristics of coaxial and non coaxial strain paths. Jour. of Strain Analysis, vol. 1, n°3, p. 216-222.
- HUNZIKER, J.C., (1974) - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 31, p. 54.
- KIENAST, J.R., et VELDE, B., (1970) - Le métamorphisme alpin dans les Alpes Franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. C.R. Acad. Sci., Paris, t.271, (D), p. 637-640.
- KIENAST, J.R., (1973) - Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "Schistes lustrés-Ophiolites" du Val d'Aoste, quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. C.R. Acad. Sci., Paris, t.276, p. 2621-2624.
- KILIAN, W., et REVIL, J., (1904) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mém. expl. Carte géol. dét. Fr., p. 627.
- LAGARDE, J.L., (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse de 3° cycle, Rennes, p. 164.
- LAUBSCHER, H.P., (1971) - The large-scale kinematics of the western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. Amer. J. Sci., p. 193-226.
- LEMOINE, M., (1972) - Rythmes et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. Géol. Rdsch, 61, (3), p. 975-1010.
- LEMOINE, M., (1975) - Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais Zone in the Western Alps. Possible evidence for an Atlantic-type margin between the European Craton and the Tethys. IXe Congrès International de Sédimentologie. Nice, p. 211-216.
- LEMOINE, M., (1980) - Serpentinites, Gabbros and ophiolites in the Piemont-Ligurian Domain of the Western Alps : Possible indicators of oceanic Fracture zones and of associated serpentinite protusions into the Jurassic-cretaceous Tethys. Arch. Sciences Genève (sous presse).
- LEMOINE, M., TRICART, P., (1979) - Une partie des Schistes Lustrés du Queyras résulte-t-elle de sédimentation et d'écoulements au pied d'un escarpement de faille océanique ? C.R.A.S. t. 288, p. 1655-1658.



- 41
- LORENZONI, S., (1965) - Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 25, p. 88.
- LUGEON, M., (1914-1918) - Les hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn). Bertr. Geol. Karte Schweiz, 30 (I-III), p. 360.
- MATTAUER, M., (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.
- MATTAUER, M., PROUST, F., et ETCHECOPAR, A., 1977 - Linéations "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. B.S.G.Fr., (7), t. XIV, 841-847.
- MATTAUER, M., et TAPPONNIER, P., (1978) - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-Italiennes. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 287, p. 899-902.
- MATTAUER, M., (1982) - Plis en Fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes Suisses (couverture nord de la Nappe du Mont Rose). C.R.A.S., à paraître.
- MENARD, G., (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le SE de la France. Thèse, 3e cycle, Université Grenoble.
- MENARD, G., (1980) - Profondeur du socle antétriasique dans le SE de la France. C.R. Acad. Sci. Paris, 290, Ser. D : 299-302.
- MICHARD, A., (1966-67) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cot-tiennes. Ed. du C.N.R.S., Paris, p. 447.
- MICHEL, R., (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Gd Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes). Sciences de la terre, T.1, n°3-4. Nancy 1955.
- NICOLAS, A., (1966) - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tome I, 178 p. Le complexe ophiolites - Schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. Tome II, p. 299, Thèse, Nantes.
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BOUDIER, F., et MERCIER, J.C., (1971) - Textures, structures and fabrics due to solid strate flow in some european Lherzolites. Tectonophys., 12, p. 55-86.
- NIGGLI, E., (1970) - Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Mineral., 47, p. 16-26.

- NOVARESE, V., (1895a) - Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Comit. Geol. Ital., 26, p. 164-181.
- PERRIER, G., and VIALON, P., (1980) - Les connaissances géophysiques sur le SE de la France : implications géodynamiques. Géol. Alp., 56 : 13-20.
- RAMSAY, J.G., (1963) - Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. Proc. Geol. Ass., 74, p. 357-392.
- SALIOT, P., (1973) - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. C.R. Acad. Sci., 276, p. 3081-3084.
- SALIOT, P., (1978) - Le Métamorphisme dans les Alpes Françaises. Thèse d'Etat. Orsay.
- SANDERSON, D., (1973) - The development of fold axes oblique to the regional trend. Tectonophys., 16, p. 55-70.
- SCHUMACHER, F., (1972) - Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3e cycle, Strasbourg, p. 82.
- SEYRIG, N., (1972) - Etude géologique des massifs Rocciavre-Orsiera (Alpes piémontaises ; Sud du Val de Susa). Thèse 3e cycle, Grenoble, p. 107.
- 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, p. 437-460.
- TERMIER, P., (1901) - Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des Schistes lustrés des Alpes occidentales. C.R. Acad. Sci., 133, p. 841-844.
- TERMIER, P., (1902) - Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), 2, p. 411-432.
- TERMIER, P., (1905) - Les Alpes entre le Brenner et la Valpeline. Bul. Soc. Geol. France, 5, p. 209-289.
- TERMIER, P., (1907) - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), 7, p. 174-190.
- TERMIER, P., (1925) - Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura, en compagnie de MM. Secondo FRANCHI, Wilfrid KILIAN et Eugène RAGUIN. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), 25, p. 839-855.
- THOUVENOT, F., and PERRIER, G., (1981) - A seismic evidence for crustal overthrust in the western Alps. Pure Appl. Geophys., in press.

- 48
- TRICART, P., (1974) - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectonogenèse. Géol. Alpine, 50, p. 131-152.
- TRICART, P., (1975) - Les rétrocharriages dans les Alpes occidentales : évolution transversale des structures associées entre les terres noires d'Embrunais et les Schistes lustrés du Queyras (France). Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 28, p. 239-259.
- TRICART, P., CARON, J.M., GAY, M., et VIALON, P., (1977) - Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). Bull. Soc. Géol. Fr. (sous presse).
- TRÜMPY, R., (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer., 71, p. 843-908.
- VIALETTE, Y., et VIALON, (1964) - Etude géochronologique de quelques micas des formations du massif Dora-Maira, Alpes cottiennes piémontaises. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 25, p. 91-99.
- VIALON, P., (1966) - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse, Grenoble, p. 282.
- VIALON, P., (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. Bull. Suisse Minéral. Pétrogr., 54, p. 663-690.
- VIALON, P., (1976) - L'arc alpin occidental : orientation des structures primitivement. Géol. Helv., vol. 69, t. 2, p. 509-519.





LES GRANDS CHEVAUchements DE LA CORSE ALPINE

- LOCALISATION ET OBJET DE L'ETUDE.

Les résultats prometteurs obtenus sur le Massif d'Ambin nous ont conduit à poursuivre nos travaux dans les régions qui nous paraissaient les plus simples de la chaîne alpine. Nous avons choisi la Corse. Nous avons là, une croûte océanique (ophiolites), chevauchant une croûte continentale avec une géométrie assez simple, de plus, l'effet des phases de déformation tardives paraissait limité. Des modèles généraux étaient proposés pour expliquer la mise en place de ces ophiolites, mais il n'existait que peu d'études régionales susceptibles de les argumenter. Notre but était comme dans les Alpes franco-italiennes de décrire et expliquer les mécanismes qui interviennent dans la dynamique de l'obduction.

Dans la région de Bastia, une série ophiolitique repose anormalement sur du socle cristallin continental. Le contexte était apparemment simple et voisin de celui du massif d'Ambin. La cartographie détaillée, entreprise dans le but de bien connaître le cadre géologique de l'étude microtectonique a mise en évidence une structure plus complexe que celle supposée initialement : les gneiss d'Oletta-Serra di Pigno n'étaient plus autochtones mais formaient des nappes insérées dans le matériel ophiolitique par l'intense tectonique tangentielle (publication 2). Simultanément, l'étude microtectonique apportait des éléments nouveaux précisant la dynamique du charriage. La présence de plis en fourreau (publication 3) parallèles à la linéation d'allongement régionale, l'existence de critères de déformation non coaxiale permettaient de définir le régime de déformation et la vergence. A l'aide de ces données nouvelles, nous avons proposé une interprétation

géodynamique pour la phase majeure, tenant compte de la mise en place dans les ophiolites de lames de socle arrachées au substratum continental pendant l'obduction d'Est en Ouest (publication 4).



# Étude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia

par MICHEL FAURE \* et JACQUES MALAVIEILLE \*

**Mots clés.** — Coupe géologique, Gneiss, Micaschiste, Quartzite, Marbre, Serpentine, Gabbro, Mylonite, Ophiolite, Chevauchement, Microtectonique, Foliation, Orogénie Alpine, Obduction. Corse (Col Teghime-Bastia).

**Résumé.** — La cartographie détaillée et l'analyse microtectonique de la région du col de Teghime-Bastia précisent les modalités du charriage ophiolitique alpin en Corse. Trois séries lithologiques ont été distinguées : un substratum gneissique, une série calcaréo-quartziteuse mésozoïque et une séquence ophiolitique avec sa couverture.

L'étude rétrotectonique permet de séparer trois phases de déformation : une phase de bombement post-Miocène ; une phase de plissement synschisteux, contemporaine d'un métamorphisme de faciès schiste vert, d'âge éocène et déversée au Sud-Est ; une phase de déformation ductile, d'âge crétacé supérieur, contemporaine du charriage ophiolitique sur le substratum gneissique hercynien et associée à un métamorphisme de HP/BT.

L'analyse microtectonique montre que la déformation de phase 1 peut être assimilée à un cisaillement ductile parallèle à la linéation d'allongement et dirigé d'Est en Ouest. Il apparaît que la nappe des « Schistes Lustrés » dans la région de Bastia est constituée d'unités lenticulaires composées de matériaux des différentes séries, empilées sans ordre apparent et séparées par des contacts cisailants plats ductiles. En particulier, le massif gneissique d'Oletta-Serra di Pigno est une lame allochtone arrachée au substratum et entraînée par le charriage. Une interprétation analogue est suggérée pour les autres lames gneissiques connues dans l'ensemble de la nappe des « Schistes Lustrés ».

## Structural study of a ductile shear zone. The ophiolitic thrusting in the Bastia area (Alpine Corsica)

**Abstract.** — Detailed mapping and microtectonic analysis of the col de Teghime-Bastia area provide precisions about Alpine ophiolitic thrusting in Corsica. Three lithological series have been distinguished. A gneissic basement (mainly alpinized Variscan granitoids and Permian paragneisses), a Mesozoic sedimentary cover : limestones and quartzites, and an ophiolitic sequence with its cover.

The retrotectonic study allows to separate three deformation phases : a post Miocene meridian buckling phase ; a synschistose folding phase of eocene age, accompanied by a greenschist facies metamorphism, and overturned towards the southeast ; a ductile deformation phase with a HP/BT syntectonic metamorphism, of upper cretaceous age. This main phase, responsible for the regional foliation and transverse lineation is due to the ophiolitic thrusting upon the sialic basement and its sedimentary cover.

The microtectonic analysis shows that the phase 1 deformation can be approximated to a simple shear model, parallel to the stretching lineation, and directed to the West. The « Schistes Lustrés » nappe in the Bastia area appears constituted by a stacking of lenticular slices imbricated without any apparent lithological order, and separated by ductile flat shear contacts. Particularly, the gneissic massif of Oletta-Serra di Pigno, is an allochthonous basement slice and dragged by the nappe. An analogous interpretation is suggested for the other gneissic slices known in the Corsican « Schistes Lustrés » nappe.

## INTRODUCTION.

La tectonique majeure de la Corse alpine est caractérisée par une « obduction » [Mattauer et Proust, 1976], elle s'est produite de l'Est vers l'Ouest et a provoqué la superposition d'un fragment de croûte océanique et de sa couverture (nappe des Schistes Lustrés) sur le substratum sialique autochtone ou para-autochtone. Le charriage s'accompagne d'une déformation pénétrative intense, d'extension régionale [Mattauer *et al.*, 1977] et d'un métamorphisme de type HP/BT [Brouwer et Egeler, 1952 ; Ohnenstetter, 1976 ; Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1976, 1979 ; Grupo Ophioliti, 1977]. La déformation majeure est antérieure à l'Éocène inférieur à Nummulites [Mattauer et Proust, 1975, 1976], ce qui s'accorde avec les âges radiométriques compris entre 90 et 100 Ma — Crétacé supérieur [Maluski, 1977 ; Cohen *et al.*, 1979].

A l'Éocène, une nouvelle phase tectonique se traduit par un soulèvement rapide de l'édifice [Carpena *et al.*, 1979], une érosion importante et la mise en place par gravité des nappes de Balagne et du Nebbio [Nardi, 1968 ; Durand Delga, 1974-1978]. On peut rapporter à cet épisode le métamorphisme de faciès schiste vert, daté radiométriquement entre 34 et 43 Ma [Maluski, 1977 ; Carpena *et al.*, 1979], le plissement synschisteux d'axe NE-SW déversé au Sud-Est qui reprend les structures initiales, et le fonctionnement de failles inverses et de décrochements [Maluski *et al.*, 1973].

La région du col de Teghime, entre Bastia et Saint-Florent, qui a déjà été signalée pour son intérêt

\* Lab. de géologie structurale, L.A. 266, U.S.T.L., place E. Bataillon, 34060 Montpellier.

Note déposée le 16 janvier 1981, présentée à la séance du 2 février 1981 ; manuscrit définitif reçu le 4 mars 1981.



microtectonique [Mattauer *et al.*, 1977 ; Ray, 1979 ; Lewis, 1979 ; Faure et Malavieille, 1980] a fait l'objet d'une cartographie détaillée à l'échelle du 1/25 000, ainsi que d'une analyse des différentes étapes de la déformation. Le schéma structural présenté ici (fig. 1, fig. 2) concerne le secteur situé entre le défilé du Lancône au Sud et le parallèle de Sparagaggio au Nord. Il met en évidence plusieurs unités tectoniques alloctones : d'une part, un socle gneissifié avec sa couverture mésozoïque, d'autre part des ophiolites et leur série sédimentaire associée. L'analyse microtectonique permet de mieux caractériser le type de déformation contemporain de la phase majeure. Ces données nouvelles, acquises à toutes les échelles d'observation, précisent les relations géométriques et cinématiques entre la Nappe des « Schistes Lustrés » et son substratum.

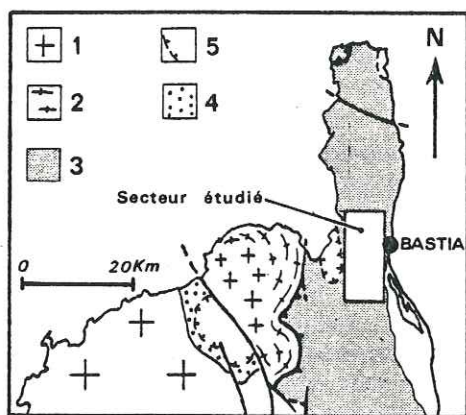


FIG. 1. — Schéma de localisation du secteur étudié.

1 : substratum hercynien ; 2 : gneiss alpins du Tenda ; 3 : nappe des Schistes Lustrés et ophiolites ; 4 : Éocène autochtone ; 5 : nappes superficielles éocènes (Balagne et Nebbio) ; (La zone encadrée correspond au secteur étudié.)

I. — LA SÉRIE LITHOLOGIQUE.

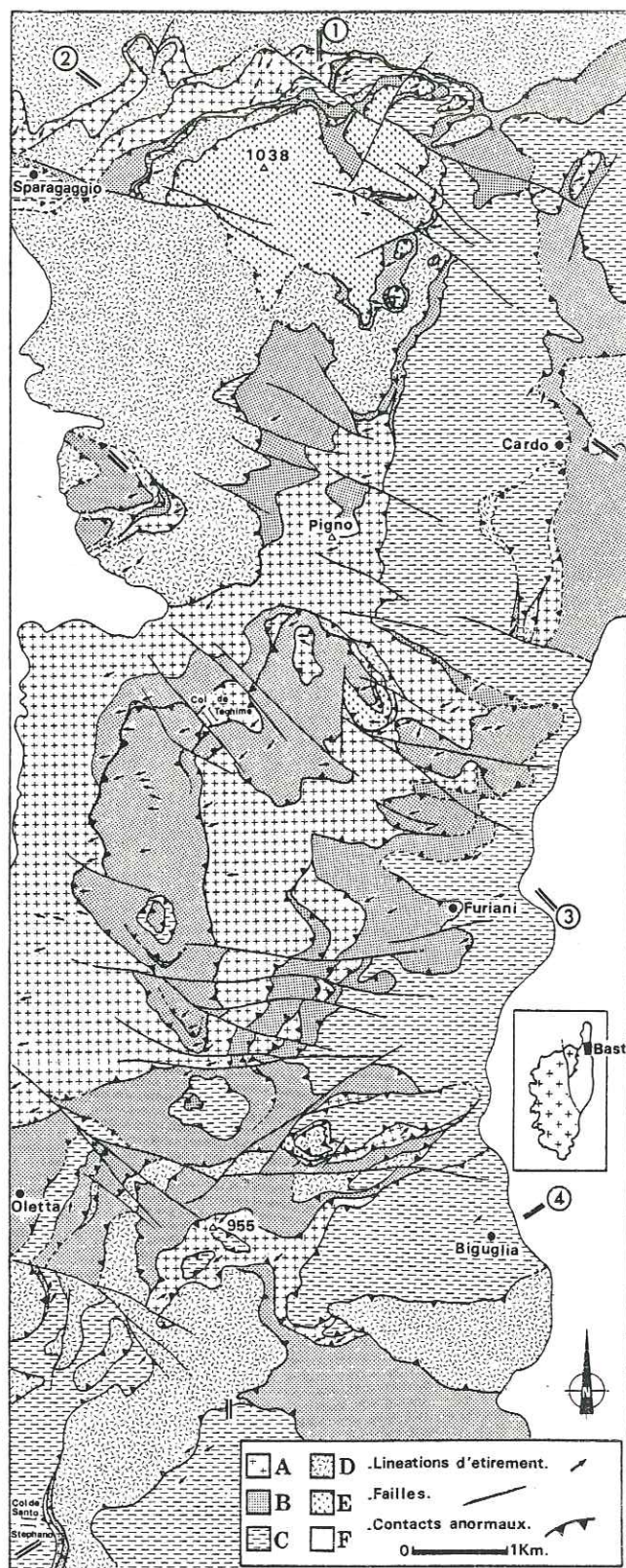
L'intense tectonique tangentielle et l'absence de fossiles ne permettent pas d'établir une série lithostratigraphique précise. Cependant des coupes détaillées mettent en évidence trois grands ensembles.

A) *Les gneiss du substratum antémésozoïque.* On différencie :

1) des gneiss cœillés affleurant à proximité de la station de traitement des ordures de Bastia, ou sur

FIG. 2. — Schéma structural du secteur étudié.

A : gneiss ; B : ensemble sédimentaire ; C : schistes amphiboliques et prasinites ; D : serpentinites ; E : gabbros ; F : dépôts post-nappes.





la route du col de Tèghime à Oletta, ils sont semblables à ceux du cœur du Massif du Tenda. Comme le montre la présence d'enclaves basiques, la minéralogie et la texture de la roche, il s'agit de granitoïdes calco-alcalins tardi-hercyniens, orthogneissifiés pendant la tectonique alpine [Delcey et Meunier, 1967 ; Mattauer et Proust, 1975 ; Mattauer *et al.*, 1977] ;

2) des gneiss leucocrates, à grain fin et à grandes muscovites, dérivant de leucogranites hercyniens et de filons pegmatitiques déformés [Routhier, 1966] ;

3) des gabbros et diorites foliés, affleurant soit en massifs (sur la route allant du col de Tèghime à Oletta par exemple) soit en filons dans les gneiss précédents (Route de la Serra di Pigno par exemple). Localement, le long de zones de cisaillement, les metabasites sont mylonitisées en gabbros œillés et ultramylonites. Ces roches sont intrusives dans les orthogneiss calco-alcalins, mais pas dans les formations sédimentaires supragneissiques (*cf.* § suivant). Il s'agit probablement de roches basiques permienes comparables à celles que l'on connaît à l'état non déformé dans la Corse occidentale [Bonin, 1980] ;

4) des gneiss albitiques = gneiss feuilletés [Delcey *et al.*, 1965 ; Routhier, 1966 ; Delcey et Meunier, 1967]. Dans le Tenda, la foliation des orthogneiss passe en concordance à celle des gneiss riches en phyllosilicates (muscovite, séricite, phengite, chlorite). A proximité du col de Tèghime ou vers la Sierra di Pigno par exemple, les gneiss montrent un passage progressif à des micaschistes albitiques. En accord avec les auteurs précédents, nous pensons qu'il s'agit de niveaux volcano-sédimentaires [Stam, 1952 ; Varenkamp, 1957]. Sur la route de Bracolaccia des affleurements de gneiss à grain fin, rubanés évoquent des méta-arkoses. Par analogie avec d'autres formations volcano-détritiques de Corse : Monte Cinto, défilé des Strettes par exemple, on attribue aux paragneiss du Tenda et du massif d'Oletta-Serra di Pigno, un âge Permien. Ces gneiss renferment très souvent des paragenèses du métamorphisme alpin (glaucophane, phengite et localement grenat) [Brouwer et Egeler, 1952 ; Stam, 1952 ; Varenkamp, 1957 ; Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1976].

B) *L'ensemble sédimentaire du col de Tèghime.* Nous regroupons sous ce terme plusieurs faciès. On rencontre de bas en haut :

1) des quartzites grossiers pouvant représenter le Trias basal, en contact normal sur les gneiss (ravins du versant ouest du Pigno par exemple). Ils renferment localement de petits galets centimétriques de quartz ;

2) des calcschistes sériciteux qui localement s'enrichissent en lentilles de quartz (carrière du col de Tèghime) et dont l'épaisseur variable (quelques

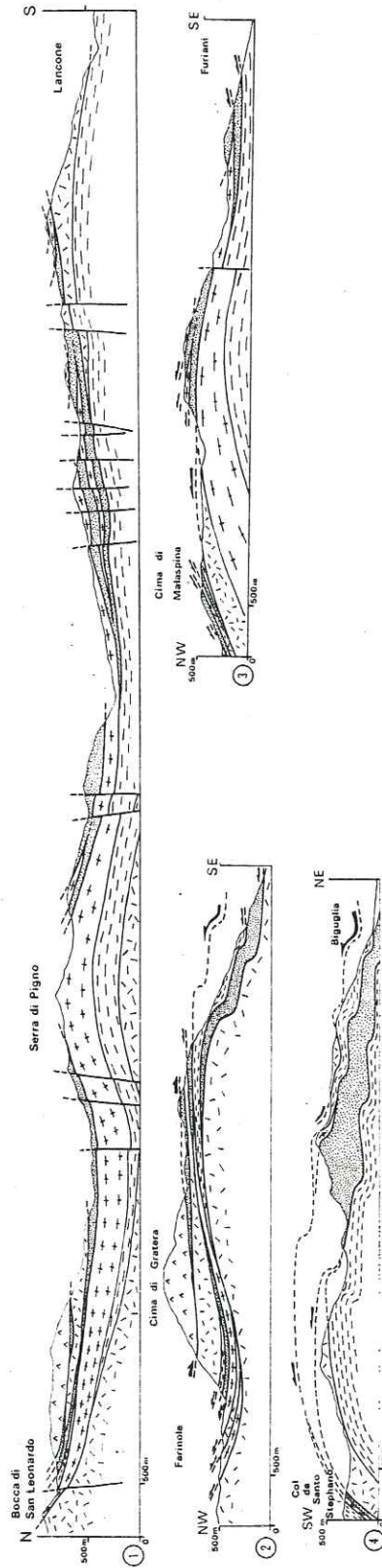
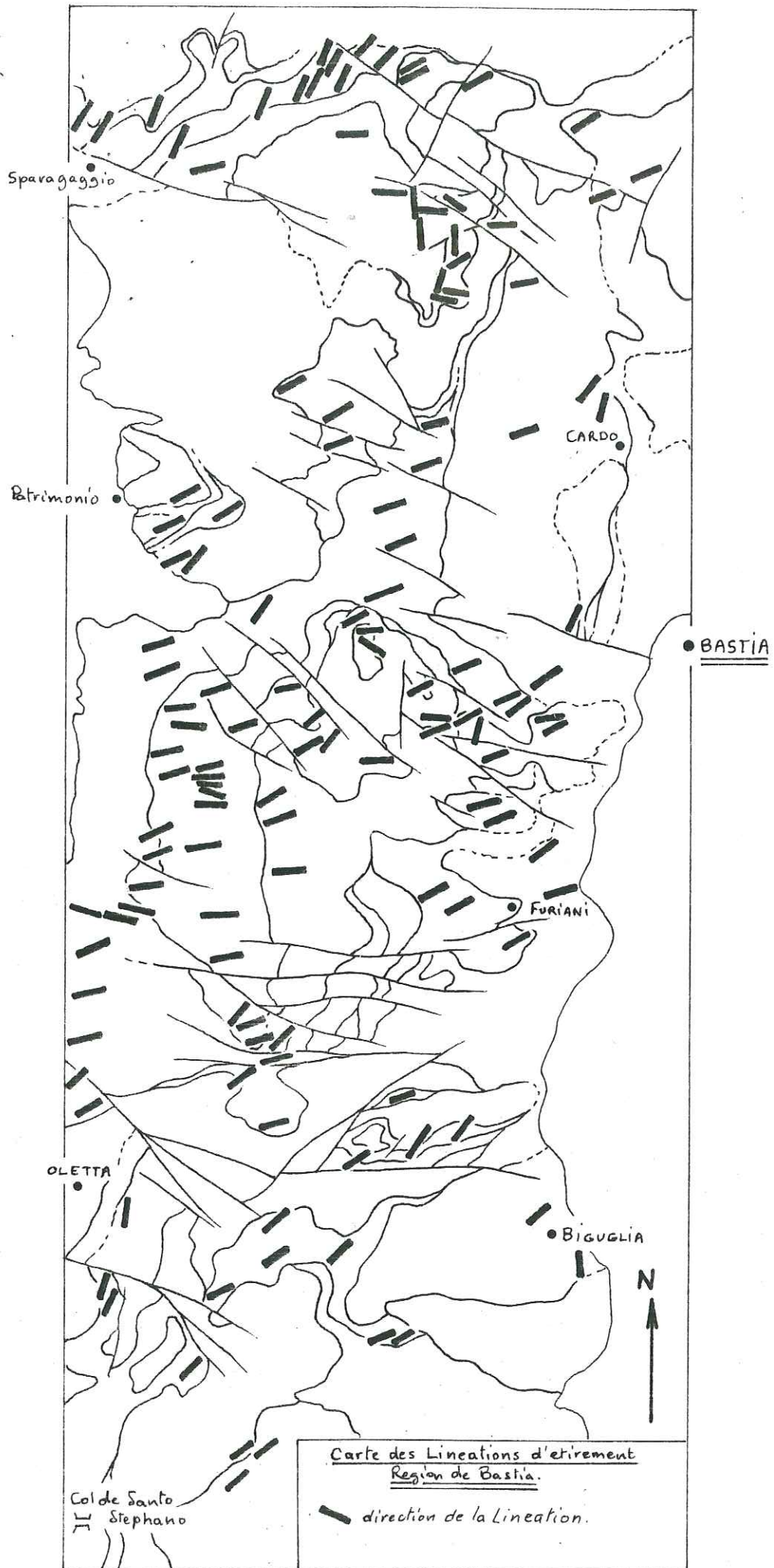


FIG. 3. — Coupes.  
1 : coupe longitudinale nord-sud, de Farinole (Sparagaggio) jusqu'au Lancone ; 2, 3, 4 : coupes sérieées transversales (*cf.* leur localisation sur la carte figure 2). Les figurés des coupes correspondent à ceux de la carte figure 2).







mètres à 100 m) est contrôlée par la tectonique. L'altération leur donne un aspect brun carié caractéristique. Ils reposent parfois directement sur les gneiss (Pigno, sous la Carrière de la route d'Oletta au col de Teghime), mais le plus souvent ils sont en contact anormal avec les autres formations ;

3) des quartzites clairs et micacés, très recristallisés, reposent généralement sur les calcschistes, mais ils peuvent être insérés tectoniquement sous forme de lames boudinées dans les calcaires sous-jacents. Leur épaisseur varie de quelques mètres à une dizaine de mètres environ ;

4) des calcaires marmorisés débutant par des horizons bréchiques à éléments calcaires, dolomitiques, quartzeux, parfois granitiques. Vers le sommet de la séquence, des calcaires gris bleutés massifs contenant des niveaux siliceux millimétriques à centimétriques constituent avec les quartzites, les barres de la falaise du col de Teghime. L'épaisseur de ces barres calcaires peut atteindre 15 m ;

5) enfin, des prasinites à épidote, albite, parfois glaucophane, d'origine volcano-détritique probable, sont intercalées dans les niveaux du sommet de la série (dans les quartzites de Patrimonio par exemple). Elles pourraient correspondre à un volcanisme contemporain du dépôt de ces séries ou à l'incorporation tectonique de roches vertes à la faveur de contacts anormaux.

L'âge de cet ensemble est inconnu, mais par analogie avec des séries identiques des Alpes, on peut penser qu'il s'agit d'une série triasico-liasique. Elle semble plus complète que celles précédemment définies dans des régions voisines : série des Schistes Lustrés bastiais [Delcey *et al.*, 1965 ; Routhier, 1966 ; Delcey, 1974] ou série de Santo-Pietro-di-Tenda [Delcey, 1974 ; Caron et Delcey, 1979 ; Caron *et al.*, 1979] dont les relations avec les ophiolites ne sont pas claires et, à ce titre, elle pourrait servir de référence.

Plusieurs interprétations paléogéographiques ont été proposées sur l'origine de la série. Récemment, Caron *et al.* [1979] voient dans la série de Santo Pietro un ensemble post ophiolitique d'âge jurassique terminal. A notre point de vue, la composition des quartzites fort différente de celle de radiolarites typiques, la présence de niveaux à galets de socle dans les calcaires de Patrimonio et le cachet détritique de l'ensemble de la série, indiquent un caractère épicontinental déjà remarqué par Delcey et Meunier [1965], Routhier [1966], Delcey [1974]. On peut donc penser que cette série représente la couverture du socle cristallin Hercynien [Mattauer et Proust, 1975 ; Mattauer *et al.*, 1977]. Cependant, l'établissement d'une série stratigraphique précise restera probablement impossible en raison de l'existence de nombreux contacts anormaux contemporains des charriages et subparallèles à la foliation, et de ce

fait, toujours très difficiles à déceler. Il faut d'autre part envisager la possibilité qu'avant la tectonique tangentielle, la série ait été affectée par des failles normales de marge passive, comme dans les Alpes [Lemoine, 1975].

C) *La série ophiolitique.* Elle est représentée par les termes basiques et ultrabasiques, disloqués par les tectoniques successives [Ohnenstetter *et al.*, 1976]. On distingue :

1) les serpentinites en massifs ou en lames jalonnent les contacts tectoniques. Elles renferment des masses d'ultrabasites préservées et inégalement schistosées. On observe parfois (dans le défilé du Lancône ou près de Patrimonio) des passées de rodingites ;

2) les gabbros sont en général foliés et parfois mylonitiques le long des contacts. On observe tous les intermédiaires depuis des leucogabbros à phénocristaux de diallage, des mylonites œillées et des schistes verts phyllonitiques où les phénoclastes de pyroxène ont presque entièrement disparu ;

3) les schistes amphiboliques à glaucophane-épidote ont une foliation et une linéation minérale très prononcée mais l'intense déformation ductile et la recristallisation métamorphique ne permettent pas de reconstituer la nature du matériel de départ. Il s'agit probablement d'un ensemble tectonisé de métatufs basiques, interstratifiés avec des coulées basaltiques comme le suggèrent les laves en cousins et les phénocristaux magmatiques étirés de la région du Lancône ;

4) aux environs de Biguglia, des niveaux de cherts rubanés et schistosés représentant d'anciennes radiolarites sont associés aux serpentinites. Nous les interprétons comme un lambeau de la couverture de la série ophiolitique.

## II. — ÉTUDE TECTONIQUE.

On distingue trois phases de plissement définies par leur âge, le style des structures et le régime de déformation. Elles relèvent d'un niveau structural d'autant plus profond qu'elles sont anciennes.

A) *Le plissement post-miocène* est responsable des ondulations pluri-kilométriques d'axes subméridiens. Il s'agit des antiformes du Tenda, du Cap Corse et de son prolongement vers le Sud (dôme du Lancône et de la Castagniccia) et des synformes de Saint-Florent et de Balagne. A petite échelle, les plis en chevron et les *kinks* (fig. 4 c) d'axe N 30 qui apparaissent souvent conjugués (l'axe de zone étant subhorizontal) pourraient être rapportés aux bombements miocènes. Une fracturation orientée N 60 à N 120 représentée principalement par des failles normales a également été observée sur le terrain.



B) *Les événements éocènes.* Les structures de phase 1 (foliation et contacts anormaux) sont reprises par une phase de plissement d'axe moyen N 40 (fig. 4 b)

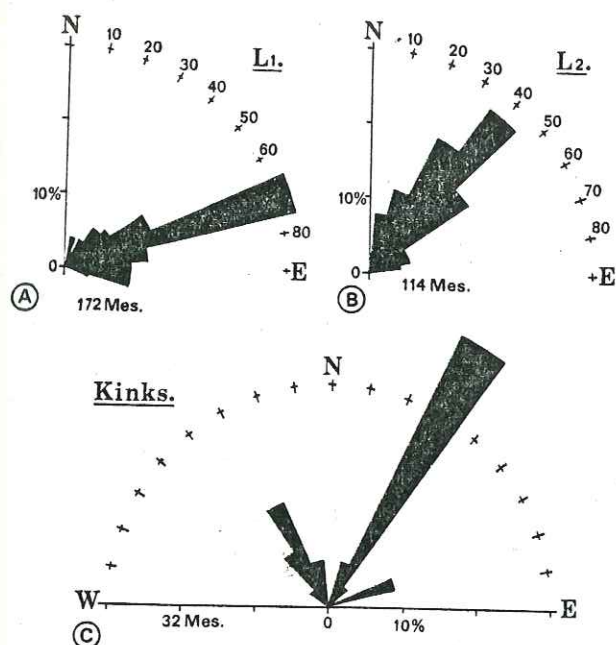


FIG. 4. — Diagramme de directions des linéations et *kinks* (toutes les mesures sont reportées sur un plan horizontal).  
a : linéations d'étirement et axes de microplis de phase 1 ;  
b : linéations d'intersection, crénulations et axes de plis de phase 2 ; c : direction des axes de *kinks* correspondant aux phases tardives. La direction dominante est rattachée à la phase de plissement miocène.

à déversement sud-est. Ces plis contemporains du métamorphisme schiste vert admettent une schistosité de *strain slip* pour plan axial, (plongement du plan de schistosité de 35 à 60° vers le Nord-Ouest) on les observe de l'échelle hectométrique (fig. 5) à l'échelle centimétrique où ils sont associés à une

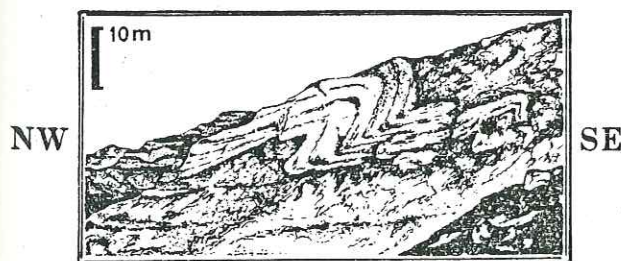


FIG. 5. — Plis hectométriques de phase 2 déversés au Sud-Est affectant l'ensemble sédimentaire. Panorama de la troisième crête sud de la falaise du col de Teghime.

linéation de crénulation. Bien conservés sur le versant oriental du Cap Corse (dans le village de Furiani, ou près du couvent de Santa-Catarina au Nord-Est du secteur étudié), ils ont un style « en cascade » et correspondent aux « plis en retour » [Durand Delga, 1974, 1978]. Nous associons à cette déformation des failles inverses vers l'Est et, localement le rejeu en sens contraire des contacts de phase 1 (par exemple sur la route d'Olmetta di Tuda à Oletta). L'âge de la déformation est inconnu mais on peut penser qu'il est proche des âges radiométriques éocènes fournis par les minéraux de métamorphisme schiste vert [Maluski, 1977]. Il s'agirait alors de la phase éocène liée à un serrage et une remontée du bâti, accompagnée d'une forte érosion.

En surface, la phase éocène est caractérisée par la mise en place de nappes de glissement (Balagne-Nebbio) et le jeu de décrochements [Maluski *et al.*, 1973].

C) *La phase 1, d'âge crétacé supérieur* est contemporaine du métamorphisme HP/BT. Compte tenu du faible gradient de température et dans le cas d'une pression due uniquement à la charge lithostatique, la profondeur de la déformation peut être estimée à 20 km. Nous traitons cette phase en détail du point de vue géométrique et microtectonique, car elle est responsable de la tectonique tangentielle qui a affecté la région.

#### 1) Géométrie d'ensemble.

a) Le schéma structural (fig. 2) et les coupes (fig. 3) montrent qu'il n'y a aucun cylindrisme des mégastructures cartographiques et qu'il est difficile de faire des corrélations structurales entre des formations lithologiques identiques. En effet, la quasi-totalité des contacts est d'origine tectonique. Ils définissent des unités structurales de forme lenticulaire, composées de matériaux divers : gneiss, calcschistes, schistes verts, serpentinites, gabbros.

b) Au niveau des contacts souvent jalonnés par des mylonites de gneiss ou de gabbros, on remarque cartographiquement la troncature sommitale des unités inférieures due à la mise en place de l'unité supérieure (fig. 3, coupe 2). Des plis décimétriques à hectométriques se rencontrent au contact des serpentinites et des schistes verts dans le défilé du Lancône ou dans la lame de gneiss à l'Est de Sparagaggio ; leur géométrie complexe et l'existence des structures fermées plurimétriques sont typiques des plis en fourreau analogues à ceux observés à petite échelle [Faure et Malavieille, 1980]. La terminaison de la lame gneissique de la Serra di Pigno dans l'ensemble sédimentaire au Nord-Ouest de Furiani donne une bonne idée de la géométrie des limites de ces lentilles. On retrouve encore à grande échelle des structures semblables à celles observées à l'échelle métrique dans la falaise du col de Teghime (fig. 7).



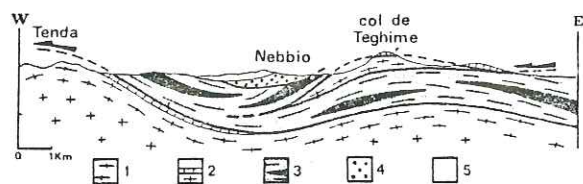


FIG. 6. — Coupe schématique simplifiée (ne tenant pas compte des verticalisations tardives) d'une transversale depuis le Tenda jusqu'à Bastia. Noter le style lenticulaire affectant les différentes unités.

1 : gneiss du Tenda et lame de Gneiss d'Oletta - Serra di Pigno ; 2 : ensemble sédimentaire ; 3 : nappe des Schistes Lustrés et ophiolites ; 4 : nappe superficielle éocène (Nebbio) ; 5 : Miocène de Saint-Florent.

## 2) Le style de la déformation.

Nous présentons ici les principaux résultats microtectoniques permettant de mieux comprendre la phase majeure ; une étude plus détaillée sera exposée ultérieurement. L'analyse des microstructures montre une évolution continue de la déformation, dont on n'observe en général que l'état final : foliation, linéation, ellipsoïde de déformation finie. Cependant, certaines microstructures : plis en fourreau, cristallisations syncinématiques, donnent une idée de la déformation progressive.

a) *Les mésostructures.* La foliation régionale constitue la surface de référence majeure ; elle affecte l'ensemble des formations décrites précédemment.

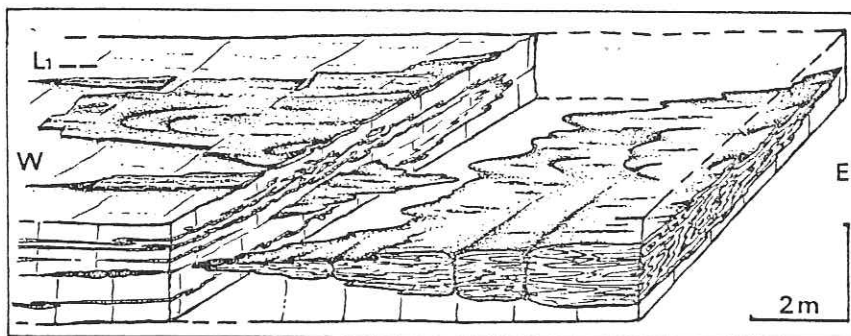


FIG. 7. — Déformation des niveaux de quartzite associés aux bancs calcaires de la falaise du col de Teghime. Remarquer la linéation d'allongement, le boudinage des niveaux quartziteux, et l'intense plissement en fourreau des bancs de quartzite et des fins niveaux siliceux dans les marbres.

c) Ce nouveau schéma structural conduit à la réinterprétation de certains contacts anormaux. Ainsi le contact entre la lame gneissique la plus importante d'Oletta - Serra di Pigno et les schistes verts sous-jacents a été considéré comme un rétrocisaillement vers l'Est [Durand Delga, 1974, 1978 ; Mattauer et Proust, 1975 ; Caron *et al.*, 1979].

En fait, ses limites cartographiques, sa géométrie subhorizontale, les cristallisations métamorphiques syntectoniques dans le faciès schiste bleu et les observations microtectoniques montrent qu'il s'agit d'un contact de phase 1, comme cela a déjà été proposé [Grupo ofioliti, 1977]. Il résulte de ces données nouvelles que tout le massif d'Oletta-Serra di Pigno forme une klippe. Il n'est alors plus possible de le considérer comme la réapparition en fenêtre du massif du Tenda mais plutôt comme une lentille kilométrique arrachée au substratum sialique et incorporée tectoniquement, au cours de la phase 1, dans la nappe des schistes lustrés (fig. 6).

En concordance avec les limites lithologiques dans l'ensemble sédimentaire, elle reste parallèle aux contacts tectoniques où elle passe alors à une foliation mylonitique. Lorsque le chimisme de la roche s'y prête, des paragenèses de HP (amphiboles bleues, phengites, grenat, plus rarement jadéite) se développent [Brouwer et Egeler, 1952 ; Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1976, 1979]. Cette foliation porte une linéation d'allongement de direction statistiquement constante : N 70 (fig. 4 a) sur l'ensemble de notre secteur d'étude. Cette linéation est matérialisée par l'allongement des enclaves basiques dans les orthogneiss (près de la décharge de Bastia par exemple) des galets tronçonnés dans les horizons détritiques, des phénoclastes allongés dans les gneiss (fig. 8) ou les gabbros ; des cristallisations orientées dans les zones abritées ou des cristallisations préférentielles dans le plan de foliation (aiguilles de glaucophane, stries de phyllosilicates). En fonction du matériel affecté et de l'intensité de la déformation,



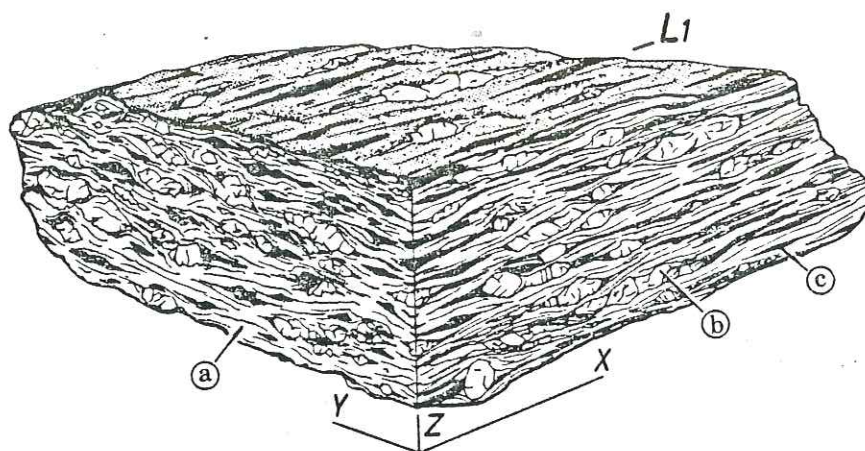


FIG. 8. — Aspect de la déformation dans les gneiss montrant le caractère non coaxial du régime de déformation. a : matrice schisteuse ; b : phénocristaux feldspathiques allongés parallèlement à L1 et avec queues de cristallisation dissymétriques dans le plan XZ. Noter l'absence de critères rotationnels et la faible importance des cristallisations en zones abritées dans le plan YZ ; c : rubans de quartz polycristallins.

les linéations sont plus ou moins marquées. Ainsi certains gneiss du col de Teghime présentent une fabrique mésoscopique linéoplaire déjà interprétée en termes de linéations « a » [Mattauer et Proust, 1975 ; Mattauer *et al.*, 1977 ; Faure et Malavieille, 1980].

b) *Ellipsoïde de déformation.* L'étude des objets antétectoniques et des cristallisations syntectoniques permet de définir un ellipsoïde de déformation global. Nous admettons que la foliation représente le plan d'aplatissement principal XY et que la linéation d'allongement est parallèle à l'axe d'extension maximum X de l'ellipsoïde. L'examen des cristallisations en zones abritées en section XZ et YZ révèle que l'extension suivant l'axe Y est en général nulle ou très faible, alors qu'elle est très importante dans la direction X (fig. 8). D'autre part, la présence de rubans de quartz microplissés et l'absence de boudinage en section YZ suggèrent que l'ellipsoïde de déformation se trouve dans le domaine de la déformation plane ou de la constriction. Des vésicules magmatiques antétectoniques contenues dans des schistes verts ont été mesurées. En admettant que leur forme initiale soit sphérique et que le contraste de compétence entre l'objet et la matrice soit nul, on obtient un ellipsoïde de déformation finie allongé, appartenant au champ de la constriction ( $K = 3.5$ ).

c) *Régime de déformation.* La présence de critères de rotation : micas sigmoïdes, cristallisations en zones abritées dissymétriques [Choukroune et Lagarde, 1977] dans le plan XZ et leur absence dans le plan YZ est significative d'une déformation non coaxiale due à un cisaillement d'Est en Ouest.

Cette conclusion est compatible avec les fabriques d'axe C du quartz qui montrent une symétrie monoclinique avec obliquité des guirlandes vers l'Ouest [Bouchez et Pecher, 1976 ; Burg et Laurent, 1977 ; Mattauer *et al.*, 1977].

d) *Le plissement.* La foliation régionale est affectée, dans toutes les formations par un plissement très intense. Les axes des plis sont en majorité parallèles à la linéation d'allongement et la présence d'axes courbes, de structures en « œil » et de nez en fourreaux montre qu'il s'agit de « plis en fourreau » (fig. 7) [Quinquis *et al.*, 1978 ; Faure et Malavieille, 1980] nés au cours d'un cisaillement ductile intense ( $\gamma \geq 10$ ) [Cobbold et Quinquis, 1980].

Ainsi l'analyse microtectonique de la phase 1 montre que le régime de déformation est non coaxial, et l'ellipsoïde de type plan ou constrictif. La linéation d'allongement, confondue avec l'axe X représente la direction du cisaillement, qui se produit d'Est en Ouest.

INTERPRÉTATION - CONCLUSION.

La Corse alpine a été décrite, au point de vue géodynamique comme un exemple d'obduction résultant du blocage d'une subduction continentale [Mattauer et Proust, 1975 ; Mattauer *et al.*, 1977]. En effet, la phase majeure correspond au charriage de la croûte océanique sur le substratum continental corse. Elle est interprétée comme résultant d'un cisaillement ductile subhorizontal d'échelle crustale. Nos données microtectoniques : déformation péné-



trative générale, déformation finie plane ou constrictive, régime de déformation non coaxial, cisaillement d'Est en Ouest suivant la direction de la linéation confirment ce modèle. La subduction continentale rend compte du métamorphisme de HP/BT dans le socle granitique du Tenda et dans les lames de gneiss. La phase éocène est due, dans ce modèle, au blocage de la subduction sialique et à la remontée de la croûte continentale.

Nos observations apportent des éléments nouveaux sur le mécanisme général de la mise en place des nappes. Des copeaux de gneiss et de couverture ont été arrachés du substratum sialique pendant le charriage de la nappe ophiolitique et incorporés à la faveur des contacts anormaux au sein de cette dernière qui est elle-même dilacérée en lentilles de serpentinites, gabbros et schistes verts (fig. 6). Le schéma général de l'obduction corse semble se retrouver aussi dans les Alpes occidentales. Par contre, il diffère en certains points des modèles d'obduction proposés pour les ophiolites de Terre Neuve, Oman, Chypre et Nouvelle Guinée [Davies et Smith, 1971; Dewey, 1976; Coleman, 1977]. Dans ces exemples on a affaire à des nappes ophiolitiques d'épaisseur kilométrique, où les ultrabasites forment de grands massifs jalonnés à leur base d'une semelle d'amphibolites, le substratum étant peu déformé et pas toujours affecté par un métamorphisme de HP. Dans notre cas, le contact entre le substratum du Tenda et la nappe ophiolitique représente une zone d'épaisseur kilométrique, constituée de lentilles anastomosées, séparées par des cisaillements symétriques de HP/BT. A ce titre, il pourrait être considéré comme une zone de « mélange tectonique » [Hsü, 1974; Cohen *et al.*, 1979]. Cependant, il n'est pas exclu que la déformation majeure soit précédée d'une tectonique synsédimentaire qui aurait eu lieu

au cours de l'évolution océanique : phase de subduction ou zone transformante, ainsi que cela a été récemment proposé [Ohnenstetter, 1979; Lemoine et Tricart, 1979; Lemoine, 1980]. Les roches vertes devraient alors être considérées d'abord comme des olistolithes déformés ensuite au cours du charriage. Les observations de la basse vallée du Golo ou de la région de l'Inzecca peuvent suggérer un tel mécanisme [Mattauer et Proust, 1975, 1976; Sauvage Rosenberg, 1977; Ohnenstetter, 1979]. Étant donné l'intensité des déformations ultérieures et des événements métamorphiques, il semble très difficile actuellement de résoudre ce problème [Hsü, 1974].

L'étude géologique de la région du col de Teghime soulève aussi d'autres problèmes. Ainsi, nous avons été amenés à réduire l'importance des rétrocharrages vers l'Est, contrairement à ce que l'on connaît plus au Sud dans la Castagniccia [Durand Delga, 1974, 1978; Sauvage-Rosenberg, 1977; Sauvage-Rosenberg *et al.*, 1978; Caron *et al.*, 1979]. Enfin, compte tenu de l'allochtonie des gneiss du massif d'Oletta-Serra di Pigno, nous proposons à titre d'hypothèse de travail, une interprétation analogue pour les massifs gneissiques affleurant au sein de la nappe des roches vertes : lames gneissiques de la vallée du Golo, gneiss de Cervione, et même éventuellement gneiss de Centuri. Tous ces lambeaux de gneiss seraient alors des copeaux arrachés au substratum corse et incorporés tectoniquement à la base de la nappe ophiolitique pendant sa mise en place.

*Remerciements.* Nous tenons à remercier Monsieur le professeur M. Mattauer pour les nombreuses discussions fructueuses que nous avons eues tant sur le terrain qu'au laboratoire ainsi que MM. F. Proust, Ph. Matte, J. P. Burg et A. Etchecopar pour leurs critiques constructives.

## Références

- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., KIENAST J. R. et SALIOT P. (1976). — Répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. France*, t. XVIII, n° 5, p. 1179-1182.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. et SALIOT P. (1979). — La région de Corte : secteur clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXI, n° 2, p. 105-220.
- BONIN B. (1980). — Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse, Paris VI, 756 p.
- BROUWER H. A. et EGELER C. (1952). — The glaucophane facies metamorphism in the Schistes Lustrés nappe of Corsica. *Verh. Kon. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, 48, n° 3, 71 p.
- BULL. Soc. géol. Fr., 1981, n° 4
- BURG J. P. et LAURENT P. (1978). — Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47, p. 15-42.
- CARON J. M., DELCEY R., SCIUS H., FISSEN J. P., DE FRAIPONT P., MARSHIN B. et RENNER I. (1979). — Répartition cartographique des principaux types de séries dans les Schistes Lustrés de Corse. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, p. 1363-1366.
- CARON J. M. et DELCEY R. (1979). — Lithostratigraphie des Schistes Lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, p. 1525-1528.
- CARPENA J., MAILHÉ D., NAESER C. W. et POUPEAU G. (1979). — Sur la datation par traces de fission d'une phase tectonique d'âge éocène supérieur en Corse. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 289, p. 289-292.



- CHOUKROUNE P. et LAGARDE J. L. (1977). — Plans de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple des gneiss de Champtoceaux. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 284, p. 2331-2334.
- COHEN C. R., SCHWEICKERT R. A. et LEROY ODOM A. (1979). — Structural and geochronological constraints on the age of emplacement of the Schistes Lustrés nappe, Alpine Corsica (In press).
- COLEMAN R. G. (1977). — Ophiolites. New-York. Heidelberg-Berlin, Springer Verlag, 250 p.
- DAVIES H. L. et SMITH I. E. (1971). — Geology of Eastern Paqua. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 82, p. 3299-3312.
- DELCEY R. (1974). — Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des Schistes Lustrés de la Corse continentale. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 279, p. 1693-1696.
- DELCEY R., MEUNIER A. et ROUTHIER P. (1965). — Stratigraphie, épaisseur et style tectonique des Schistes Lustrés de la Corse. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 260, p. 6644-6647.
- DELCEY R. et MEUNIER A. (1967). — Le massif du Tenda (Corse) et ses bordures, la série volcano-sédimentaire, les gneiss et les granites, leurs rapports avec les Schistes Lustrés. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LXI, p. 237-251.
- DEWEY J. (1976). — Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, p. 93-120.
- DURAND DELGA M. in DEBELMAS J. (1974). — Géologie de la France (t. 2, p. 465-478 : La Corse). Paris, Doin édit.
- DURAND DELGA et Coll. (1978). — Corse. Guides géologiques régionaux. Masson édit.
- FAURE M. et MALAVIEILLE J. (1980). — Les plis en fourreau du substratum de la Nappe des Schistes Lustrés de Corse. Signification cinématique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 290, p. 1349-1352.
- GRUPO OFIOLITI (1977). — I complessi ofiolitici e le unità cristalline della corsica alpina. *Ofoliti*, vol. 2, n° 2/3, p. 265-324.
- Hsü K. J. (1974). — Melanges and their distinction from olistostromes. In : Modern and Ancient Geosynclinal sedimentation. R. H. DOTT, R. H. SHAVER, édit.
- LEWIS M. F. (1980). — The geology of the Olmeta-Biguglia region, N. E. Corsica. Unpublished B. Sc. Degree Imperial College, London.
- LEMOINE M. (1975). — Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais Zone in the Western Alps. Possible evidence for an Atlantic-type margin between the European Craton and the Tethys. IX<sup>e</sup> Congr. Internat. Sédim., Nice, p. 211-216.
- LEMOINE M. (1980). — Serpentinities, Gabbros and opicalcites in the Piemont-Ligurian Domain of the Western Alps : Possible indicators of oceanic Fracture zones and of associated serpentinite protusions in the Jurassic-cretaceous Thetys. *Arch. Sciences*, Genève (sous presse).
- LEMOINE M. et TRICART P. (1979). — Une partie des Schistes Lustrés du Queyras résulte-t-il de sédimentation et d'écoulements au pied d'un escarpement de faille océanique ? *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 288, p. 1655-1658.
- MALUSKI H. (1977). — Application de la méthode <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse Etat, Montpellier, p. 000-000.
- MALUSKI M., MATTAUER M. et MATTE P. (1973). — Sur la présence de décrochements alpins en Corse. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 276, p. 709-712.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1975). — Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse alpine. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 281, p. 1681-1684.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1976). — La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, p. 1249-1252.
- MATTAUER M., PROUST F. et ETCHECOPAR A. (1977). — Linéation « a » et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des Schistes Lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 4, p. 841-847.
- NARDI R. (1968). — Le unità alloctone della Corsica e loro correlazione con le unità delle alpi e degli Apennini. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, vol. VII, p. 323-344.
- OHNSTETTER M. (1979). — La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes ? *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 289, p. 1199-1202.
- OHNSTETTER D., OHNSTETTER M. et ROCCI G. (1976). — Étude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVIII, n° 1, p. 115-134.
- QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J. P. et COBBOLD P. R. (1978). — Intensive progressive shear in fle de Groix blueschists and comptability with subduction or obduction. *Nature*, 273, n° 5657, p. 43-45.
- RAY N. J. (1980). — Geology of the Col de Teghime area. Corsica. Unpublished B. Sc. degree. Imperial College London.
- ROUTHIER P. (1967). — Présentation générale des deuxièmes éditions des feuilles Bastia et Luri au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, C. R. Coll. 1964, t. LXI, p. 253-277.
- SAUVAGE-ROSENBERG M. (1977). — Tectonique des Schistes Lustrés et ophiolites de la Vallée du Golo (Corse alpine). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.
- SAUVAGE-ROSENBERG M., BAYER M. et LESQUER A. (1978). — Structure des nappes des Schistes Lustrés corses d'après la géologie et la géophysique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 287, p. 69-72.
- STAM J. C. (1952). — Géologie de la région du Tenda septentrional. Thèse, Amsterdam.
- VARENKAMP H. (1957). — Géologie et pétrologie de la région du Tenda central. Thèse, Amsterdam.

### Observation et réponse

M. S. FUDRAL : Les directions des structures que vous venez de décrire sont-elles repérées par rapport au Nord magnétique actuel ou par rapport au Nord magnétique des périodes de déformations considérées ? Dans le premier cas, il est nécessaire de corriger ces directions en tenant compte de l'ouverture au Néogène du bassin Liguro-provençal et en même temps d'une rotation antihoraire de 30° à 40° de la Corse. Comment concevoir alors les relations entre les Alpes franco-italiennes

et la Corse, du strict point de vue des structurations ?

MM. M. FAURE et J. MALAVIEILLE : Nos mesures étant des mesures de terrain, elles sont naturellement repérées par rapport au Nord magnétique actuel. Il est clair que compte tenu de la rotation antihoraire de l'ordre de 30° du bloc Corso-Sarde, les linéations d'allongement avaient une direction moyenne proche de N 100. Le raccord avec les structures transversales des Alpes franco-italiennes est donc tout à fait envisageable.

TECTONIQUE. — *Les plis en fourreau du substratum de la Nappe des Schistes Lustrés de Corse. Signification cinématique.* Note (\*) de Michel Faure et Jacques Malavieille, transmise par Jean Aubouin.

Des plis à axes courbes et en fourreau ont été observés dans l'autochtone Corse près du contact de base de la Nappe des Schistes Lustrés. Ces structures sont décrites et interprétées dans un contexte de cisaillement lié au charriage de la nappe ophiolitique.

*Sheath folds have been found in the autochthonous sedimentary cover in Corsica, thrust by an ophiolitic nappe (Nappe des Schistes lustrés). These structures are described and interpreted as the result of a non coaxial strain during the emplacement of the nappe.*

INTRODUCTION. — Située entre Bastia et Saint-Florent, la région du col de Teghime (fig. 1) a déjà été signalée comme étant un secteur clé pour la compréhension de la chaîne alpine de Corse [1]. D'un point de vue lithostratigraphique et structural on y distingue deux ensembles :

(a) La Nappe des Schistes Lustrés constituée d'éléments disjoints d'une séquence ophiolitique et de sédiments schisteux.

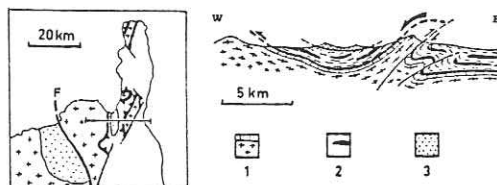


Fig. 1. — Schéma structural et coupe de la région du Col de Teghime. 1, socle et couverture autochtone; 2, nappe des schistes lustrés; 3, nappes tardives et leur substratum éocène.

(b) Le substratum autochtone ou paraautochtone composé d'un socle paléozoïque (granitoïdes et micaschistes) sur lequel repose en discordance une série sédimentaire Permo-Mésozoïque. Celle-ci comprend d'une part des arkoses et micaschistes feldspathiques; d'autre part, une série calcaréo-schisto-quartziteuse très déformée ([2] à [6]).

La fenêtre du col de Teghime permet une analyse détaillée des déformations de l'autochtone. On peut clairement séparer plusieurs phases de déformation ductile. La première, synschisteuse, correspond au charriage de la Nappe des Schistes Lustrés d'Est en Ouest. Elle s'accompagne d'un métamorphisme de type HP/BT à glaucophane, lawsonite, phengites, bien marqué dans les schistes verts de la série calcaréo-schisto-quartziteuse. La seconde phase se manifeste par des rétrochevauchements vers l'Est. A l'échelle microtectonique, la première phase est responsable de la schistosité subhorizontale, des linéations d'étirement (N 50-70) transverses à la chaîne ainsi que des plis centimétriques à métriques dont l'analyse et la signification cinématique font l'objet de cette Note.

1. CARACTÈRES GÉOMÉTRIQUES DES PLIS DE PHASE I. — Dans la région de Patrimonio, la couverture sédimentaire autochtone comprend, entre autres, de minces niveaux de quartzites intercalés dans des schistes verts; comme les effets de la phase II y sont peu importants, ce secteur est une zone privilégiée pour l'analyse des plis précoces. Statistiquement on trouve des axes de plis dans toutes les directions avec un net maximum compris entre N 50 et N 70, parallèlement à la linéation régionale. L'observation attentive des affleurements et des



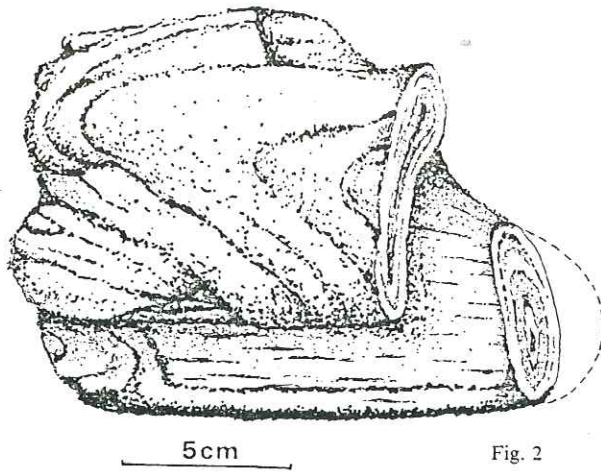


Fig. 2

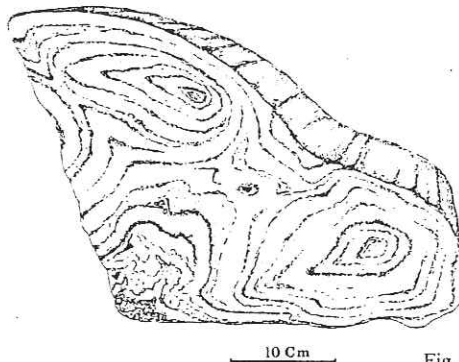


Fig. 3

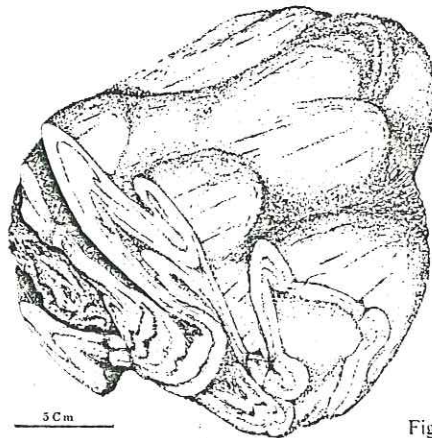


Fig. 4

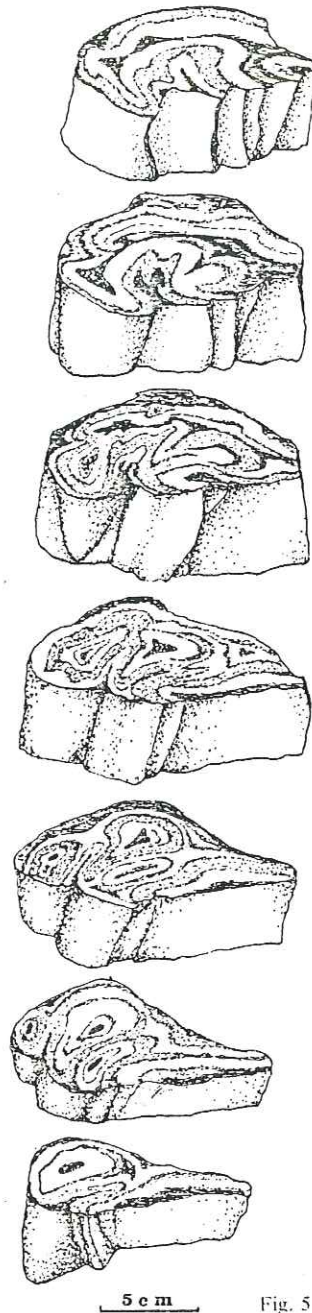


Fig. 5

Fig. 2. — Échantillon montrant l'existence d'antiforme et de synforme.

Fig. 3. — Structures annulaires dans les calcaires à niveaux siliceux du Col de Teghime, section perpendiculaire à la linéation.

Fig. 4. — Imbrications de fourreaux de même sens de déversement.

Fig. 5. — Coupes sériées montrant la structure interne des fourreaux.

échantillons isolés permet de mieux comprendre une telle distribution statistique des axes de microplis. Il est fréquent de rencontrer des charnières courbes ou des structures fermées d'échelle centimétrique à décimétrique, (fig. 2, 3, 4) correspondant à des sections de plis en forme de langue ou de fourreau comparables à ceux déjà décrits ([7], [8], [9]). Des coupes sériées (fig. 5) mettent en évidence l'évolution spatiale progressive des niveaux repères depuis un profil en « champignon » jusqu'à une forme « en œil ». La schistosité de plan axial est dans l'ensemble bien visible. En général, l'axe du fourreau correspond à la direction de la linéation d'étirement, mais cette dernière est parfois oblique et même replissée au cours des étapes successives de la déformation. Les sections normales à la linéation n'indiquent aucun sens de déversement cohérent (fig. 4). Parallèlement à l'étirement, le déversement apparent est en moyenne vers le SW (fig. 6). Mais on trouve aussi bien des nez de fourreaux dirigés vers le SW (antiformes) que vers le NE (synformes) (fig. 2). Ces microplis coexistent avec des plis plurimétriques d'axe rectiligne parallèle à la linéation régionale et à plan axial horizontal. A cette échelle il n'a pas été observé de nez de fourreau, ce qui n'exclut pas leur existence.



Fig. 6. — Section parallèle à la linéation d'un fourreau étiré, on remarque le laminage des flancs et la complication du nez du fourreau.

La lithologie est un facteur déterminant de ce type de plissement. Le style des plis diffère suivant qu'il s'agit des alternances quartzites-schistes verts de Património ou des bancs de quartzites au sud du Col de Teghime lesquelles présentent surtout des amorces de plis courbes, les structures fermées étant plus rares. Dans les niveaux carbonatés de rhéologie différente, tous les axes de plis sont parallèles à la linéation dans ce cas très marquée, ce qui confère à la roche une fabrique linéoplainaire. On y rencontre également des structures fermées (fig. 3). De tels plis déjà décrits dans des contextes structuraux divers : cisaillements métriques [7] contacts de nappes ([8], [9], [10]) décrochements [11] diapirs ([12], [13]), doivent être interprétés comme étant formés par un mécanisme de cisaillement ductile à grande échelle.

2. GENÈSE DES PLIS EN FOURREAU. — (A) *Régime de déformation.* — Nous admettons que le plan de schistosité est proche du plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie et que la linéation d'étirement (matérialisée par des galets allongés, des minéraux tronçonnés, des queues de cristallisation, des grains de quartz allongés, etc.) représente l'axe d'extension maximal X de celui-ci. L'absence de marqueurs adéquats (fossile par exemple) ne permet pas de quantifier les variations de longueur sur les axes. Cependant la rareté du boudinage et des cristallisations en zones abritées selon l'axe Y montre que l'extension dans cette direction est limitée, alors qu'elle est très importante parallèlement à la linéation.

L'étude microtectonique des gneiss et des brèches calcaires apporte de nombreuses preuves d'une déformation non coaxiale et d'un déplacement d'Est en Ouest (minéraux cisailés, queues de cristallisation dissymétriques, galets tournés, pétrofabrique du quartz). La linéation d'allongement matérialise alors la direction de transport tectonique ([1], [14], [15]).

(B) *Mode de plissement.* — Le style général du plissement évoque celui de certains plis passifs obtenus expérimentalement [16] au cours d'un cisaillement simple homogène progressif. Cependant, les différences géométriques montrent que les plis réels ne sont pas exclusivement passifs. De nombreux paramètres influencent le plissement.



(1) Le contraste de lithologie (schistes et quartzites, calcaires et niveaux gréseux par exemple) implique une différence de comportement rhéologique.

(2) L'hétérogénéité à petite échelle du régime de déformation (certains flancs cisailés et des charnières enroulées en sont les conséquences).

(3) La variation de la direction de déplacement instantanée qui peut créer des plis obliques par rapport au mouvement général ainsi que des plis à axes courbes. Ces plis vont être réorientés parallèlement à la linéation ([14], [17], [18]) ou évoluer en fourreau [7].

(4) Une constriction locale et momentanée suivant un modèle déjà proposé ([1], [19], [20]).

D'une façon générale les plis peuvent s'initier à chaque incrément du cisaillement à partir de perturbations diverses. Ainsi les plis nouvellement formés peuvent se comporter comme des instabilités permettant la formation de plis en fourreau [16]. Au cours du cisaillement on aura donc un phénomène continu de plissement et la réorientation des plis sera d'autant plus importante qu'ils seront nés précocement ([17], [18], [20], [21]).

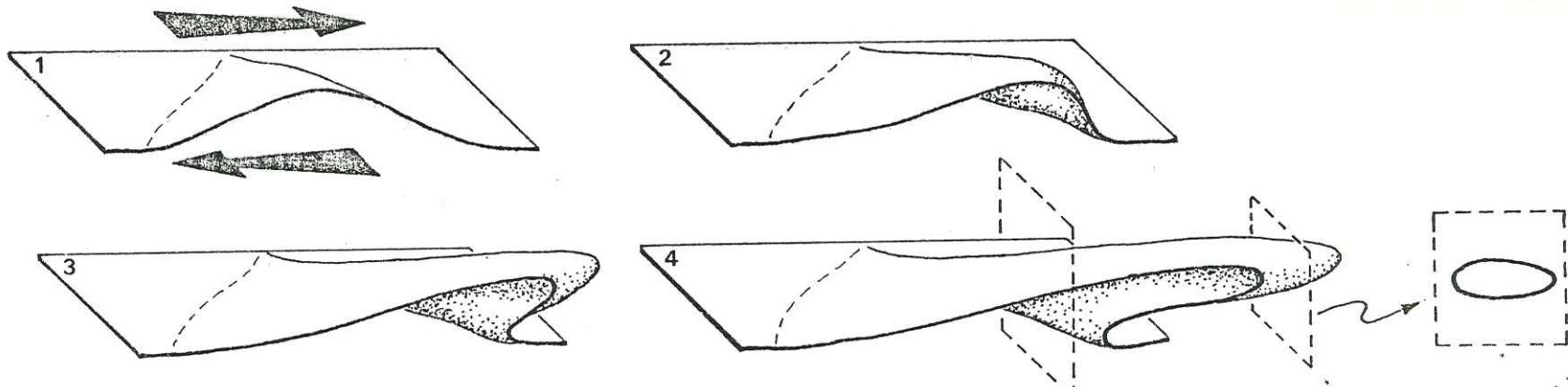
CONCLUSION. — Les plis en fourreau affectant l'autochtone corse fournissent un nouvel exemple clair de déformation naturelle interprétable grâce aux structures obtenues par simulation d'un cisaillement simple. Cependant plusieurs paramètres doivent être pris en compte pour mieux interpréter ce plissement.

Les plis à axes courbes apportent un argument microtectonique supplémentaire en faveur d'une déformation non coaxiale liée au charriage de la nappe des Schistes Lustrés sur le substratum autochtone corse. Ainsi, les observations structurales à toutes les échelles sont en accord avec le modèle géodynamique d'une subduction océanique continentalement bloquée proposé pour ce segment de la chaîne alpine [1].

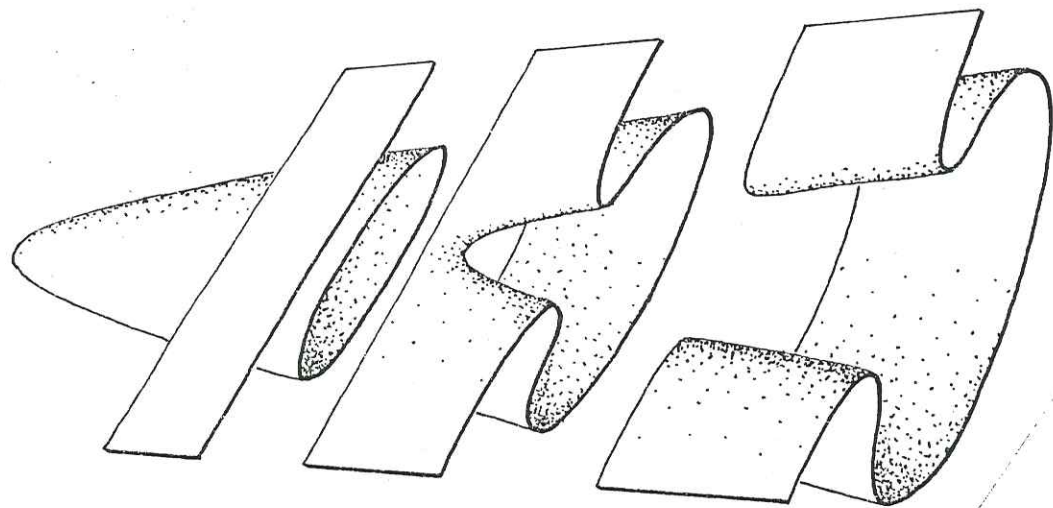
(\*) Remise le 21 avril 1980, acceptée après révision le 2 juin 1980.

- [1] M. MATTAUER, F. PROUST et A. ETCHECOPAR, *B.S.G.F.*, XIX, n° 4, 1977, p. 841.
- [2] P. ROUTHIER, *Bull. Serv. carte Géol. Fr.*, 61, n° 278, 1966, p. 253-277.
- [3] R. DELCEY, A. MEUNIER et P. ROUTHIER, *Comptes rendus*, 260, 1965, p. 6644.
- [4] R. DELCEY, *Comptes rendus*, 279, série D, 1974, p. 1693.
- [5] J. M. CARON, R. DELCEY, H. SCIUS, J. P. EISSEN, P. DE FRAIPONT, B. MAWHIN et I. REUBER, *Comptes rendus*, 288, série D, 1979, p. 1363.
- [6] J. M. CARON et R. DELCEY, *Comptes rendus*, 288, série D, 1979, p. 1525.
- [7] J. CARRERAS, A. ESTRADA et S. WHITE, *Tectonophysics*, 39, 1977, p. 3-24.
- [8] J. W. D. DALZIEL et S. W. BAYLEY, *Amer. J. Sc.*, 266, 1968, p. 542-562.
- [9] H. QUINQUIS, C. AUDREN, J. P. BRUN et P. R. COBBOLD, *Nature*, 273, 1978, p. 43-45.
- [10] T. H. BELL et M. A. ÉTHERIDGE, *Tectonophysics*, 44, 1978, p. 285-320.
- [11] D. BERTHE et J. P. BRUN, *J. Struct. Geol.*, 1980 (sous presse).
- [12] J. P. BRUN, *Can. J. Earth. Sc.*, 14, n° 8, 1977, p. 1637-1707.
- [13] C. J. TALBOT, *J. Struct. Geol.*, 1, n° 1, 1979, p. 5-18.
- [14] A. ESCHER et R. WATTERSON, *Tectonophysics*, 22, 1974, p. 223-231.
- [15] M. MATTAUER, *E.P.S.L.*, 28, 1975, p. 144-154.
- [16] P. R. COBBOLD et H. QUINQUIS, *J. Struct. Geol.*, 1980 (sous presse) et H. QUINQUIS, *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Rennes.
- [17] D. J. SANDERSON, *Tectonophysics*, 16, 1973, p. 55-70.
- [18] G. D. WILLIAMS, *Tectonophysics*, 48, 1977, p. 29-40.
- [19] A. NICOLAS et F. BOUDIER, *Tectonophysics*, 25, 1975, p. 233-260.
- [20] D. MUKHOPADHYAY et S. SENGUPTA, *B.G.S.A.*, I, n° 90, 1979, p. 397-404.
- [21] S. RHODES et R. A. GAYER, *Geol. Mag.*, 1975, p. 329-341.

Laboratoire de Géologie structurale, et L.A. n° 266,  
U.S.T.L., place E.-Bataillon, 34060 Montpellier Cedex.



- Schema illustrant la géométrie et l'évolution d'un pli en fourreau, depuis sa formation à partir d'une discontinuité du plan de référence, jusqu'à sa forme évoluée.



← Perspective et Coupes illustrant la géométrie d'un pli en fourreau.



## Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica

M. MATTAUER, M. FAURE and J. MALAVIEILLE

Département des Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques du Languedoc,  
Place E. Bataillon, 34060 Montpellier, France

(Received 20 January 1981; accepted in revised form 16 April 1981)

**Abstract**—In Alpine Corsica, the major tectonic event during the late Cretaceous was the thrusting to the west of an ophiolitic nappe and its sedimentary cover upon the Variscan basement and its Mesozoic cover. A detailed field survey shows that the basal contact of the nappe corresponds to a pluri-kilometric scale shear zone. Thus gneissified basement slices have been tectonically emplaced in the ophiolitic nappe. The thrusting was responsible for small scale structures: foliation, lineation and folds, initiated in a HP/LT metamorphic context. The deformation analysis shows that the finite strain ellipsoid lies in the constriction field close to that for plane strain. Moreover occurrences of rotational criteria in the *XZ* planes (sigmoidal micas, asymmetric pressure shadows, quartz *C*-axes fabrics) are in agreement with shear from east to west. All structural data from microscopic to kilometric scales, of which the most widespread is a transverse stretching lineation, can be interpreted by a simple shear model involving ductile synmetamorphic deformation. At the plate tectonic scale the ophiolitic obduction is due to intraoceanic subduction blocked by underthrusting of continental crust beneath oceanic lithosphere.

### INTRODUCTION

IN ALPINE Corsica the presence of many exposures allows detailed studies of deformation associated with ophiolitic subduction (Dewey 1976). As in the whole Alpine belt, the oceanic crust of the Alpine ocean has been thrust upon the European basement, probably during the Cretaceous. But in contrast to the Franco-Italian Alps, where very strong late deformations have modified the earlier phases, the initial pattern of ophiolitic thrusting in Corsica is well preserved. Moreover, the chain is shorter and palaeogeographically simpler than in the western Alps, so earlier phases can be clearly observed.

The aim of this paper is: (a) to describe at all scales of observation the styles of the deformation structures associated with the obduction; (b) to study the regional transverse stretching lineation and its tectonic significance; (c) to show how the deformation can be explained by a large ductile shear zone at a crustal scale and (d) to provide an example of simple relationships between microstructures and large-scale structures related to nappe emplacement in a plate tectonic framework.

### GEOLOGICAL FRAMEWORK

Two series, quite different in their lithology and palaeogeographic position are found in Alpine Corsica (Durand-Delga 1974, Coccozza *et al.* 1974, Mattauer & Proust 1976, Caron *et al.* 1980). The first; an autochthonous series, comprises Permian volcanoclastics lying on Variscan granitoids and Permian intrusive rocks and sediments (conglomerates, quartzites and limestones) of Mesozoic age. The second series is a typical ophiolitic sequence (ultramafics, serpentinites, gabbros, pillow lavas

and radiolarian Jurassic cherts), covered by marine sediments presumed to be of Cretaceous age.

During the Late Jurassic to Early Cretaceous, the autochthonous series belonged to the European-Iberian block while the oceanic series was deposited in the Alpine ocean. The present structure of Corsica (Figs. 1 and 2) is the result of two main tectonic phases. The first, which occurred before the Early Eocene (and probably the Late Cretaceous-Palaeocene), was responsible for the thrusting of the oceanic crust onto the continental basement. The associated ductile deformation is synchronous with a HP/LT metamorphism, dated at 80 to 100 Ma by radiometric methods  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , (Maluski 1977), and Rb/Sr (Cohen *et al.* in press).

The second tectonic phase took place after the Middle Eocene and before the Miocene. It is marked by: (i) synschistose folds, commonly of greenschist facies metamorphism (albite, epidote, actinolite, phengite, chlorite) dated between 34–43 Ma by  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  methods (Maluski 1977) and fission track methods (Carpena *et al.* 1979); and (ii) strike-slip faults and gravity gliding tectonics (the Balagne-Nebbio superficial nappes).

This paper deals primarily with the first phase deformations linked to ophiolitic obduction. For this purpose the cross-section near the city of Bastia (Figs. 2 and 3) was chosen for study because the effects of the late phases are of minor importance and the area has already been investigated from a cartographic and microtectonic point of view (Mattauer *et al.* 1977, Faure & Malavieille in press).

### GEOMETRY OF THE STRUCTURES

In Corsica three main superimposed units have been



established, from the bottom to the top they are: (i) the autochthonous series: (basement gneisses and their sedimentary cover); (ii) the Schistes Lustrés nappe, made up of an ophiolitic sequence and marine sediments, within the nappe, slices of gneisses have been detached from the autochthonous unit and (iii) gravitational nappes emplaced during the Eocene (Figs. 1 and 2).

#### Kilometric-scale structures

The structural map (Fig. 3) shows the general geometrical relationships between the autochthonous basement and the Schistes Lustrés nappe. As mapped in detail the contact is not precisely defined because it is a thick ductile shear zone affecting either sialic basement rocks and their sedimentary cover or ophiolitic rocks and schists.

In the autochthonous basement (Tenda Massif) the Variscan granitoids were gneissified during the major deformation. The gneissic foliation,  $S_1$ , is parallel to the thrust contacts (Fig. 2), the thickness of the gneissic zone is between 1 and 2 km, and from the top to the bottom the foliation becomes less and less penetrative. In the core of the Tenda Massif large masses of undeformed granodiorite were observed. The foliation is gently refolded by a late antiform, but was initiated with a subhorizontal

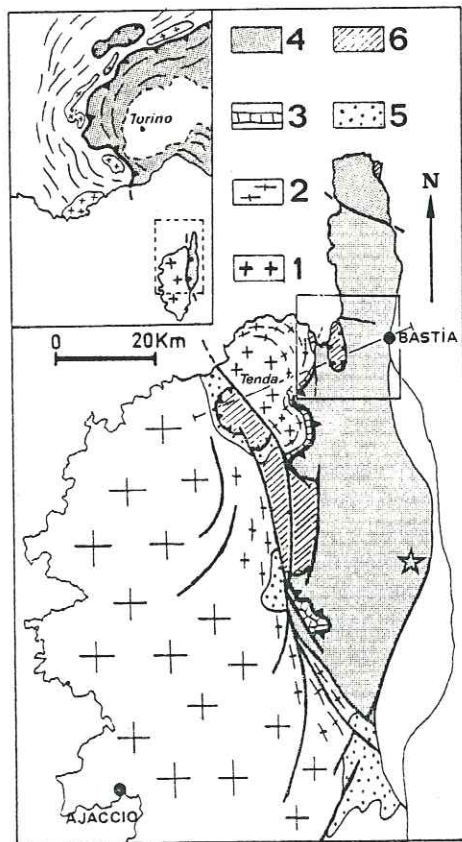


Fig. 1. Simplified map of Northern Corsica. 1, Variscan basement with progressive gneissification. 2, Gneiss. 3, Autochthonous sedimentary cover of the basement. 4, Schistes Lustrés nappe including ophiolites and gneiss slices. 5, Main outcrops of autochthonous Eocene. 6, Superficial post-Eocene nappes. ☆ Sant 'Andrea di Cotone area.

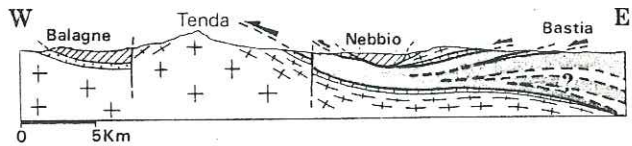


Fig. 2. Schematic cross-section (located on Fig. 1) showing the general structure of Alpine Corsica. The legend is the same as in Fig. 1.

attitude in agreement with ideas of tangential tectonics (Mattaue & Proust 1975, Mattauer *et al.* 1977).

The Schistes Lustrés nappe is made of imbricate lens-shaped units separated by flat-lying ductile shear contacts (some mylonitic). Thus one can find slices of serpentized ultramafics, sheared gabbros and green-blue schists belonging to ancient volcani-clastic pillow basalts, and calcschists belonging to the supra-ophiolitic series, in an irregular succession.

Within the nappe, allochthonous slices of gneisses (similar to those of the autochthonous basement), and limestones and quartzites representing parts of the tectonized autochthonous series are also present (Fig. 3). Similarly, detailed field survey shows that the larger gneissic massif of Oletta-Serra di Pigno, with a N-S extension of 10 km, previously considered to be a window and eastward back-thrusted by late phases (Durand-Delga 1974, 1978, Mattauer & Proust 1975, Caron *et al.* 1980), must be considered as allochthonous. This is suggested by the flat-lying contact, along which gneiss everywhere rests upon the ophiolitic sequence and marine sediments, the HP/LT syntectonic metamorphic mineral assemblages, and the microtectonic evidence along the contact.

The occurrence of sialic slices in the Schistes Lustrés nappe can be explained if one admits that during thrusting the nappe was pulled out and tectonically emplaced on the autochthonous basement and its cover.

#### Mesoscopic structures

The main structures affecting the whole series are the regional foliation,  $S_1$ , and the stretching lineation,  $L_1$ , trending N 070° E except in the Farinole area, in the northern part of the map area (Fig. 3). These structures can be analysed in the gneisses and autochthonous series.

In the Permo-Mesozoic sediments of the autochthonous and allochthonous slices,  $S_1$  is axial plane to numerous isoclinal or intrafolial  $F_{1a}$  folds of various sizes, mostly decimetric to metric in amplitude (Figs. 4a-c). Their axes are constant in direction and parallel to  $L_1$ . The  $S_1$  foliation is refolded by two types of synschistose folds: (i)  $F_{1b}$  folds whose axes are also generally parallel to  $L_1$ , but some show curved hinges or even sheath structures (Figs. 4d and 6) (Faure & Malavieille 1980); and (ii)  $F_{1c}$  folds subperpendicular to  $L_1$  and overturned to the west.

We think that all  $F_1$  folds ( $F_{1a}$ ,  $F_{1b}$  and  $F_{1c}$ ) belong to the same progressive deformation, and show different stages of the deformation path. Sheath folds observed on centimetric to hectometric scales must also exist on a



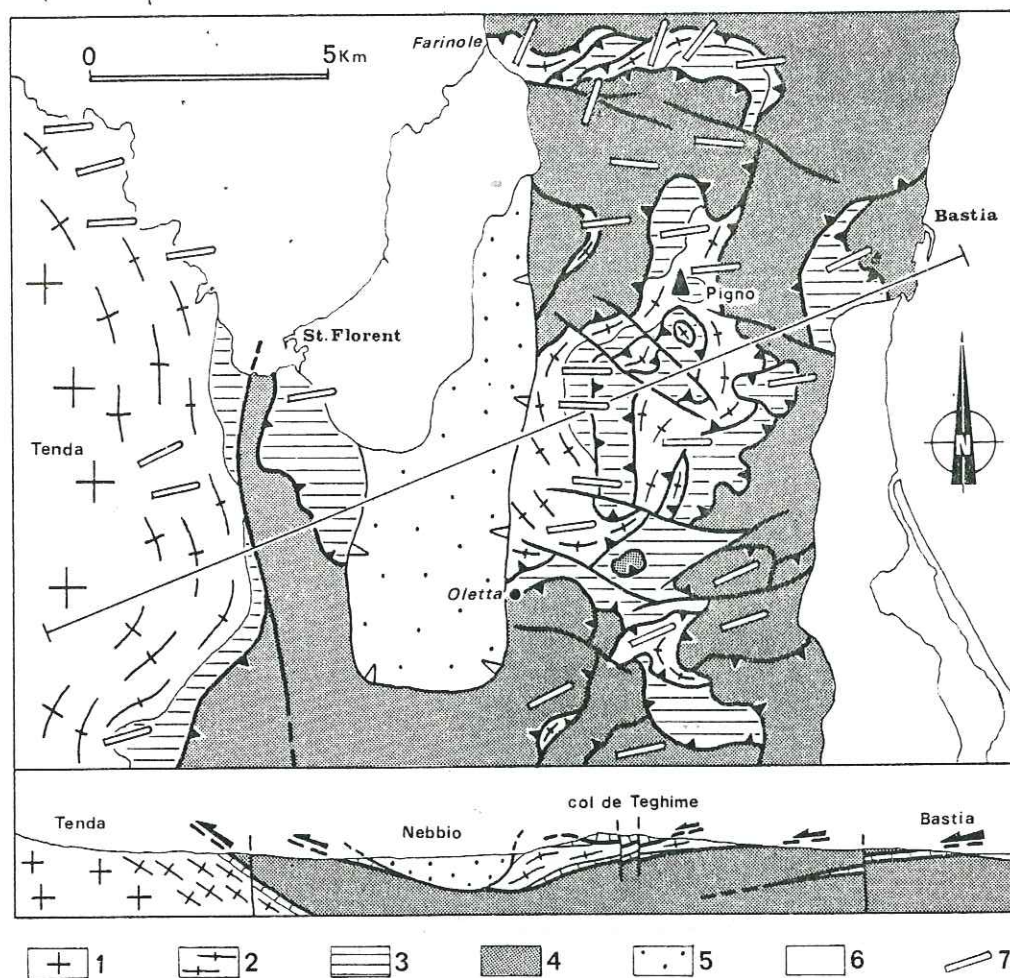


Fig. 3. Geologic map and cross section of Alpine Corsica between the Tenda Massif and the city of Bastia. 1, Variscan granitic basement of the Tenda Massif. 2, Alpine gneisses. 3, Sedimentary Mesozoic series 4, Schistes lustrés nappe including serpentinites, gabbros and greenschists. 5, Superficial nappe of Nebbio. 6, Post nappe sediments (Miocene and Pliocene). 7, direction of stretching lineation.

kilometric scale, but late folding and faulting prevent clear observations.  $F_2$  folds have different styles and orientations, they re-fold the  $S_1$  foliation and the  $L_1$  lineation; they trend  $N040^\circ E$ , with a strain-slip cleavage dipping  $30-40^\circ NW$ , overturned to the SE.

In the crystalline basement, the foliation,  $S_1$ , is generally axial plane to isoclinal  $F_{1a}$  folds or sheath folds. On the western margin of the Tenda Massif  $F_{1c}$  folds associated with a strain-slip cleavage are well developed.

The ophiolitic material is also affected by ductile deformation. The serpentinites represent deformed ultramafics with typical lozenge-shaped structure; some shear surfaces showing slickenside lineations parallel to the regional  $L_1$  lineation. The gabbros are generally mylonitized. The pillow lavas included in the prasinites are flattened and stretched in the  $L_1$  direction. Very commonly, epidotic layers define isoclinal or sheath-like folds (Fig. 4). The Supra-ophiolitic schists contain the most complicated structures, consisting of polyphase microfolds with a wide scattering of axes, partly due to the planar anisotropy of the material (Caron 1977, Sauvage-Rosenberg 1977). We have not investigated these rocks and their structures in detail.

#### Microscopic structures

In thin section the foliation is marked by metamorphic minerals and recrystallized primary minerals. In quartzites the quartz grains are strongly recrystallized, some with a subrectangular shape-fabric parallel to the macroscopic foliation. Undulose extinction, deformation bands, serrated grain boundaries and strong lattice preferred orientation suggest a plastic deformation mechanism in quartz (Bouchez & Pécher 1976, Nicolas & Poirier 1976).

Large calcite grains in marbles form bands isolated by thin films of iron oxides and opaque minerals, suggesting that pressure solution might be the dominant deformation mechanism for calcite. In gneisses, the foliation is defined by elongated and comminuted feldspathic augens and stretched quartz grains. An evolution of quartz microstructures with the development of foliation is observed along the Tenda cross-section (Fig. 5). Equant quartz grains, from the core of the massif are progressively elongated in the eastern-margin orthogneissic facies. Moreover, recrystallization processes induced the growth of small grains leading to the development of core-and-mantle texture and sometimes polycrystalline mylonitic



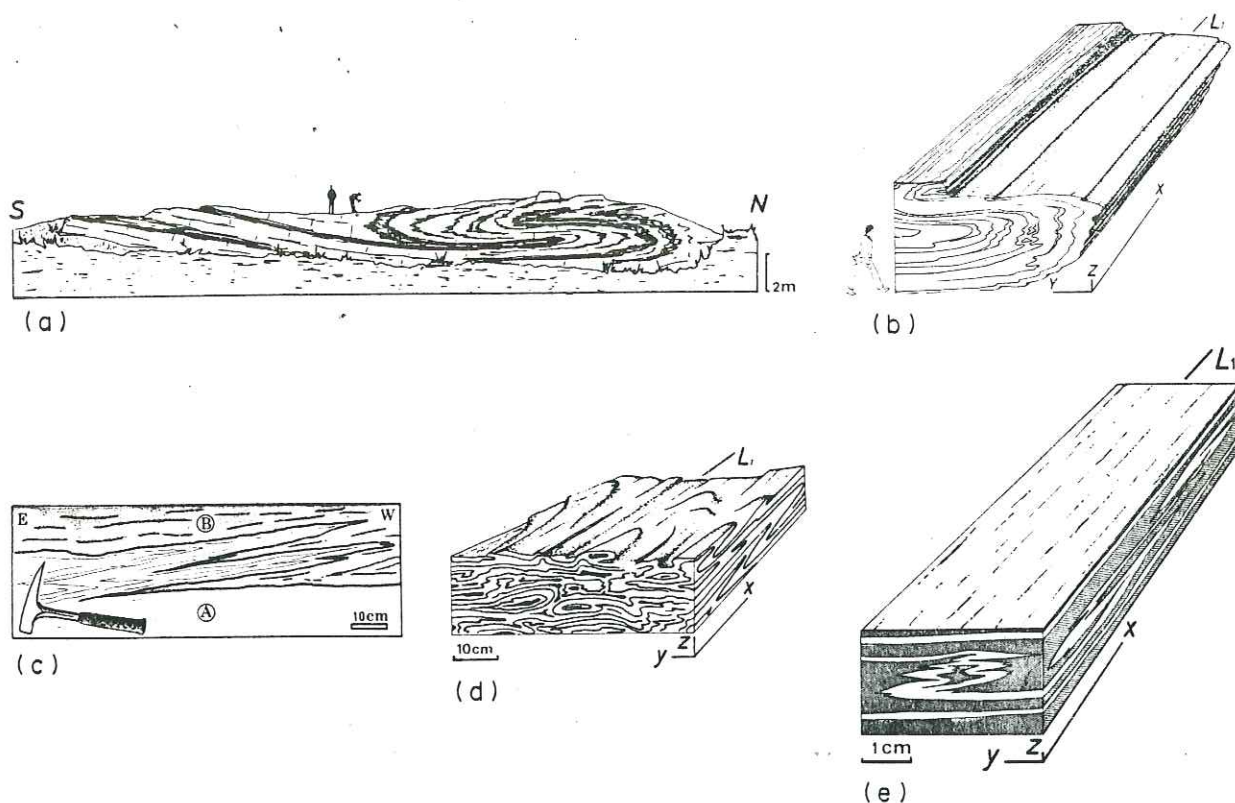


Fig. 4. Some aspects of folding. (a) Decametric-scale recumbent isoclinal fold ( $F_{1a}$ ) in limestones and quartzites on the crest of the Col de Teghime. The axis is parallel to the  $L_1$  lineation, here trending  $N 100^\circ E$ . (b) Diagrammatic sketch of an outcrop showing folds in the  $YZ$  section and the strong macroscopic linear fabric due to true stretching and intersection structure. (c) 'Flame folds' ( $F_{1a}$ ) between limestones (white) and greenschists (grey) near Sto Pietro di Tenda. Such a structure is interpreted as having been initiated by a simple shear mechanism (cf. Cobbold & Quinquis 1980). (d) Schematic block diagram of sheath folds ( $F_{1b}$ ) in quartzites near Patrimonio. Also see Fig. 6. (e) Some aspects of folding of epidotic layers in prasinic schists (Lancone).

ribbons (White 1976, Boullier & Bouchez 1978). Lattice preferred orientations are well marked in mylonitic ribbons, however, some gneisses from the allochthonous slices around the Col of Teghime present poorly-developed quartz  $C$ -axes fabrics, probably due to large amounts of phyllosilicates which may have prevented plastic strain in quartz.

### THE HP/LT METAMORPHISM

Microscopic structures indicate that the major ductile deformation ( $S_1-L_1$ ) is associated with a HP/LT metamorphism with the following typomorphic minerals: blue amphiboles, lawsonite, jadeite, garnet, phengites (Brouwer & Egeler 1952, Amaudric du Chaffaut *et al.* 1976, 1979). These metamorphic minerals are generally pre-to syntectonic: for example blue-zoned amphiboles are aligned and boudinaged along the  $L_1$  lineation, garnets enveloped by the  $S_1$  foliation show quartz pressure shadows. Late tectonic minerals such as undeformed and weakly orientated Na-amphiboles are also present. Thus we consider that polyphase crystallization occurred in a continuous way during all stages of the main phase of deformation.

From a study of metamorphic parageneses in the sialic

rocks, we infer an increase in metamorphic pressure from west to east. In the eastern part of the Tenda basement, parageneses with Na amphiboles (crossite), lawsonite and stilpnomelane (Brouwer & Egeler 1952, Stam 1952, Amaudric du Chaffaut *et al.* 1976) indicate a pressure about 4 to 5 kbar. In the Serra di Pigno-Oletta gneisses, besides these minerals, garnet and jadeitic pyroxene occur. In another gneissic slice, near the Sant'Andrea di Cotone area (Fig. 1:☆), (Autran 1964, Caron *et al.* 1980), typical HP/LT metamorphic minerals indicate PT conditions estimated at 8 kbar and  $300^\circ C$ . This metamorphism was characterized by two parageneses developed during the deformation stages of our previously defined main phase.

In the ophiolites' basic sequence, HP associations, including eclogite, (e.g. near Albo) have been described (Ohnenstetter *et al.* 1976, Grupo Ofoliti 1977, Dal Piaz & Zirpoli 1979). According to Amaudric du Chaffaut *et al.* (1976 b) in the eastern part of the Cap Corse one can infer metamorphic conditions of about 5–6 kbar and  $350-400^\circ C$ . In the upper mafic units, HP parageneses are rare or even lacking. We admit therefore as a first approximation, neglecting large post-metamorphic shear motions, that metamorphic intensity decreases away from the main basal contact towards the top of the nappe.





Fig. 6. (a) Outcrop in sedimentary series of quartzite and greenschist alternations (near Patrimonio) showing eyed-structure of sheath folds in a section approximately normal to the stretching lineation. (b) Sheath structure near Col de Teghime, well marked by thin siliceous layers in marbles, plane of view subparallel to the foliation. The  $L_1$  lineation is poorly visible.



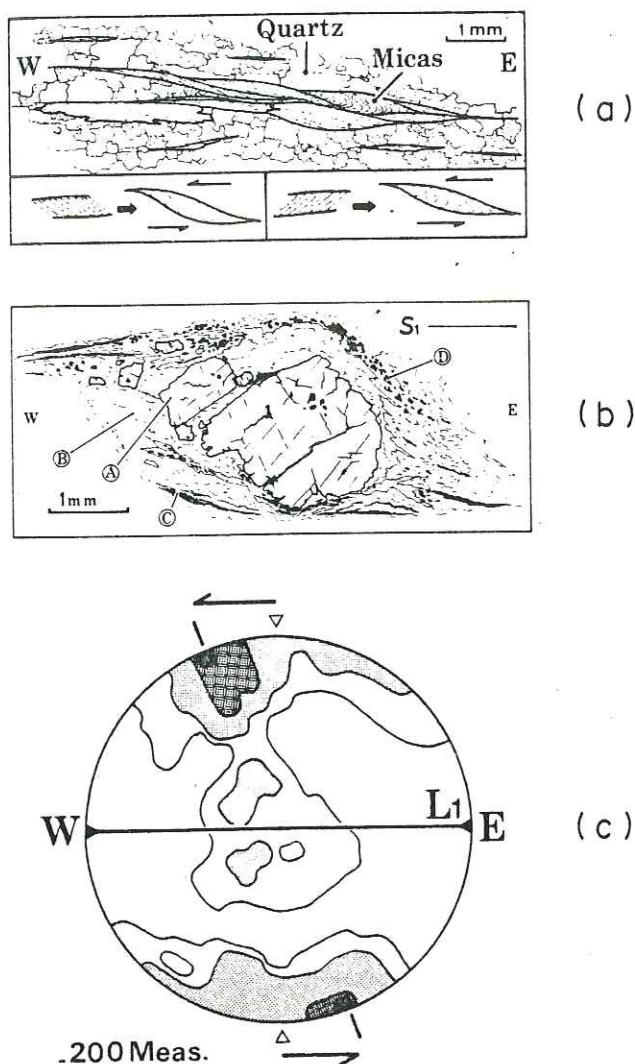


Fig. 5. Microscopic criteria for rotation. (a) Texture of quartzites in  $XZ$  section showing recrystallized quartz grains and sheared white-micas, according to the initial orientation of their (001) cleavages. (b) Microscopic rotational criteria showing: (A) sheared feldspar augen and asymmetric pressure shadow, (B) quartzo-feldspathic matrix, (C) mica, and (D) opaque minerals. (c) Quartz  $C$ -axis orientation diagram, the monoclinic symmetry being interpreted as due to westward shear. Quartzite near Farinole, 200 measurements, contours for 0.5, 2.0, 6.5 and 12.0% per 1% area.

### THE STRETCHING LINEATION AND ITS TECTONIC MEANING .

The  $L_1$  stretching lineation is always well marked both in the autochthonous basement and in the tectonic slices of gneisses and sediments emplaced into the Schistes Lustrés nappe. In the ophiolitic sequence,  $L_1$  is well expressed in gabbros and greenschists, it is less visible in the oceanic schists. Generally, in the whole area the macroscopic fabric is planilinear ( $S > L$ ), nevertheless, in places, around the Col de Teghime, the rocks exhibit a strong linear fabric ( $L > S$ ). The lineation is due to elongated mafic xenoliths in the gneisses and boudinaged pebbles in the sediments. On a microscopic scale  $L_1$  is due to: (i) cataclasis where minerals with brittle behaviour

(feldspars, pyroxenes) have been boudinaged and pulled apart; (ii) ductile strain where plastic minerals (quartz) have been elongated; and (iii) crystallization where pressure shadows or metamorphic amphiboles are aligned along  $L_1$ .

#### Finite strain ellipsoid

Following Nicolas & Poirier (1976) we assume that the foliation  $S_1$  is parallel to the  $XY$  plane of the finite strain ellipsoid, and that the lineation  $L_1$  corresponds to the maximum stretching direction  $X$  ( $X > Y > Z$ ). The shape of the strain ellipsoid can be qualitatively approximated by relative size ratios of pebbles and phenocrysts (feldspars or pyroxenes), and by the development of pressure shadows (Choukroune & Lagarde 1977). Along  $X$  stretching is important, the apparent  $X/Y$  ratio ranges between 3 and 10, but extension along  $Y$  is limited (rare and short pressure shadows, no boudinage). In the Défilé du Lancone, 55 measurements of ellipsoidal spots with the same mineralogical composition as the prasinitic matrix (hence with negligible rheological contrast), give axial ratios of 3.4 : 1 : 0.6 ( $K = 3.6$ ). These data suggest that the strain ellipsoid is located in the constriction field or in the vicinity of plane strain.  $L_1$  remains constant in direction over large areas and transverse to the trend of the belt (Fig. 3). This is in agreement with the proposed interpretation that the stretching lineation ( $L_1$ ) is parallel to the E-W nappe transport direction (Mattauer & Proust 1975, Mattauer *et al.* 1977). To confirm this view, an investigation of rotational criteria in the  $X/Z$  plane was carried out.

#### Deformation regime

Sigmoidal white-micas are widespread in the quartzites and contain evidence for shear (Eisbacher 1970, Burg & Laurent 1978). If the (001) cleavage is suitably oriented it acts as a slip plane, otherwise it is buckled (Fig. 5a). Brittle minerals (e.g. feldspars, pyroxenes, magmatic amphiboles) are cracked, faulted and some small pieces have been dragged by rotation of the clasts (Fig. 5b). Asymmetric pressure shadows at the ends of garnet, pyroxene, amphibole, feldspar and pyrite grains indicate non-coaxial strain (Fairbairn 1950, Zwart & Oele 1966, Choukroune 1971, Choukroune & Lagarde 1977).

The preferred orientation of quartz  $C$ -axes in quartzites and mylonitic gneisses unaffected by late phase deformation displays a monoclinic symmetry (Fig. 5c). Optical microstructures and T conditions (300°C) inferred from metamorphic assemblages are in agreement with deformation by an intracrystalline mechanism. The observed fabric diagrams suggest that basal slip is the dominant active slip system in quartz (Bouchez & Pecher 1976, Lister & Price 1978). Following Etchecopar's (1977) simulations the strong maximum (12%) displaced toward the west is in agreement with a non-coaxial strain and a shear directed to the west.



Locally the Tenda orthogneisses show decimetric-scale westward-translating ductile shear zones. The observed sheath folds, with axes parallel to the stretching lineation, are considered to have been initiated during intense (simple) shear (Carreras *et al.* 1977, Cobbold & Quinquis 1979, Faure & Malavielle 1980). In the same way, flame folds (Fig. 4c) overturned to the west are similar to those produced experimentally by Cobbold & Quinquis (1979). Besides, the overturning of  $F_{1c}$  microfolds is in agreement with the structural pattern.

All the rotational criteria briefly summarized above have been observed throughout the eastern margin of the Tenda Massif and the Oletta-Serra di Pigno zone. A small percentage of data conflict with a westward sense of shear: they may be related to either eastward motions caused by differential displacements along some shear contacts, or to anomalous mechanical behaviour of rotational markers as shown by their initial shapes and orientations with respect to the displacement direction. Therefore we consider that the microtectonic data reflect a general westwards motion, parallel to the  $L_1$  lineation.

We propose that the ductile first deformation phase produced foliation, lineation, folds and shear contacts. The strain ellipsoid and rotational criteria suggest that a shear regime, approximately simple shear to satisfy the boundaries conditions, but locally more complex, was the dominant regime. Hence  $L_1$  appears as the thrust direction (the  $a$  lineation) and the sense of shear is towards the west, that is in accord with other geological data (Escher & Watterson 1974, Mattauer 1975, Mattauer *et al.* 1977).

Despite the inference that the foliation in the gneisses

developed before the microstructures concentrated along the thrust zones, we conclude that both can be accounted for by continuing strain during the main phase of deformation. Thus the gneissic slice of Oletta-Serra di Pigno may have acquired its foliation while it was still autochthonous and then became tectonically emplaced in the Schistes Lustrés nappe along ductile shear contacts.

## CONCLUSIONS

The ductile deformation related to the studied ophiolitic obduction may be applied to a larger geodynamic model. As has been suggested elsewhere (Mattauer & Proust 1976, Mattauer *et al.* 1977), if obduction results from intraoceanic subduction blocked by underthrusting of continental crust beneath oceanic lithosphere, the plastic shear deformation contemporaneous with the HP/LT metamorphism occurs in the uppermost part of the sialic subducting basement, and in the lower part of the oceanic crust and sedimentary cover. Non-coaxial strain is therefore a direct consequence of tangential tectonics leading to the anomalous superposition of oceanic crust upon sialic basement. In this model, slices of basement gneisses and sedimentary cover are drawn to the subducting continent and transported large distances ( $> 20$  km) (Fig. 7). This interpretation emphasises that deformation products are consistent on all scales from microstructures to megastructures and that they can all be explained by a simple mechanism. From this point of view the transverse stretching lineation and the rotational displacement provide constant and valuable markers.

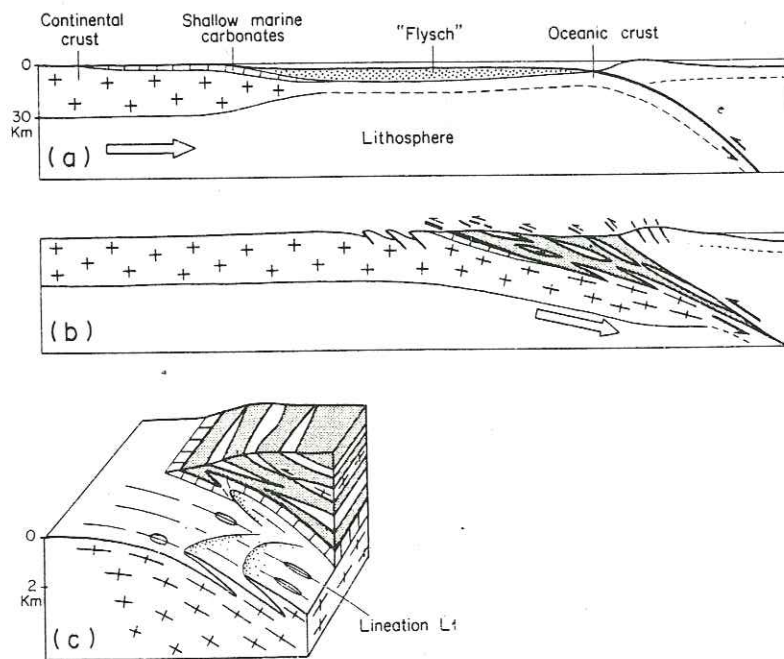


Fig. 7. Geodynamic interpretation of the obduction mechanism in Corsica. (a) Intra-oceanic subduction (Early Cretaceous). (b) Blocking of subduction through underthrusting of continental crust leading to crustal shearing associated with ductile deformation and HP metamorphism (Late Cretaceous). (c) Schematic block diagram showing a possible occurrence of large (kilometric-scale) sheath folds involving basement with an associated stretching lineation.

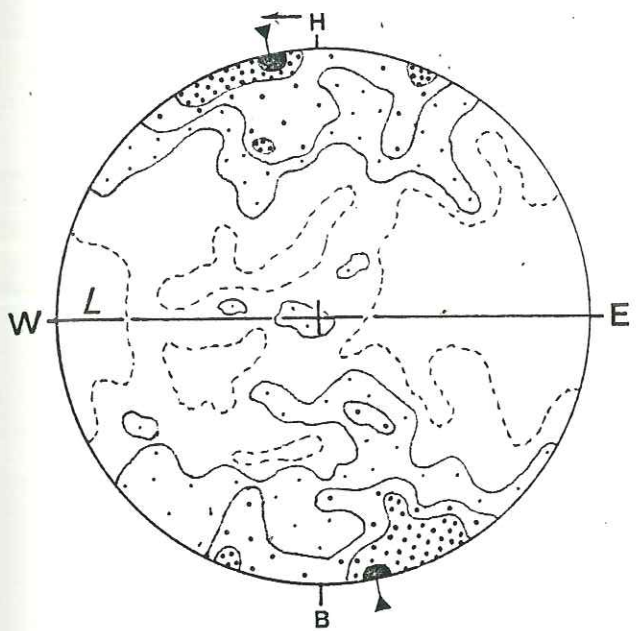


*Acknowledgements*—This work was financially supported by LA2 66 of CNRS. We are indebted to J. P. Burg, H. Maluski, F. Proust and Ph. Matte for critically reading the manuscript.

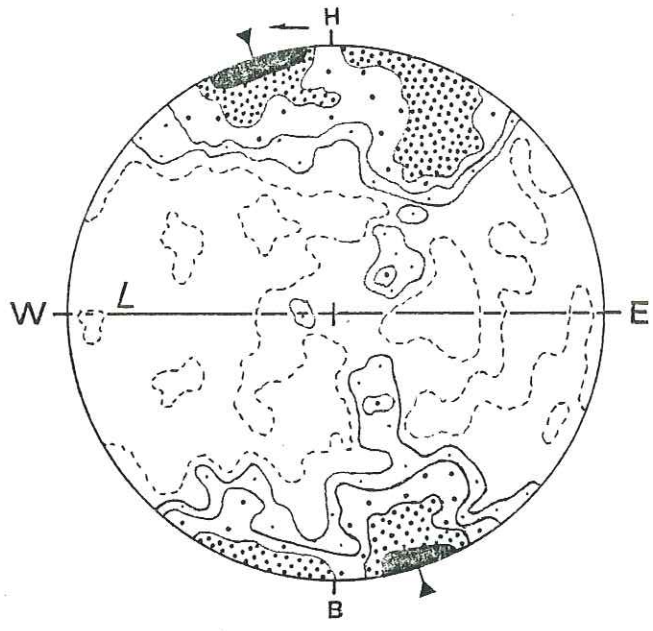
## REFERENCES

- Amaudric du Chaffaut, S., Kienast J. R. & Saliot, P. 1976. Répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 18, 1179–1180.
- Amaudric du Chaffaut, S. & Campredon, R. 1976. Compte rendu de la Réunion Extraordinaire de la S.G.F. en Corse septentrionale du 25 au 30 avril 1976. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 18, 1153–1175.
- Amaudric du Chaffaut, S. & Saliot, P. 1979. La région de Corte: secteur clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 21, 105–220.
- Autran, A. 1964. Description de l'association jadéite + quartz et des paragenèses minérales associées dans les "schistes lustrés" de San Andrea di Cotone (Corse). *Bull. Soc. Fr. Miné. Crist.* (Séance du 16 avril 1964), XLIII–XLIV.
- Bouchez, J. L. & Pécher, A. 1976. Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 18, 1375–1383.
- Boullier, A. M. & Bouchez, J. L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 20, 253–262.
- Brouwer, H. A. & Egeler, C. 1952. The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustrés nappe of Corsica. *Verh. Kon. Akad. Wetensch.* 48, 71.
- Burg, J. P. & Laurent, Ph. 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics* 47, 15–42.
- Caron, J. M. 1977. Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse d'Etat Strasbourg. Sciences Géologiques. Université Louis Pasteur. Mémoire No. 48.
- Caron, J. M. & Bonin, B. 1980. Géologie de la Corse. In: *France 26th Int. Geol. Congr. Paris* G18, 80–96.
- Caron, J. M., Kienast, J. R. & Triboulet, C. 1980. HP/LT metamorphism and polyphase Alpine deformation at Sant'Andrea-di-Cotone (Eastern Corsica, France) In: *The Effect of Deformation on Rocks*. Göttingen, (Abstracts), 65–68.
- Carpena, J., Mailhe, D., Naeser, C. W., & Poupeau G. 1979. Sur la datation par traces de fission d'une phase tectonique d'âge Eocène supérieur en Corse. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 289, 289–292.
- Carreras, J., Estrada, A. & White, S. 1976. The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics* 39, 3–24.
- Choukroune, P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" (pressure shadows). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 13, 257–271.
- Choukroune, P. & Lagarde, J. L. 1977. Plans de schistosité et déformation rotationnelle: l'exemple des gneiss de Champtoceaux. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 284, 2331–2334.
- Cobbold, P. R. & Quinquis, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.* 2, 119–126.
- Cocozza, T., Jacobacci, A., Nardi R. & Salvadori, I. 1974. Schema stratigrafico strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardena. *Mem. della Soc. Geol. Ital.* 13, 85–186.
- Cohen, C. R. & Schweickert, R. A. & Leroy, Odom A. in press. Structural and geochronological constraints on the age of emplacement of the schistes lustrés nappe, Alpine Corsica.
- Dal Piaz, G. V. & Zirpoli, G. 1979. Occurrence of eclogite relics in the ophiolite nappe from Marine d'Albo, N-Corsica. *N. Jb. Miner. Mh.* 3, 118–122.
- Dewey, J. F. 1976. Ophiolite obduction. *Tectonophysics* 31, 93–120.
- Durand-Delga, M. 1974. *La Corse*. In: *Geologie de la France* (edited by Delelinas, J.) Doin, Paris.
- Eisbacher, G. H. 1970. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser., 12, 1009–2020.
- Escher, A. & Watterson, J. 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics* 22, 223–231.
- Etchecopar, A. 1977. Kinematic model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. *Tectonophysics* 39, 121–139.
- Fairbairn, H. W. 1950. Pressure shadows and relative movements in a shear zone. *Trans. Am. geophys. Un.* 31, 914–916.
- Faure, M. & Malavieille, J. 1980. Les plis en fourreau du substratum de la Nappe des Schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. *C. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 290, 1349–1352.
- Faure, M. & Malavieille, J. in press. Etude structurale d'un cisaillement ductile: le charriage ophiolitique Corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. géol. Fr.*
- Grupo Ofoliti, 1977. I Complessi ofolitici e le unita cristalline della Corsica alpina. *Ofoliti* 2, 265–324.
- Lister, G. S. & Price, G. P. 1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics* 49, 37–78.
- Maluski, H. 1977. Application de la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèses Sciences, Université de Montpellier.
- Mattauer, M. 1975. Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 144–154.
- Mattauer, M. & Proust, F. 1975. Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse Alpine. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 281, 1681–1684.
- Mattauer, M. & Proust, F. 1976. La Corse Alpine: un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 282, 1249–1252.
- Mattauer, M., Proust, F. & Etchecopar, A. 1977. Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 14, 841–847.
- Nicolas, A. & Poirier, J. P. 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. Wiley Interscience, New York.
- Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. & Rocci, G. 1976. Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse? *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. 18, 115–134.
- Sauvage-Rosenberg, M. 1977. Tectonique des schistes lustrés et ophiolites de la vallée du Golo (Corse Alpine) Thèse 3ème cycle, Université de Montpellier.
- Stam, J. C. 1952. Géologie de la région du Tenda septentrional. Thèse Amsterdam.
- White, S. 1976. The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc.* A283, 69–86.
- Zwart, H. J. & Oele, J. A. 1966. Rotated magnetite crystals from the Rocroi Massif (Ardennes). *Geologie Mijnb.* 45, 70–74.



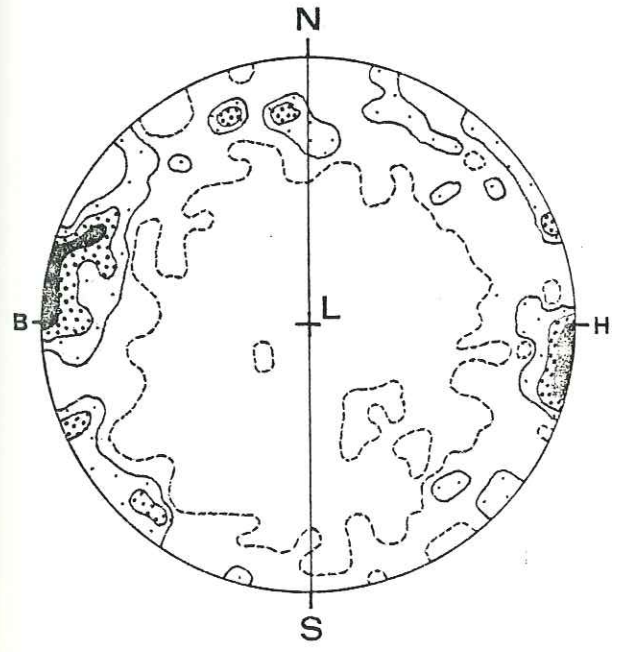


260 mes. Contours pour 0.2, 1, 2.5, 3.7 %  
par 1% d'aire.  
maximum 5.4 %.

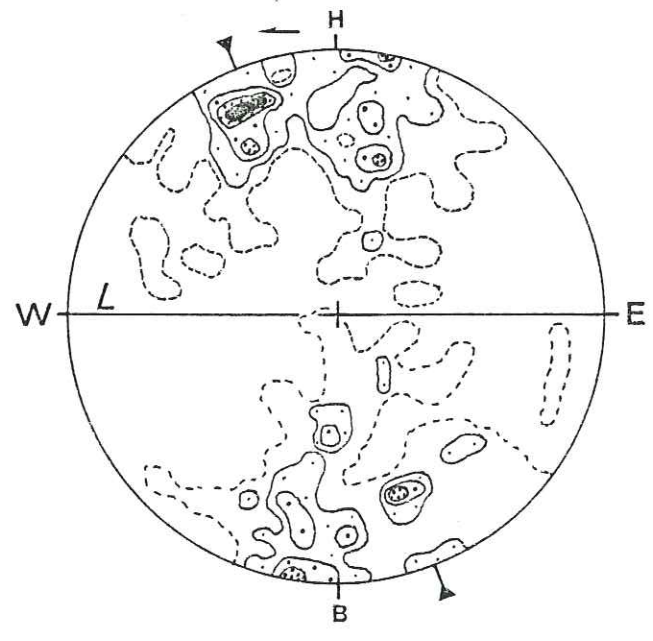


223 mes. Contours pour 0.5, 1.1, 2, 3.4, 7.4 %  
par 1% d'aire. Maximum 10 %.

Gneiss, Usine de Traitement des Ordures de BASTIA.



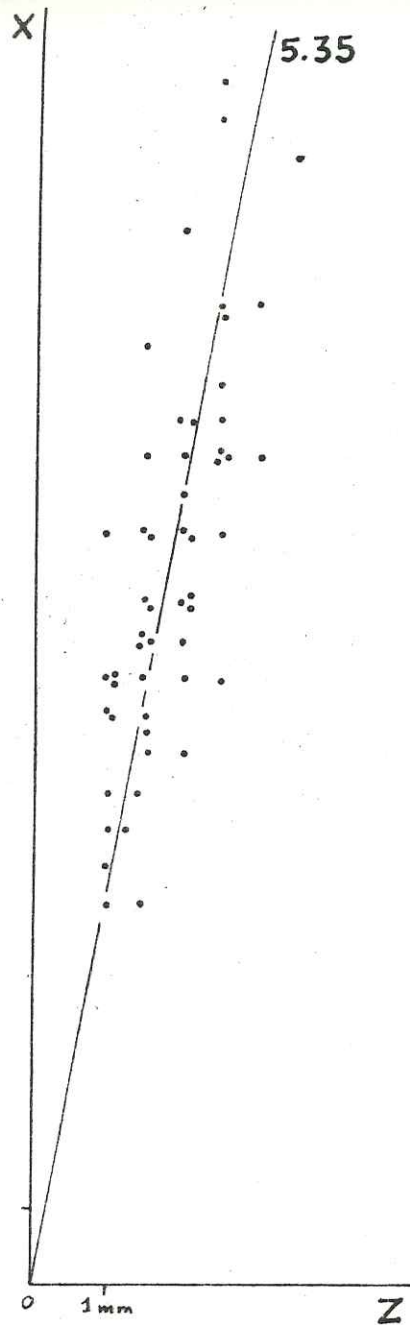
Lame 6 a L. 337 mes.  
Contours pour 0.4, 1.4, 2.1, 2.9 % par 1% d'aire  
maximum 3.4 %.



Lame 11 a L. 211 mes.  
Contours pour 0.5, 1.4, 2.4, 3.8, 4.3 % pour 1% d'aire  
Maximum 4,7 %.

Quartzites mesozoïques du Gol de Toghime

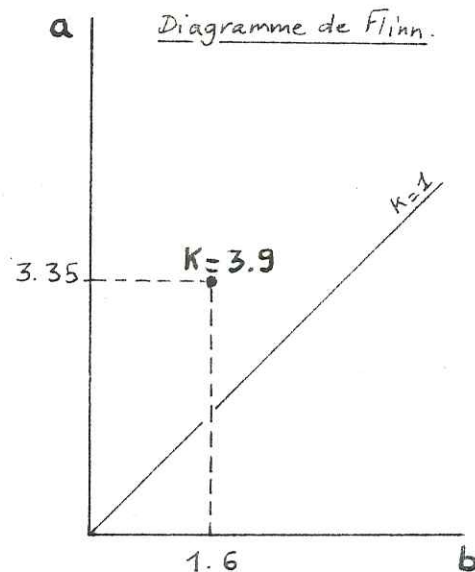
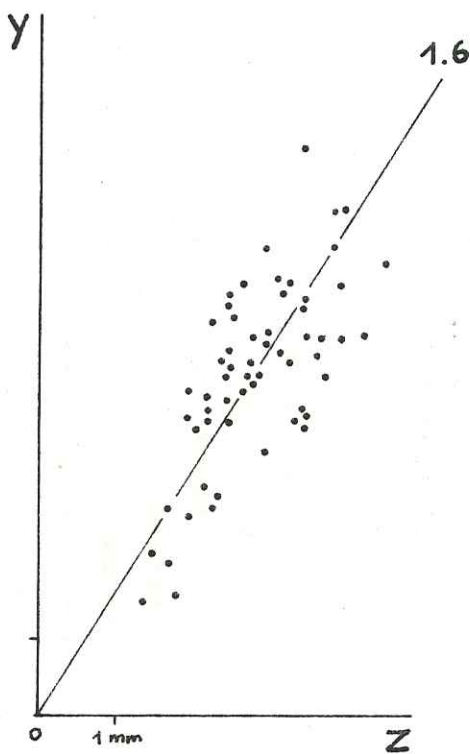
- Diagrammes d'axes C du Quartz.



Approche de la Forme de L'ellipsoïde de déformation

Echantillon provenant de la Région de BASTIA (OLMETA di TUDA)

- 53 mesures d'axes sur des Vesicules minerales étirées dans des prasinites de la série Ophiolitique.  
(plan XZ et plan YZ)
- Cette approche reste semi quantitative étant donné que L'on ne peut être certain que les objets mesurés soient originellement Sphériques avant déformation.





ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DE LA NAPPE DE  
SOCLÉ DE CENTURI (ZONE DES SCHISTES LUSTRES DE CORSE) ;  
CONSEQUENCES POUR LA GEOMETRIE DE LA CHAÎNE ALPINE

Nous venons de voir que dans la région de Bastia, le modèle d'obduction proposé explique la géométrie des structures et l'état de déformation des matériaux. Afin de généraliser ce modèle à l'ensemble de la Corse alpine, nous avons étudié une autre région représentative de la chaîne. Il s'agit de la région de Centuri (extrémité septentrionale du Cap Corse) dont le contexte géologique et structural ressemble à celui décrit plus au Sud. Une cartographie correcté déjà existante, mettait en évidence une géométrie simple. Une lame de gneiss reposant sur des ophiolites, surmontée par un massif de péridotites.

L'analyse microtectonique mettait en évidence un régime de déformation non coaxial, mais les sens de cisaillement obtenus par tous les critères habituellement utilisés, donnaient systématiquement une vergence Est. L'interprétation devenait difficile. Notre première idée fut que dans certains cas, les critères habituels de la microtectonique n'étaient pas valables. Ceci nous a incité à tester les nombreuses cristallisations en zones abritées dissymétriques que nous avons observées et utilisées comme critère de sens de cisaillement. La comparaison des résultats d'une simulation mathématique conçue à cet effet, aux zones abritées réelles (publication 6) a clairement confirmé le sens de cisaillement vers l'Est. Cette remarquable cohérence nous amène à conclure à la validité de l'analyse microtectonique. Il restait donc à expliquer ce déversement opposé au déversement global de la chaîne, ou tout au moins proposer des hypothèses interprétatives (publication 5).

ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DE LA NAPPE DE  
SOCLE DE CENTURI (ZONE DES SCHISTES LUSTRES DE CORSE) ;  
CONSEQUENCES POUR LA GEOMETRIE DE LA CHAINE ALPINE

Jacques MALAVIEILLE

SOMMAIRE :

Introduction

Cadre géologique de la région étudiée

Caractères généraux des différents épisodes de la déformation et  
du métamorphisme associé.

Etude de la déformation liée à la phase majeure

A. Analyse tectonique et microtectonique

- a. Les structures cartographiques
- b. La foliation régionale  $S_1$
- c. La linéation d'allongement
- d. Le plissement
- e. L'ellipsoïde de déformation

B. Le régime de la déformation

- a. Les microstructures utilisées en tant que marqueurs  
d'une déformation non coaxiale.
- b. Influence du plissement sur la validité des critères  
de cisaillement.

C. Résultats

Interprétations

- A. Provenance des gneiss hercyniens de Centuri
- B. Plusieurs hypothèses à propos de la vergence Est des structures  
tectoniques régionales

Conclusion



ETUDE TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DE LA NAPPE DE  
 SOCLE DE CENTURI (ZONE DES SCHISTES LUSTRES DE CORSE) ;  
 CONSEQUENCES POUR LA GEOMETRIE DE LA CHAINE ALPINE

Jacques MALAVIEILLE

RESUME :

A l'extrémité septentrionale du Cap Corse (Centuri), des lames de socle continental sont insérées dans la nappe des "schistes lustrés" lors de l'obduction de matériel ophiolitique sur le substratum sialique Corse au Crétacé Supérieur.

La déformation majeure associée à ce charriage est contemporaine d'un métamorphisme HP-BT.

L'analyse microtectonique montre que cette déformation ductile peut être décrite par un mécanisme de cisaillement simple, la linéation d'allongement matérialise la direction de transport des nappes, d'Ouest en Est.

La vergence des unités tectoniques est ici de sens opposé à celle mise en évidence dans la région de Bastia (Faure et Malavieille, 1981). Après avoir montré la validité des sens de cisaillement déduit de l'analyse microtectonique, nous proposons trois hypothèses qui permettent d'intégrer la zone de Centuri dans un modèle cohérent à l'échelle de la chaîne alpine corse.

La vergence des structures peut être due :

- soit à des rétrocharriages très intenses,
- soit à la présence d'un grand pli couché, d'échelle kilométrique, postérieur à la phase 1, qui inverserait les sens de cisaillement déduits des microstructures,
- soit à l'évolution de la géométrie de la bordure continentale au cours de l'obduction. Une géométrie particulière serait ainsi causée par le jeu sénestre de la faille Nord pyrénéenne, qui créerait un promontoire continental, sorte de "coin" rigide perturbant le charriage général du domaine océanique alpin sur le continent européen.

Cette dernière hypothèse nous paraît la plus intéressante, car elle tient compte de la position paléogéographique et des mouvements du bloc Corse dans le système alpin de la Méditerranée occidentale. Elle permet en outre d'expliquer plusieurs faits de terrain restés jusqu'alors obscurs.

## ABSTRACT

In the northern part of the "Cap Corse" (Centuri area), gneissic continental slices have been imbricated in the Schistes lustrés nappe during the ophiolitic thrusting upon the Corsican basement; this obduction is of Upper Cretaceous age.

The major ductile deformation is associated with an HP/BT syn-tectonic metamorphism.

The microtectonic analysis leads us to conclude that the ductile deformation result from a simple shear mechanism, so the stretching lineation represent the westward overthrusting direction.

The vergence of the tectonic units is here on the opposite sense relative to the one evidenced in the Bastia area (Faure and Malavielle, 1981). After having showed the validity of the deducted shear sense, we propose here 3 hypotheses for trying to integrate the Centuri area in a coherent model at the scale of the alpine chain.

Is the E-vergence due to :

- an intensive backthrusting ?
- or to a kilometric scale phase 2 recumbent fold, which should inverse the previous microstructures, and so the sense of shear ?
- or to the evolution of the geometry of the continental margin during the obduction ? The senestral strike-slip motion along the north pyrenean fault should create a continental promontory on the east of the european domain. This kind of rigid "edge" should modify the general westward overthrusting of the alpine oceanic domain onto the european continent.

This last hypothese seems to us the most interesting because it integrates the paleogeographic position and the movements of the corsican block in the mediterranean alpine system. Moreover, a lot of previous field data, which were not understood until present, can be now explained in this case.



## INTRODUCTION

L'étude tectonique des nappes de gneiss d'Oletta-Serra di Pigno et Farinole (région de Bastia) (Faure et Malavieille, 1981), nous a permis de montrer que, dans cette région, l'obduction (Mattauer et Proust, 1976) de matériel ophiolitique (nappe des schistes lustrés) sur le substratum sialique corse s'est faite d'Est en Ouest. Dans le but d'étendre ce modèle à l'ensemble de la chaîne alpine corse, nous avons étudié les lames de gneiss de l'extrémité septentrionale du Cap Corse (région de Centuri) (fig.1), qui se trouvent dans une situation comparable.

Comme les données obtenues par l'analyse microtectonique fournissent un sens de déversement inverse de celui obtenu précédemment, nous formulons différentes hypothèses explicatives que nous discuterons, afin d'intégrer la zone de Centuri dans le contexte général de la chaîne.

## CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE

Comme dans la région plus méridionale de Bastia, on rencontre à Centuri des nappes gneissiques (Guillou, 1962; Primel, 1962), correspondant à des lambeaux de socle continental, insérés dans les nappes ophiolitiques par l'intense tectonique tangentielle alpine (Mattauer et al., in press). Les gneiss contenant d'excellents marqueurs de la déformation, ils se prêtent particulièrement bien à une étude microtectonique.

Deux grands ensembles lithologiques sont ici caractérisés :

1. Une série sialique (Laporte, 1954), d'environ 500 m d'épaisseur, composée essentiellement par un socle ancien, hercynien, très métamorphique (paragneiss à biotite-sillimanite et grenats, amphiboles éclogitisées à l'hercynien, marbres et cipolins). Cet ensemble est bardé de filons aplo-pegmatitiques recoupant les structures tectoniques hercyniennes et, par contre,

affectés par la déformation alpine. Ces filons se sont donc mis en place après la tectonique hercynienne, et avant la tectonique alpine.

On observe associée à cette série hercynienne, et à la base de celle-ci, une semelle d'orthogneiss mylonitiques.

2. Une série ophiolitique assez complète représentée par ses différents termes basiques et ultrabasiques. On distingue stratigraphiquement de haut en bas :

- des péridotites massives non déformées, coupées de filons de diallagite (Laporte, 1955; Jakson, 1979),
- des serpentinites,
- des gabbros très mylonitiques,
- des schistes amphiboliques (prasinites) à glaucophane -épidote (ensemble très déformé de tufs basiques et coulées basaltiques),
- puis, interstratifiés dans les prasinites, des niveaux siliceux d'épaisseur métrique de quartzites manganésifères et radiolarites vertes.

Ces deux unités pétrographiques reposent par l'intermédiaire d'un contact anormal sur les ophiolites du Cap Corse.

Certains auteurs (Staub, 1928; Ofioliti, 1977; Caby, 1981) proposent, à partir d'arguments pétrographiques et métamorphiques, une origine austro-alpine pour ces gneiss hercyniens, origine que nous discuterons plus loin.

#### CARACTERES GENERAUX DES DIFFERENTS EPISODES DE LA DEFORMATION ET DU METAMORPHISME ASSOCIE.

Dans cette région, l'ensemble de la déformation des roches est due à deux grands événements tectoniques, définis par leur âge, leur degré de métamorphisme et le régime de la déformation, caractérisé par le style des structures.

a. La phase de déformation majeure, probablement d'âge Crétacé supérieur (Laporte, 1954; Maluski, 1977), est liée à la mise en place du matériel ophiolitique. Un métamorphisme HP-BT lui est



associé (Brouwer et Egeler, 1952; Ohnenstetter, 1976; Amaudric du Chaffaut, 1976; Ofioliti, 1977). Son étude tectonique détaillée sera présentée plus loin.

b. La phase de plissement, probablement Eocène (par analogie avec le reste de la Corse alpine) (Maluski, 1977; Carpena et al, 1979), contemporaine d'un métamorphisme de faciès schistes verts reprend localement les structures de la phase 1. Cette phase est caractérisée, dans les différentes formations, par des plis de direction moyenne N 40. Déversés vers le Sud-Est, ils replissent la foliation  $S_1$  et ont une schistosité de plan axial à pendage Nord-Ouest. La mise en place de nappes de gravité (écailles de Macinaggio, équivalents septentrionaux des nappes de Balagne et Nebbio (Laporte, 1954), et le jeu de décrochements d'orientation N 140 à N 170, sont les manifestations les plus "jeunes" de cette phase.

c. Des failles normales, orientées Est-Ouest, représentent les structures les plus tardives observées dans la région. Elles n'ont pas fait ici l'objet d'une étude.

#### ETUDE DE LA DEFORMATION LIEE A LA PHASE MAJEURE

##### A- Analyse tectonique et microtectonique

###### a. Les structures cartographiques

Le schéma structural (fig.2) et les coupes (fig.3) montrent l'allure des contacts anormaux limitant les grandes unités lithologiques : la nappe des péridotites du Monte-Maggiore repose sur la nappe des gneiss d'Ersa-Centuri qui, elle-même, repose sur les ophiolites du Cap Corse. Les contacts, plongeant faiblement vers le Nord-Ouest, sont subparallèles à la foliation régionale. Le contact de base des péridotites est sécant sur la foliation magmatique du massif.

###### b. La foliation régionale $S_1$

La totalité des matériaux du Cap Corse a acquis au cours de la phase majeure une foliation subhorizontale très marquée, due à l'orientation préférentielle des minéraux dans le plan de schis-

tosité. Cependant, on observe une grande hétérogénéité de l'intensité de la déformation des roches, car celles-ci ont été affectées différemment en fonction de leur nature et de leur position structurale (fig.4) : à proximité des grands contacts, les roches sont très foliées et mylonitisées, (la foliation mylonitique étant parallèle à la foliation régionale), par opposition au coeur des massifs gneissiques ou péridotitiques dans lesquels les roches sont pratiquement exemptes de schistosité alpine. Ainsi, dans le socle ancien, les structures témoins de déformation anciennes ne sont pas reprises et les filons aplo-pegmatitiques ante-alpins qui les recoupent sont localement non déformés. De la même manière, dans les péridotites massives, les filons gabbroïques ne sont pas déformés après leur mise en place. Les grosses lames de gneiss et péridotites semblent se comporter comme deux corps durs moulés par la foliation régionale.

c. La linéation d'allongement

Particulièrement visible sur les plans de foliation, sa direction est remarquablement constante sur l'ensemble du secteur (en moyenne N 80). Elle est matérialisée dans les différentes roches par des cristallisations orientées dans le plan de foliation (aiguilles de glaucophane, stries de phyllosilicates), par l'orientation préférentielle suivant X des fibres dans les zones abritées, par la présence de clastes étirés ou tronçonnés et par l'allongement des enclaves dans les gneiss. Cette linéation apparaît d'autant plus nettement que la roche est plus déformée.

d. Le plissement

Les plis, centimétriques à hectométriques, affectent l'ensemble de la série lithologique : ils ont la particularité d'avoir leurs axes en moyenne subparallèles à la linéation d'allongement régionale, avec cependant un léger éventail de dispersion. Ils sont isoclinaux et admettent la foliation régionale comme schistosité de plan axial. Localement, la présence de structures plissées en "oeil" (dans les sections perpendiculaires à la linéation) montre qu'il existe des plis en fourreau (Quinquis et al., 1978; Cobbold et Quinquis, 1980) du même type que ceux déjà décrits dans



la région de Bastia (Faure et Malavieille, 1980). La figure 5 montre des plis (niveau de quartz plissé dans les gneiss du Sud de Centuri) dont les axes courbes font un angle important (50 à 60°) par rapport à la linéation régionale (ici caractérisée par l'allongement dans les gneiss encaissants), elle-même déformée dans les flancs du plis. Ces plis sont peu évolués.

La photo n°1 (gneiss du Sud de Centuri) représente des plis plus évolués; ils sont très isoclinaux, les directions de leurs axes courbes, très dispersés, font un angle encore fort (30 à 50°) avec la linéation des gneiss encaissants. Le détail de l'un des flancs (photo n°2) montre l'allure des microplis associés. Leurs charnières courbes, les structures en "langue", prouvent qu'il s'agit de microplis en fourreau. La figure 6 et la photo n°3 décrivent des gneiss (Sud de Centuri) dans lesquels les plis sont soulignés par des niveaux leucocrates. Le matériau étant relativement homogène, le comportement de ces plis doit être, dans ce cas, passif et leurs axes parallèles à la linéation.

La déformation étant progressive, la courbure des axes de ces plis dépend de l'intensité du cisaillement, de la position initiale et de la rhéologie de marqueur (filon, marqueur stratigraphique,...).

#### e. L'ellipsoïde de déformation

La foliation représente le plan d'aplatissement principal XY; la linéation d'allongement est parallèle à l'axe d'extension maximale de l'ellipsoïde (Nicolas et Poirier, 1976). L'examen des roches contenant des objets antetectoniques et des cristallisations syntectoniques permet de définir qualitativement l'ellipsoïde de déformation. On observe que :

- dans le plan XZ
  - . les zones abritées sont très bien développées (fig.7 et 8),
  - . les clastes sont tronçonnés, étirés ou boudinés,
  - . et les grains de quartz ont une fabrique de forme caractéristique.

- dans le plan YZ

. les zones abritées sont le plus souvent inexistantes,

. les clastes sont moulés par la foliation, mais leur orientation est quelconque et l'on n'observe pas de boudinage.

Il est donc raisonnable de penser que l'ellipsoïde de déformation se situe dans le domaine de la déformation plane.

#### B- Le régime de la déformation

##### a. Les microstructures utilisées en tant que marqueurs d'une déformation non coaxiale (fig.9).

- les cristallisations en zone abritée (fig.7 et 9<sub>1</sub>)

Une étude détaillée des schistes verts à pyrite appartenant à l'unité des gneiss de Centuri a montré que, sur une centaine de zones abritées étudiées en lame mince, toutes sont dissymétriques dans le plan XZ (fig.8). Cette dissymétrie est caractéristique d'une déformation non-coaxiale (Malavieille et Etchecopar, 1981) et, ici, d'un sens de cisaillement vers l'Est. L'observation de nombreux clastes feldspathiques et de grenats dans les gneiss a donné les mêmes résultats.

- les fabriques d'axes c du quartz (fig.9<sub>2</sub>)

Très nettes dans les quartzites et les rubans de quartz des gneiss, elles présentent une symétrie monoclinique avec une obliquité des guirlandes vers l'Est, caractéristique du sens de cisaillement (Etchecopar, 1977; Malavieille et Etchecopar, 1981).

- les micas sigmoïdes (fig.9<sub>3</sub>) (Eisbacher, 1970; Burg et Laurent, 1978; Lagarde, 1978).

- les minéraux tronçonnés

Certains phénoclastes (feldspaths, amphiboles,...) se tronçonnent différemment suivant la position initiale de leurs plans de clivage (fig. 9<sub>4</sub>) et l'on peut en déduire le sens de cisaillement (Etchecopar, 1974).



- les minéraux en cornue (fig. 9<sub>5</sub>, 10 et 11)

Les minéraux peuvent, en se déformant de façon plastique, prendre une forme dissymétrique (Etchecopar, 1974).

- le boudinage (fig. 9<sub>6</sub>, 12 et 13)

Dans un contexte de déformation non-coaxiale, la forme des boudins est souvent dissymétrique. Lorsque la déformation est importante, les niveaux boudinés peuvent s'individualiser et, dans ce cas, le sens de rotation des boudins isolés est significatif du sens de cisaillement.

b. Influence du plissement sur la validité des critères de cisaillement.

Les indications de sens de cisaillement données par ces critères restent-elles valables dans les zones plissées ? En effet la formation du critère peut-être soit antérieure, soit synchrone du plissement .

- La formation du critère est synchrone du plissement

C'est le cas des plis nés par cisaillement, les plis d'axes parallèles à la linéation et les plis en fourreau (fig. 14 a et b). Ici les critères ne sont pas inversés, ainsi qu'on a pu le mettre en évidence par l'étude des fabriques d'axes c du quartz dans les deux flancs d'un pli formé de quartzites (pli de la photo n°1). (De la même façon, les critères de sens de cisaillement utilisables dans les gneiss ont été étudiés dans les deux flancs d'un pli parallèle à  $L_1$  du même type que ceux décrits photo n°3 et figure 6. Le même sens de cisaillement est observé dans les deux flancs.)

- Le plissement est postérieur à la formation du critère de cisaillement.

Ici, à nouveau, deux possibilités se présentent :

, ou l'axe du pli est perpendiculaire à la linéation d'allongement antérieure (fig. 14c) et replisse celle-ci; les sens indiqués par les critères ne sont pas inversés dans le flanc inverse.

. ou bien, l'axe de pli est parallèle à la linéation d'allongement antérieure (fig.14d), et les critères sont inversés dans le flanc inverse.

Il est donc important lorsqu'on utilise ces marqueurs de bien connaître le contexte structural des observations.

Dans notre secteur, toutes les observations indiquent que les plis et les structures caractéristiques de la déformation non coaxiale se sont formés simultanément et par le même mécanisme. Le sens de cisaillement est donc valable même dans les zones plissées.

- Cohérence de ces critères à toutes les échelles d'observation.

La carte de la figure 15 montre l'ensemble des critères de cisaillement étudiés, rapportés à leur lieu de prélèvement; on constate immédiatement une remarquable cohérence régionale du sens de cisaillement déduit.

### C- Resultats.

Cette analyse microtectonique montre que la déformation est non coaxiale (Hsu, 1966; Choukroune, 1971; Choukroune et Lagarde, 1977; Lagarde, 1978) et proche du cisaillement simple. L'ellipsoïde de déformation est dans le champ de la déformation plane (Flinn, 1965). La linéation d'allongement, orientée Est-Ouest représente la direction de cisaillement (Mattauer et Proust, 1975; Mattauer et al, 1977), et celui-ci s'est effectué d'Ouest en Est. Ce dernier résultat va à l'encontre du sens de cisaillement observé par ailleurs dans l'ensemble de la chaîne, et nous oblige ainsi à formuler plusieurs hypothèses nouvelles afin d'intégrer cette région au contexte général de la chaîne alpine corse.



## INTERPRETATIONS

L'analyse géologique et structurale de la région de Centuri pose quelques problèmes d'une part quant à la provenance des gneiss hercyniens, d'autre part quant à la vergence Est des nappes de cette partie du Cap Corse

### A- Provenance des gneiss hercyniens de Centuri

L'unité des gneiss de Centuri est composée en partie de roches ayant subi un métamorphisme de haut degré (base du faciès amphibolite de pression moyenne, ou faciès granulite à hornblende) (Caby, comm. pers.), inconnues par ailleurs dans la Corse hercynienne, essentiellement granitique; cette unité occupe d'autre part une position structurale assez élevée au sein de la nappe ophiolitique. Ces considérations géologiques ont conduit certains auteurs (Staub, 1928; Ofioliti, 1977; Caby, 1981) à envisager une origine austro-alpine pour cette unité. Les arguments avancés ici ne justifient pas, à notre avis, une telle interprétation; en effet, il est fort possible qu'il existât, avant l'obduction, des séries hercyniennes comparables dans le bloc Corso-Sarde. De même dans l'hypothèse où ces gneiss appartiendraient au continent austro-alpin, comment charrier les nappes ophiolitiques du Monte Maggiore sur le sommet de l'édifice sans invoquer des rétrocharriages importants? D'autre part, si ces rétrocharriages existent, ne pourraient-ils pas expliquer la vergence Est des structures?

### B- Plusieurs hypothèses à propos de la vergence Est des structures tectoniques régionales.

La solution la plus immédiate est de rattacher la vergence Est des structures à des rétrocharriages localement très intenses. Ils seraient ici responsables de la totalité de la déformation ductile observée. Dans ce cas, il paraît difficile, si l'on admet la mise en place antérieure des nappes ophiolitiques lors de l'obduction, d'effacer toutes les traces de cette première déformation. Or, sur le terrain, nous n'avons trouvé aucune trace d'une

déformation alpine précèdent la phase majeure à vergence Est. L'hypothèse des rétrocharriages est donc loin d'être satisfaisante.

Une autre hypothèse envisageable serait la présence d'un grand pli couché, d'échelle kilométrique, postérieur à la phase majeure (donc aux critères de sens de cisaillement), d'axe sub-parallèle à la linéation de phase 1, et dont nous ne verrions que le flanc inverse. Les microstructures observables seraient renversées, ainsi, par conséquent, que le sens de cisaillement régional. Pour notre part, nous n'avons observé dans notre secteur aucune trace d'un plissement post phase majeure dont les plis associés aient leurs axes orientés Est-Ouest. Cela n'exclut pas l'existence de ce grand flanc inverse, mais le rend toutefois peu probable.

Ces hypothèses envisageaient les problèmes dans un plan vertical et à une échelle relativement locale. A l'échelle de la chaîne, dans un plan horizontal, il est possible de faire intervenir le jeu de la faille Nord-Pyrénéenne couplé à une obduction générale vers l'Ouest.

Le jeu sénestre de la faille Nord-Pyrénéenne a depuis le Crétacé inférieur décalé les bordures des deux blocs continentaux qu'elle sépare (le bloc Européen et le bloc Ibérique) (fig. 16-1) (Choukroune et al, 1974). Ainsi au moment de l'obduction au Crétacé supérieur, ce décalage du bloc Corse a pu perturber la vergence régionale des structures de la chaîne. Par analogie avec les expériences de poinçonnement faites par les métallurgistes, on peut comparer le promontoire continental corse à un "coin" rigide affrontant une plaque "déformable" (la plaque océanique réchauffée par la subduction ?). Il se produira dans ce cas une "extrusion" latérale de matière sur les bords du "coin" (Tapponnier, 1977, 1978). Ce mécanisme schématisé dans la figure 16 permet d'expliquer non seulement la vergence Est de cette partie de la chaîne, mais aussi un certain nombre de données de terrain restées jusqu'alors obscures. Au Crétacé supérieur (fig. 16-2 et 17-a), se forme une virgation très accentuée de la chaîne, individualisant deux lobes à vergence opposée. Les nappes chevauchent d'abord le



"Cap Corse" depuis le Sud-Est vers le Nord-Ouest, ensuite, du Crétacé supérieur à l'Eocène, la "subduction continentale" se poursuivant; les deux lobes de la virgation s'anastomosent et les nappes venues du Nord-Ouest viennent tronquer les structures tectoniques antérieures (fig.16-3 et 17-b). Les témoins de ces unités venues du Nord-Ouest sont représentées par les nappes de Centuri et les klippes supérieures de gabbro de la région de Farinole près de Bastia. Les traces de cette mise en place sont visibles dans le Tenda, où les gneiss montrent un "strain-slip" très évolué, reprenant la foliation  $S_1$  et indiquant un sens de cisaillement vers l'Est (fig.17-b). De la même façon, les grands plis déversés au Sud-Est (que nous appelons  $P_2$ ) replissant les structures de phase 1 dans la région de Bastia et dans tout le Cap Corse seraient les manifestations les plus externes de ce mouvement d'Ouest en Est.

Cette hypothèse permet de rendre compte des sens de cisaillement observés dans les unités de Centuri sans envisager l'inversion d'un même mécanisme de déformation, événement qui, à l'échelle d'une chaîne de montagnes paraît peu vraisemblable.

#### CONCLUSION

L'analyse tectonique et microtectonique effectuée à Centuri complète les travaux entrepris dans la région de Bastia afin de mieux comprendre les mécanismes d'obduction en Corse. L'ensemble des microstructures observées montrent avec une très grande cohérence que le mécanisme de déformation est proche d'un cisaillement simple, et que celui-ci s'est effectué d'Ouest en Est. Ce dernier point est pour le moins surprenant dans la mesure où il est contraire au sens de déversement général des structures dans les autres parties de la chaîne. Nous avons envisagé différentes hypothèses pour expliquer ce renversement de la vergence, les deux premières (grands plis couchés et rétrocharrriages) sont envisageables mais aucune structure ne les confirme. La troisième hypothèse, fondée sur l'existence au cours de l'obduction d'un "arc" causé par la

géométrie particulière des bordures continentales du domaine européen, rends compte de l'ensemble des structures de la région de Centuri. Elle permet également d'expliquer certains points restés obscurs dans le Tenda et la région de Bastia.

Il faut noter que cette hypothèse s'exprime essentiellement d'une manière cartographique. De tels "arcs" à vergence opposée existent dans d'autres parties du système alpin (raccord entre les Hellénides et les Taurides, Arc de Banda en Indonésie), le raisonnement en termes de tectonique des plaques paraît donc ici valable.

---



## - BIBLIOGRAPHIE -

- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., KIENAST J.R., et SALIOT P., 1976 - Répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin en Corse. B.S.G.F., 7, t. XVIII, 1179-1180.
- BROUWER H.A. et EGELER C., 1952 - The glaucophane facies metamorphism in the "schistes lustrés" nappe of Corsica. Vehr. Kon. Akad. Wetensch., Amsterdam, 48, n°3, 71.
- BURG J.P. et LAURENT P., 1978 - Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics, 47, 15-42.
- CABY R., 1981 - Les klipptes de socles ante-alpin du Cap Corse : arguments pétrogénétiques et géométriques pour une origine austro-alpine. à paraître.
- CARPENA J., MAILHE D., NAESER C.W. et POUPEAU G., 1979 - Sur la datation par traces de fission d'une phase tectonique d'âge Eocène Supérieur en Corse. C.R. Acad. Sci. Paris, 289, 829-832.
- Carte Géologique de la France au 1/ 80 000, 1967, Feuille de LURI (2° édition).
- CHOUKROUNE P., 1971 - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows) . B.S.G.Fr., (7), t. XIII, n°3-4, 257-271.
- CHOUKROUNE P. et LAGARDE J.L., 1977 - Plans de schistosité et déformation rotationnelle : l'exemple des gneiss de Champtoceaux. C.R.Ac. Sci. Paris, 284, 2331-2334.
- CHOUKROUNE P., SEGURET M. et GALDEANO A., 1974 - Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zones orogéniques et mouvements de plaques. B.S.G.Fr., (7), t. XV, p. 600.
- COBBOLD P.R. et QUINQUIS H., 1980 - Development of sheath folds in shear regimes. J. Struc. Geol., vol. 2, 119-126.
- EISBACHER G.H., 1970 - Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. B.G.S.Am., 81, p. 2009-2020.
- ETCHECOPAR A., 1974 - Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Thèse 3° cycle, Rennes, 164 p.
- ETCHECOPAR A., 1977 - Kinematic model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. Tectonophysics, 39, 121-139.

- FAURE M. et MALAVIEILLE J., 1980 - Les plis en fourreau du substratum de la nappe des schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. C.R. Acad. Sci. Paris, 290, 1349-1352.
- FAURE M. et MALAVIEILLE J., 1981 - Etude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique Corse dans la région de Bastia. B.S.G.Fr., (7), t. XXIII, n°4, pp 335-343.
- FLINN D., 1965 - On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. Geol. Mag. 102, n°1.
- Grupo OFIOLITI, 1977 - I complessi ofioliti e le unita cristalline della Corsica alpina. OFIOLITI 2, n° 2/3, Dec. 1977, pp. 265,324.
- GUILLOU J.J., 1962 - Etude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du Cap Corse. Thèse de 3° cycle de géologie appliquée, Paris.
- HSU T.C., 1966 - The characteristics of coaxial and non coaxial strain paths. Jour. of Strain Analysis, vol. 1, n° 3, pp 216-222.
- LAGARDE J.L., 1978 - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse de 3° cycle, Rennes, 164 p.
- LAPORTE J., 1954 - Les écailles de Macinaggio (Corse). B.S.G.Fr. (6), t. IV, 81-87.
- LAPORTE J., 1954 - Faciès de métamorphisme profond et de rétro-morphose au NW du Cap Corse. B.S.G.Fr., (6), t. IV, 203-208.
- LAPORTE J., 1955 - Etudes des plissements septentrionaux du Cap Corse. B.S.G.Fr. t. V, 115-123.
- MALAVIEILLE J. et ETCHECOPAR A., 1981 - Ductile shear deformation of quartzite in an alpine crustal thrust (Ambin massif). Tectonophysics, 78, 65-71.
- MALAVIEILLE J., ETCHECOPAR A. et BURG J.P., 1982 - Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. C.R. Acad. Sci. Paris, in press.
- MALUSKI H., 1977 - Application de la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse d'Etat, Montpellier.
- MATTAUER M. et PROUST F., 1975 - Données nouvelles sur l'évolution de la Corse alpine. C.R. Acad. Sci. Paris, 281, 1681-1684.
- MATTAUER M., PROUST F. et ETCHECOPAR A., 1977 - Linéations "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. B.S.G.Fr., (7), t. XIV, 841-847.



- MATTAUER M. et PROUST F., 1976 - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute-pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. C.R. Acad. Sci. Paris, 282, 1249-1252.
- MATTAUER M, FAURE M. et MALAVIEILLE J., 1982 - Transverse lineation and large-scale structures related to alpine obduction in Corsica. J. Struc. Geol., vol. 3, n° 4, pp. 401-409.
- NICOLAS A. et POIRIER J.P., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley Interscience, New York.
- OHNSTETTER D., OHNSTETTER M. et ROCCI G., 1976 - Etude des metamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. B.S.G.Fr., (7), t. XVIII, 115-134.
- PRIMEL L., 1962 - Etude géologique et métallogénique de la partie méridionale du Cap Corse. Thèse de 3° cycle, Paris.
- QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J.P. et COBBOLD P.R., 1978 - Intensive progressive shear in île de Groix blueschists, and compatibility with subduction or obduction. Nature, t. 273, n° 5657, pp. 43-45.
- STAUB R., 1928 - Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. 4° Jahrschr. Nat. Ges.Zürich, 73, pp.298-348.
- TAPPONNIER P., 1978 - Les mécanismes de la déformation intracontinentale : Exemple de la tectonique alpine en Asie et en Europe. Thèse d'Etat, Montpellier.
- TAPPONNIER P., 1977 - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. B.S.G.Fr., (7), t. XIX, n°3, pp. 437-460.
-

## LEGENDE DES FIGURES

- Figure 1 : Cadre géologique de la région étudiée :
- 1) Substratum hercynien ; 2) Gneiss alpin ; 3) Couverture sédimentaire ; 4) Nappe des schistes lustrés, et ophiolites ; 5) Eocène autochtone ; 6) nappes superficielles Eocene (Balgne, Nebbio, et écailles de Macinaggio).
- (la zone encadrée correspond à la zone étudiée).
- Figure 2 : Schéma structural du secteur étudié :
- 1) Gneiss hercyniens ; 2) Orthogneiss de Centuri ; 3) Schistes amphiboliques et sédiments supra-océaniques ; 4) Serpentinites ; 5) Péridotites du Monte Maggiore ; 6) Linéation d'allongement ; 7) Failles ; 8) Contacts anormaux .
- Figure 3 : Coupes transversales et longitudinales des structures.  
(même légende que pour la figure 2).
- Figure 4 : Schéma illustrant de façon qualitative les variations de l'intensité de la déformation au sein des différentes unités en fonction de leur position structurale et de leur lithologie.  
Série lithologique :
- 1) Péridotites ; 2) Serpentinites ; 3) Schistes amphiboliques (prasinites) ; 4) quartzites manganésifères et radiolarites ; 5) Calcschistes ; 6) paragneiss hercyniens avec 7) enclaves basiques ; 8) marbres et cipolins ; 9) orthogneiss.
- Figure 5 : Plis dont la direction des axes courbes fait un angle fort avec la direction régionale  $L_1$  ; cette linéation est déformée sur les flancs du pli.
- Figure 6 : Pli dans les gneiss souligné par des niveaux leucocrates. La section d'observation est dans le plan YZ et l'axe du pli est parallèle à la linéation d'allongement.



- Figure 7 : Cristallisation de quartz en zone abritée sur une pyrite. La dissymétrie est significative d'un cisaillement vers l'Est.
- Figure 8 : Cristallisations en zone abritée dissymétriques étudiées dans les schistes verts à pyrite appartenant à l'unité des gneiss de Centuri.
- Figure 9 : Représentation schématique des différents critères de déformation non coaxiale utilisés, et sens de cisaillement déduit.  
1) Queue de cristallisation dissymétrique ; 2) Fabriques d'axes c du quartz ; 3) Micas sigmoïdes ; 4) minéraux tronçonnés ; 5) Minéraux en cornue ; 6) Boudinage.
- Figure 10 : Minéraux en cornue observés en lame mince.
- Figure 11 : Exsudat de quartz en cornue.
- Figure 12 : Niveau compétent boudiné puis tronçonné. La rotation des éléments tronçonnés indique le sens du cisaillement.
- Figure 13 : Niveau basique à boudins dissymétriques.
- Figure 14 : Schema illustrant l'influence du plissement sur la validité des critères de sens de cisaillement.
- Figure 15 : Carte de répartition des différents critères de cisaillement étudiés montrant la cohérence des sens de cisaillement à l'échelle régionale. La direction de la flèche indique la direction de la linéation d'allongement locale, le sens de la flèche indique le sens du cisaillement déduit des structures.
- Figure 16 : Hypothèse permettant d'expliquer la vergence Est des structures tectoniques du Cap Corse.  
1) La Corse est remise dans la position qu'elle occupait avant l'ouverture du bassin algero-provençal. Le jeu sénestre de la

faille Nord Pyrénéenne au Crétacé inférieur décale les bordures continentales des deux blocs ainsi individualisés.

2) Au Crétacé Supérieur, l'obduction de la croûte océanique alpine est perturbée par la géométrie particulière du "coin" de la bordure continentale. La virgation ainsi formée individualise deux lobes à vergence opposée.

3) Les deux lobes s'anastomosent et les unités venues du Nord-Ouest viennent tronquer les unités mises en place antérieurement.

4) Etat actuel après ouverture du bassin Algéro-Provençal.  
 . Les petites flèches indiquent la vergence des structures  
 . Le domaine continental européen est laissé en blanc  
 . Le domaine italien et l'océan alpin est en grisé  
 . La croûte océanique est en hachuré.

Figure 17 : Coupes interprétatives des structures à l'échelle du Cap Corse

a) Coupe transversale des structures après l'obduction des premières unités de croûte océanique venus de l'Est.

b) Coupe transversale des structures après troncation par les nappes ophiolitiques venues de l'Ouest.

- Photo n° 1 : Plis isoclinaux à axes courbes dans un niveau de quartzites.

- Photo n° 2 : Allure des microplis en fourreau associés.

- Photo n° 3 : Plis isoclinal d'axe parallèle à la linéation d'allongement souligné par un niveau leucocrate dans les gneiss.



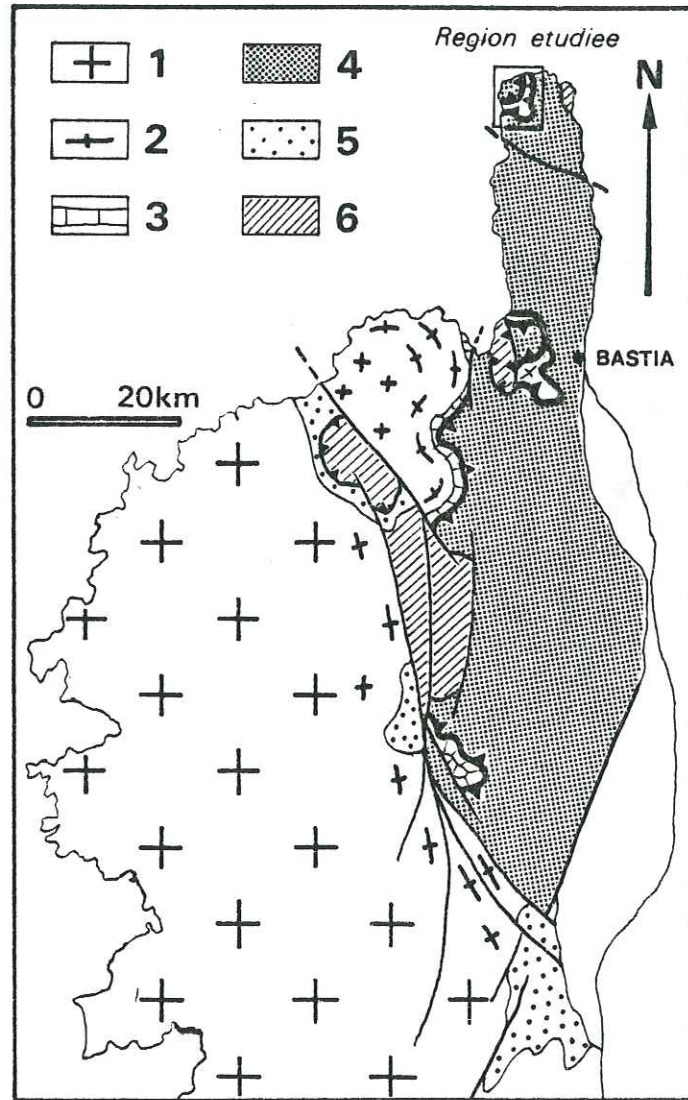
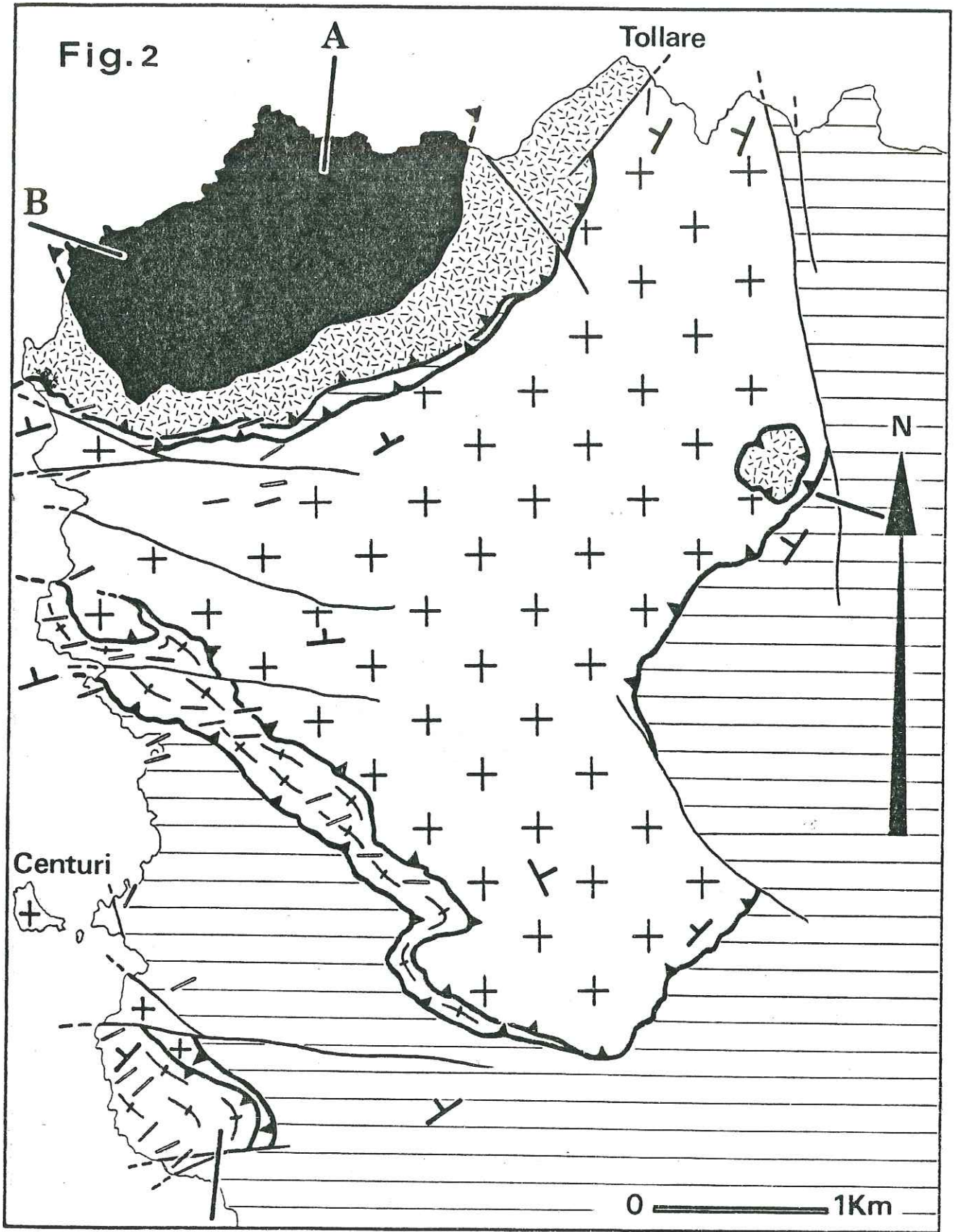
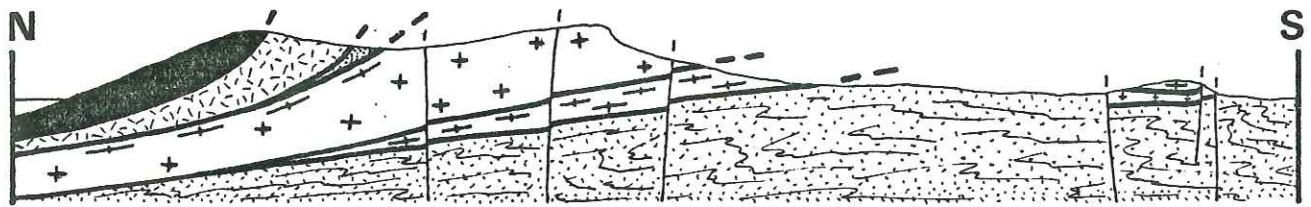


Fig.1

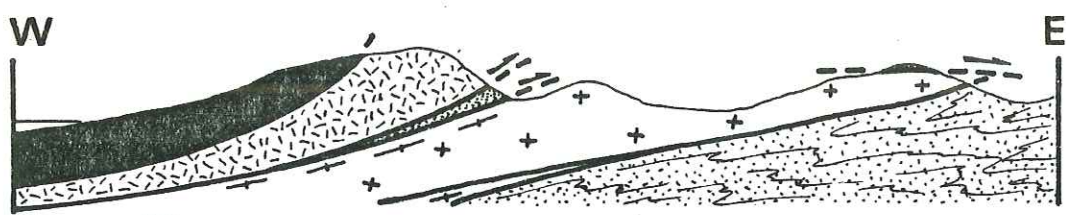


- ++ 1
- + - 2
- 3
- ▨ 4
- 5
- 6
- 7
- 8





Coupe A



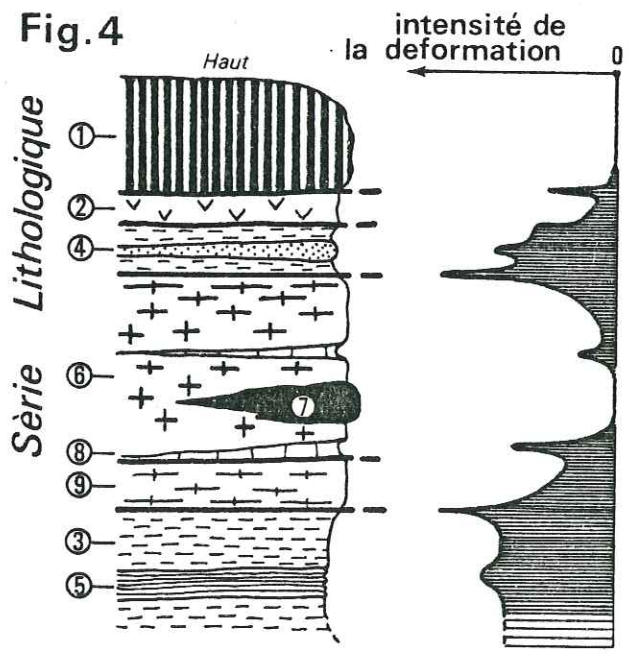
Coupe B

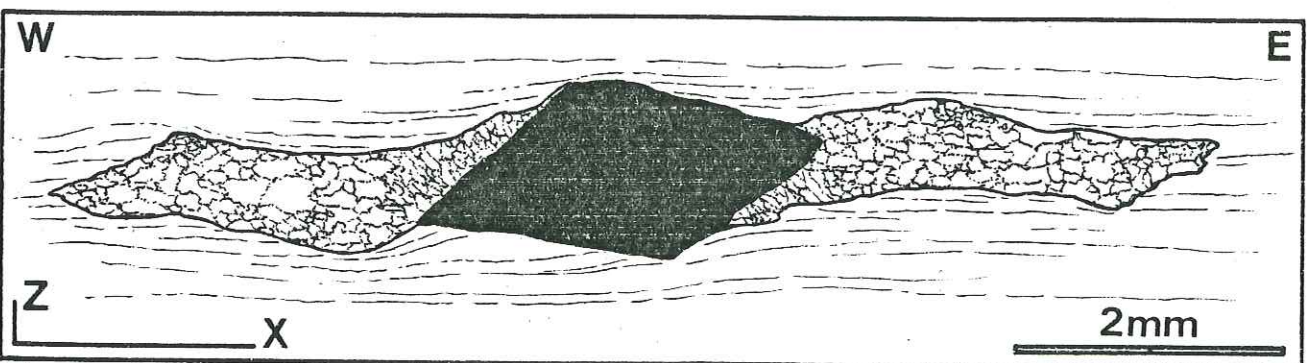
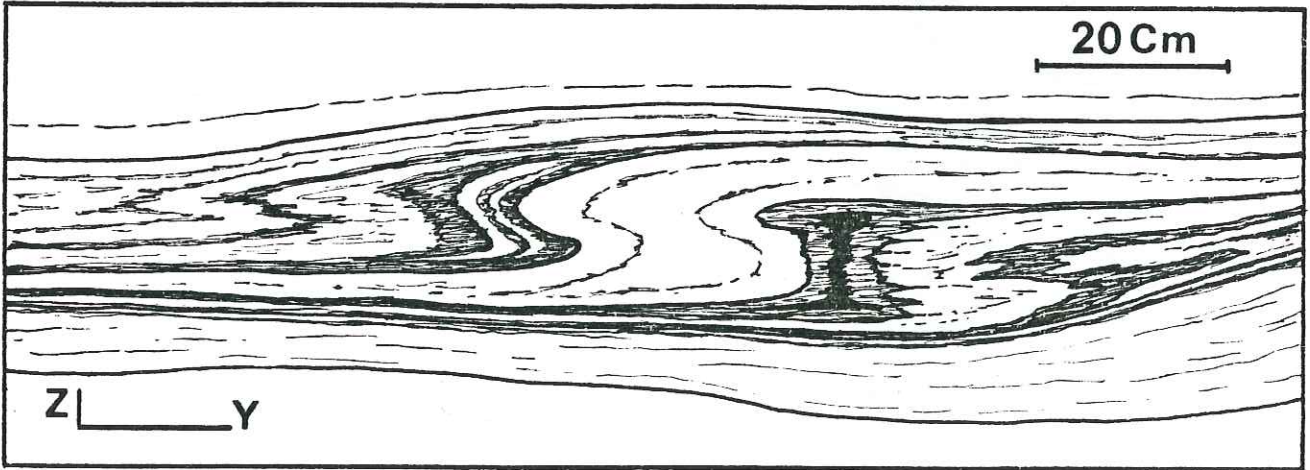
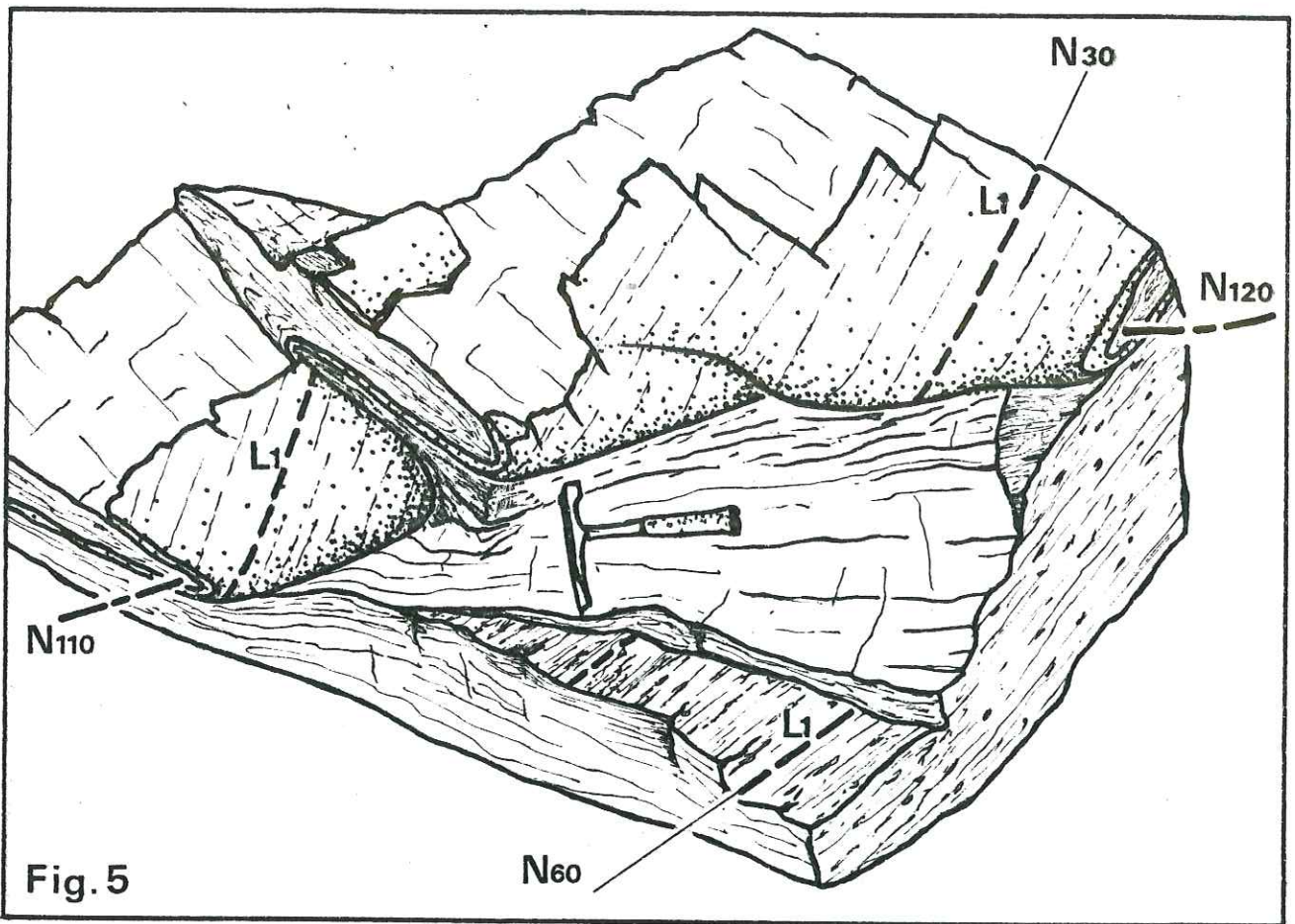
Fig. 3

0 ——— 1Km

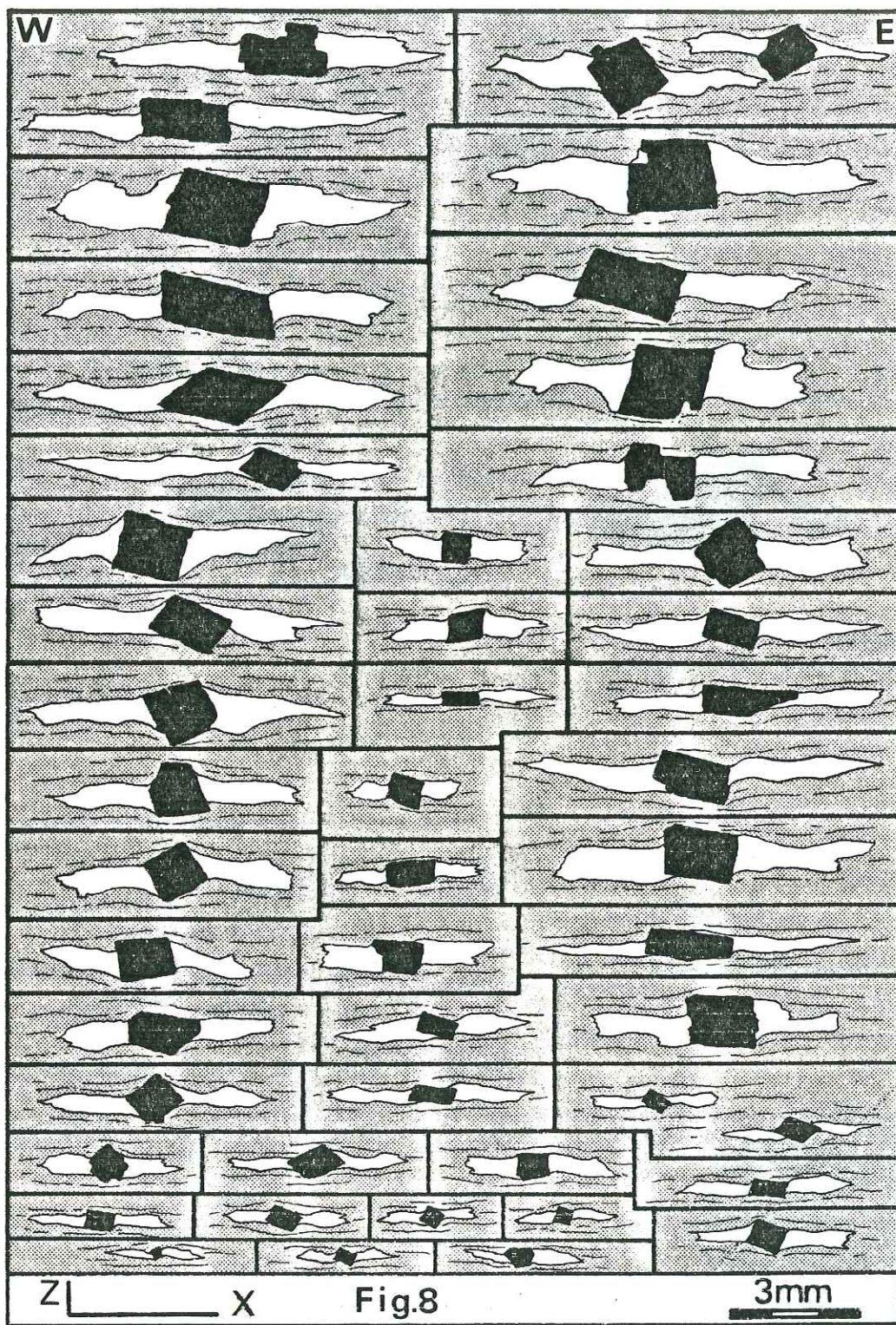


Fig. 4











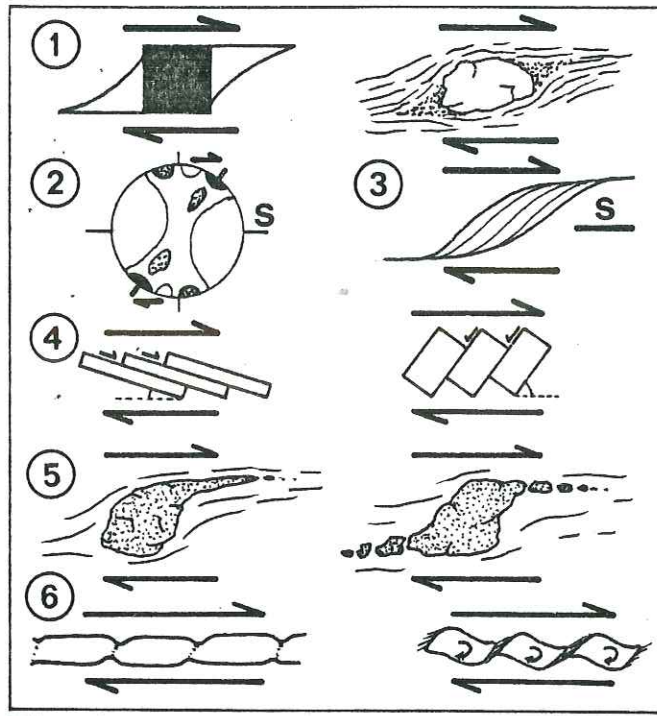


Fig.9

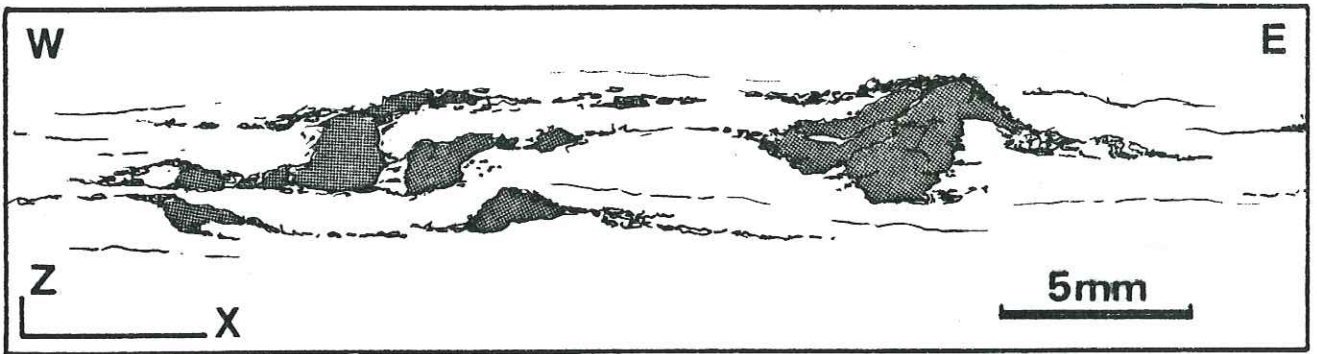


Fig.10

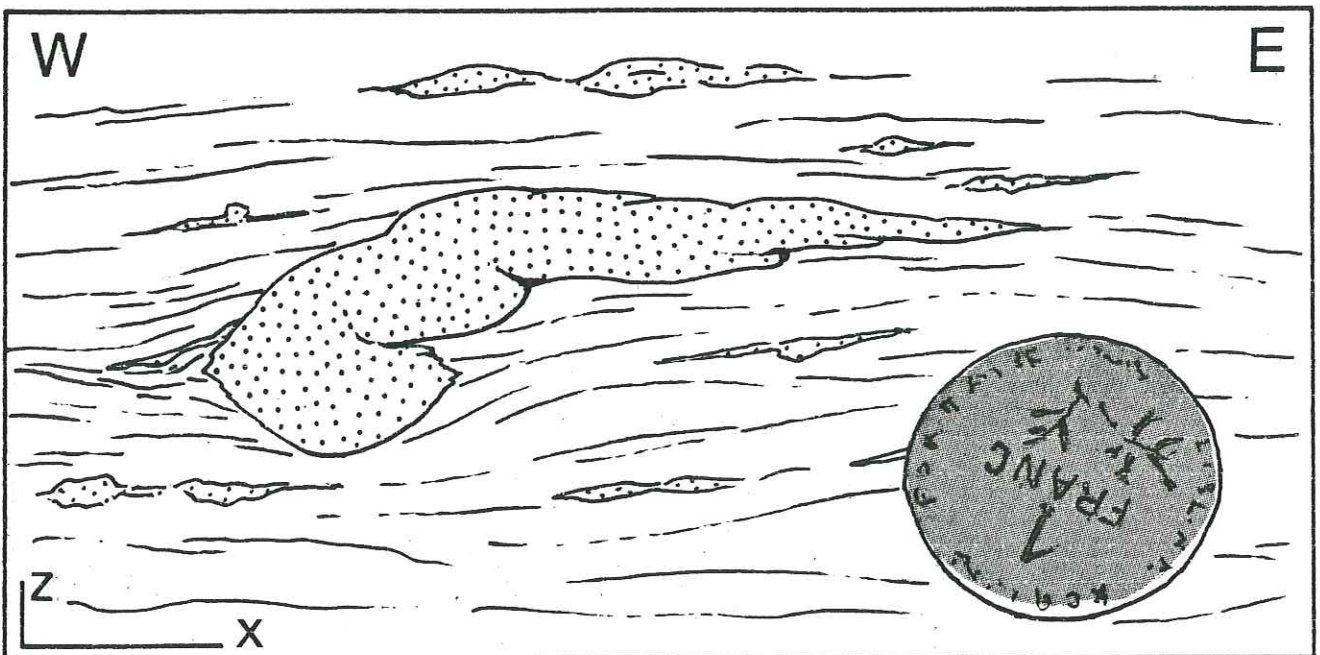
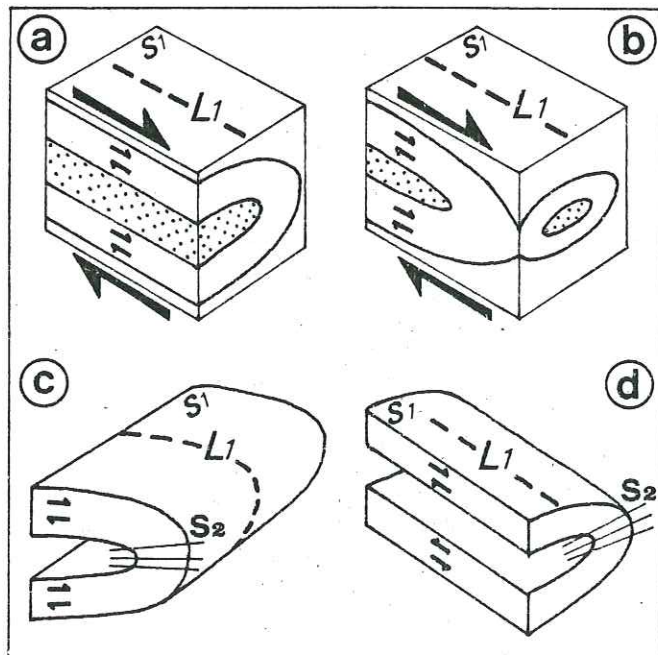
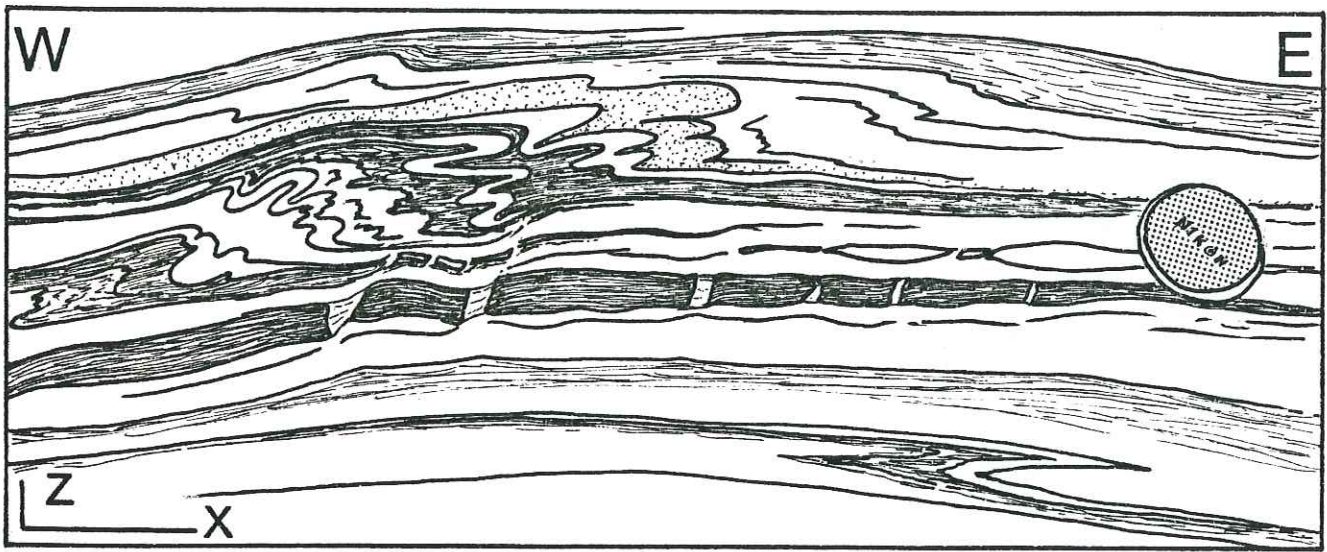
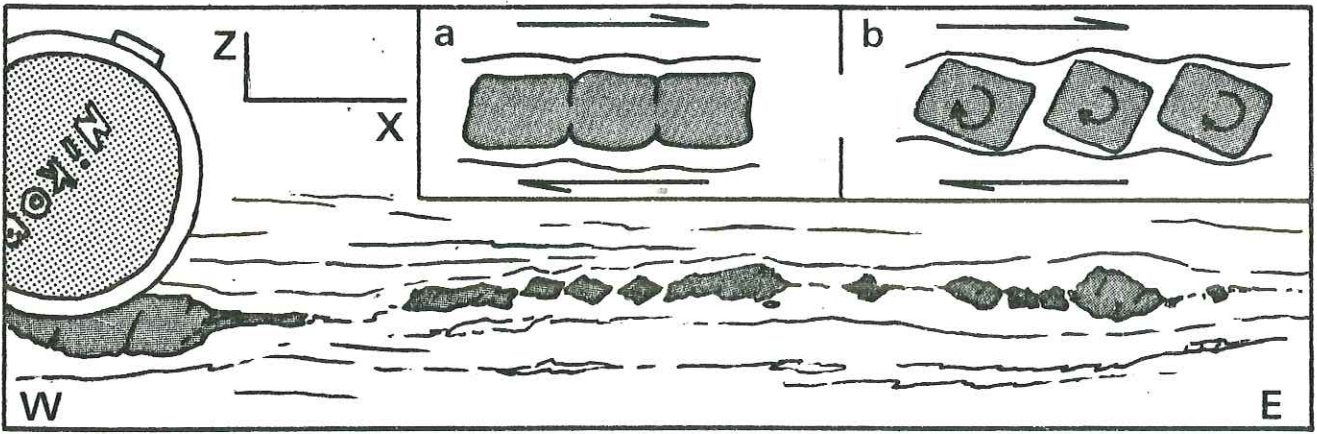
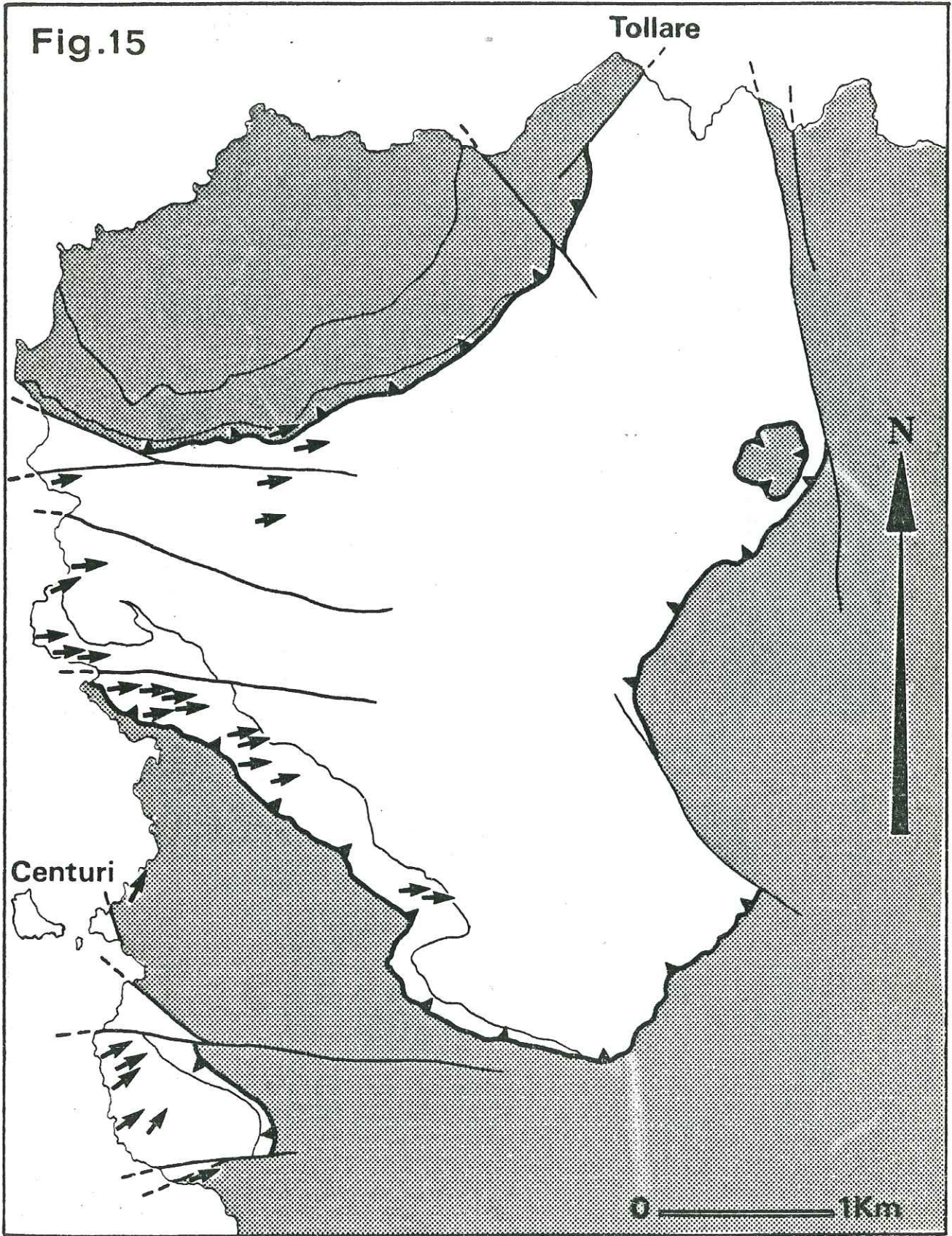


Fig.11











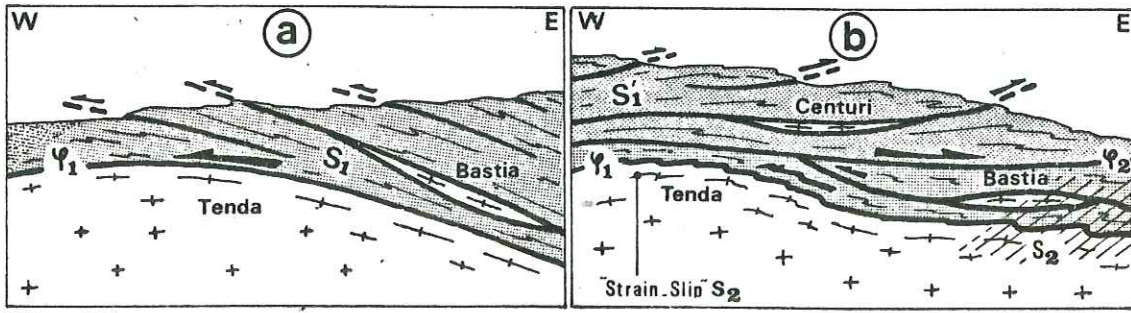


Fig.16

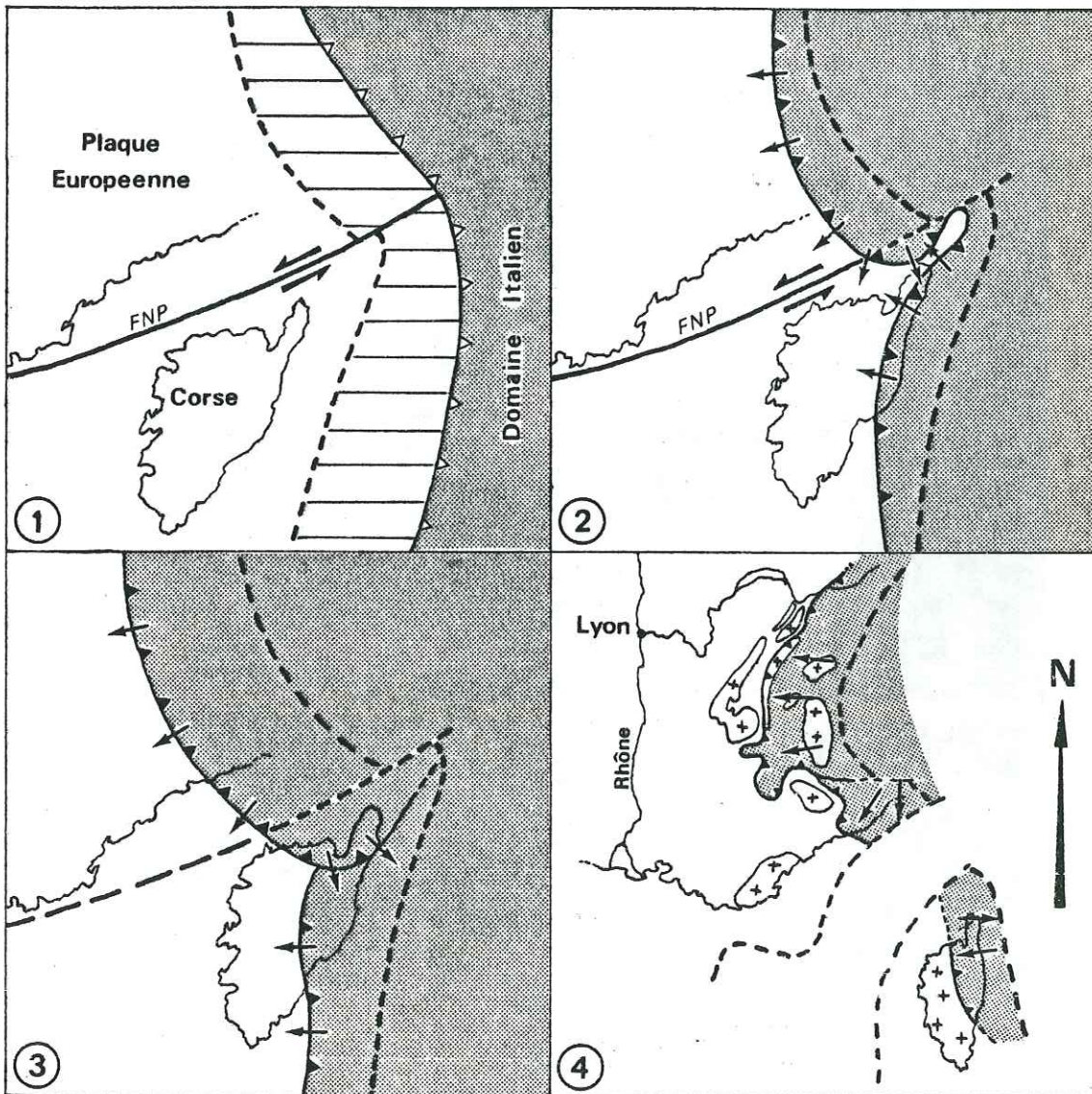


Fig.17



1



2



3





---

/ CHAPITRE III /

---

MISE AU POINT D'UNE METHODE D'ANALYSE MICROTTECTONIQUE

---

APPLICABLE A L'ETUDE DES ZONES ABRITEES

---

*(Publication 6)*

Tectonique .- Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. Note (\*) de Jacques MALAVIEILLE, Arnaud ETCHECOPAR et Jean-Pierre BURG, transmise par J. AUBOIN.

Nous proposons une simulation géométrique de l'évolution de zones abritées au cours d'une déformation progressive. Trois exemples naturels pris dans des zones de cisaillement régional et comparés aux microstructures calculées montrent la validité d'une telle approche. Nous en dégagons les caractères des zones abritées utilisables comme marqueurs d'une déformation non coaxiale.

We present a geometrical simulation of the pressure-shadows development during progressive deformation. We apply this simulation to three natural samples which have undergone simple shear. The analogies between natural and calculated pressure-shadows show the validity of this method and lead us to define the characteristics of the pressure shadows which can be used as rotational deformation criteria.

INTRODUCTION.- Les cristallisations en zones abritées sont des microstructures courantes des roches déformées et métamorphiques (1,2). Elles apparaissent quand la roche contient des objets rigides au sein d'une matrice moins compétente. La majorité des travaux antérieurs concernant ces microstructures portent essentiellement sur les lois de cristallisation et sur la déformation incrémentale (3 à 10). Parmi eux, seuls quelques auteurs ont abordé l'évolution des zones abritées au cours de déformations finies importantes. Cependant aucun ne disposait d'une méthode précise pour appliquer à de grandes déformations les lois énoncées au niveau incrémental. Pour résoudre ce problème, nous proposons une simulation géométrique de la croissance des zones abritées ; la comparaison avec des exemples géologiques montre la validité de cette approche, et permet de préciser les caractéristiques géométriques des zones abritées qui sont liées à une déformation non coaxiale.



Geometrical analysis of pressure shadows : Simulation and application to natural examples.

by *J. Malavieille, A. Etchecopar, J.P. Burg.*

We present a geometrical simulation of the pressure-shadows development during progressive deformation. We apply this simulation to three natural samples which have undergone simple shear. The analogies between natural and calculated pressure-shadows show the validity of this method and lead us to define the characteristics of the pressure shadows which can be used as rotational deformation criteria.

---

LA SIMULATION.- Lors de la déformation d'une zone abritée, des cristallisations remplissent le "vide" causé par la différence de compétence entre l'objet et sa matrice. Emettant l'hypothèse que l'objet se positionne de façon à ce que ce vide soit minimal, à chaque incrément de la simulation nous procédons de la façon suivante (fig. 1) :

- a) on définit par un ensemble de points  $M_i$  la forme que prendrait l'objet après déformation s'il avait la même ductilité que la matrice.
  - b) On définit par un ensemble de points  $O_i$  la forme de l'objet une fois déformé, compte tenu de sa ductilité propre.
  - c) On calcule la translation et la rotation telles que la somme des écarts quadratiques entre  $M_i$  et  $O_i$  soit minimale ( $\sum_{i=1}^n M_i O_i \rightarrow \min$ ).
- On obtient ainsi le meilleur "recouvrement" possible entre l'objet et la matrice.

#### SIMULATION ET EXEMPLES GEOLOGIQUES.-

Nous avons effectué une première simulation en utilisant des exemples géologiques de déformation non coaxiale proches du cisaillement simple. A partir de l'étude des cas naturels choisis, nous avons imposé les paramètres de cette première simulation (fig.2) :

- 1) La déformation imposée est un cisaillement simple : ( $\gamma$  variant de 0 à 8 par incréments de 0.2).
- 2) L'objet est une pyrite indéformable.
- 3) Les fibres de la zone abritée se forment à partir de la pyrite et perpendiculairement aux faces de celle-ci (3). Elles se comportent ensuite comme la matrice (11).

La figure 3 montre la géométrie des zones abritées sur une "pyrite" carrée.

Ensuite nous appliquons la simulation aux contours réels des pyrites dans le but d'affiner les comparaisons (fig.4) :



a) Cadre géologique des exemples choisis :

Le sens et le caractère non coaxial de la déformation sont clairement acquis.

- l'exemple A vient du Tibet méridional (flysch mésozoïque, sud du YamdrokTso). La roche a été affectée par une déformation synschisteuse dans des conditions de métamorphisme épizonal (séricite, chlorite)(12), elle est peu déformée.
- l'exemple B a été échantillonné à l'extrémité septentrionale du Cap Corse (région de Centuri). Il a subi une intense tectonique tangentielle alpine dans un contexte de métamorphisme HP-BT (13).
- l'exemple C a été emprunté à P. Choukroune qui l'a précédemment décrit (9). Il provient du Sud de Lourdes (Pyrénées).

b) Résultats :

- Dissymétrie des zones abritées. Dès les premiers incréments de la déformation (ex. A, fig. 4a) une dissymétrie apparaît. Ce caractère reste permanent pour des déformations continues importantes (ex. B, fig. 4b). Dans le cas général, même quand l'allure de la zone abritée ne montre pas une dissymétrie évidente à cause de la forme de l'objet, l'angle qui existe entre la limite de la zone abritée et la face de la pyrite reste différent suivant que l'on regarde une face "abritée" ou une face "exposée" (fig. 3,4,5). Cette dissymétrie permanente peut être utilisée pour déterminer le sens de rotation. Ceci confirme les résultats de Lagarde 1978 (14).

On remarque une relation évidente entre longueur de la zone abritée simulée et intensité de la déformation (fig. 3 et 4).

- Contour des zones abritées : la forme de la zone abritée reflète le passage des arêtes du cristal pendant sa rotation. Ceci est à l'origine pour des déformations importantes, des digitations qui apparaissent à la terminaison des zones abritées et qui se font selon un processus identique à celui des plis en fourreau (15) (fig. 3 et 4b).

- Discordances internes : La figure 4 a et c met en évidence différents domaines fibreux dans la zone abritée. Leurs limites, que nous appelons "discordances internes", correspondent aux changements d'orientation des fibres causés par l'entrée dans la zone abritée d'une nouvelle face du cristal au cours de sa rotation.

- Limites de la simulation : les différences qui subsistent entre les zones abritées réelles et simulées ont plusieurs causes : i) la déformation géologique n'est pas aussi simple que le modèle adopté, ii) les fibres (donc les discordances internes) peuvent être effacées par la recristallisation dynamique ou tardive (fig. 4b, et 5). iii) la zone abritée peut se déformer moins facilement que la matrice ; c'est ce que nous supposons pour l'exemple C (fig. 4c) dans lequel les fibres sont restées visibles.

CONCLUSION.- La comparaison entre les exemples géologiques et les résultats de notre simulation géométrique montre que celle-ci fournit une bonne approche des phénomènes qui régissent le développement des zones abritées. En ce qui concerne l'utilisation des zones abritées comme marqueurs d'une déformation non coaxiale et de son sens, nous retenons que : - les zones abritées sont toujours dissymétriques par rapport au plan d'aplatissement maximum (plan XY).

- leur forme parfois digitée et leurs relations angulaires avec les faces de l'objet sont caractéristiques.

- l'organisation des discordances internes est dissymétrique.

Certains de ces résultats avaient déjà été proposés, particulièrement par O. Mugge, J.G. Ramsay et P. Choukroune (3,16,9). Cependant la simulation des zones abritées permet une approche qualitative et quantitative beaucoup plus fine de la déformation ; d'autant plus qu'il est possible d'utiliser le contour exact des objets. Elle sera prochainement appliquée à d'autres types d'objets (clastes, blastes à croissance syntectonique,



fossiles, filons) et d'autres lois de cristallisation.

(\*) Remise le 26 octobre 1981

- (1) A. DEMAY, *Mem. Serv. Carte Géol. Fr.*, 1942, 260 p.
- (2) A. SERY, *Metamorphic textures*, Pergamon Press Oxford, 1969, 350 p.
- (3) O. MUGGE, *N. Jb. Min. Beil. Bed.* 58, 1930, p. 303-348.
- (4) A. PABST, *Amer. Min.*, 16, 1931, p. 55-70.
- (5) J. FRANKEL, *Mineral. Mag.*, 31, 1957, p. 329-401
- (6) H.W. FAIRBAIRN, *Trans. Amer. Geophys. Union.* 31 (6), 1964, p. 914-916.
- (7) G. LANGHEINRICH, *N. Jb. Geol. Paleont.*, 120, 1964, p. 41-80.
- (8) H.J. ZWART et J.A. OELE, *Geol. in Mijnbouw*, 1966, 45, p. 70-74.
- (9) P. CHOUKROUNE, *Bull. Soc. Géol. France*, 13, 1971, p. 257-271.
- (10) D. ELIOTT, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1972, p. 2621-2638.
- (11) S. WHITE et C.J.L. WILSON, *N. Jb. Miner. Abh.* 134, 1978, p. 33-57.
- (12) J.P. BURG, Ph. MATTE, M. BRUNEL, J. ANDRIEUX, G.M. CHENG, G.C. LI, X.C. XIAO, *in press*.
- (13) J. MALAVIEILLE, *in press*.
- (14) J.L. LAGARDE, *Thèse 3ème cycle*, Rennes, 1978, 164 p.
- (15) H. QUINQUIS, Cl. AUDREN, J.P. BRUN, J.P. COBBOLD, *Nature*, 273, 1978, p. 43-45.
- (16) J.G. RAMSAY, *Folding and fracturing of rocks*, Mc Gray Hill, New York, 1967, 568 p.

LA 266 CNRS  
 Laboratoire de Géologie Structurale  
 Université des Sciences et Techniques  
 du Languedoc  
 Place E. Bataillon 34060 MONTPELLIER Cédex

## Légende des figures

- Fig. 1 : Schéma de principe de la simulation : les points  $M_i$  et  $O_i$  correspondent aux contours respectifs de la matrice et de l'objet après déformation.
- Fig. 2 : Illustration des lois utilisées pour la simulation des pyrites.  
 a) minimisation des vides - b) 1er incrément : croissance des fibres perpendiculairement aux faces - c) 2ème incrément : déformation des zones abritées anciennement formées et cristallisation de nouvelles fibres dans le "vide" nouvellement créé.
- Fig. 3 : Développement des zones abritées pendant la déformation par cisaillement simple  $\gamma$  varie de 0 à 7. Détail de la dissymétrie des angles d'attaque de la zone abritée sur les faces de la pyrite.
- Fig. 4 : a) Dissymétrie et discordances internes après de faibles déformations  $\gamma = 1$   
 b) Dissymétrie et apparition de digitations pour des déformations importantes  $\gamma = 4$   
 c) Discordances internes  $\gamma = 5$
- Fig. 5 : Exemples de pyrites à zones abritées dissymétriques (Corse région de Centuri).
- Fig. 6 : Tracé de zones abritées obtenu sur table traçante Benson, après application de la simulation au Contour naturel d'une pyrite. Les tiretés indiquent la direction de Cristallisation des fibres à chaque incrément de la simulation.  
 a- pyrite carrée théorique  
 b- pyrite provenant du Tibet  
 c- pyrite provenant de Corse  
 d- pyrite provenant des Pyrénées



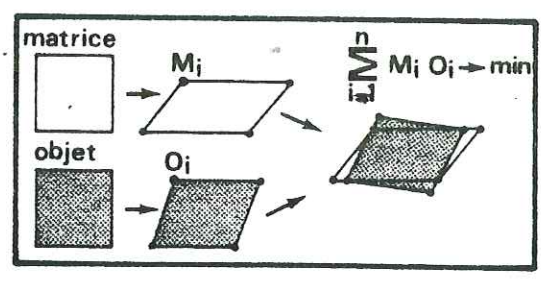


Fig. 1 : Schéma de principe de la simulation : les points  $M_i$  et  $O_i$  correspondent aux contours respectifs de la matrice et de l'objet après déformation.

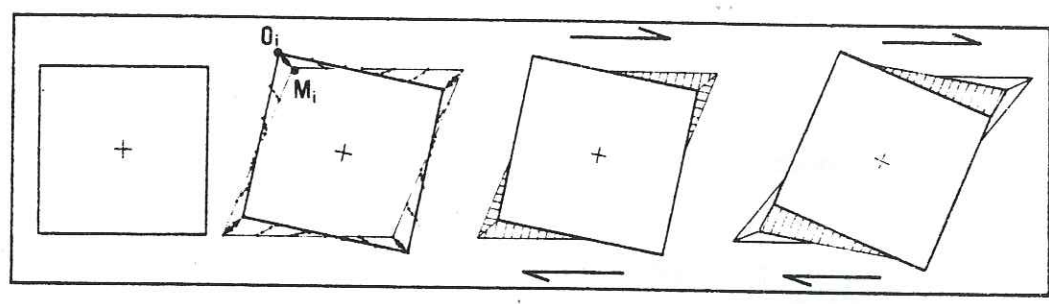


Fig. 2 : Illustration des lois utilisées pour la simulation des pyrites.

a) minimisation des vides - b) 1er incrément : croissance des fibres perpendiculairement aux faces - c) 2ème incrément : déformation des zones abritées anciennement formées et cristallisation de nouvelles fibres dans le "vide" nouvellement créé.

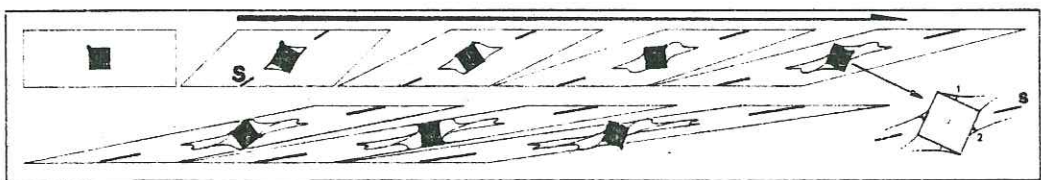


Fig. 3 : Développement des zones abritées pendant la déformation par cisaillement simple  $\gamma$  varie de 0 à 7. Détail de la dissymétrie des angles d'attaque de la zone abritée sur les faces de la pyrite.



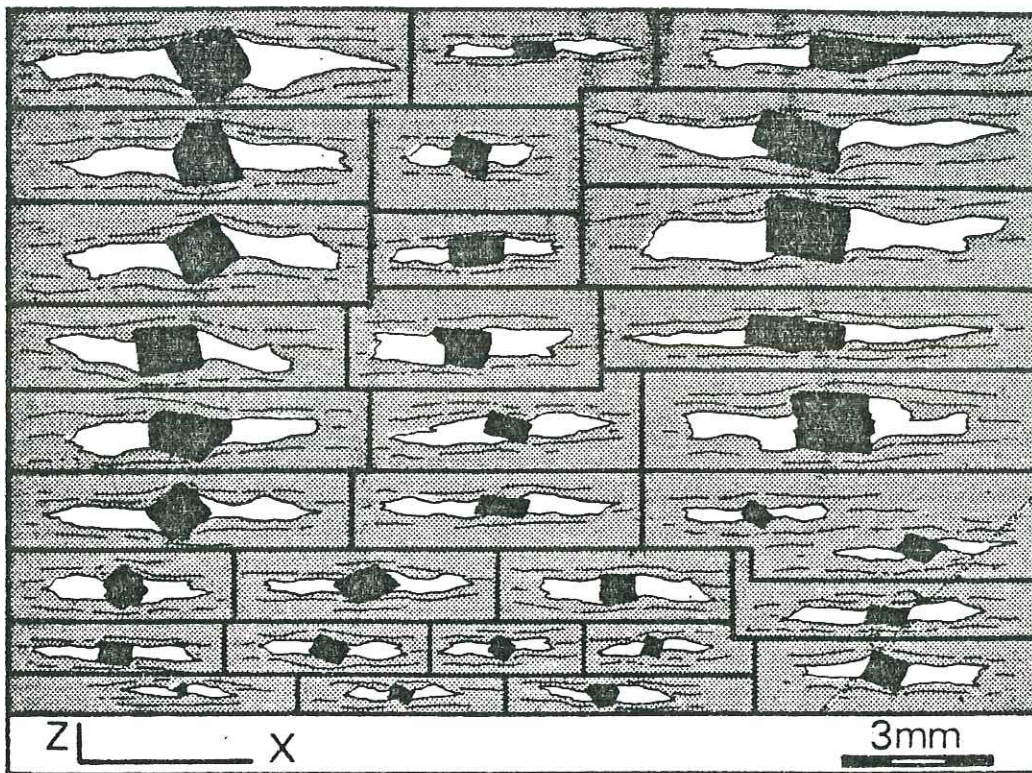


Fig. 5 : Exemples de pyrites à zones abritées dissymétriques (Corse région de Centuri).

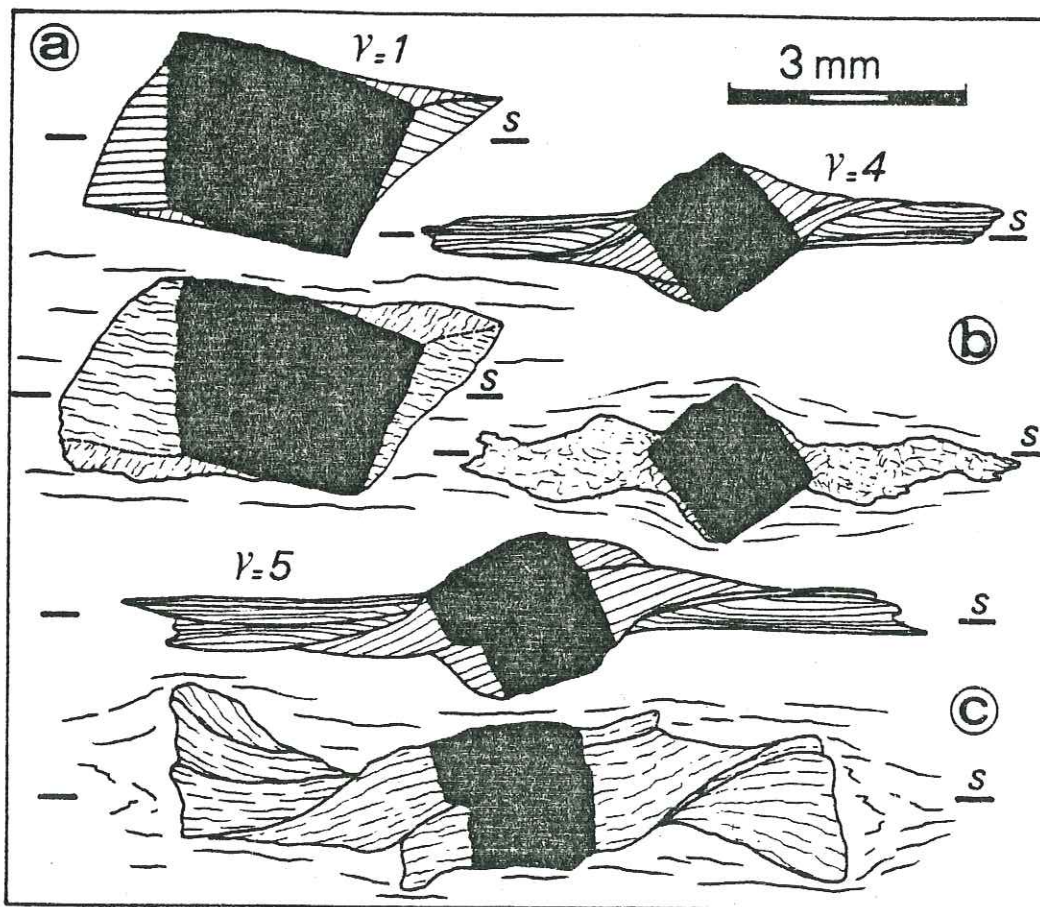
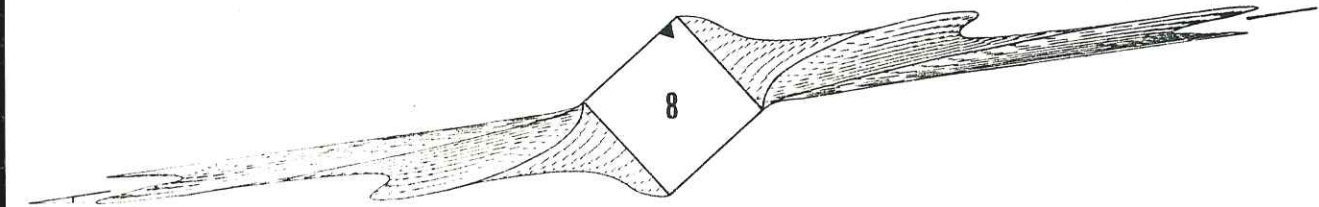
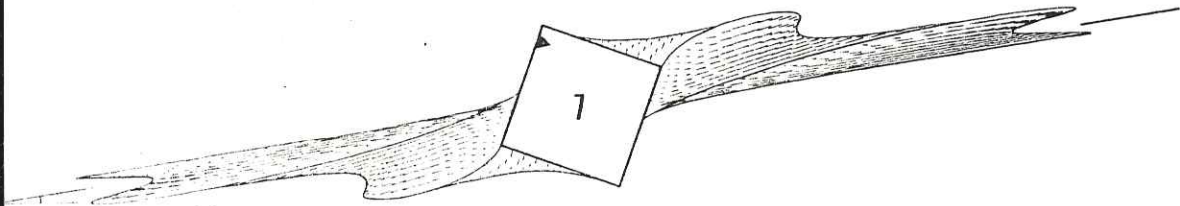
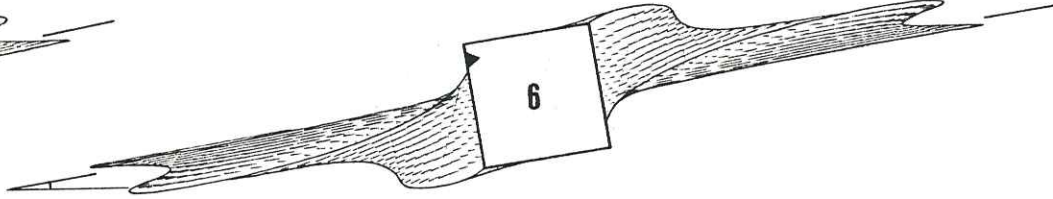
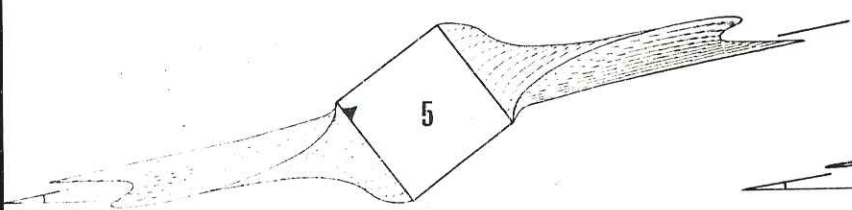
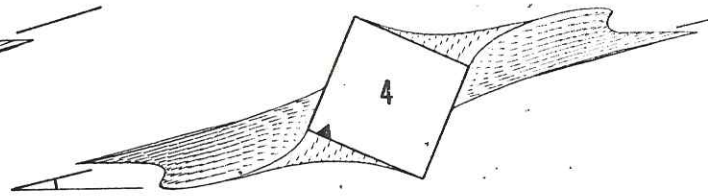
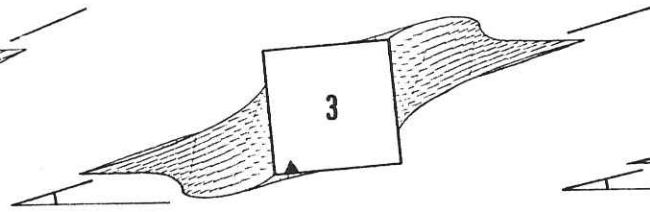
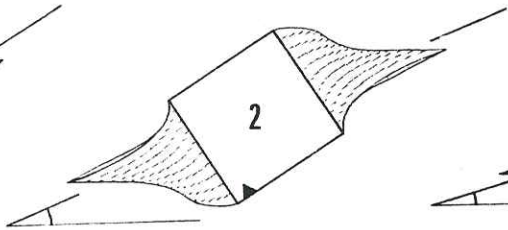
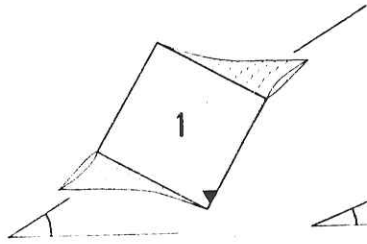
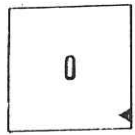
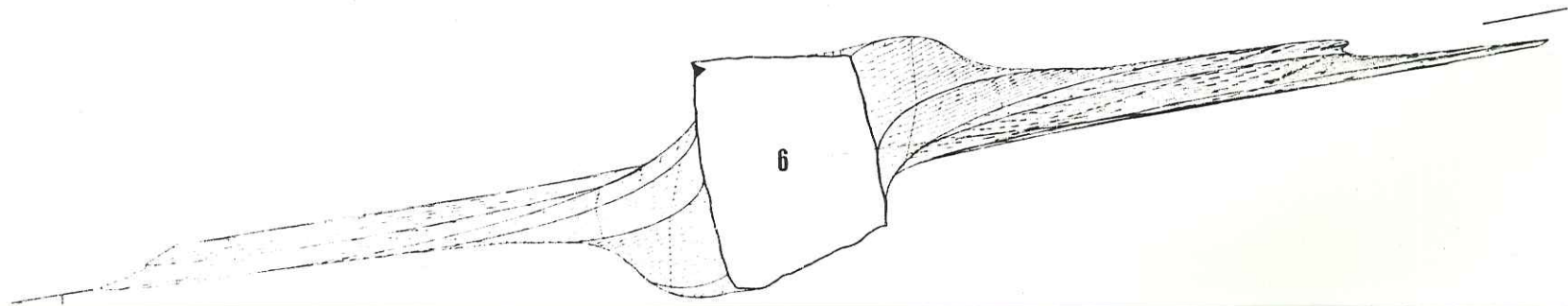
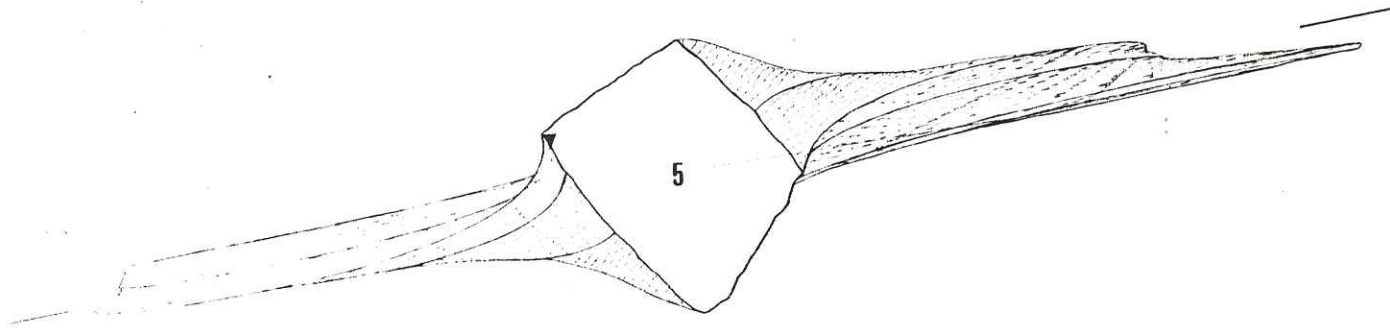
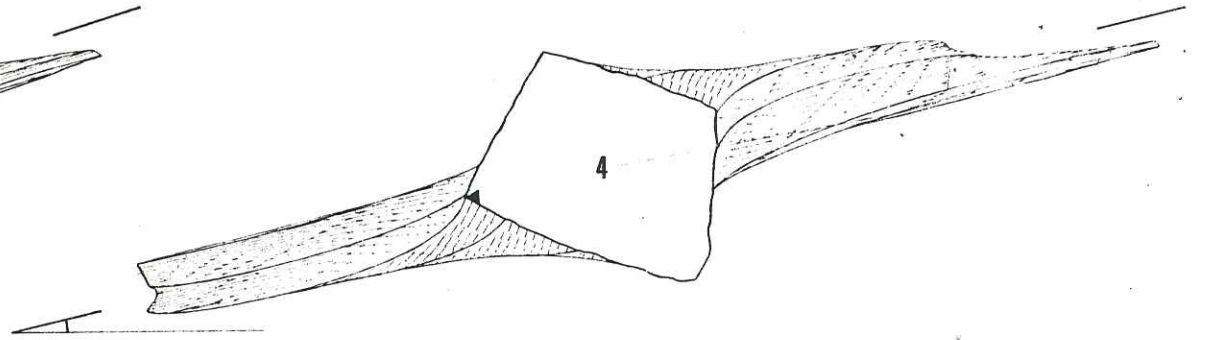
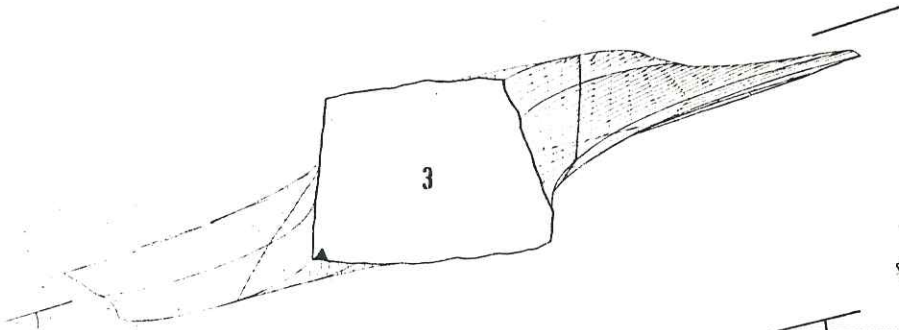
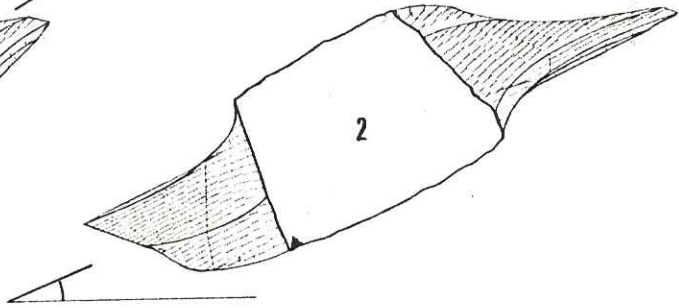
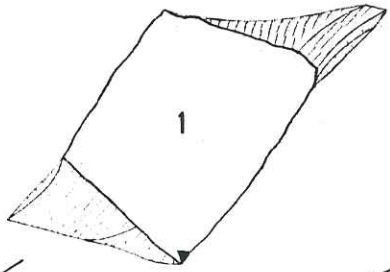
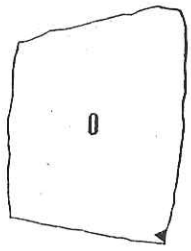


Fig. 4 : a) Dissymétrie et discordances internes après de faibles déformations  $\gamma = 1$   
 b) Dissymétrie et apparition de digitations pour des déformations importantes  $\gamma = 4$   
 c) Discordances internes  $\gamma = 5$

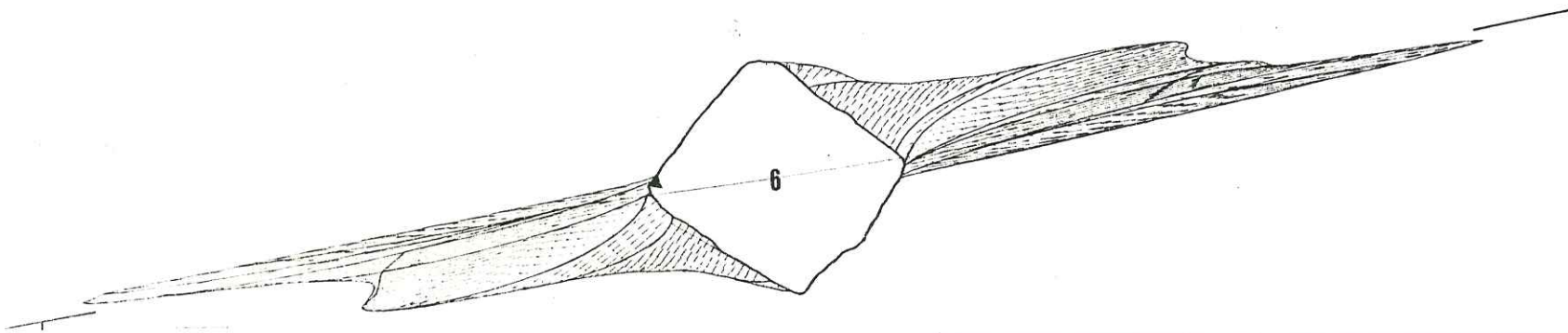
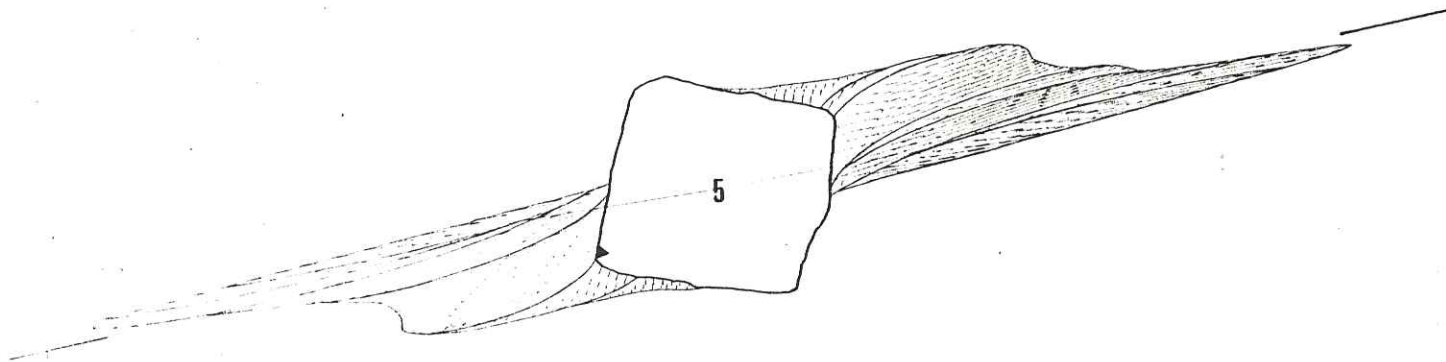
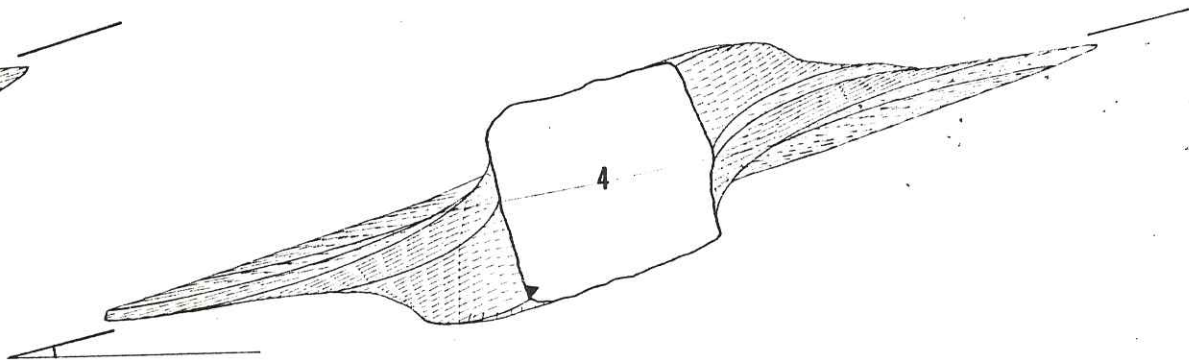
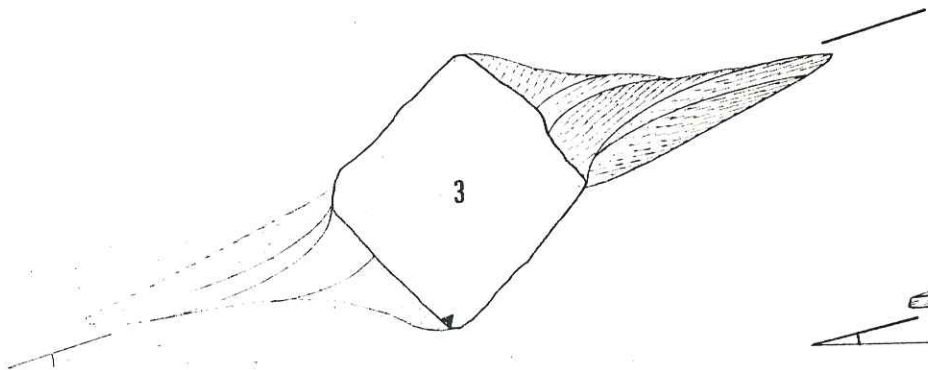
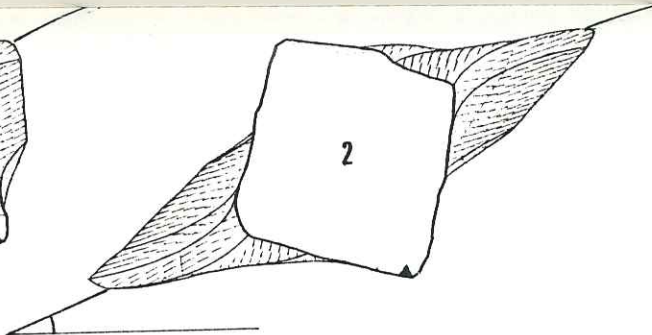
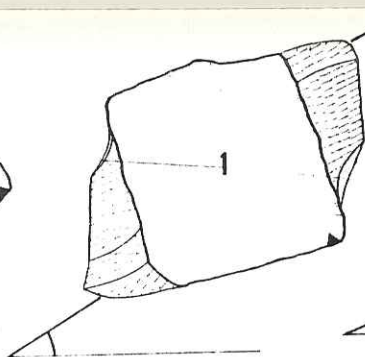
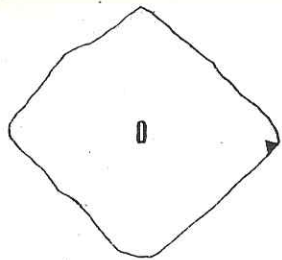


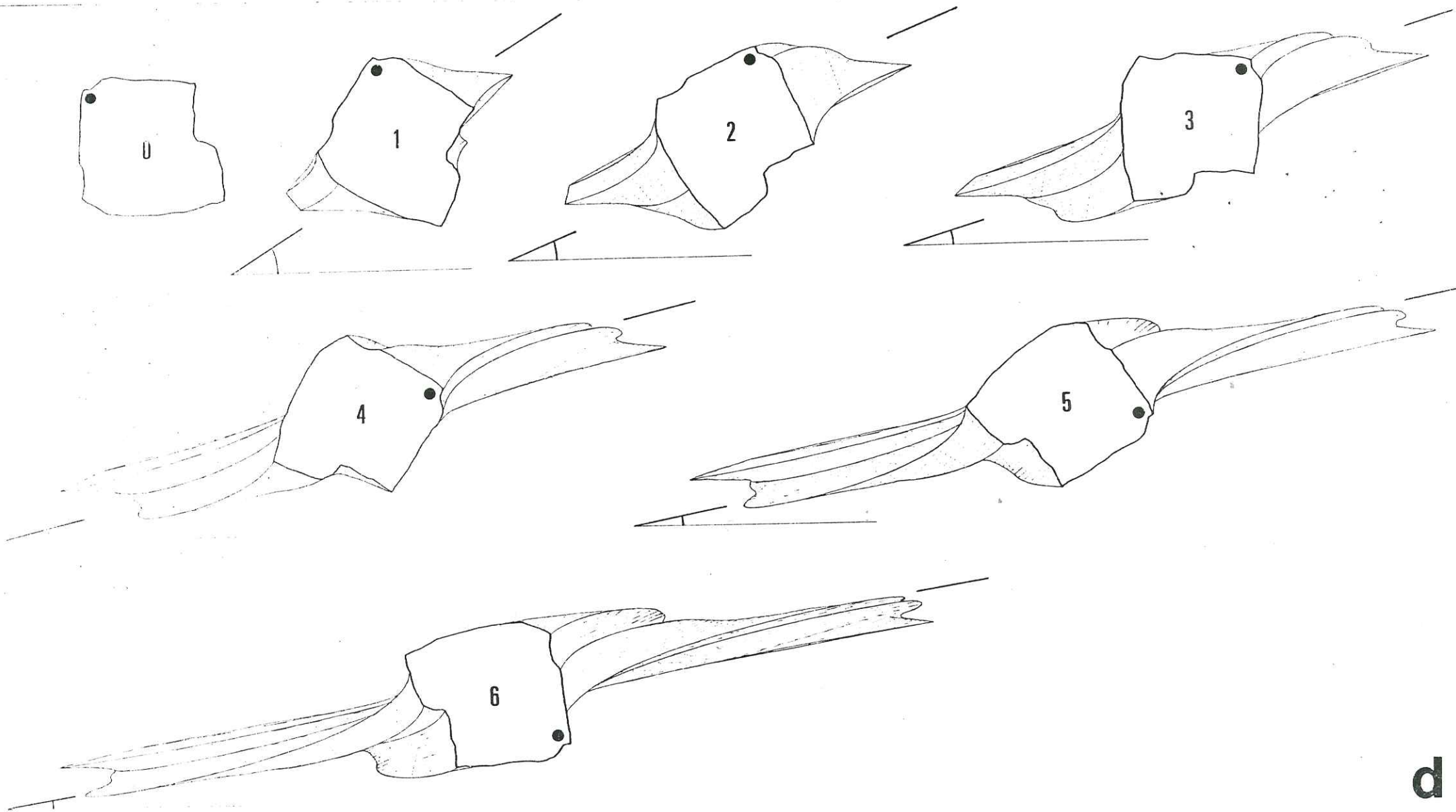


a









d

un  
un



## CONCLUSION

---

De ce travail nous tirons deux sortes de conclusions : celles se rapportant à la méthodologie, et celles concernant la chaîne alpine.

D'un point de vue méthodologique, nous nous sommes attachés à démontrer que les méthodes microtectoniques dans le domaine de la déformation plastique étaient largement fiables si certaines conditions étaient respectées. Parmi celles-ci les plus importantes nous paraissent être : de bien connaître la tectonique à l'échelle du terrain, et de choisir pour l'étude, des niveaux de rhéologie aussi homogène que possible. On pourra alors retrouver en dépit d'une apparente complexité des structures, les mécanismes fondamentaux de la déformation et ceci permettra de construire des modèles structuraux non seulement géométriques, mais également cinématiques et parfois dynamiques.

Sur un plan régional, l'étude effectuée dans les Alpes franco-italiennes permet d'interpréter les structures transversales précoces, comme résultant d'un mécanisme de cisaillement simple à vergence Ouest. Ces méthodes appliquées à l'ensemble de l'arc Alpin permettraient probablement d'interpréter certains points encore obscurs de la tectonique alpine.

L'étude entreprise en Corse, confirme les hypothèses émises antérieurement à propos de l'obduction, mais les problèmes posés par la région de Centuri, montrent que les structures ne sont pas toujours cylindriques. On ne peut donc plus se contenter d'étudier la déformation à petite

échelle et uniquement sur des coupes transversales aux chaînes, mais on doit également tenir compte de la géométrie des structures dans un plan horizontal cartographique.

En ce qui concerne les grands chevauchements étudiés, la déformation majeure est caractérisée sur le terrain par une foliation régionale pénétrative, passant en continu au niveau des contacts tectoniques à une foliation mylonitique, et, par une linéation d'allongement parallèle à la direction du mouvement.

A l'échelle meso et microscopique, l'analyse structurale montre que la position de l'ellipsoïde de déformation dans un diagramme de Flinn, varie autour du domaine de la déformation plane ( $K = 1$ ) en étant tantôt dans le champ de l'aplatissement ( $K < 1$ ), tantôt dans le champ de la constriction ( $K > 1$ ). Le régime de déformation est non coaxial et proche du cisaillement simple.

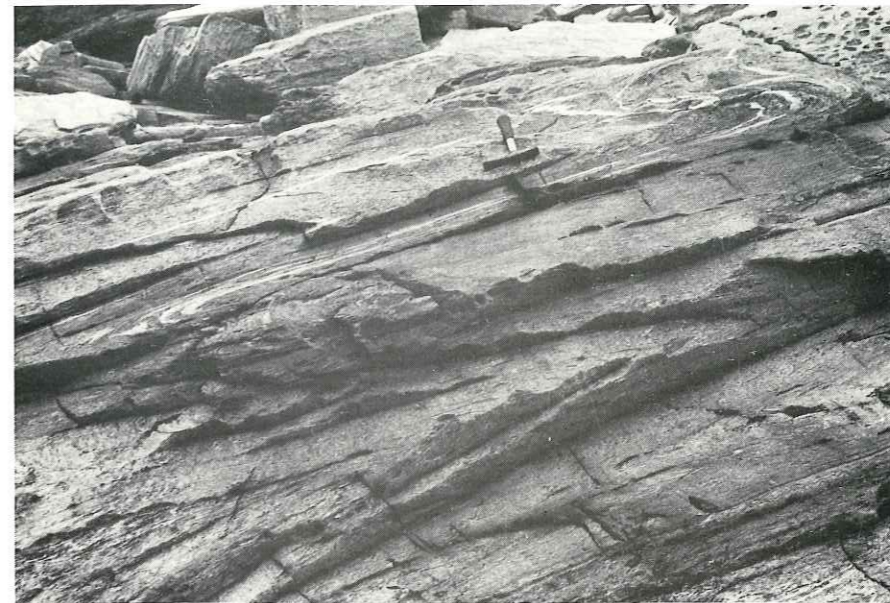


PLANCHE 1

A. Aspect de la linéation d'allongement dans les quartzites du Massif d'AMBIN. La linéation est matérialisée par des taches minérales étirées.



B. Foliation mylonitique dans les gneiss à l'échelle de l'affleurement (Région de Centuri). Noter l'existence de plis isoclinaux soulignés par des niveaux leucocrates.



C. Section parallèle à la linéation (plan XZ) d'un affleurement de quartzites (Col de Teghime) avec plis en fourreau.

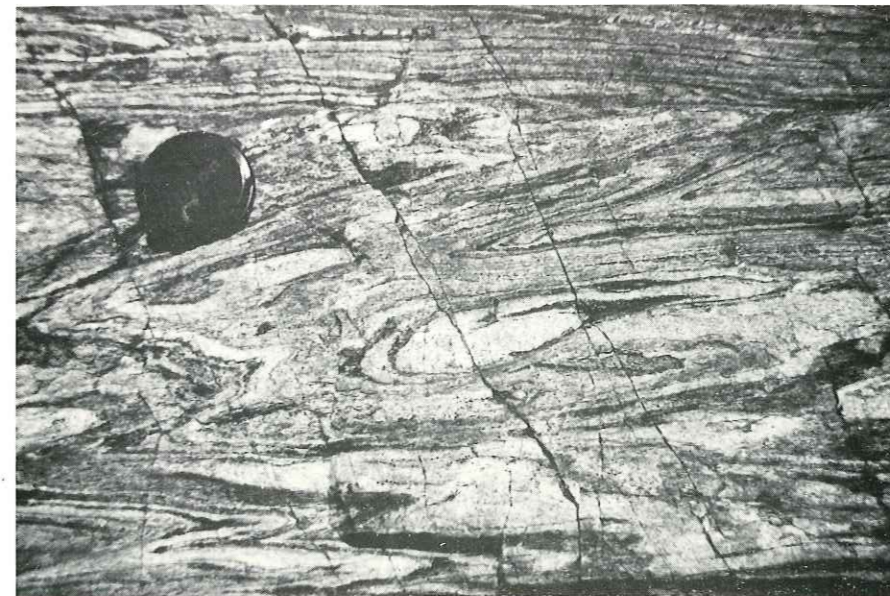




PLANCHE 2

A. Farinole. Quartzites à grenats et glaucophane (plan XZ). On remarque la présence de zones abritées autour du grenat significatives d'un régime de déformation non coaxial. On notera également le boudinage des baguettes de glaucophane suivant X.

B. Col de Teghime. Schistes à pyrites. La dissymétrie de la zone abritée, constituée ici de quartz, indique le sens de cisaillement sénestre.

C. Centuri. Schistes verts à pyrites. Autre exemple de cristallisations en zone abritée de quartz. Dans ce cas, le cisaillement est sénestre.

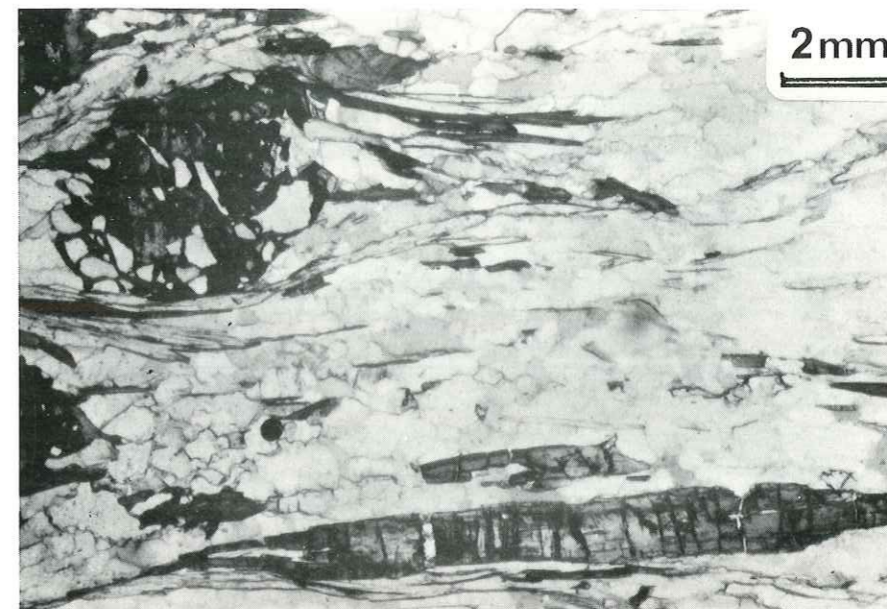




PLANCHE 3

Coupes Sériées perpendiculaires à la linéation d'allongement dans un pli en fourreau. Remarquez l'évolution des structures depuis des formes en "champignon" jusqu'à des formes en "oeil".

