TECTONIQUE CADOMIENNE EN BRETAGNE NORD INTERACTION DECROCHEMENT-CHEVAUCHEMENT: champs de déformation et modélisations experimentales

Pascal Bale

▶ **To cite this version:**

Pascal Bale. TECTONIQUE CADOMIENNE EN BRETAGNE NORD INTERACTION DECROCHEMENT-CHEVAUCHEMENT: champs de déformation et modélisations experimentales. Tectonique. Université de Rennes 1 [UR1], 1986. Français. NNT : . tel-01576579

HAL Id: tel-01576579

https://insu.hal.science/tel-01576579

Submitted on 23 Aug 2017

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

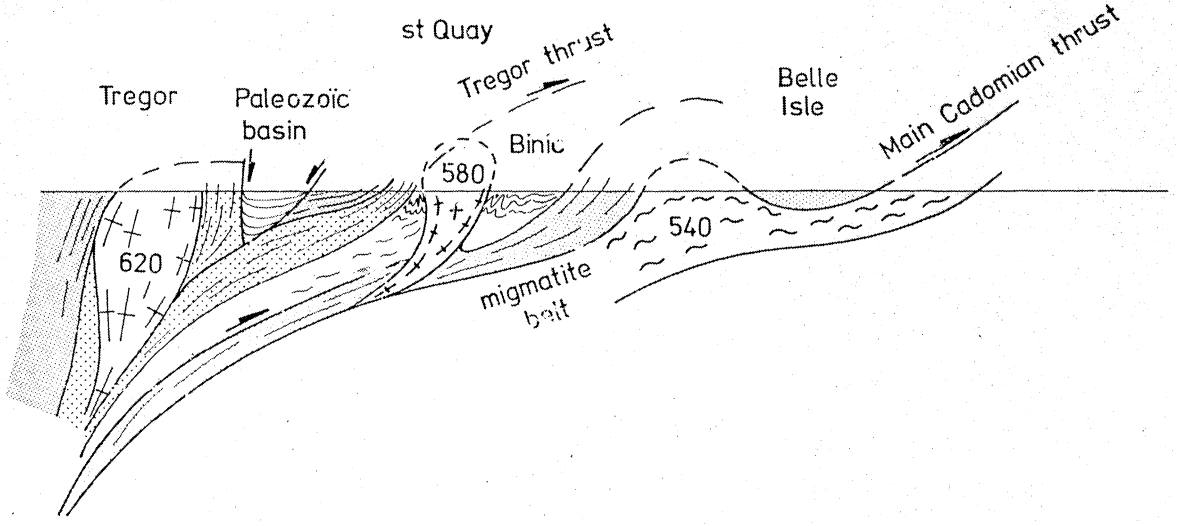
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE RENNES

EXCLU DU PRET
UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

TECTONIQUE CADOMIENNE EN BRETAGNE NORD

INTERACTION DECROCHEMENT-CHEVAUCHEMENT: champs de déformation et modélisations experimentales



Pascal BALE

RENNES 1986

Don de B. Auray

DONALA
BIBLIOTHÈQUE
Institut de Géologie
Université de Rennes

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

PASCAL BALE

Tectonique cadomienne en Bretagne nord

RENNES 1986

INSTITUT de GÉOLOGIE
Numéro d'inventaire Bibliothèque 8958

EXCLU DU PRÊT

C'est 1 exemplaire de soutenance annoté par B. Auray.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

I.1- LES CHEVAUCHEMENTS CADOMIENS DE LA BAIE DE SAINT BRIEUC. 24

Introduction

I.1.A- Les unités lithologiques.
I.1.A.1- La formation de Binic et du Légué.
I.1.A.2- La formation de Lanvollon.
I.1.A.3- La formation d'Yffiniac.

I.1.B- La déformation.
I.1.B.1- Les directions principales de déformation finie.
I.1.B.2- L'ellipsoide de déformation.
I.1.B.3- L'ellipsoide de fabrique.
I.1.B.4- Les critères de cisaillement.

I.1.C- Les chevauchements.

Conclusion.

I.2- LA TECTONIQUE CADOMIENNE DANS L'EST DU TREGOR. 29
(Massif armoricain)

Introduction

I.2.A- Les unités lithologiques.
I.2.A.1- Les unités plutoniques.
I.2.A.2- Les unités sédimentaires et volcaniques.

I.2.B- Caractéristiques de la déformation.
I.2.B.1- La déformation tangentielle.
I.2.B.2- Les décrochements.
I.2.B.2.a- La zone de cisaillement de Palus plage.
I.2.B.2.b- La zone de cisaillement de Bonaparte.
I.2.B.3- La déformation cassante.

Conclusion.

I.3- STRUCTURES ET DEFORMATIONS EN BORDURE NW DU DOMAINE CADOMIEN: PROBLEME DE L'INFLUENCE HERCYNIENNE AUX LIMITES. 81
(baie de Lannion, Massif armoricain)

Introduction

I.3.A- Les formations de la baie de Lannion.
I.3.A.1- Les unités lithologiques.
a- Le socle.
b- Les séries sédimentaires.
I.3.A.2- Les relations cartographiques et les datations géochronologiques.

I.3.B- La déformation.
I.3.B.1- Les axes principaux.
I.3.B.2- Composantes de cisaillement et gradients de déformation.
a- Critères de cisaillement et déformation finie dans les séries briovériennes.
1) critères de cisaillement et gradient de déformation (analyse qualitative).
2) l'ellipsoide de déformation finie.
3) la fabrique du quartz.
b- Critères de cisaillement et déformation finie dans la série de St Michel en grèves.

I.3.C- Les unités de la baie de Lannion: limite externe du domaine cadomien de Bretagne Nord.

I.4- LE FLANC EST DE LA BAIE DE ST BRIEUC: INFLUENCE HERCYNIENNE DANS LE DOMAINE CADOMIEN INTERNE. 133

Introduction.

I.4.A- Les unités.
I.4.A.1- La série des amphibolites de lanvollon.
I.4.A.2- Le complexe dioritique de Coetmieux Fort la latte.
I.4.A.3- La trondhjémite d'Hillion.
I.4.A.4- La série d'Erquy.

I.4.B- La déformation.
I.4.B.1- La déformation ductile.
I.4.B.2- La déformation cassante.

Conclusion: temps et déformation: le problème de l'age des unités.

I.5- LATE PRECAMBRIAN THRUSTS AND WRENCH ZONES IN NORTHERN BRITTANY 150

Introduction

I.5.A- Geological setting.

I.5.B- The imbricate thrust system of the St Brieuc bay.
I.5.B.1- Lithology and stratigraphy of units.
I.5.B.2- structures, deformation and strain.
I.5.B.2.a- Principal strain trajectories.
I.5.B.2.b- Finite strain ellipsoid estimation.
I.5.B.2.c- Fabric ellipsoid.
I.5.B.2.d- Finite shear components

I.5.C- The senestral wrench zone of St Cast.
I.5.C.1- Strain analysis.
I.5.C.1.a- Strain trajectories.
I.5.C.1.b- Strain ellipsoid.
I.5.C.1.c- Finite shear components.
I.5.C.1.d- Quartz fabric.

I.5.D- Discussion: a general model for the St Brieuc St Cast deformation.
I.5.D.1- Kinematics of imbricate thrust system.
I.5.D.2- Discontinuities organisation at the map scale.
I.5.D.3- Timing of events.

Conclusion.

CHAPITRE II- LE LEON: DOMAINE CADOMIEN OU DOMAINE HERCYNIEN SS ? SA POSITION DANS LA CHAINE HERCYNIENNE.

* * *

II.1- LES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES ET PETROLOGIQUES DES UNITES METAMORPHIQUES.

II.1.A- GEOCHRONOLOGIE ET GEOCHIMIE DES ECLOGITES DU LEON: NOUVELLES CONTRAINTES SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NW DU MASSIF ARMORICAIN. 200

Introduction

II.1.A.1- Etude structurale.
II.1.A.1.a- Cadre géologique.
II.1.A.1.b- La déformation.

II.1.A.2- Etude pétrologique.

II.1.A.3- Géochimie-géochronologie.
II.1.A.3.a- Géochimie.
II.1.A.3.b- Géochronologie U-Pb sur zircons.

II.1.A.4- Discussion et conclusion.

II.2- LES COMPLEXES METAMORPHIQUES DU LEON (NW BRETAGNE): UN SEGMENT DU DOMAINE EO-HERCYNIEN SUD ARMORICAIN TRANSLATE AU DEVONIEN. 234

Introduction

II.2.A- Les traits majeurs du Léon.
II.2.A.1- Les ensembles lithologiques.
II.2.A.1.a- Les séries métamorphiques.
II.2.A.1.b- Les ensembles intrusifs.
II.2.A.2- Caractères structuraux principaux.

II.2.B- La bordure Sud du Léon: une zone de cisaillement dextre.

II.2.C- Modèle cinématique.

II.2.D- Implications.
II.2.D.1- Tectonique de la baie de Morlaix.
II.2.D.2- Extension géographique.
II.2.D.3- Implication géodynamique: suture du Lizard.
II.2.D.4- Bornes maximales et minimales du rejet décrochant.

II.3- CONCLUSION: LE LEON, DOMAINE HERCYNIEN SS: SA PARTICULARITE DANS LA ZONATION HERCYNIENNE ARMORICAINE. 241

CHAPITRE III- LES INTERACTIONS DECROCHEMENTS-CHEVAUCHEMENTS: MODELISATION EXPERIMENTALE.

* * *

III.1- VERGENCE ET PROPAGATION DES CHEVAUCHEMENTS DANS UN SYSTEME FRAGILE-DUCTILE. 248

Introduction.

III.1.A- Procédure expérimentale.

III.1.B- Composition rhéologique des modèles.

III.1.C- Description des modèles.
III.1.C.1- Rappel: modèle 0 (purement fragile).
III.1.C.2- Modèle 1.
III.1.C.3- Modèle 2.

III.1.D- Comparaison des modèles et interprétation.
III.1.D.1- Localisation des chevauchements.
III.1.D.2- Vergence.
III.1.D.3- Propagation.

III.1.E- Conclusions et implications géologiques.
III.1.E.1- Discontinuité du premier type.
III.1.E.2- Discontinuité du deuxième type.

III.2- COLLISIONAL ARCS DUE TO INTERACTION BETWEEN THRUSTS AND STRIKE SLIP FAULTS: AN EXPERIMENTAL APPROACH. 272

Introduction

III.2.A- Arcuate orogenic belts in geology.

III.2.B- Experimental procedure.
III.2.B.1- Apparatus.
III.2.B.2- Boundary conditions.
III.2.B.3- Analogy of rheological laws.
III.2.B.4- Scaling.
III.2.B.5- Building of models.

III.2.C- Development of thrusts and strike slip faults.

III.2.D- Structure of arcs.
III.2.D.1- First type arc.
III.2.D.1.a- Free surface features.
III.2.D.1.b- Analysis of cross sections.

III.2.D.2- Second type arc.
III.2.D.2.a- Free surface features.
III.2.D.2.b- Analysis of cross sections.

III.2.E- Experimental conclusions.

III.2.F- Discussion: geological implications.
III.2.F.1- Centripetal type arcs.
III.2.F.2- Centrifugal type arcs.

General conclusion.

CHAPITRE IV: DISCUSSION ET CONCLUSION GENERALE. 326

INTRODUCTION

L'étude de la chaine cadomienne comme toute chaine précambrienne pose le problème du régime de la tectonique des plaques à cette époque. En effet, les déformations et les déplacements doivent nous renseigner si les conditions géodynamiques et les mécanismes de déformation étaient comparables ou non aux conditions actuelles (déformations lithosphériques accomodées ou non par de grands chevauchements crustaux, échelle de temps dans les déformations). Pour ce faire, des méthodes modernes d'analyses structurales semblables à celles utilisées dans les chaines récentes ont été mises en oeuvre. La base de cette étude est avant tout un travail de terrain, effectué à l'echelle de la chaine, dont le but est d'établir une organisation dans la géomètrie des structures afin d'aboutir à une évolution cinématique cohérente. Il s'agit, de plus, de reconstituer les limites du domaine cadomien en Bretagne ainsi que de déterminer l'importance de ce noyau ancien sur la géomètrie hercynienne et réciproquement l'influence des déformations varisques sur les structures précambriennes.

L'intéret régional est complété d'une étude thématique puisqu'il a été réalisé en parallèle des tests expérimentaux

sur les interactions décrochement-chevauchement en fonction de problèmes posés par le terrain.

MOYENS ET METHODES.

Les conditions d'affleurements n'étant pas toujours idéales en Bretagne et le terrain choisi vaste (entre 15 et 20 carte au 1/50000), il a été selectionné des secteurs "clés" où une cartographie précise a été effectuée ainsi que des coupes représentatives de la déformation régionale. Ces endroits sont repérés en entête de chaque chapitre.

Les premiers objectifs étant la reconnaissance et la cartographie des zones d'intenses déformations plusieurs méthodes ont été utilisées pour mettre en évidence des gradients de déformation:

- relations cartographiques entre les unités,
- établissement du champ de déformation:
  - trajectoires des axes principaux de la déformation
  - étude des critères de cisaillement
  - mesures quantitatives de l'ellipsoide de déformation finie
  - étude de la géomètrie des structures

Une attention toute particulière a été donnée à la mesure quantitative de l'ellipsoide de déformation finie, outil encore relativement peu utilisé et pourtant précieux pour la mise en évidence des gradients et des évolutions de la déformation dans l'espace et parfois dans le temps.

Face à certains problèmes soulevés par cette étude, des sujets

plus thématiques ont été approfondis. Parmis ceux-ci il a été mené une étude expérimentale: des modèles analogiques faisant intervenir différents types d'interactions entre décrochements et chevauchements ont été réalisés afin de mieux cerner l'évolution de champs de déformation complexes liés à de telles interactions.

PRINCIPAUX RESULTATS:

les formations briovériennes du Nord du massif armoricain (domaine domnonéo-mancellien) sont impliquées dans une tectonique tardi-précambrienne : l'orogène cadomien (Panafricain sl). L'ensemble des déformations est caractérisé par une suite de chevauchements imbriqués vers le Sud Sud-Ouest entrainant la fermeture du bassin arrière arc de Saint Brieuc-Belle Ile en Terre le long de zones de cisaillement ductiles intenses autour de 580-590 MA. Deux chevauchements majeurs peuvent être mis en évidence : d'une part, le chevauchement des séries de la baie de Saint Brieuc (ligne Saint Cast-Saint Brieuc-Belle Ile en Terre) sur les séries briovériennes de type Lamballe, d'autre part, le chevauchement des séries du Trégor sur les séries de la baie de Saint Brieuc (ligne Palus-baie de Lannion). A l'intérieur de chaque système, il existe des chevauchements entre les unités pour accomoder les déformations internes à chaque domaine. Ces chevauchements interagissent constamment avec des décrochements crustaux senestres Nord Nord-Est (région de Saint Cast). L'interaction décrochement-chevauchement se développe le long de rampes frontales et latérales (en liaison possible avec des irrégularités de bordure de continent) et aboutit à une forme

en arc des structures cadomiennes. L'ensemble des chevauchements majeurs entraine un surépaississement crustal induisant une anatexie au front des unités chevauchées (briovérien de type schistes et phtanites de Lamballe) et aboutissant à la formation de la ceinture de haute température de Saint Malo-Guingamp à 540 MA. Des décrochements tardifs (tardi-cadomien puis hercynien) font rejouer ensuite de manière discontinue les contacts cadomiens. Du point de vue tectonique globale cette structuration par interaction décrochement-chevauchement pourrait être induite par une convergence oblique entrainant lors de la collision arc insulaire-continent une composante de décrochement senestre dominante sur l'ensemble du bloc. Il ne s'agirait pas à proprement parler d'une collision entre deux grands blocs continentaux, mais plutot d'une tectonique liée a un phénomène d'accrétion peut être semblable à ce que l'on connait actuellement dans la Cordillère Nord américaine.

L' étude de la région du Léon montre qu'il s'agit en fait d'une unité hercynienne ayant subit l'ensemble des déformations varisques depuis la collision jusqu'aux dernières déformations intracontinentales tardi-carboniféres. La bordure Est du Léon situe donc la limite Ouest du bloc cadomien en Bretagne.

Des études experimentales par modélisation analogique montrent qu'une interaction perpendiculaire entre une zone de décrochement et une zone de convergence conduit à la formation d'un arc au niveau de la zone d'interférence. Son évolution et la géomètrie des structures dépendent des conditions aux limites appliquées et en particulier de la vergence des

chevauchements par rapport à la position de la zone de décrochement. Les résultats obtenus sur ces modèles permettent de proposer qu'à l'échelle de la croute l'intersection entre une faille transformante (ou un décrochement intracontinental) et un chevauchement crustal majeur est un mécanisme de formation des arcs orogéniques. La géomètrie en arcs des structures cadomiennes et le champ de déformation associé sont interprétés par ce mécanisme. Des implications plus générales en sont tirées à l'echelle d'arcs orogèniques tels que les arcs alpin et ibéro-armoricain.

HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

L'essentiel des travaux de base sur le briovérien provient des études de Charles Barrois entre 1880 et 1939 qui, par sa couverture cartographique au 1/80000, a soulevé véritablement le problème d'une chaine antérieure aux événements hercyniens. Des études précédentes ponctuelles avaient déja été menées sur ce sujet (Puillon-Boblaye 1827, Du Fresnoy et Elie de Beaumont 1841, de Fourcy 1844) mais c'est Bunel (1829) qui, en découvrant la discordance de base du cambrien en Normandie, fut en quelque sorte l'instigateur des travaux sur le précambrien. Barrois en 1899 fut le premier à comparer et rapprocher régionalement les unités à l'echelle de tout le massif armoricain (iles anglo-normandes comprises).
Des travaux plus récents ont permis d'aboutir à une meilleure connaissance des unités impliquées (Cogné 1959a et b, 1962, 1970, 1978, 1979, 1980, Jeannette 1971, Verdier 1968, Auvray 1979, Brun 1973, Martin 1975) et surtout des ages absolus obtenus par la géochronologie (Vidal 1973, Peucat 1980) développée relativement récemment dans cette région.

La chaine Cadomienne de Bretagne occupe ce qu'il est convenu d'appeler le domaine domnonéo-mancélien:
elle est limitée à l'Est par le Bassin de Paris sous lequel elle disparait, au Sud elle est recouverte par les séries

sédimentaires paléozoiques et en partie séparée du domaine centre armoricain par le cisaillement Nord armoricain (Chauris 1969, Hirbec 1979, Peucat et al 1985). A l'Ouest sa limite est plus vague: classiquement le domaine du Léon (fig 1) représenterait en partie des terrains précambriens réactivés à l'Hercynien et ferait alors partie intégrante du domaine cadomien. Nous verrons que ce schéma sera remis en cause par de nouveaux résultats.

A la lumière de ces données le domaine cadomien est classiquement divisé en plusieurs ensembles:

- Le complexe plutonique et volcanique du Trégor:

étudié en détail par Auvray (1979), Graviou (1984) et Verdier (1968) il s'agit d'un ensemble de plutons granitiques et granodioritiques datés à environ 615 MA (Graviou 1984, Graviou et Auvray 1985). Ce vaste ensemble correspond à un magmatisme calco alcalin d'origine mantellique.

Cet ensemble est bordé au Sud par une zone volcanique comprenant des spilites et des kératophyres d'age cadomien. Ces volcanites présentent également un caractère calco alcalin. Des sédiments détritiques (série de la roche Derrien) d'age supposé briovérien supérieur sont situés au Sud-Est de cet ensemble volcanique.

Ce batholite Nord trégorrois renferme en outre des pointemens de socle datés à 2 milliards d'années (Auvray 1979, Vidal et Al 1981). Ce socle apparait en enclave dans le batholite (par exemple à Port Béni) mais la majeure partie de ses affleurements s'aligne dans une direction NE-SW depuis la baie de Lannion jusqu'au cap de la Hague formant ainsi la limite NW

d'un batholite étendu plus largement du Trégor au Cotentin et englobant les iles anglo-normandes. La genèse de cet ensemble est rattachée par Auvray à un processus de subduction au Cadomien.

Une zone d'anomalies magnétiques repérée en manche par Lefort (1977) a été proposée comme suture cryptique de cette zone de subduction dont le pendage serait dirigé vers le SE. Cependant la nature et l'age de cette anomalie restent encore inconnus.

- Le domaine métamorphique de Saint Brieuc:

ce domaine étudié par Cogné (1980) et Jeannette (1971) révèle d'aprés ces auteurs trois types d'unités correspondant à trois épisodes du précambrien.

- les séries de Lanvollon et de Lamballe:

la première correspond à un ensemble d'amphibolites et de sédiments avec une nette dominance de volcanites basiques. La seconde correspond à un ensemble de micaschistes dans lesquels sont intercallés des niveaux de cherts noirs (phtanites). Ces séries sont attribuées au Briovérien inférieur (antérieur à 670 MA).

- le socle Pentévrien:

situé au Sud des séries de Lanvollon et s'étendant depuis Saint Cast jusqu'à Guingamp, il s'agirait d'un ensemble en grande partie orthogneissique d'âge supérieur à 1 milliard d'années. C'est sur le flanc Est de la baie de Saint-Brieuc qu'a été décrite la discordance de base du Briovérien sur ce socle (Cogné 1959). Une datation ultérieure de la série discordante (la série d'Erquy) a fournit en fait un age de 470 MA qui, s'il détruit l'hypothèse de l'âge briovérien de la série d'Erquy, ne

donne aucune indication quant à l'age du socle sous-jacent.

- la série de Binic:

située au Nord des précédentes et intrudée par la diorite de Saint Quay Portrieux datée à environ 580 MA (Vidal et Al 1972) elle est décrite comme une série sédimentaire schisto-gréseuse à niveaux volcano-sédimentaires discordante sur la série de Lanvollon. Cette unité est attribuée par les auteurs au briovérien supérieur (postérieur à 670 MA) et serait l'équivalent de la série de la Roche Derrien.

- le massif migmatitique de Saint Malo-Dinan:

attribué autrefois au pentévrien cet ensemble constitué de gneiss, micaschistes, migmatites et granites d'anatexie constituent un dome migmatitique (Brun 1973, Martin 1975, Brun et martin 1978) dont les derniers événements migmatitiques sont datés à 540 MA par peucat (1980). Cet ensemble est relié avec difficulté aux autres unités cadomiennes dans les différentes synthèses. La plupart y voit la manifestation d'une zone de subduction induisant un important flux thermique aboutissant à une migmatisation des séries crustales.

- Le batholite mancellien:

situé à l'extrême Est du domaine cadomien et disparaissant sous le bassin de Paris il s'agit d'un ensemble de plusieurs massifs de granites et de granodiorites intrusif dans des schistes briovériens. Cet ensemble est relativement vaste (150*100 km) à l'affleurement et constitué uniquement de matériel d'origine crustale (Autran et Al 1983, Pasteels et Doré 1982, Auvray et Graviou 1985). Là encore, son intégration à un schéma évolutif

cadomien est difficile: les auteurs rallient également la genèse de ce batholite à l'activité de la zone de subduction supposée en manche induisant une fusion de la base de la croute continentale dans cette région. Cet ensemble est encore mal daté mais l'age de la mise en place des granites semble se situer autour de 540-550 MA.

A ces ensembles il convient d'ajouter le briovérien de Bretagne centrale, série détritique remaniant les phtanites du briovérien de type Lamballe et dont l'age réel est inconnu bien qu'il soit proposé comme d'age briovérien supérieur , comprenant des déformations ante paléozoiques sous forme de plis ante-schisteux (Le Corre 1978).

La dernière synthèse des événements cadomiens a été proposée par Cogné en 1980 sur la base de cette cartographie. Le schéma global qu'il propose pour le déroulement des événements protérozoiques en Bretagne comprend deux cycles successifs et distincts et peut être résumé de la manière suivante:

(1) le briovérien inférieur (série de Lanvollon - Lamballe - Lannion) transgressif sur le socle pentévrien déja polystructuré correspond au cycle cadomien I. Ce cycle s'achève par la phase cadomienne I majeure qui met en place la cordillère domnonéenne. Cette phase est caractérisée par un épisode isoclinal syn métamorphe et scellée par l'intrusion de granitoïdes à 670 MA (granodiorite de Perros, adamellite de l'Erée).

(2) le briovérien supérieur (série de Binic, série de la Roche Derrien, la Laize et Granville en Normandie) est transgressif sur les séries précédentes et remanie les éléments résultant de

la destruction de la cordillère domnonéenne. Cet ensemble est affecté par la phase orogénique du cycle cadomien II. Cette phase reprend les structures de la phase cadomien I en plissant la première schistosité par des plis concentriques à plans axiaux verticaux. Cette phase est scellée par des intrusions magmatiques à environ 600 MA.

La fin de l'histoire cadomienne est reliée au volcanisme acide du Trégor à 550 MA.

Ce modèle est intégré dans le cadre de l'évolution d'une marge active au Nord du Trégor associée aux processus de subduction liés à la fermeture d'un océan celtique.

Plusieurs points permettent de remettre en question l'évolution cadomienne telle qu'elle nous est proposée:

- les datations,
- les relations cartographiques,
- l'étude de la déformation.

De plus, les travaux antérieurs, s'ils ont permis de mieux connaitre les unités, ne permettent pas actuellement de remonter à la cinématique et donc à l'évolution tectonique véritable de ce ségment de chaine panafricaine. Ce travail s'attachera donc à connaitre les déformations et les déplacements ayant entrainés l'apparition de la chaine cadomienne bretonne.

LES DATATIONS GEOCHRONOLOGIQUES

La somme de toutes les datations disponibles sur le Nord de la Bretagne est reportée sur la carte de la figure 1. Ces datations géochronologiques ont été effectuées par les méthodes Rb/Sr ou U/Pb sur zircons sur des granitoïdes, volcanites acides ou roches basiques. Certaines de ces datations ont été obtenues pendant l'élaboration de cette thèse et faisant suite à de nouvelles interprétations proposées par cette analyse tectonique (gabbros d'Yffiniac, poudingues de Cesson, éclogites du Léon); aussi une partie des publications réunis ici ont été soumises avant la connaissance de ces ages. Toutefois toutes ces nouvelles datations (Guerrot 1985,1986) viennent confirmer les hypothèses proposées.

Dans le domaine cadomien au sens strict trois groupes d'ages se

distinguent immédiatement (fig 1):

- un groupe d'age supérieur ou égal à 600 MA comprenant:
  - le batholite Nord trégorrois (615 MA) et renfermant du socle à 2000 MA,
  - les galets du poudingue de Césson (650MA) indiquant un socle jeune à la base de cette série,
  - les gabbros d'Yffiniac et Belle Ile en Terre (602 MA)
- un groupe à environ 580-590 MA. Il correspond à un magmatisme en grande partie syntectonique des événements cadomiens:
  - diorite de Saint Quay Portrieux,
  - granodiorite de Saint Brieux,
  - diorite de Coetmieux-Fort la Latte...
- un groupe à 550-540 MA. Ce dernier comprend en fait trois types d'unités:
  - la ceinture de haute température de Saint Malo-Guingamp à 540 MA,
  - les granites mancelliens autour de 550 MA
  - les derniers événements volcaniques ou magmatiques dans le Trégor (granodiorite de Beg ar forn à 530, volcanisme acide de Lézardrieux, microgranites, ignimbrites).

A ces ensembles s'ajoute le domaine du Léon dont toutes les datations donnent des ages typiquement hercyniens (460 à 290 MA).

Les ages des trois premiers groupes suivent grossièrement une certaine zonéographie: le premier groupe étant situé au NW, les second et troisième s'échelonnant vers le SE.

La première conclusion que l'on peut tirer de la simple observation de cette compilation géochronologique est que l'intervalle de temps situant la chaine cadomienne évolue entre 650 et 530 MA soit environ 100 à 120 MA c'est à dire une échelle de temps comparable à la plupart des chaines connues récentes ou plus anciennes (chaine hercynienne 450-300 MA, Alpes 120-15 MA).

L'analyse plus précise de ces ages en fonction de leur localisation et des relations entre les unités sera étudiée point par point en corrélation avec l'analyse structurale afin de caler plus précisemment l'évolution des déformations dans le temps.

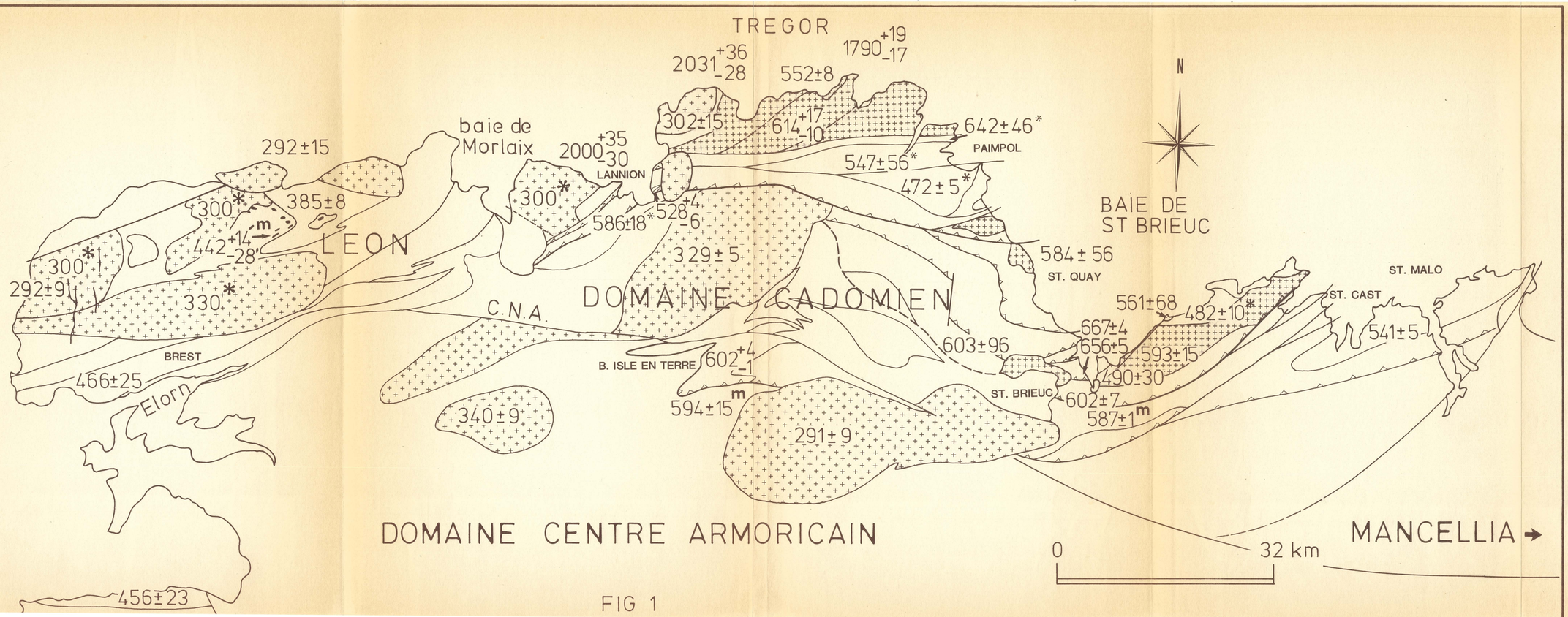


FIG 1

* datation mal déterminée

* datation sur volcanisme basique

* datation sur volcanisme acide

m age de métamorphisme

Voy symboles ne sont pas très différents les uns des autres !

I.1- LES CHEVAUCHEMENTS CADOMIENS DE LA BAIE DE SAINT BRIEUC.

Introduction

I.1.A- Les unités lithologiques.
- I.1.A.1- La formation de Binic et du Légué.
- I.1.A.2- La formation de Lanvollon.
- I.1.A.3- La formation d'Yffiniac.

I.1.B- La déformation.
- I.1.B.1- Les directions principales de déformation finie.
- I.1.B.2- L'ellipsoide de déformation.
- I.1.B.3- L'ellipsoide de fabrique.
- I.1.B.4- Les critères de cisaillement.

I.1.C- Les chevauchements.

Conclusion.

I.2- LA TECTONIQUE CADOMIENNE DANS L'EST DU TREGOR. (Massif armoricain)

Introduction

I.2.A- Les unités lithologiques.
- I.2.A.1- Les unités plutoniques.
- I.2.A.2- Les unités sédimentaires et volcaniques.

I.2.B- Caractéristiques de la déformation.
- I.2.B.1- La déformation tangentielle.
- I.2.B.2- Les décrochements.
  - I.2.B.2.a- La zone de cisaillement de Palus plage.
  - I.2.B.2.b- La zone de cisaillement de Bonaparte.
- I.2.B.3- La déformation cassante.

Conclusion.

I.3- STRUCTURES ET DEFORMATIONS EN BORDURE NW DU DOMAINE CADOMIEN: PROBLEME DE L'INFLUENCE HERCYNIENNE AUX LIMITES. (baie de Lannion, Massif armoricain)

Introduction

I.3.A- Les formations de la baie de Lannion.
- I.3.A.1- Les unités lithologiques.
  - a- Le socle.
  - b- Les séries sédimentaires.
- I.3.A.2- Les relations cartographiques et les datations géochronologiques.

I.3.B- La déformation.
I.3.B.1- Les axes principaux.
I.3.B.2- Composantes de cisaillement et gradients de déformation.
a- Critères de cisaillement et déformation finie dans les séries briovériennes.
1) critères de cisaillement et gradient de déformation (analyse qualitative).
2) l'ellipsoide de déformation finie.
3) la fabrique du quartz.
b- Critères de cisaillement et déformation finie dans la série de St Michel en grèves.

I.3.C- Les unités de la baie de Lannion: limite externe du domaine cadomien de Bretagne Nord.

I.4- LE FLANC EST DE LA BAIE DE ST BRIEUC: INFLUENCE HERCYNIENNE DANS LE DOMAINE CADOMIEN INTERNE.

Introduction.

I.4.A- Les unités.
I.4.A.1- La série des amphibolites de lanvollon.
I.4.A.2- Le complexe dioritique de Coetmieux Fort la latte.
I.4.A.3- La trondhjémite d'Hillion.
I.4.A.4- La série d'Erquy.

I.4.B- La déformation.
I.4.B.1- La déformation ductile.
I.4.B.2- La déformation cassante.

Conclusion: temps et déformation: le problème de l'age des unités.

I.5- LATE PRECAMBRIAN THRUSTS AND WRENCH ZONES IN NORTHERN BRITTANY

Introduction

I.5.A- Geological setting.

I.5.B- The imbricate thrust system of the St Brieuc bay.
I.5.B.1- Lithology and stratigraphy of units.
I.5.B.2- structures, deformation and strain.
I.5.B.2.a- Principal strain trajectories.
I.5.B.2.b- Finite strain ellipsoid estimation.
I.5.B.2.c- Fabric ellipsoid.
I.5.B.2.d- Finite shear components

I.5.C- The senestral wrench zone of St Cast.
I.5.C.1- Strain analysis.
I.5.C.1.a- Strain trajectories.
I.5.C.1.b- Strain ellipsoid.
I.5.C.1.c- Finite shear components.
I.5.C.1.d- Quartz fabric.

I.5.D- Discussion: a general model for the St Brieuc St Cast deformation.
I.5.D.1- Kinematics of imbricate thrust system.
I.5.D.2- Discontinuities organisation at the map scale.
I.5.D.3- Timing of events.

Conclusion.

Ce premier chapitre est consacré à l'analyse de la déformation dans le domaine cadomien sensu stricto. Les champs de déformation sont établis et permettront la mise en évidence de zones majeures de chevauchement séparant des domaines différents (I.1 et I.2). L'analyse structurale de deux zones précises permettra d'aborder l'influence hercynienne à la bordure externe et à l'intérieur mème du domaine cadomien (I.3 et I.4) en distinguant la part de la déformation hercynienne de celle des déformations cadomiennes. La partie I.5 s'attachera à analyser la cinématique de l'interaction décrochement-chevauchement dans la tectonique cadomienne. La conclusion générale et les modéles géodynamiques sont situés au chapitre IV à la fin de la thèse.

I.1- LES CHEVAUCHEMENTS CADOMIENS DE LA BAIE DE SAINT BRIEUC.

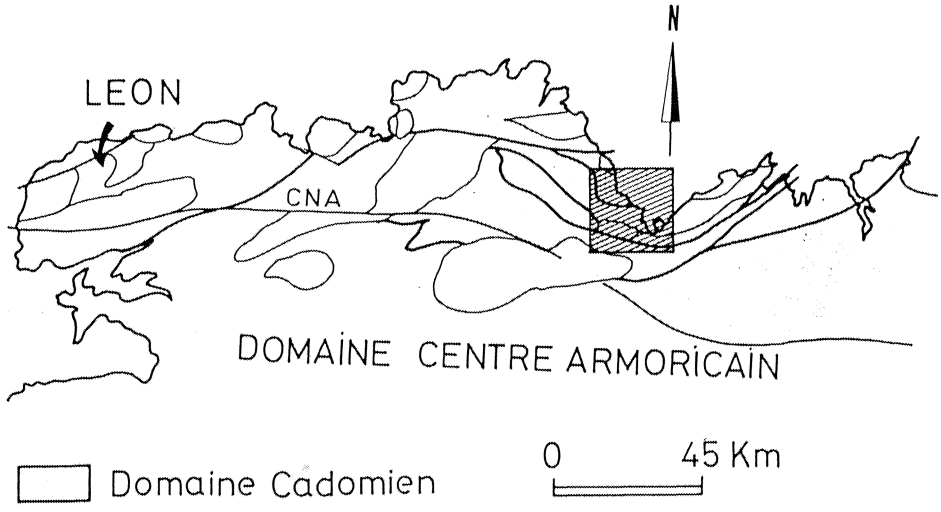
Introduction

I.1.A- Les unités lithologiques.
- I.1.A.1- La formation de Binic et du Légué.
- I.1.A.2- La formation de Lanvollon.
- I.1.A.3- La formation d'Yffiniac.

I.1.B- La déformation.
- I.1.B.1- Les directions principales de déformation finie.
- I.1.B.2- L'ellipsoide de déformation.
- I.1.B.3- L'ellipsoide de fabrique.
- I.1.B.4- Les critères de cisaillement.

I.1.C- Les chevauchements.

Conclusion.



C. R. Acad. Sc. Paris, t. 297 (3 octobre 1983) Série II — 359

GÉOLOGIE STRUCTURALE. — *Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricain)*. Note (*) de **Pascal Balé** et **Jean-Pierre Brun,** présentée par Georges Millot.

L'analyse de la déformation des séries du Protérozoïque supérieur de la Baie de Saint-Brieuc montre qu'elles ont subi un cisaillement tangentiel d'intensité croissante vers le SW. Nous proposons d'interpréter l'ensemble métasédiments (formation de Binic et du Légué), métavolcanites (formation de Lanvollon) et métagabbros (formation d'Yffiniac) comme une portion de croûte océanique, correspondant probablement à un bassin marginal, obductée vers le SW autour de 600 Ma.

STRUCTURAL GEOLOGY. — Cadomian Thrusting in the Bay of St-Brieuc (Brittany).

Strain analysis in the Bay of St-Brieuc shows that the Upper Proterozoic series have been affected by a thrusting shear whose intensity increases toward the SW. It is proposed to interpret the group made up of the metasediments (Binic and Légué Series), the metavolcanics (Lanvollon Series) and the metagabbros (Yffiniac Series) as representing a former oceanic crust, probably corresponding to a back-arc basin, obducted towards the SW around 600 My ago.

INTRODUCTION. — Dans les formations précambriennes de la Baie de Saint-Brieuc, on distingue classiquement un socle ancien, orthogneissique et amphibolitique, dit Pentévrien [1] sur lequel repose une couverture d'âge Briovérien inférieur, les amphibolites de Lanvollon, elles-mêmes recouvertes en discordance par une série détritique d'âge Briovérien supérieur, la série de Binic [2]. On considère également que le Briovérien inférieur, intensément déformé et métamorphisé, témoigne d'un cycle Cadomien I auquel se superpose un cycle Cadomien II qui est le seul visible dans le Briovérien supérieur ([3] à [6]).

Cette conception a été récemment remise en cause dans une étude pétrologique et structurale ([7], [8]) qui montre qu'un seul événement affecte l'ensemble des formations briovériennes et qui attribue les variations de déformation observées à un changement de niveau structural. Ce travail qui met en doute l'existence du caractère discordant du Briovérien supérieur admet cependant l'existence d'un socle Pentévrien.

Dans cette Note, nous résumons les principaux résultats d'une analyse de la déformation qui confirment, d'une part, les conclusions des travaux récents ([7], [8]) (unicité de la déformation et absence de discordance interne au Briovérien), et remettent en cause, d'autre part, la notion de socle Pentévrien admise jusqu'à présent. Les données acquises permettent, de plus, de proposer un modèle de chevauchements imbriqués pour la tectonique cadomienne en Baie de Saint-Brieuc.

LES UNITÉS LITHOLOGIQUES. — Les formations géologiques de la Baie de Saint-Brieuc se composent de deux types d'unités lithologiques, d'une part, des roches métamorphiques plus ou moins intensément foliées et, d'autre part, de diorites et granodiorites, recoupant les unités précédentes (*fig.* 1 *a*). Dans les formations métamorphiques qui, seules, nous concernent ici, on peut distinguer trois formations principales : des métasédiments, des métavolcanites et des métagabbros.

La formation de Binic et du Légué est essentiellement composée de sédiments détritiques à héritage volcanique [7], caractérisés par la présence de lentilles silicocarbonatées et des niveaux de quartzites riches en matière organique. A Binic, leur métamorphisme est épizonal, sauf au contact du pluton de Saint-Quay ([9], [7]). Au Légué, il est mésozonal et caractérisé par des paragenèses à biotite + quartz ± chlorite ± grenat + opaques. La formation de Binic est attribuée au Briovérien supérieur [2].

La formation de Lanvollon est une épaisse unité d'amphibolites à grain fin, dans lesquelles on reconnaît des niveaux à pillow-lavas malgré l'intensité de la déformation, avec localement des niveaux d'arkoses et graywakes et, à la base de la formation, un conglomérat

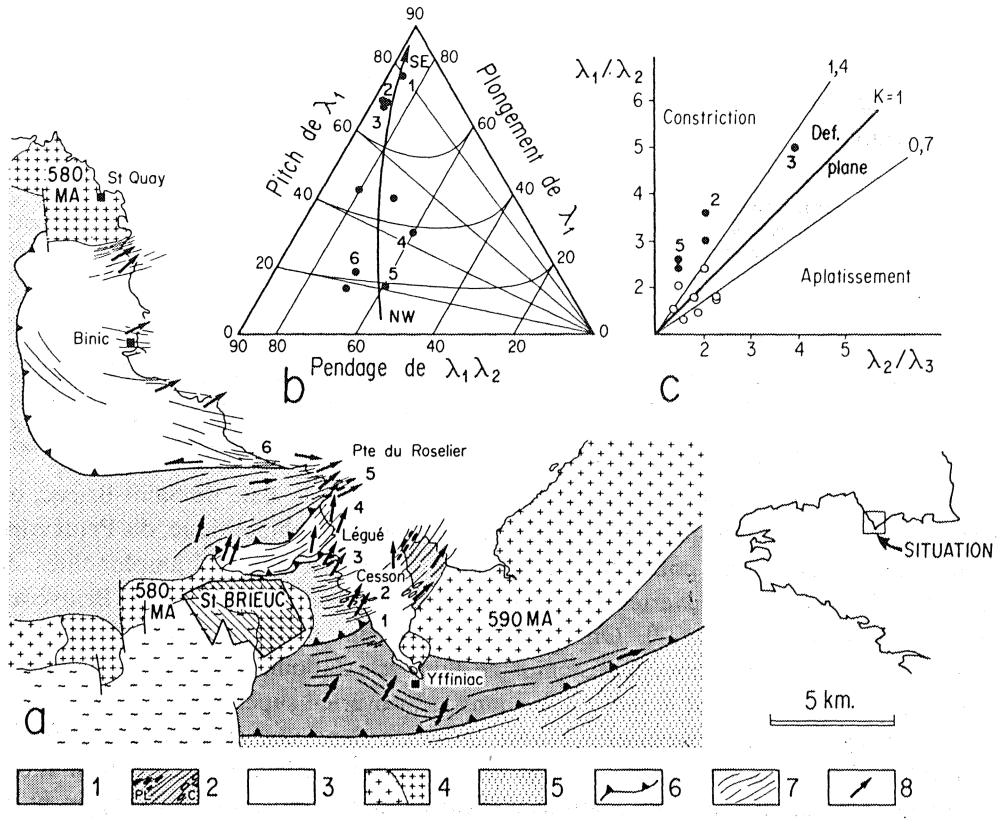


Fig. 1 *a*. — Carte géologique et structurale; 1, formation d'Yffiniac (Métagabbros); 2, formation de Lanvollon (Métavolcanites) avec pillow-lavas (PL) et conglomérats (C); 3, formations de Binic et du Légué (Métasédiments); 4, intrusions dioritiques et granodioritiques; 5, formations des schistes de phtanites de Lamballe; 6, chevauchements; 7, trajectoires de schistosité; 8, linéation d'étirement. *b*, Diagramme montrant l'évolution relative du NW au SE du pendage du plan $\lambda_1\lambda_2$ (foliation) et du pitch ou du plongement de la direction λ_1 (linéation d'étirement). Les chiffres se rapportent à des stations représentées sur la figure 1 *a*. *c*, Caractéristiques géométriques des ellipsoïdes de déformation finie (points noirs) et des ellipsoïdes de fabrique des amphibolites (points blancs) entre Cesson et la série de Binic. Les chiffres se rapportent aux stations indiquées sur la figure 1 *a*.

Fig. 1 a. — Geological and structural map; 1, Yffiniac Formations (Metagabbros); 2, Lanvollon Formations (Metavolcanics) with pillow-lavas (PL) and conglomerates (C); 3, Binic and Légué Formations (Metasediments); 4, Dioritic and granodioritic intrusions; 5, Lamballe schists and phtanites; 6, thrust faults; 7, cleavage trajectoires; 8, stretching lineations. b, Diagram showing from NW to SE the relative evolution of the $\lambda_1\lambda_2$ plane dip (foliation) and the pitch or plunge of the λ_2 direction (stretching direction). Numbers refer to stations quoted on figure 1 a. c, Geometrical characteristics of finite strain ellipsoids (black dots) and fabric ellipsoids of amphibolites (open circles) between Cesson and Binic Formations. Numbers refer to stations quoted on figure 1 a.

polygénique (Poudingue de Cesson). Cette formation est classiquement attribuée au Briovérien inférieur.

La *formation d'Yffiniac* est une épaisse unité d'amphibolites à gros grain, dérivées de gabbros que l'on retrouve parfois quasiment intacts, et contenant localement des amphibolites à grenat, des pyroxénites et des serpentinites ([10], [5]). Cette unité attribuée jusqu'à présent au socle Pentévrien [1] présente des analogies pétrographiques et structurales avec les métagabbros de Belle-Isle-en-Terre datés à 600 Ma [11].

La déformation. — Les trois formations décrites plus haut sont affectées par une déformation d'intensité globalement croissante du Nord vers le Sud.

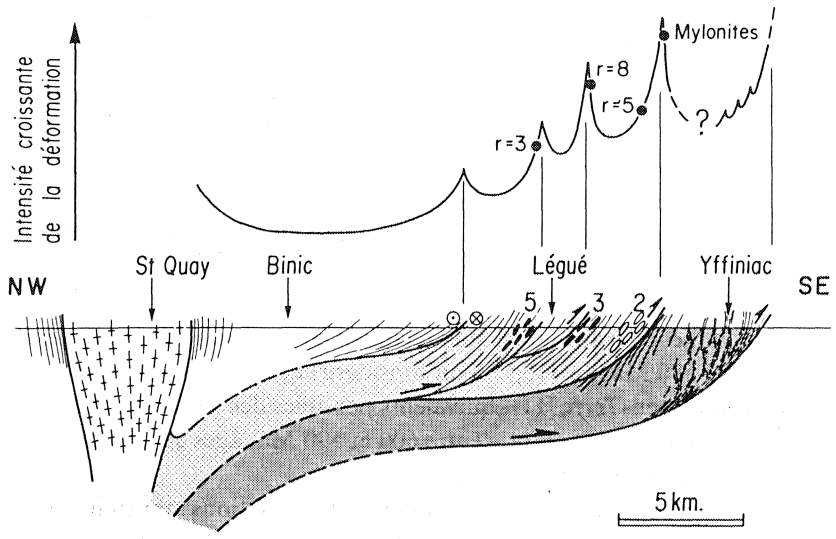


Fig. 2. — Coupe interprétative des formations de la Baie de Saint-Brieuc entre Saint-Quay et Yffiniac. La courbe indique de manière qualitative l'évolution de l'intensité de la déformation. La valeur du paramètre $r(r=\lambda_1/\lambda_2+\lambda_2/\lambda_3-1)$ est donnée pour trois des sites localisés sur la figure 1 *a*.

Fig. 2. — Interpretative cross-section of the Bay of St-Brieuc between St-Quay and Yffiniac. The curve shows qualitatively the evolution of strain intensity. The r parameter value $(r=\lambda_1/\lambda_2+\lambda_2/\lambda_3-1)$ *is indicated for three of the stations quoted on figure* 1 *a.*

Les directions principales de déformation finie ($\lambda_1>\lambda_2>\lambda_3$) sont directement mesurables sur le terrain, λ_1 étant la linéation d'étirement et $\lambda_1\lambda_2$ le plan de schistosité. L'analyse des trajectoires de λ_1 et de la trace de $\lambda_1\lambda_2$ permet de diviser le secteur étudié en deux domaines (*fig.* 1 *a*). Le domaine sud est caractérisé par une direction λ_1 NE-SW à fort plongement et un plan $\lambda_1\lambda_2$ à fort pendage. Le domaine nord est caractérisé par une direction ENE-WSW et un plan $\lambda_1\lambda_2$ à faible pendage. Le changement de direction de λ_1 à la limite des deux domaines (Pointe du Roselier) est relativement brutal. Cependant, l'évolution relative du plongement de λ_1 et du pendage de $\lambda_1\lambda_2$ (*fig*, 1 *b*) est progressive du Nord au Sud du secteur.

L'ellipsoïde de déformation a été mesuré à partir d'objets ellipsoïdaux tels que « pillow-lavas », conglomérats, vésicules volcaniques (Méthode R_f/ϕ [12]). La déformation est généralement de type déformation plane $K\simeq 1$ ($K=(\lambda_1/\lambda_2-1)/(\lambda_2/\lambda_3-1)$) ou de type constriction $K>1$ lorsque l'intensité croît (*fig.* 1 *b*).

L'ellipsoïde de fabrique a été déterminée par mesure, au goniomètre de texture, des orientations préférentielles des amphiboles dans les amphibolites à grain fin (méthode de Gapais et Brun [13]). Cette méthode permet d'estimer correctement le paramètre K de la déformation finie, mais sous-estime l'intensité de la déformation [points groupés près de l'origine (*fig.* 1 *c*)].

Ces deux types de données montrent que la déformation est globalement plane et que son intensité croît du Nord au Sud mais, en outre, que des gradients locaux sont associés aux contacts entre les trois types d'unités impliquées (*fig.* 2).

Les critères de cisaillement, relativement peu nombreux, sont principalement des bandes de cisaillement extensif [14], des rotations de porphyroclastes et l'asymétrie des plis mineurs. Tous indiquent une forte composante de cisaillement dans la direction de λ_1 et un mouvement relatif des unités lithologiques entre elles du NE vers le SW, ou de l'ENE vers l'WSW. Les gradients de déformation associés aux contacts des unités appuient cette

observation et montrent que les discontinuités lithologiques sont des zones de cisaillement préférentiel.

LES CHEVAUCHEMENTS. — La cohérence des caractéristiques de la déformation d'une unité à l'autre, leurs variations régionales et locales, montrent que l'ensemble des trois unités distinguées est cisaillé tangentiellement vers le SW. Le chevauchement majeur est souligné par la limite entre la série gabbroïque et les schistes et phtanites de Lamballe. La répétition des métavolcanites et sédiments au Nord du Légué est due à un second chevauchement prenant vraisemblablement naissance à l'interface gabbro-volcanites (*fig.* 2). A l'intérieur de ce système chevauchant imbriqué, les unités glissent les unes sur les autres. Les contacts cisaillants entre les unités chevauchantes sont recoupés en plusieurs points par des intrusions (*fig.* 1 *a*) datées à 590-580 Ma ([9], [15]). Si on considère l'âge de 600 Ma pour les gabbros et ultrabasites de Belle-Isle-en-Terre [11] équivalents possibles des gabbros d'Yffiniac, l'âge de la tectonique tangentielle serait compris entre 600 et 590 Ma, âges en fait indiscernables, si l'on tient compte des marges d'erreurs analytiques.

L'unité et la cohérence de la déformation dans les trois formations montrent qu'il n'y a plus lieu de maintenir la notion de discordance intra-Briovérien et remet en cause celle d'un socle Pentévrien. *L'ensemble sédiments-volcanites-gabbros pourrait constituer un segment de croûte océanique déformé et métamorphisé pendant son obduction vers le SW.* On notera :

(*a*) que cette obduction est antithétique de la subduction vers le SE argumentée précédemment par plusieurs auteurs ([16], [17], [6]);

(*b*) que le segment obducté n'est pas lui-même chevauché par de la croûte continentale, et

(*c*) que l'intervalle de temps séparant la formation des gabbros de leur mise en place tectonique serait trop faible pour avoir permis l'ouverture d'un large domaine océanique.

Nous pensons donc que *la tectonique tangentielle de la Baie de Saint-Brieuc pourrait correspondre à la fermeture d'un bassin marginal* dont les volcanites, plutonites et blocs de socle ancien du Tregor [17] pourraient constituer l'arc insulaire. La géométrie anté-hercynienne de ce système géodynamique Cadomien reste cependant encore à déterminer.

(*) Reçu le 21 juillet 1983, acceptée le 19 septembre 1983.

[1] J. COGNÉ, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), I. n° 1, 1959, p. 112-118.
[2] D. JEANNETTE et J. COGNÉ, *Comptes rendus*, 266, série D, 1968, p. 2211.
[3] J. COGNÉ, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, 1962, p. 413-430.
[4] J. COGNÉ, *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 236, 1970, p. 193-218.
[5] D. JEANNETTE, *Sc. Géol.*, Mém. 36, 1972, 175 p.
[6] J. COGNÉ et A. E. WRIGHT, *Géologie de l'Europe*, 26e *Congrès Géol. Int., Mém. du B.R.G.M.*, 108, 1980, 306 p.
[7] D. RABU, J. J. CHAUVEL et J. CHANTRAINE, *Rapp. B.R.G.M.*, n° 82 SGN 351 PAL, 1982, 63 p.
[8] D. RABU, J. J. CHAUVEL et J. CHANTRAINE, *Bull. Soc. géol. Fr.* (sous presse).
[9] Ph. VIDAL, B. AUVRAY, J. F. CHAUVET et J. COGNÉ, *Comptes rendus*, 275, série D, 1972, p. 1323.
[10] *Carte Géol. au* 1/80 000, 2e édition, 1941, B.R.G.M.
[11] J. J. PEUCAT, Y. HIRBEC, B. AUVRAY, J. COGNÉ et J. CORNICHET, *Geology*, 9, 1981, p. 169-173.
[12] D. DUNNET, *Tectonophysics*, 7, 1969, p. L 117-136.
[13] D. GAPAIS et J. P. BRUN, *Can. Jour. Earth Sc.*, 18, n° 6, 1981, p. 995-1003.
[14] J. P. PLATT et R. L. M. VISSERS, *J. Struct. Geol.*, 2, n° 4, 1980, p. 397-410.
[15] Ph. VIDAL, *Mém. B.R.G.M.*, 21, 1980, 162 p.
[16] J. P. LEFORT, *Geology*, 5, 1977, p. 523-526.
[17] B. AUVRAY, *Thèse Sc.*, Rennes, 1979, 680 p.

Université de Rennes, Institut de Géologie,
Centre Armoricain de l'Étude des Socles,
Campus de Beaulieu, avenue du Général-Leclerc 35042 *Rennes Cedex.*

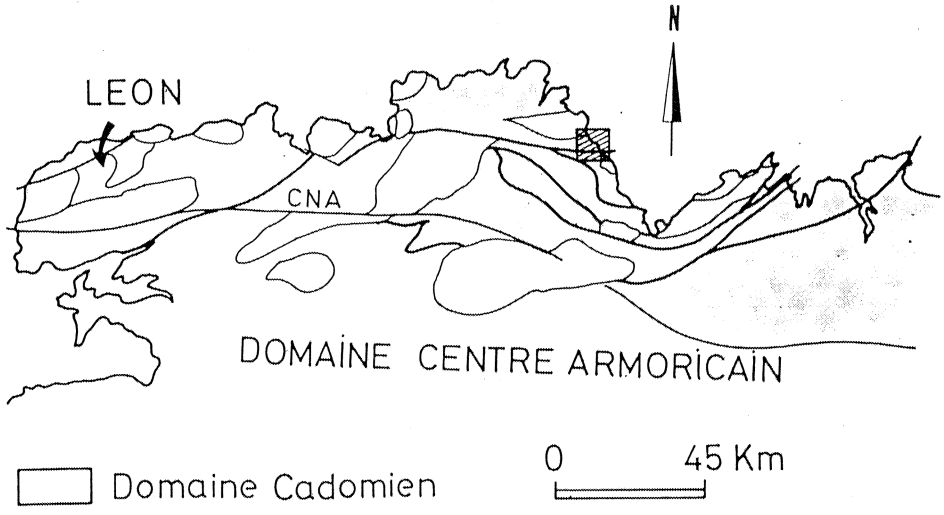
I.2- LA TECTONIQUE CADOMIENNE DANS L'EST DU TREGOR. (Massif armoricain)

Introduction

I.2.A- Les unités lithologiques.
- I.2.A.1- Les unités plutoniques.
- I.2.A.2- Les unités sédimentaires et volcaniques.

I.2.B- Caractéristiques de la déformation.
- I.2.B.1- La déformation tangentielle.
- I.2.B.2- Les décrochements.
  - I.2.B.2.a- La zone de cisaillement de Palus plage.
  - I.2.B.2.b- La zone de cisaillement de Bonaparte.
- I.2.B.3- La déformation cassante.

Conclusion.



LA TECTONIQUE CADOMIENNE DANS L'EST DU TREGOR (MASSIF ARMORICAIN)

P. BALE

C.A.E.S.S. Université de RENNES

ABSTRACT

In the North of the Armorican massif (France), structural relationships between the precambrian formations of the Tregor area and the metamorphic thrust pile of the St Brieuc bay have been studied along a North-South section (St Quay-Brehec) in a hinge zone between the two domains. Strain history is related to the cadomian orogeny. It is associated to a thrust tectonic which has the same principal directions (NE-SW) than in the St Brieuc bay (Bale and Brun, 1983). Major contacts are deformed by wrench shear zones and are intruded by synkinematic granitoids. Some of these wrench shear zones are possibly related to the opening of late precambrian basins. This structural analysis completes and confirms the cadomian tectonic history which was proposed in the St Brieuc bay by Bale and Brun (1983).

RESUME

Dans le nord du massif armoricain (France), les relations structurales entre les formations précambriennes du Trégor et celles de la baie de Saint Brieuc sont étudiées le long d'une coupe N-S (Saint Quay Portrieux-Brehec) dans une zone charnière entre les deux domaines. On met en évidence une suite de déformations d'age cadomien principalement associées à une tectonique tangentielle de direction NE-SW semblable à celle affectant les séries métamorphiques de la baie de Saint Brieuc (Balé et Brun 1983). Les contacts principaux sont repris par des décrochements et sont intrudés par des granitoides syncinématiques. Certains décrochements contribuent à l'ouverture de bassins précambriens tardifs. Cette analyse structurale complète et confirme le schéma de la tectonique cadomienne deja proposé en baie de Saint Brieuc (Balé et Brun 1983).

INTRODUCTION

Les unités precambriennes du Nord de la Bretagne (Cogné 1959, 1980 ,Jeannette 1971, Auvray 1979, Rabu et Al 1982, Balé et Brun 1983) sont impliquées dans des déformations d'age fini-protérozoiques, compris entre 600 et 540 MY, et constituent les reliques d'une chaine cadomienne enclavée comme bloc rigide dans la chaine hercynienne. Du Nord vers le Sud, une zonation structurale, lithologique et métamorphique peut être etablit dans ce segment orogénique et résumée de la façon suivante (Fig 1):

- La ceinture plutonique et volcanique du Trégor:

elle consiste en un complexe plutonique daté autour de 614 MY (Graviou 1984). Il est bordé au Sud et à l'Ouest par une bande de spilites et de kératophyres d'age cadomien (Graviou et Auvray 1985). C'est un ensemble calco-alcalin d'origine profonde dans lequel sont intercallés des pointements d'un socle à 2000 MY (Auvray 1979, Vidal et Al 1981). Cet ensemble magmatique est consideré par B. Auvray comme un arc insulaire cadomien en bordure d'une zone de subduction plongeant vers le Sud-Est.

- Le domaine métamorphique de Saint-Brieuc:

L'ensemble de ces unités d'age Brioverien supérieur (Balé et Brun 1983, Rabu et Al 1982) comprend de la base au sommet: des gabbros, des volcanites à pillow-lavas et des sediments. Toute la pile est deformée et métamorphisée au cadomien par de grands chevauchements vers le S.SW mettant en contact les gabbros sur les schistes Brioveriens (Balé et Brun 1983, Balé et Brun en

preparation). L'ensemble gabbros-volcanites-sediments pourrait représenter une croute oceanique de bassin marginal déformée lors de son obduction vers le Sud, autour de 580-590 MY (Balé et Brun 1983).

- La ceinture haute temperature de Saint Malo-Guingamp: Bordant au Sud les unités précédentes, il s'agit d'un ensemble de gneiss et de micaschistes dont le metamorphisme atteint l'anatexie au coeur de la zone et aboutit a la formation de domes migmatitiques (Brun et Martin 1978). L'anatexie est considérée comme une conséquence du surépaississement crustal lié aux chevauchements précedents (Balé et Brun 1984). Les unités migmatisées seraient les sédiments de la marge d'un continent Sud sur lequel chevaucheraient les unités du bassin marginal de Saint Brieuc-Belle Isle en terre. Les derniers granites d'anatexie ont été datés dans la region de Saint Malo à 540 MY (Peucat 1980).

Si les relations structurales et métamorphiques entre le domaine de Saint Brieuc et les domes migmatitiques de Saint Malo sont en partie établis il n'en est pas de même pour les relations entre le complexe magmatique du Trégor et les unités métamorphiques de Saint Brieuc. Cet article traite d'une zone réduite mais capitale pour la compréhension de ces relations. En effet ,les unités comprises entre la diorite de Saint Quay-Portrieux au Sud et le bassin Ordovicien de Bréhec-Plourivo (Auvray et Al 1980) au Nord forment la zone charniére entre le Trégor proprement-dit et les séries de Saint Brieuc (Fig 1). Elles affleurent en falaises sur la cote le long d'une coupe d'environ 6 à 7 KM. La nature méme de ces unités est mal connue et différents ages ont été proposés (Ryan et Roach 1975) mais aucune datation radiométrique n'a été éffectuée. Il est proposé ici une analyse

structurale permettant de contraindre les événements tectoniques dans le temps et de définir une suite de déformations complétant et confirmant le modèle cinématique de la tectonique cadomienne pour les ensembles métamorphiques de Saint Brieuc-Saint Malo. De plus, ce modéle eclaicit les relations structurales Trégor (arc insulaire) - Baie de Saint Brieuc (bassin marginal).

Le développement sera décomposé en deux parties: d'une part, une analyse des unités lithologiques impliquées dans la tectonique, d'autre part, une analyse précise des déformations dans leur ordre chronologique en distinguant les déformations progressives des déformations superposées distinctes.

1 LES UNITES LITHOLOGIQUES

Mal dit

Une carte géologique a été effectué le long de la cote afin de preciser la nature des unités en presence et de palier l'absence de cartes précises publiées depuis CH.Barrois (1908) couvrant l'ensemble du secteur (Fig 2a). Deux types d'unités peuvent être distinguées:

-des unités plutoniques

-des unités sedimentaires et volcaniques

LES UNITES PLUTONIQUES

-La diorite-gabbro de Saint Quay-Portrieux (Arnaud 1980)

Elle affleure au Sud-Est de la plage du Palus ou elle est en contact intrusif avec les séries sédimentaires de Binic métamorphisées à son contact. La diorite remonte vraisemblablement des niveaux profonds de cette unité durant sa mise en place; certains niveaux atteignant la migmatisation. Le contact de la diorite avec l'encaissant se fait par l'intermédiaire de plusieurs

apophyses intercallées avec les séries métamorphiques. On peut dicerner deux contacts principaux: l'un se situe dans la vallée prolongeant la plage du palus (contact Nord), l'autre au niveau de Port Goret au SE de la plage du Palus (contact sud). Ce massif a été daté à environ 580 MY (Vidal et Al 1972).

Le granite de Plouha.

Intrusif dans les séries volcaniques et sédimentaires, son age est inconnu. Il présente deux faciès principaux : au coeur, un faciès d'aspect granodioritique,non déformé, entouré d'un faciès plus particulier, à mega cristaux de quartz bleus déformé et mylonitisé à son contact Nord. Un age Paléozoique équivalent à celui du massif de Plouaret (330 MY; Peucat et Al 1984) a été avancé (Barrois 1908), cependant nous verrons que les critères structuraux pencheraient plutot en faveur d'un age tardi cadomien, du moins pour le faciès externe à quartz bleus.

-Les massifs hypo volcaniques.

Plutot assimilables à de gros filons, ils sont en majeure partie de type doléritique ou lamprophyrique. Ils représentent les derniers évenements magmatiques de cette région (cycle hercynien). L'intrusion de la pointe de la tour et celle séparant le contact Sud du granite de Plouha de l'encaissant en sont les deux exemples principaux.

LES UNITES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES.

Cet ensemble plus ou moins métamorphique et déformé se divise en trois sous groupes justifiés par des critères lithologiques et structuraux.

(1) -La série de Binic:

Située au Sud de la plage du Palus, elle est intrudée par la diorite de Saint Quay-Portrieux qui la métamorphise à son contact (Fabriés et Al 1985). Elle est peu représentée sur cette coupe mais affleure largement au Sud du massif de Saint Quay . Il s'agit d'une unité sédimentaire à héritage volcanique important possédant la particularité de contenir des lentilles de materiel calco-silicaté (Rabu et Al 1982) dont la minéralogie évolue en fonction du métamorphisme associé.

(2) -La série de Bonaparte-Tredrez:

Il s'agit d'une unité volcanique et volcano sédimentaire présentant les mèmes caractères que les séries de la baie de Lannion (Verdier 1968, Auvray 1979, Autran et Al 1979), séries associées au magmatisme Trégorrois (Auvray 1979). Elle se caractérise surtout par une association volcanisme acide - volcanisme basique (parfois intimement mèlés), trés massive, ou les termes acides dominent souvent largement. Elle affleure au Nord de la plage Bonaparte et au Nord de la plage du Palus sous la série de Plouha.

(3) -La série de Plouha:

Située structuralement au dessus de la précédente, c'est une unité volcano sédimentaire trés déformée, constituée de gneiss

quartzitiques renfermant de nombreux filons d'exudats de quartz et intrudés par des filons de microgranite. Elle se distingue nettement des précédentes par ces derniers caractères ainsi que par des critères structuraux ,ce qui justifie pleinement son individualisation par rapport aux deux autres.

2 CARACTERISTIQUES DE LA DEFORMATION

L'apparente complexité des structures a souvent fait traiter le problème de cette région en termes de multiples déformations superposées, chacune correspondant à un évenement tectonométamorphique distinct (Ryan et Roach 1975). L'analyse des axes principaux de la déformation finie associés aux critéres de cisaillement nous permettra d'aborder la cinématique du système et de vérifier la compatibilité des structures liées à des déformations progressives ou leur incompatibilité en cas de déformations superposées distinctes. On peut distinguer trois types de déformations distinctes et succéssives sur l'ensemble du secteur étudié:

- Une deformation tangentielle (zones à schistosité plate)
- Des decrochements ductiles (zones à schistosité verticale)
- Des deformations cassantes (zones de cataclase)

A_ La deformation tangentielle.

Elle est visible essentiellement dans la partie Sud comprise entre le granite de Plouha et la plage du Palus. Le diagramme de la figure 3 représente de façon synthétique l'évolution de la géomètrie des structures depuis le Nord (pointe de Plouha)

jusqu'au sud de la plage du Palus. Ce diagramme qui fait intervenir uniquement les relations géomètriques entre pendage du plan principal de déformation λ1λ2 (plan de schistosité) et position sur ce plan de l'axe principal λ1 (linéation d'étirement) à l'avantage :

1- de supprimer le facteur orientation, inutile pour l'interprètation des géomètries des structures,

2- de faire que deux mesures (ligne et plan) sont représentées par un seul point,

3- Dans le cas d'un grand nombre de mesures de pouvoir superposer une grille carrée et d'effectuer un comptage statistique des données.

4- Une fois combiné aux critères de cisaillement associés aux axes principaux de la déformation finie, de pouvoir être divisé en secteurs caractéristiques des géomètries des principales structures (chevauchement, décrochement, domaine intermédiaire, éventuellement faille normale). La répartition des données dans ce diagramme permet de visualiser les evolutions éventuelles d'une structure à une autre.

Dans le cas présent (Fig 3) on remarque que l'on passe du Nord au Sud d'une schistosité plate à une schistosité verticale supportant une linéation d'étirement globalement horizontale sauf au contact sud du pluton de Saint Quay.

La zone à schistosité plate est caractérisée par une direction globalement Nord 80 et un pendage vers le Nord inférieur à 30 degrés. Cette zone affecte deux unités dont le contact est visible dans les falaises (Fig 4) : la série de Plouha forme l'unité supérieure, les métavolcanites de la série de

Bonaparte-Tredrez forment l'unité inférieure. Si l'on observe un gradient de déformation net à l'approche du contact, ce dernier n'est pas symétrique de part et d'autre. L'unité inférieure, surtout lorsqu'elle est constituée de métavolcanites acides massives (type keratophyre) est très compètente et n'est déformée que très près du contact. L'unité supérieure présente quant à elle une schistosité trés pénétrative dans toute sa masse. Deux résultats majeurs se dégagent de cette étude:

a_ le contact entre les deux unités est un contact de base de nappe (Fig 20).

b_ l'unité supérieure était déja stucturée avant sa mise en place.

Des mesures systématiques de la linéation d'étirement ont été éffectuées dans l'unité supérieure. Ces mesures montrent une grande dispersion (Fig 5) en dehors du contact où les linéations se regroupent autour de la direction Nord 70. A de rares endroits, et dans la zone de contact la superposition de deux linéations est parfois visible. Si la linéation Nord 70 est parallèle aux axes de plis on observe souvent une linéation qui s'enroule autour des charnières de plis (Fig 8b). La grande dispersion des linéations, leur enroulement autour des charnières de plis indiquent que cette unité est polystructurée. De plus des filons de micro granite sont intrusifs dans cette série mais sont absents dans l'unité inférieure. Ces filons recoupent la schistosité 1 mais sont déformés et plissés avec une schistosité 2 de plan axial liée à la déformation de l'ensemble des deux unités (Fig 6). Quand ils

sont visibles au contact, ils sont recoupés par des bandes de cisaillement et ne franchissent jamais l'interface entre les deux formations. Le contact entre les deux unités est caractérisé par une trés forte intensité de la déformation. Une coupe de détail au niveau du contact, dans le plan N113 orienté environ Nord 70 est représentée Fig 7. Le régime non coaxial de la déformation y est souligné par la présence de nombreuses bandes de cisaillement donnant un sens de cisaillement du NE vers le SW. Il est à souligner que ces bandes de cisaillement sont de type "c'" (Berthé et al., 1979) à grande echelle et que l'on n'observe pas de bandes c/s lorsqu'on s'éloigne du contact. Ceci provient vraisemblablement de la très forte anisotropie planaire existant avant la déformation 2 de la série de Plouha, anisotropie liée à la schistosité déja présente de cette série et jouant en plan c/s confondus dès le début de la déformation tangentielle. Le gradient de déformation ne s'exprime alors que par la formation de bandes c' à environ 30 degrés du plan cisaillant.

Toute l'unité supérieure est très intensement plissée. Les plis, toujours assymètriques, sont déversés vers le SW (Fig 8a) mais à l'approche du contact les axes se réorientent paralèllement à la linéation d'étirement (axes de plis courbes,Fig 8b) et passent mème à des plis en fourreau dont les dimensions peuvent ètre importantes (Fig 8c).

Mème si, dans l'unité inférieure, les critères de cisaillement sont moins nombreux à grande échelle, ils sont présents aux échelles macro et microscopique. Des bandes de cisaillement et des assymètries de clastes (quartz volcaniques par exemple) montrent des critères de cisaillement sans ambiguité vers le SW (Fig 9).

Plusieurs critères indiquent que le régime de la déformation doit être proche d'un cisaillement simple . Les critères principaux sont les suivants:

-le régime de la déformation trés cisaillant (bandes c/s ; Berthé et Al 1979)

-la présence d'une seule famille de bandes donnant un sens unique de cisaillement,

-la fabrique linéo-planaire (tectonites L=S) indiquant un ellipsoide de déformation finie proche de la déformation plane .

Cinématique de mise en place:

La déformation trés intense à la base de l'unité supérieure, les critères de cisaillements parallèlles à la linéation d'étirement, le régime de la déformation proche du cisaillement simple indiquent un empilement de deux nappes dont la cinématique de mise en place se fait du NE vers le SW. Cette tectonique tangentielle se fait dans un climat métamorphique assez profond de type "amphibolite faciès": dans l'unité supérieure, la biotite est stable dans les bandes, dans les métabasites l'amphibole verte est stable dans la foliation et dans les bandes de cisaillement. L'unité supérieure etait dèja structurée en climat mésozonal et avait subit un cycle intrusif avant sa mise en place.

B- LES DECROCHEMENTS.

Ils limitent au Nord et au Sud la zone structurale précédente (Fig 2b,FIG 20).

-Au Sud: ils sont synchrones de la montée de la diorite de Saint Quay-Portrieux (zone de cisaillement de Palus).

-Au Nord: ils sont postérieurs au granite de Plouha qu'ils affectent (zone de cisaillement de Bonaparte).

a_ zone de cisaillement de palus plage:

1_ structures:

le diagramme de la Fig 3 montre le passage vers le sud de la zone de déformation tangentielle à une zone de décrochement (en accord avec l'étude du régime de la déformation). Il est à noter que le passage se fait brutalement (il existe peu de mesures intermédiaires entre les deux domaines: Fig 3). Plusieurs types de critères indiquent que cette déformation est synchrone de la montée et du gonflement du pluton de Saint Quay-Portrieux durant un cisaillement trasncurrent sénestre. La schistosité se verticalise et les directions principales passent de N 70 à N 100 (Fig 2a). Cependant cette verticalisation n'est pas due à un simple plissement du contact; en effet, la linéation d'étirement est horizontale et aucune linéation plissée n'est visible. De plus, la linéation d'étirement est cette fois soulignée par endroit par des minéraux de métamorphisme de contact tels que :

- cordiérite (syn déformation)
- andalousite (syn à post)
- taches de métamorphisme

On a décrit précedemment deux contacts principaux avec la diorite. Au contact Sud, entre les deux apophyses de la diorite, la

linéation d'étirement est plus pentée. On retrouve à ce niveau la série de Binic plus ou moins métamorphisée (présence de migmatites remontées par la diorite). La série de Binic est affectée de plis concentriques: des taches de métamorphisme de contact sont déformés dans les flancs de plis ou la déformation est forte et se disposent de façon aléatoire dans les charnières ou la déformation est moindre. Ces taches sont donc synchrones des plis. Au contact la schistosité dans l'encaissant passe à une foliation fruste syn cristallisation dans la diorite (orientation des minéraux colorés;biotites et amphiboles).

L'ensemble de ces critères prouvent que la verticalisation et le plissement sont liés à la montée et au gonflement du pluton de Saint Quay-Portrieux. La linéation horizontale soulignée par les minéraux de métamorphisme de contact et les critères de cisaillement associés tels que des bandes sénestres syn-métamorphes dans des niveaux migmatitiques indiquent que la diorite s'est mise en place dans un régime transcurrent senestre suivant la mise en place des nappes. Des plis en fourreaux associés à cette déformation sont visibles dans les métavolcanites. Cependant, bien que les directions principales de déformation et les composantes de cisaillement soient cohérentes avec la présence de ces structures (linéation d'étirement parallèle aux axes des fourreaux; fig 10 a et b), leur amplitude est incompatible avec l'intensité calculée d'après les mesures quantitatives de déformation finie (cf paragraphe suivant). Il semble plutot qu'il s'agisse d'une amplification cinématique de structures préexistantes (plis à axes courbes ou plis en fourreaux lies à la tectonique tangentielle précédente) dans un contexte transcurrent senestre.

2_ Paramétres de l'ellipsoide de déformation finie.

Des mesures ont été effectuées pour estimer la forme de l'ellipsoide et l'intensité de la déformation. Toutes les mesures proviennent de la zone à schistosité verticale, aucun marqueur n'ayant été trouvé au niveau des zones à foliation plate. Différents objets ont permis des mesures dont la plupart sont des taches de metamorphisme de contact ou des quartz volcaniques. Si l'ensemble des mesures semble cohérent du point de vue de l'intensité de déformation (Fig 12,Fig 13), il faut cependant noter que les quartz volcaniques presentent une difference de competence avec la matrice et ne réflètent vraisemblablement pas l'intensité réelle de la déformation qu'a subi cette dernière. On peut supposer d'autre part que ces marqueurs n'ont pas subit tous la mème histoire; en effet les taches de métamorphisme de contact n'ont subit que la déformation syn mise en place du pluton. Differents résultats ressortent de cette analyse:

- La déformation finie est souvent proche de la déformation plane (Fig 13).

- Les mesures faites au contact de la diorite sont plus proches d' un ellipsoide en applatissement fini tandis qu'une tendance constrictive s'affirme rapidement quand on s'éloigne du contact. Ce résultat confirme l'influence du gonflement du pluton pendant la déformation (Brun 1982).

- L'intensité de la déformation est forte (environ 70 à 80 % de raccourcissement en posant r=5 avec r= L1/L2+L2/L3-1, L1*L2*L3=1 et L2=1) mais insuffisante (en faisant l'hypothèse d'un cisaillement simple avec

R(L1/L3)=(g2+2+g*(g2+4)1/2)/2 impliquant g<=3) pour obtenir un taux de cisaillement compatible avec le développement de plis en fourreaux tels qu'on les observe Fig 10 (Quinquis 1980, Cobbold et Quinquis 1980) ce qui confirme l'hypothèse de l'amplification cinèmatique de structures préexistantes (Fig 11).

- Les mesures sur les quartz volcaniques donnent des résultats comparables aux autres du point de vue de la forme de l'éllipsoide de déformation mais sous-estiment l'intensité de la déformation. En effet ces mesures concernent cette fois la déformation totale (cisaillement tangentiel N 70 + cisaillement transcurrent N 100-110) et viennent de l'unité métavolcanique acide qui n'a subi la déformation tangentielle que trés prés du contact.

b_ zone de cisaillement de "Bonaparte".

Elle apparait au Nord du granite de Plouha et est bordée par la limite Sud du bassin ordovicien de Brehec-Plourivo. Les unités impliquées dans ces déformations sont (Fig 2 a et b):

_ le granite de Plouha,

_ les séries volcaniques acides et basiques de Bonaparte-Tredrez.

1- caractéristiques de la déformation:

L'analyse des axes et plans principaux (Fig 14) montre un regroupement des données dans le champ des cisaillements transcurrents (schistosités sub verticales et linéations d'étirement sub horizontales).Les directions principales sont globalement N 80-90 sauf vers le Nord ou elles passent localement

N 40-50 (Fig 2a,Fig 15). Il existe un gradient général de déformation vers le Nord depuis Port Moguer (Fig 2) marqué par une apparition de plans de cisaillement de plus en plus nombreux s'accompagnant d'une diminution de l'angle c/s et d'une augmentation du degré de mylonitisation. Outre ce gradient général il existe des gradients locaux correspondant à des zones de cisaillement plus intenses, en particulier au niveau de l'interface granite-encaissant. Dans le granite on observe l'apparition de bandes c/s (plans c à N 90-100, plans s à N 60-70) jusqu'aux ultramylonites avec developpement de bandes c' . La mème séquence est visible dans l'encaissant ou il est à souligner que les bandes de cisaillement sont surtout bien exprimées dans les niveaux acides (Fig 16). Dans le granite les bandes de cisaillement dextres E-W sont dominantes, cependant il existe des bandes conjuguées senestres qui, localement s'anastomosent pour délimiter des lentilles assymètriques de matériel moins déformé. Dans l'encaissant il n'existe qu'une seule famille de bandes de cisaillement qui donnent un sens dextre . Le changement d'orientation des directions principales vers le nord (Fig 2b) est interprété comme le passage à une seconde branche de cisaillement: la première etant E-W, l'autre, plus au Nord, N 40-50 (Fig 15). Des critères montrent qu'il ne peut pas s'agir d'une rotation des axes principaux vers le Sud à l'approche d'une unique zone de cisaillement E-W:

- l'angle entre les directions principales et le plan cisaillant serait trop grand (>45°:Berthé et Al 1980).
- il existe des gradients locaux associés aussi bien aux directions N 40 qu'aux directions N 100 (FIG 16).

La biotite verte est stable dans les bandes de cisaillement et le grenat apparait durant la mylonitisation du granite. Toutefois la chlorite remplace la biotite verte dans la plupart des stades mylonitiques, ce qui indique que la déformation s'est terminée dans des conditions pression-temperature inférieures à celles des premiers incréments. Le grenat possède des inclusions sygmoides qui, outre le caractère syncinématique, confirment le sens dextre du régime cisaillant (Fig 17).

2_ la fabrique du quartz:

Des mesures d'orientations préferentielles de réseau du quartz ont été effectuées par goniométrie de texture sur le granite de Plouha, proche du contact avec l'encaissant . Les résultats montrent une dissymetrie dextre de la couronne d'axes <1014>. Des maxima d'axes <1014> sont egalement localisés dans la direction de L1; ceci est du à un effet de gros grains qui sont en fait de gros quartz bleus étirés parallellement à L1 (FIG 18).

3_ l'ellipsoide de déformation finie:

La déformation a été mesurée sur les quartz bleus automorphes dans le granite de Plouha (Fig 12,Fig 13). L'ellipsoide de déformation finie se situe dans le champ de la constriction mais proche de la déformation plane. L'intensité de la déformation est moins forte que dans le domaine précédent au sud du granite.

Ce décrochement ductile de "Bonaparte" est un évènement tardif dans la succession des évènements cadomiens (Balé et Brun en préparation):cependant la possibilité d'un age hercynien peut à priori être écartée; en effet l'etude suivante montre une reprise

de ces structures par des évènement reliés d'une part à l'ouverture du bassin ordovicien de Brehec, d'autre part à la compression carbonifère.

C_ LA DEFORMATION CASSANTE.

Constament présente dans la chaine cadomienne, elle traduit l'influence de la déformation hercynienne dans le socle précambrien rigide. Elle se caractérise généralement par un jeu de failles conjuguées N 30-50 senestres et N 120-140 dextres. Régionalement, les failles senestres sont plus développées et font rejouer de manière discontinue les zones de cisaillement ductiles cadomiennes en créant des niveaux de cataclasites parfois importants (jusqu'à plusieurs mètres de puissance). Cette déformation traduit relativement bien la compression globalement N-S carbonifère, cependant la prédominance des décrochements senestres est plutot compatible avec un régime cisaillant , ce qui est en accord avec la déformation du domaine centre armoricain à la mème époque (Gapais et Le Corre 1980, Percevault 1983). Dans la zone étudiée ici, la déformation cassante est importante et presente une histoire relativement complexe. Elle apparait de plus en plus marquée vers le Nord à partir du granite de Plouha et ce jusqu'au bassin de grés rouge ordovicien de Brehec. La cataclase importante entraine une chloritisation intense avec plaquage de chlorite sur les plans de failles et fentes à épidote associées. Les cataclasites montrent des fragments de volcanites foliées désorientés dans une matrice chloriteuse. On reconnait deux systèmes de failles qui se superposent aux cisaillements transcurrents dextres décrit précédemment. Ces failles sont

orientées environ N 50-70, quelques unes N 140. Il s'agit d'une part de failles normales (Fig 19) à relier vraisemblablement à l'ouverture des bassins ordoviciens (Ballard, travaux en cours), d'autre part de décrochements senestres et dextres conjugués. Il est possible que le jeu de ces structures à l'hercynien (au sens large) ait entrainé localement des rotations rigides des directions principales cadomiennes entre les principales failles, ce qui expliquerait certaines perturbations locales des directions de cisaillement cadomiennes (Fig 15).

CONLUSION

Il apparait donc que cette zone charnière entre le Trégor et le complexe métamorphique de Saint Brieuc est dominée par une tectonique tangentielle (Fig 20) ayant les mèmes directions principales que celles entrainant la fermeture du bassin arrière arc de Saint Brieuc-Belle-Isle en terre autour de 580-590 MY s'accompagnant de chevauchements imbriqués vers le S-SW (Balé et Brun 1983, 1985). L'age de ce second système chevauchant peut être daté entre 640-615 MY (age des volcanites et plutonites du Trégor) et 580 MY (age de la diorite de Saint Quay-Portrieux); donc globalement synchrone du système sud. L'analyse de la tectonique dans cette région montre que la ligne Palus-Baie de Lannion (Fig 1) est en fait la limite cartographique d'un second système de chevauchements cadomiens liés à la collision arc insulaire-continent. Cette limite a rejoué en décrochement lors de la mise en place des plutons dioritiques cadomiens puis de

mannière discontinue à l'hercynien (limite nord du granite de Plouaret mylonitisé "à froid").

Outre son caractère polystructuré, l'unité supérieure de Palus présente des analogies lithologiques avec les unités de socle datées à 2000 MY (datation des granites intrusifs dans des séries plus anciennes) et qui sont reconnues en plusieurs points dans le Tregor (gneiss de Trebeurden, gneiss du moulin de la rive, gneiss de Port Beni). En particulier la description des gneiss à quartz automorphes et des leptynites dans les gneiss de Trebeurden et Port Beni ainsi que leur origine volcano sédimentaire (Auvray 1979) correspondent assez bien à l'unité considérée ici. De plus, les filons granitiques intrusifs dans cette unité montrent que cette dernière a subit un cycle intrusif entre deux événements tectoniques distincts, cycle intrusif apparemment absent dans l'unité inférieure. L'ensemble de ces données permet donc de proposer un chevauchement du socle sur les séries du Trégor (Fig 20). Des décrochements postérieurs à la mise en place des nappes limitent au Nord des séries briovériennes trés peu déformées (série de la Roche Derrien, spilites de Paimpol) et dont l'extension est limitée à la partie orientale du Trégor (Fig 1). Ces unités dont les ages sont discutés présentent des caractères sédimentologiques (Denis communication personnelle) et géochimiques differents des séries brioveriennes impliquées dans la tectonique tangentielle. L'origine de ces séries est interprétable par une ouverture de bassins localisés et liés à des décrochements intra continentaux (de type "pull apart" par exemple) cloturant les évenements tectoniques cadomiens. Par ailleurs c'est encore à ce niveau que se localisera, à

l'Ordovicien, la sédimentation des séries rouges de Brehec-Plourivo (Ballard travaux en cours).

REFERENCES

ARNAUD G (1980): l'intrusion gabbro-dioritique de Saint Quay-Portrieux (Cotes du Nord). Thèse 3 cycle, Paris 6,roneo.

AUTRAN A,CHANTRAINE J,RABU D (1979): lithostratigraphie et déformation du briovérien de la baie de Lannion. Implication sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. Bulletin du BRGM, 2 série, section 1, No 4, 277-292.

AUVRAY B (1979): genèse et évolution de la croute continentale dans le nord du massif armoricain. Thèse d'etat, Rennes, ronéo, 681p.

AUVRAY B et AL (1980) ??

BALE P,BRUN JP (1983): les cheuvauchements cadomiens de la baie de Saint Brieuc. C.R.ACAD.SC.PARIS, t 297, série 2, 359-362

BALE P,BRUN JP (1984): cinématique et chronologie de la tectonique cadomienne en Bretagne septentrionale. 10 RAST Bordeaux.

BALE P,BRUN JP (soumis): late precambrian thrusts and shear zones in northern Britanny (France).

BARROIS CH (1908): feuille de Tréguier, carte géologique au 1/80000. Edition du BRGM.

BERTHE D,CHOUKROUNE P, JEGOUZO P (1979): ortogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol. 1, 31-42.

BRUN JP (1981): instabilités gravitaires et déformation de la croute continentale. Thèse d'etat, Rennes,197 p.

COBBOLD P.R., QUINQUIS H (1980): Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol.,2.

COGNE J (1959): données nouvelles sur l'antecambrien dans l'ouest de la France:pentévrien et briovérien en baie de Saint Brieuc (Cotes du Nord). Bull.Soc.Géol. FRance, 7,1,112-118.

COGNE J,WRIGHT AE (1980): l'orogène cadomien in Geologie de l'europe. Mémoire du BRGM No 108,p29-51.

DENIS E (1984): les sédiments briovérien de Bretagne septentrionale: analyse sédimentologique de terrains rapportés au protérozoique supérieur. RCP "Geodynamique du massif armoricain",Le Mans.

DUNNET D (1969): a technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics,7(2), p 117-136.

FABRIES J,ARNAUD G,CONQUERE F (1985): paragénèses à biotite cordierite anthophyllite dans l'auréole métamorphique au sud du pluton gabbro-dioritique de Saint Quay-Portrieux (Cotes du Nord). Bull.Soc.Geol.France, 8,1,No3, 435-441.

FLINN D (1962): on folding during three dimensionnal progressive deformation. Q.J.Geol.Soc.London,118,385-434.

GAPAIS D (1979): orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des domes gneissiques de Kuopio, Finlande). Thèse 3 cycle, Rennes.

GAPAIS D, LE CORRE CL (1980): is the herynian belt of Britanny a major shear zone? Nature , Vol 288, No 5791, 574-576.

GRAVIOU P (1984): petrogénèse des magmas calco alcalins: exemple des granitoides cadomiens de la région trégorroise (massif armoricain). Thèse 3 cycle, Rennes, 236p.

GRAVIOU P,AUVRAY B (1985): caractérisation pétrographique et géochimique des granitoides cadomiens du domaine Nord armoricain:

implications géodynamiques. C.Acad.Sc.Paris,T 301,série 2, No 5, 1315-1318.

PERCEVAULT MN (1983): problème inverse en déformation finie: application au segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse 3 cycle, Rennes, 141p.

PEUCAT JJ (1982): géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb): exemples choisis au Groendland, en Laponie, dans le massif armoricain et en grande Kabylie. Thèse d'état, Rennes .

PEUCAT JJ, AUVRAY B, HIRBEC Y, CALVEZ JY (1984): granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du massif armoricain: géochronologie Rb/Sr. Bull.Soc.Géol.France,7,26,1365-1373.

QUINQUIS H (1980): Schistes bleus et deformation progressive: l'exemple de l'ile de Groix (Massif Armoricain). Thèse 3ème Cycle, Rennes, 145 pages.

RABU D, CHAUVEL JJ, CHANTRAINE J (1982): le domaine interne de la chaine cadomienne dans le massif armoricain. Rapport du BRGM, 82 SGN 351 PAL.

RAMSAY JR, HUBER MI (1983): the techniques of modern structural geology. Vol 1: strain analysis. Academic press inc. London LTD.

RYAN PD, ROACH RA (1975): the brioverian-pentevrian boundary at Palus Plage (armorican massif- France). Soc.Geol.Min.Bretagne. série c,T 7,No 1 .

VERDIER P (1968): etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Cotes du Nord-Finistère). Thèse 3 cycle, Strasbourg,ronéo,51p.

VIDAL PH,AUVRAY B,CHAUVET JF,COGNE J (1972): l'age radiomètrique de la diorite de Saint Quay-Portrieux (Cotes du Nord). Ses

conséquences sur le briovérien de la baie de Saint Brieuc. C.R.Acad.SC.Paris, Vol 275,D?1323-1326.

VIDAL P,AUVRAY B,CHARLOT R,COGNE J (1981): precadomian relicts in the armorican massif: their age and role in the evolution of the western and central european cadomian-hercynian belt. Precmbrian research,14, 1-20.

Legendes des figures

Fig 1: carte structurale et principales unités de la chaine cadomienne.

Fig 1: structural map and main cadomian formations

Fig 2: a_ carte géologique du secteur étudié et représentation stéreographique des poles des plans de foliation et des linéations d'étirement.

b_ localisation des principales structures

Fig 2: a_ geological map of the studied area and stereographical plot of foliation planes and stretching lineations.

b_ localisation of the main structures.

Fig 3: diagramme pitch L1/pendage L1L2 synthétisant l'attitude de la linéation d'étirement sur le plan de schistosité.

Fig 3: representaton of L1 pitch versus L1L2 plane.

Fig 4: allure du contact série de Plouha-série de Bonaparte-Trédrez au Nord de Palus plage.

Fig 4: contact between the Plouha formation and The Bonaparte-Tredrez formation at the North of Palus plage.

Fig 5: stéréogramme montrant la dispersion des linéations dans la série de Plouha.

Fig 5: stereographical plot of stretching lineation in the Plouha formation .

Fig 6: filon de granite intrusif dans la schistosité 1 et affecté par la schistosité 2 (série de Plouha).

Fig 6: granite dyke intruding the first schistosity and deformed by the second schistosity in the Plouha formation.

Fig 7: carte détaillée du contact de base de nappe au Nord de Palus plage.

Fig 7: detailled map of the thrust contact at the North of Palus plage.

Fig 8: a_ plis déversés vers le SW dans la série de Plouha (plan L1-L3).

b_ pli à axe courbe enroulant une linéation 1 et se parallèlisant à la linéation 2 (série de Plouha).

c_ pli en fourreau (plan L2-L3;série de Plouha).

Fig 8: a_ SW overfold in the Plouha formation.

b_ curved axis fold deforming a first lineation.

c_ sheath fold in the Plouha formation.

Fig 9: bandes de cisaillement et assymètrie des clastes vers le SW dans les volcanites acides de la série de Bonaparte-Trédrez sous le contact chevauchant (plan L1-L3).

Fig 9: shear bands toward the SW in the Bonaparte-Tredrez formation.

Fig 10: a_ plis en fourreaux au niveau de la zone de cisaillement de Palus.

b_ structure en oeil; pli en fourreau dans L2-L3.

Fig 10: a_ sheath folds in the palus shear zone.

b_ eye structure; sheath fold in L2-L3.

Fig 11: modèle synthétique d'amplification cinématique des structures préexistantes liées au chevauchement.

Fig 11: model of kinematic amplification of preexisting structures.

Fig 12: tableau de mesures de l'ellipsoide de déformation finie.
Fig 12: table of strain measurements.

Fig 13: représentation des mesures de l'ellipsoide de déformation finie dans un diagramme de Flinn.
Fig 13: Flinn representation of strain measurements.

Fig 14: relations schistosité (L1-L2)/linéation (L1) dans la zone de cisaillement de Bonaparte.
Fig 14: relation between L1-L2 plane and L1 axis in the Bonaparte shear zone.

Fig 15: gradient de déformation dans les volcanites acides (plage Bonaparte).
Fig 15: strain gradient in acid volcanics.

Fig 16: carte détaillée au niveau de la plage Bonaparte illustrant l'influence de la tectonique cassante sur la déformation ductile cadomienne.
Fig 16: detailled map at the Bonaparte plage.

Fig 17: diagramme de répartition des axes <104> du quartz (granite de Plouha).
Fig 17: quartz fabric in the Plouha granite.

Fig 18: grenats hélicitiques dans des mylonites au contact Nord du granite de Plouha montrant un sens de cisaillement dextre (plan L1-L3).
Fig 18: helicitc garnets in granite mylonites (Plouha granite).

Fig 19: faille normale recoupant la foliation (plage Bonaparte).

Fig 19: normal fault near Bonaparte plage.

Fig 20: coupe synthétique depuis la diorite de Saint Quay-Portrieux jusqu'au bassin ordovicien de Bréhec.

Fig 20: cross section from the St Quay pluton to the Brehec ordovician basin.

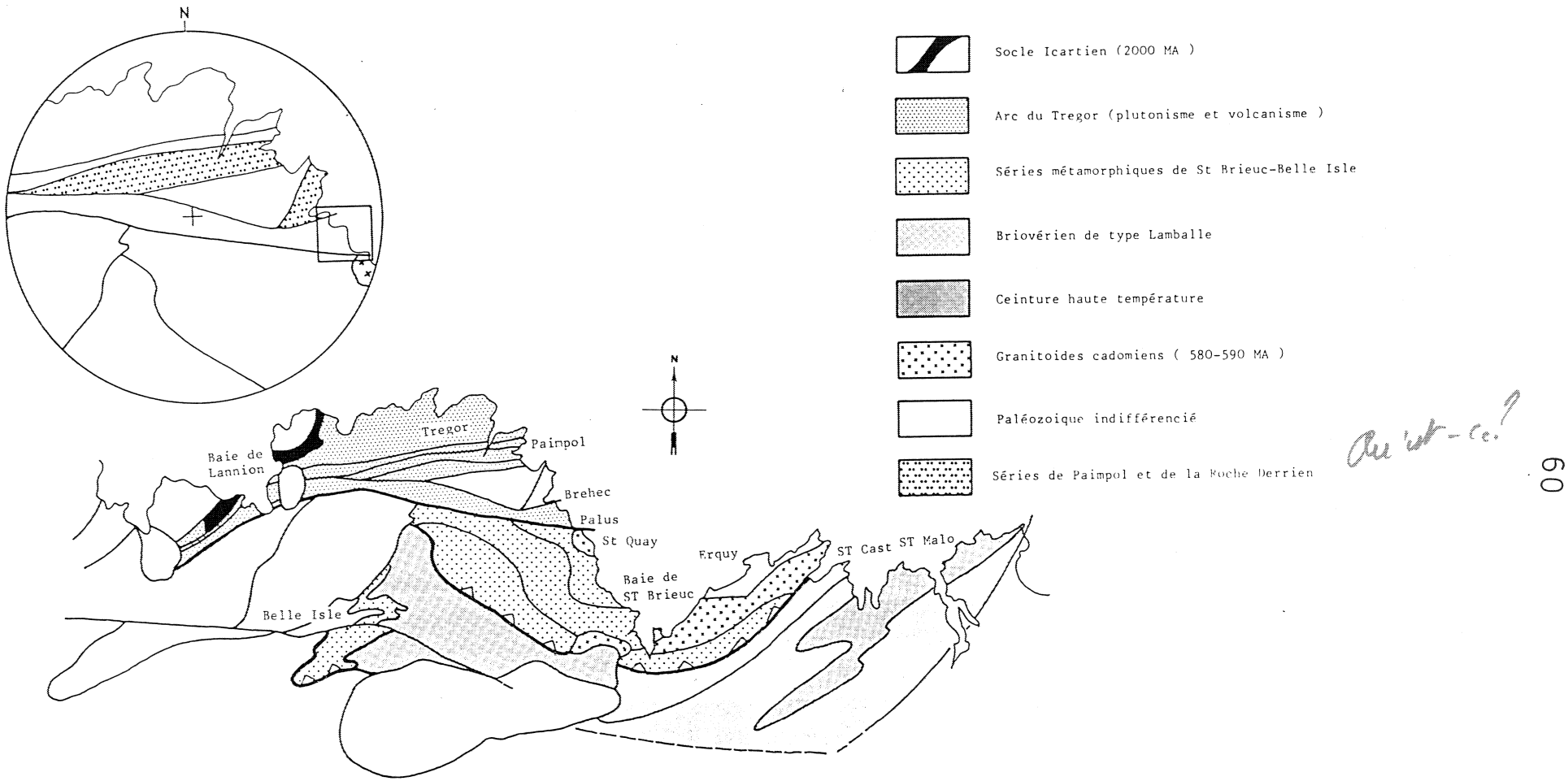

N
Socle Icartien (2000 MA)
Arc du Tregor (plutonisme et volcanisme)
Séries métamorphiques de St Brieuc-Belle Isle
Briovérien de type Lamballe
Ceinture haute température
Granitoides cadomiens (580-590 MA)
Paléozoique indifférencié
Séries de Paimpol et de la Roche Derrien
N
Tregor
Paimpol
Baie de Lannion
Brehec
Palus
St Quay
Erquy
ST Cast
ST Malo
Baie de ST Brieuc
Belle Isle

FIG 1

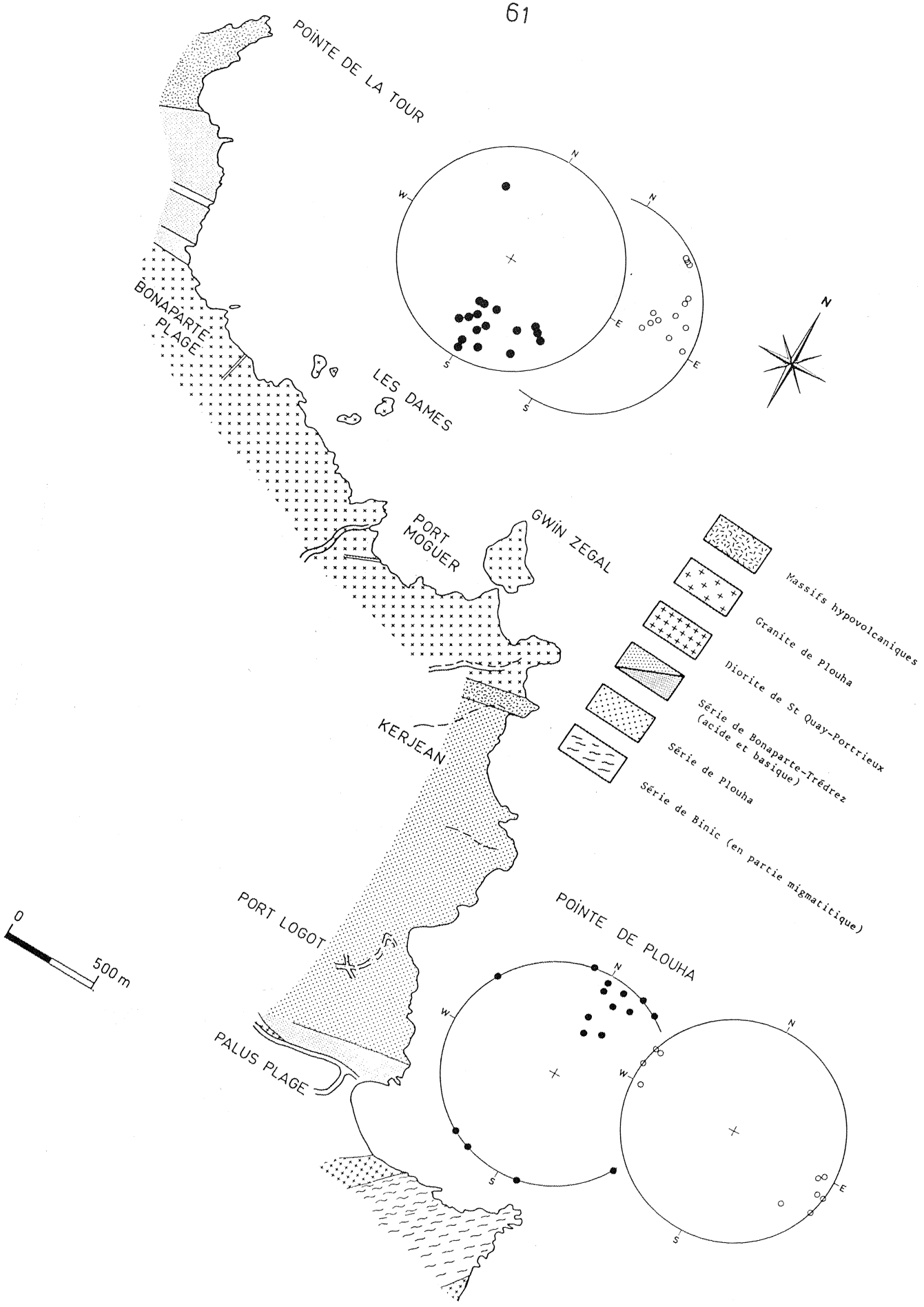

POINTE DE LA TOUR
BONAPARTE PLAGE
LES DAMES
PORT MOGUER
GWIN ZEGAL
KERJEAN
PORT LOGOT
PALUS PLAGE
POINTE DE PLOUHA
0
500 m
N
W
E
S
Massifs hypovolcaniques
Granite de Plouha
Diorite de St Quay-Portrieux
Série de Bonaparte-Trédrez (acide et basique)
Série de Plouha
Série de Binic (en partie migmatitique)

FIG 2 a

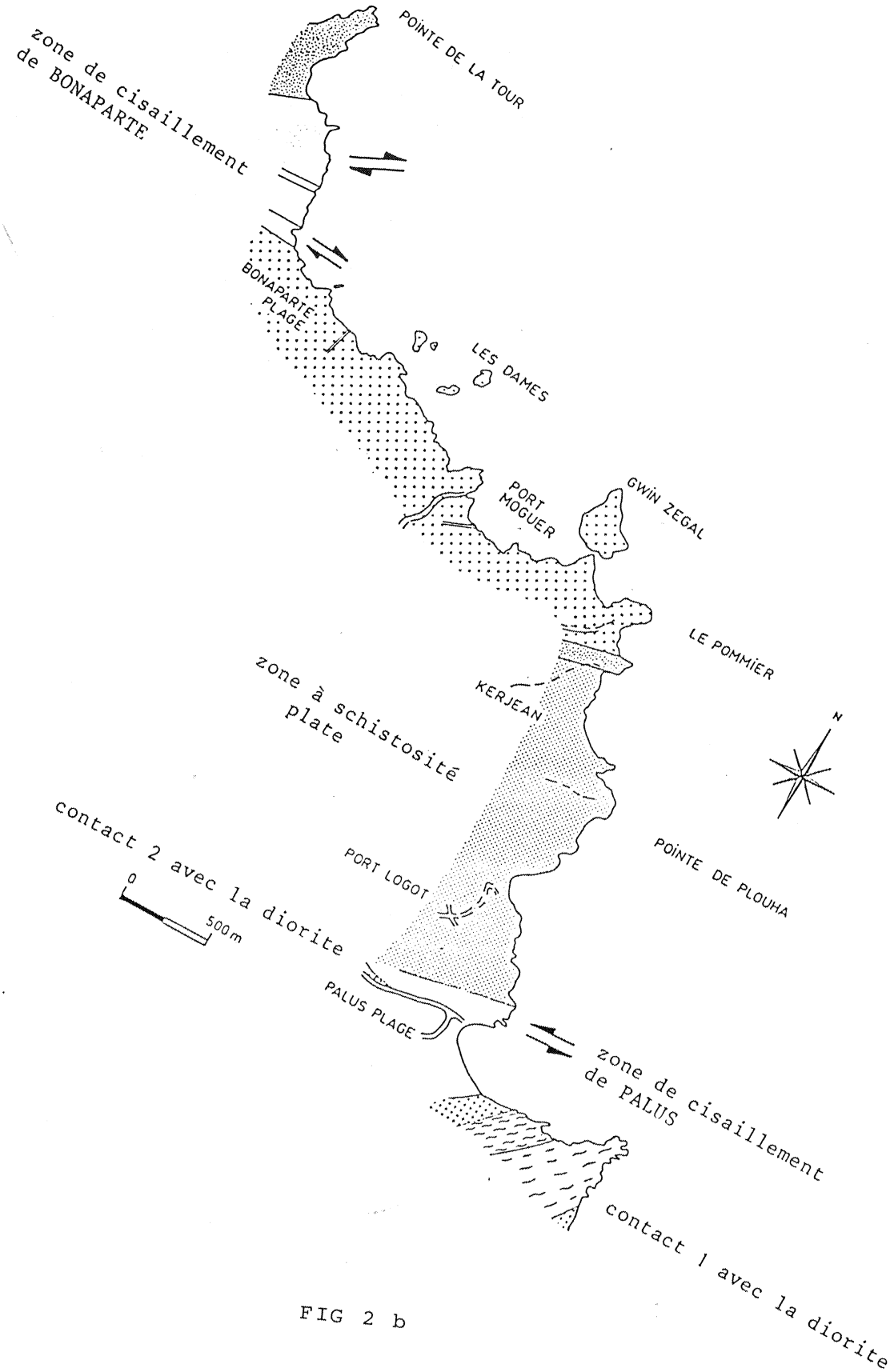
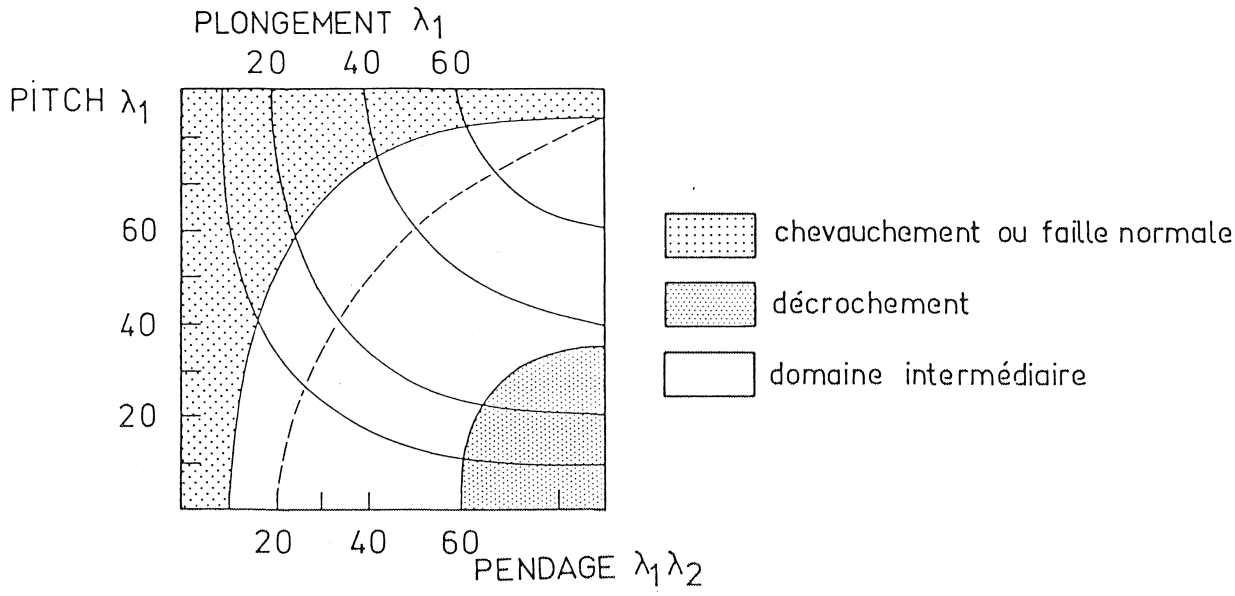

zone de cisaillement de BONAPARTE
POINTE DE LA TOUR
BONAPARTE PLAGE
LES DAMES
PORT MOGUER
GWIN ZEGAL
LE POMMIER
KERJEAN
zone à schistosité plate
N
PORT LOGOT
POINTE DE PLOUHA
contact 2 avec la diorite
0
500 m
PALUS PLAGE
zone de cisaillement de PALUS
contact 1 avec la diorite

FIG 2 b


PLONGEMENT λ_1
20 40 60
PITCH λ_1
60
40
20
20 40 60
PENDAGE $\lambda_1\lambda_2$
chevauchement ou faille normale
décrochement
domaine intermédiaire

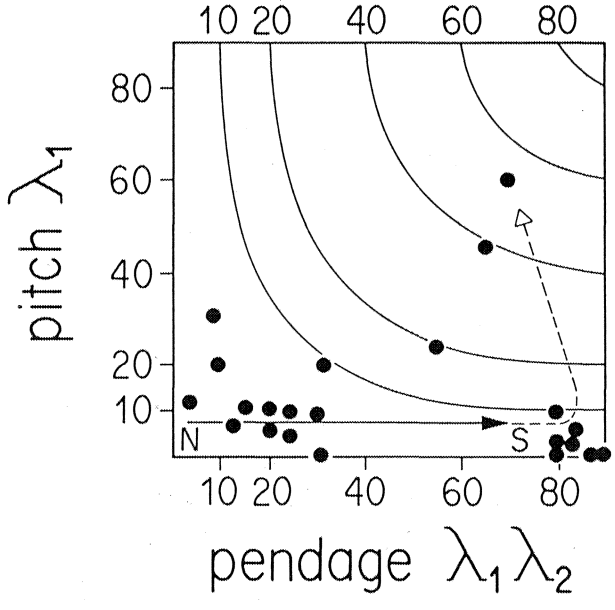

10 20 40 60 80
80
60
40
20
10
pitch λ_1
N
S
10 20 40 60 80
pendage $\lambda_1\lambda_2$

FIG 3

FIG 4

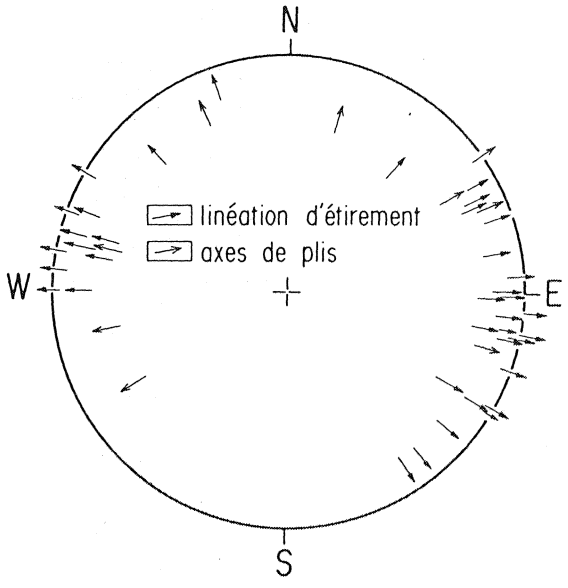
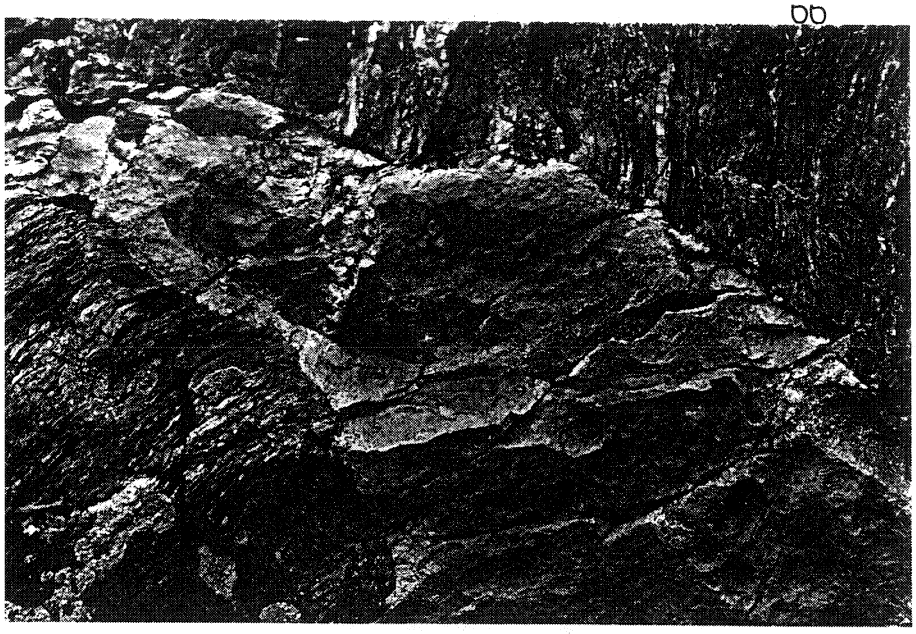


FIG 5



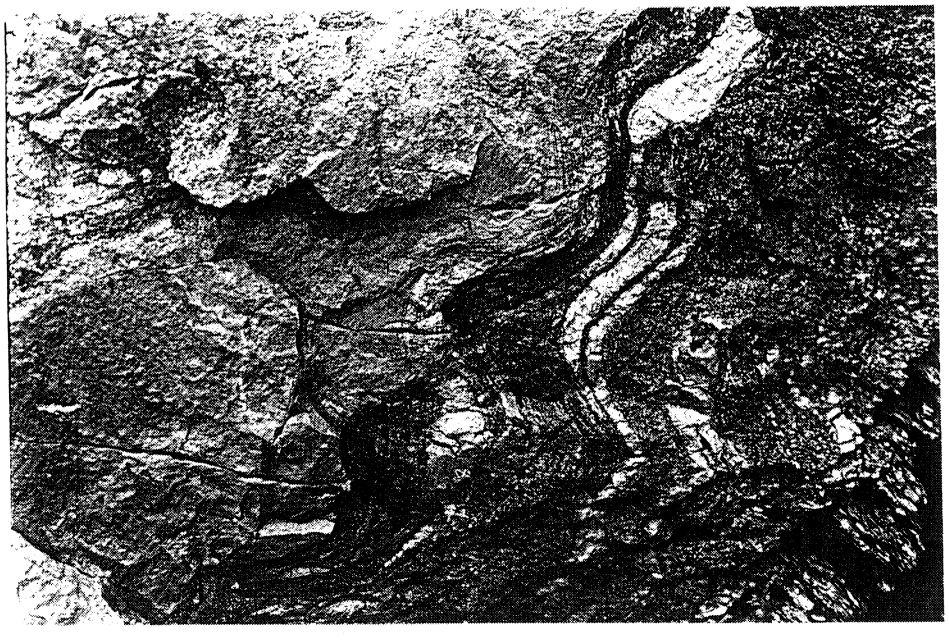


FIG 6

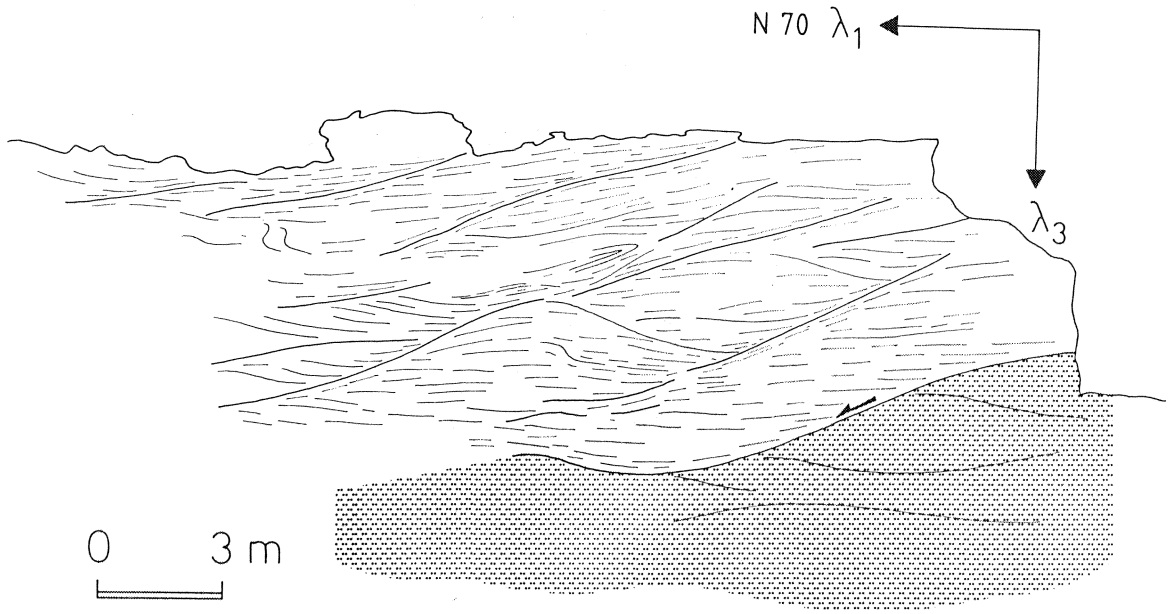


FIG 7

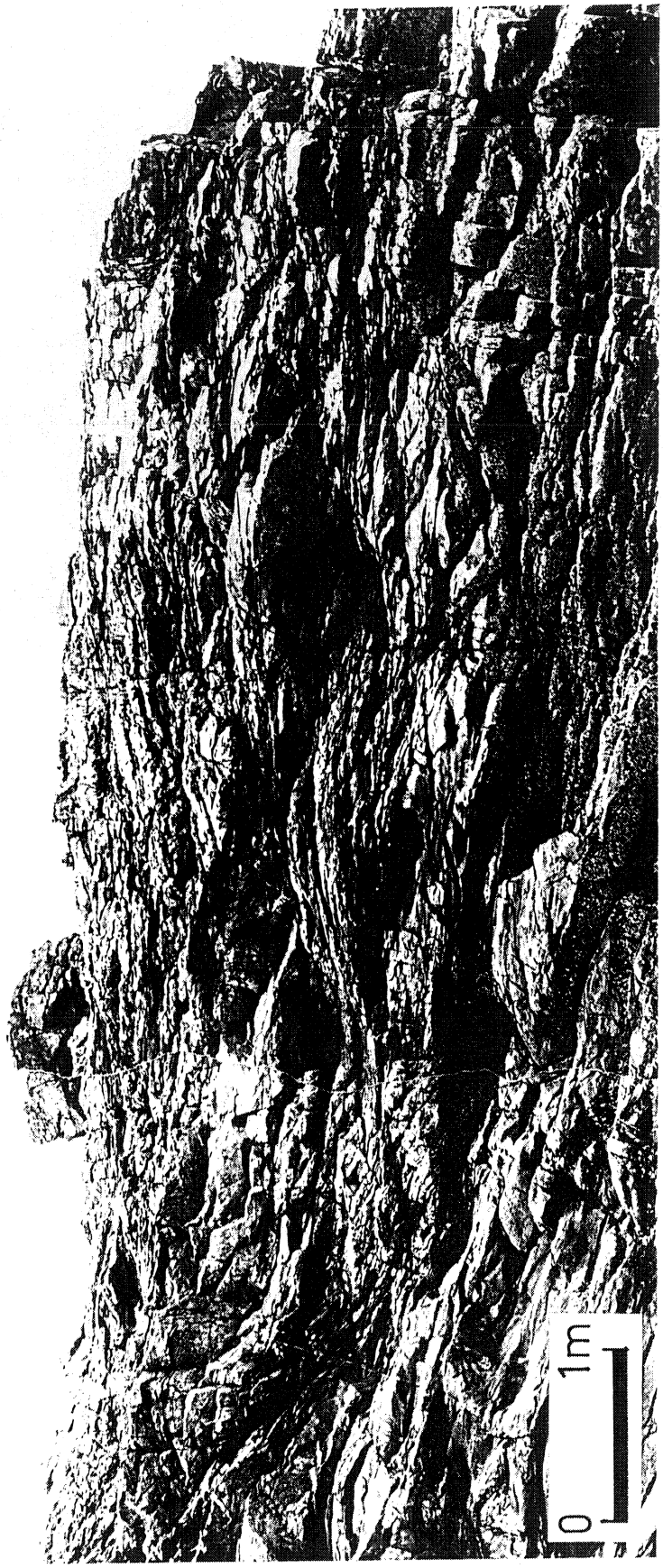


FIG 7

SW

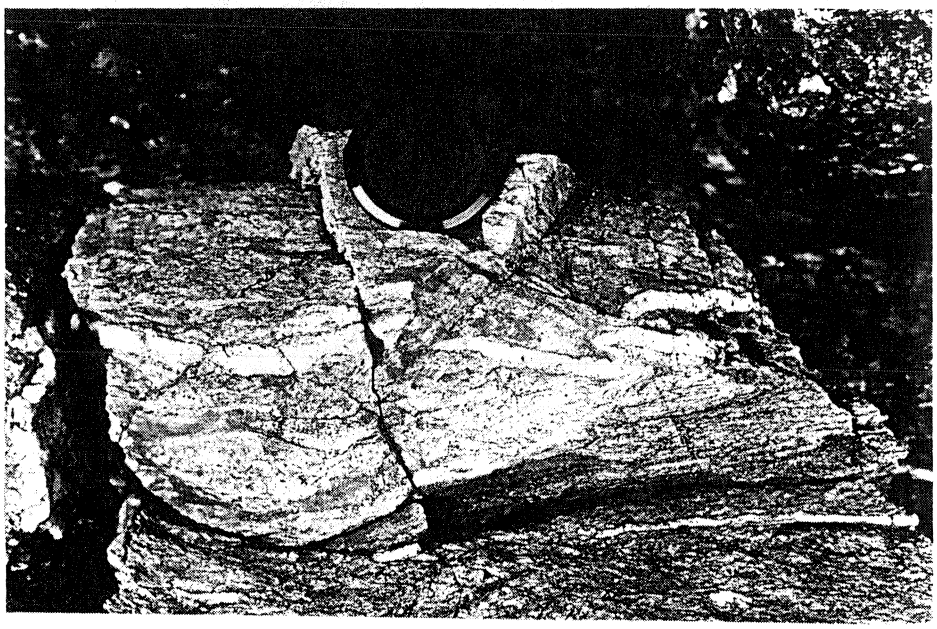


FIG 8a

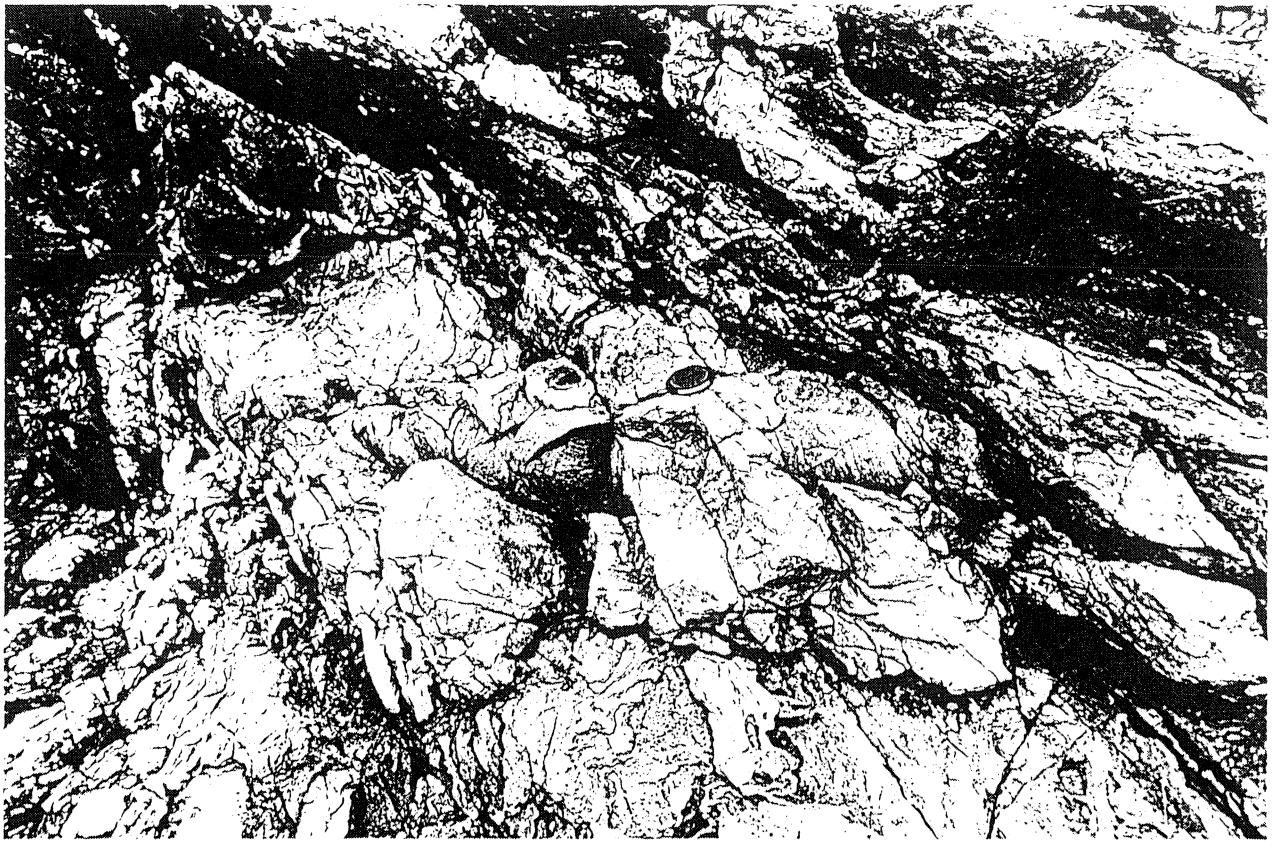


FIG 8 b

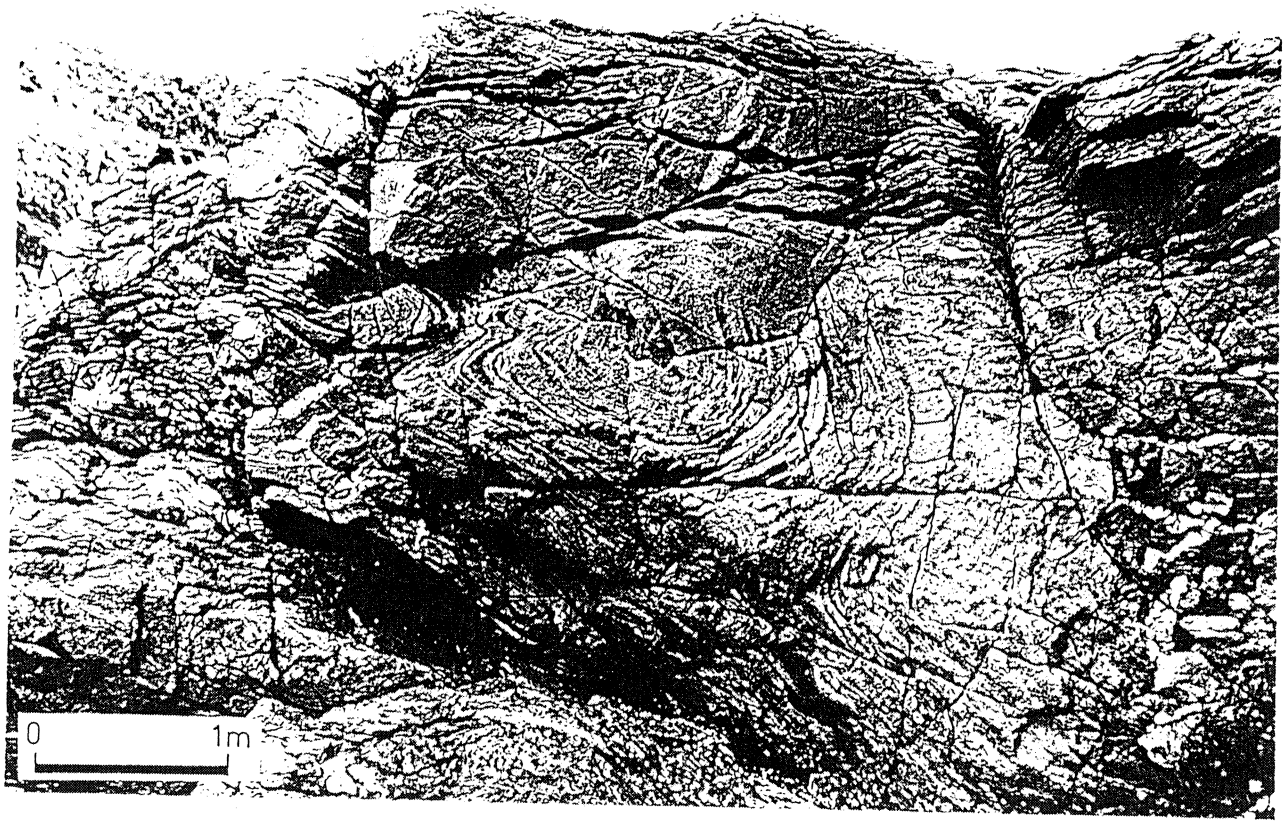


FIG 8 c

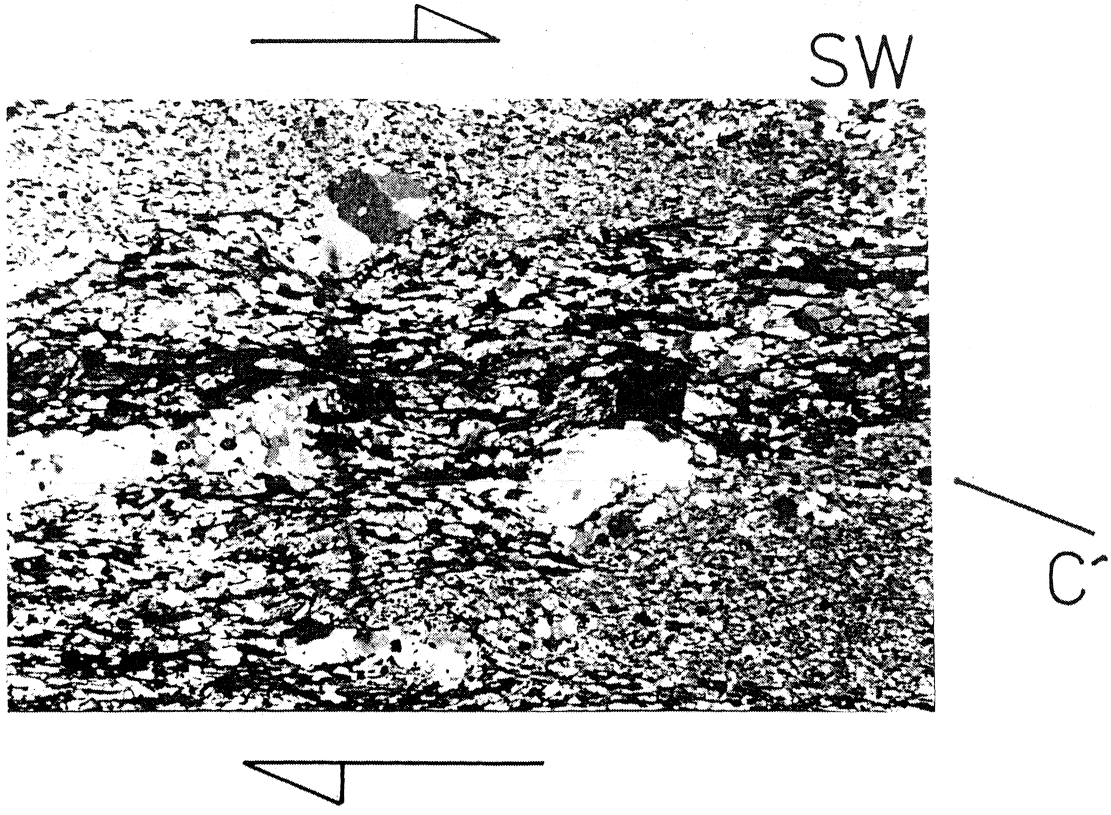
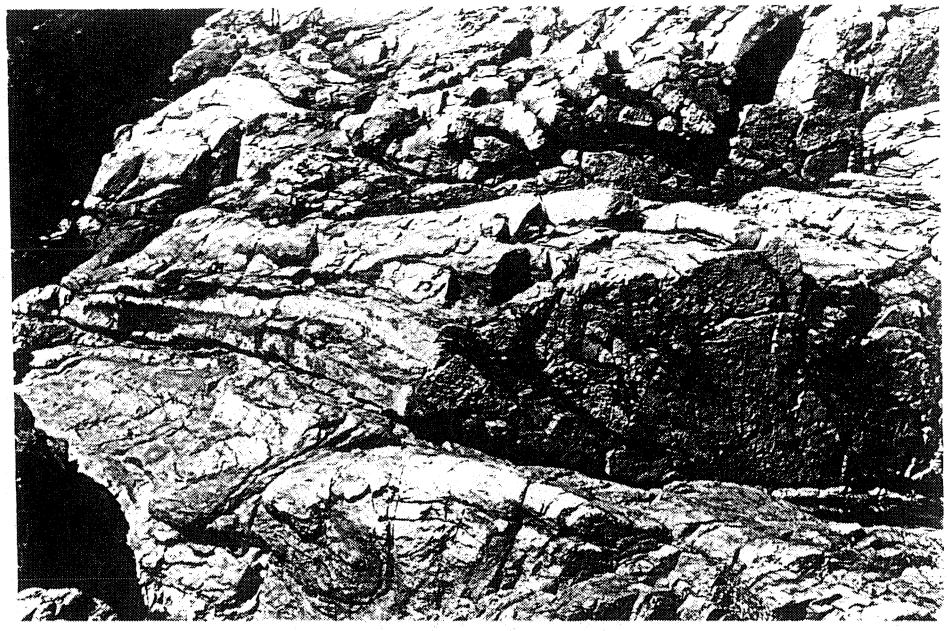


FIG 9



a

0 1m

b

FIG 10

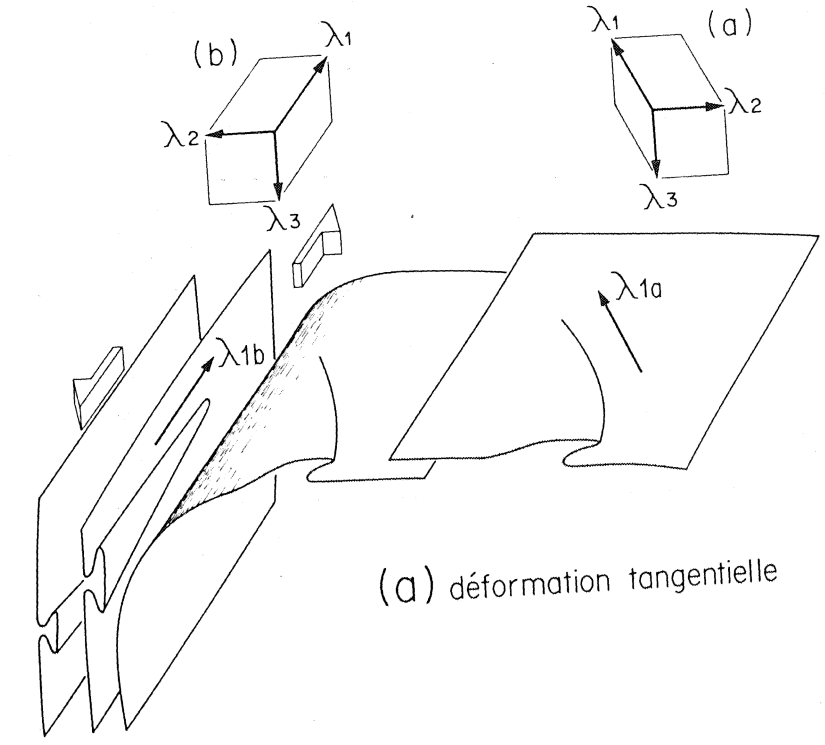

(b)
λ1
λ2
λ3
λ1b
(a)
λ1
λ2
λ3
λ1a
(a) déformation tangentielle
(b) décrochement

FIG 11

site	roche	marqueur	methode	λ_1/λ_2	λ_2/λ_3	k	r
Palus plage Sud contact 1	sédiments	taches de métamorphisme de contact	Rf. Ø	2,5	3,5	0,6	5
Palus plage Sud	sédiments	taches de métamorphisme de contact	Rf. Ø	3,2	2,3	1,7	4,5
Palus plage Sud	méta-volcanites	agglomérats volcaniques	gd axe / pt axe	3,33	1,8	3	4,1
Plouha contact 2	quartzites	taches de métamorphisme de contact	Rf. Ø	2,15	2,7	0,7	3,9
Palus plage Nord	méta-volcanites	quartz volcaniques	Rf. Ø	2,25	2	1,3	3,3
Plage Bonaparte	granite	quartz bleus	Rf. Ø	2,2	1,64	1,9	2,9

FIG 12

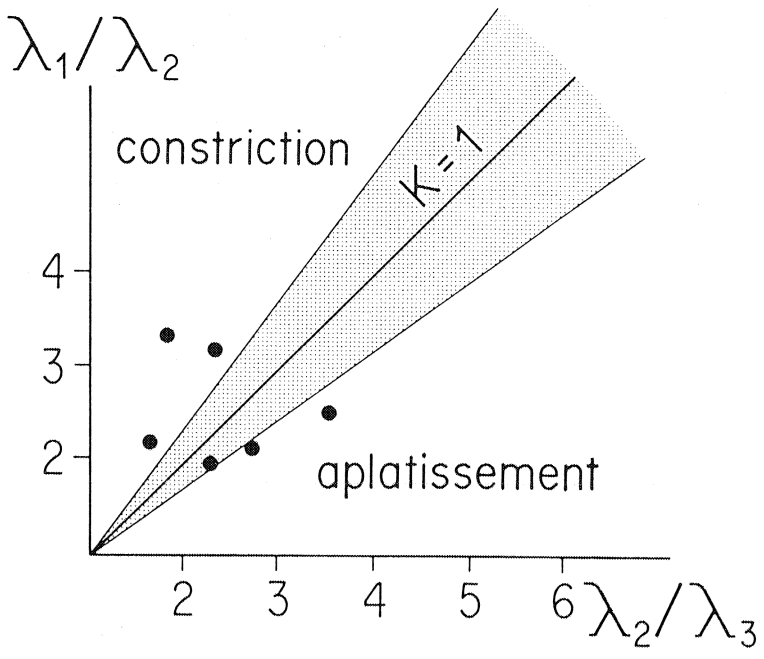

λ_1/λ_2
constriction
K=1
4
3
2
aplatissement
2
3
4
5
6
λ_2/λ_3

FIG 13

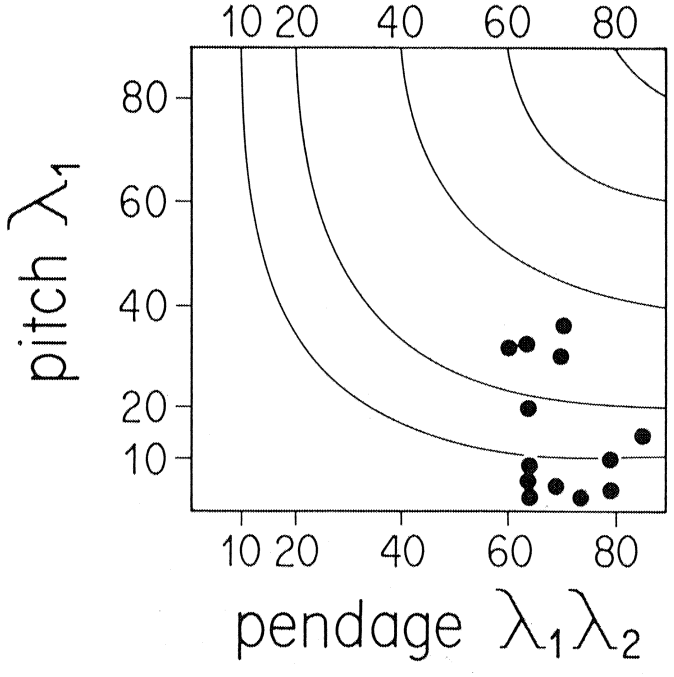
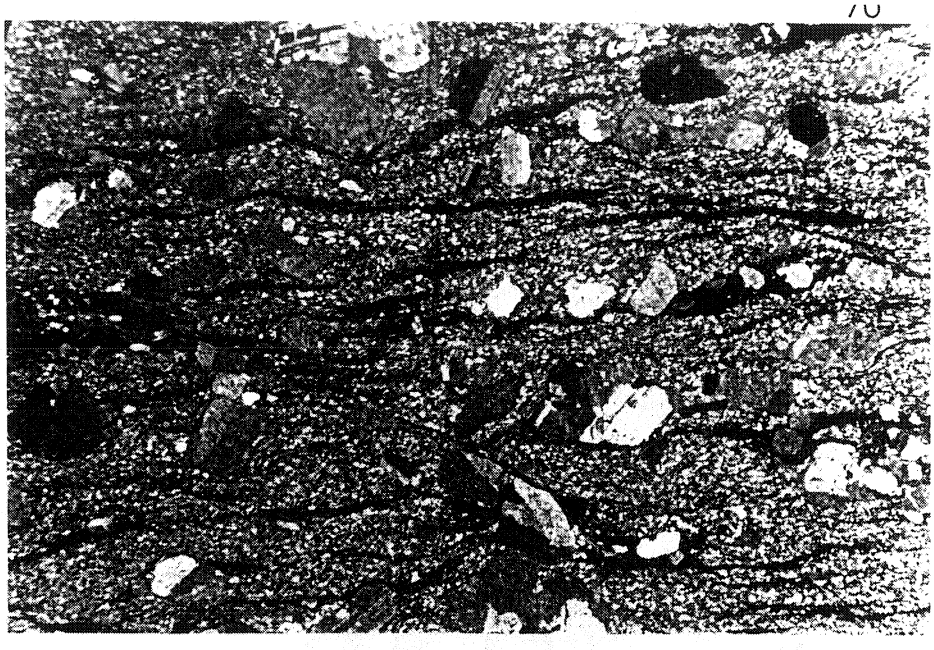

10 20
40
60
80
80
60
40
20
10
pitch λ_1
10 20
40
60
80
pendage $\lambda_1\lambda_2$

FIG 14



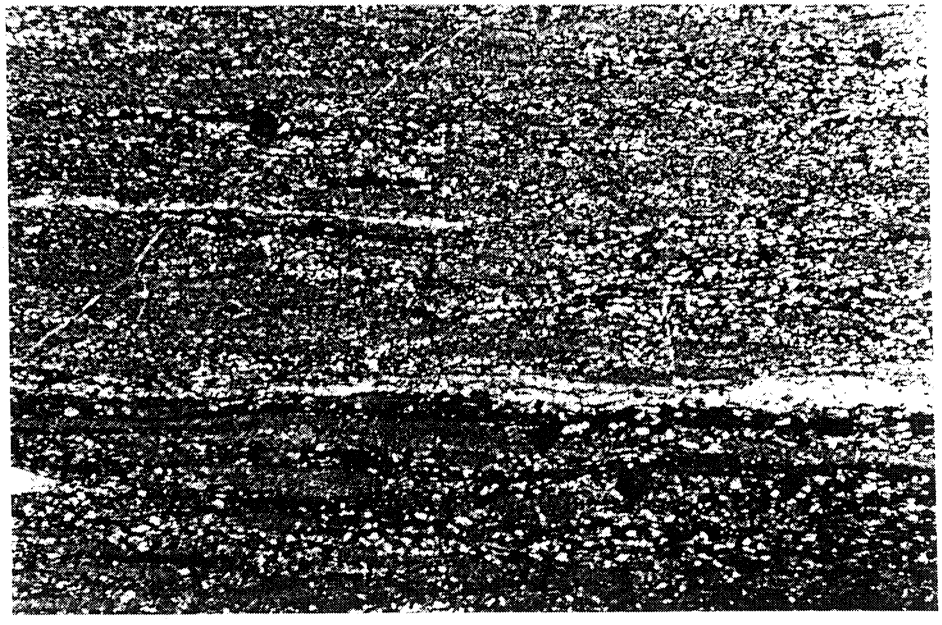
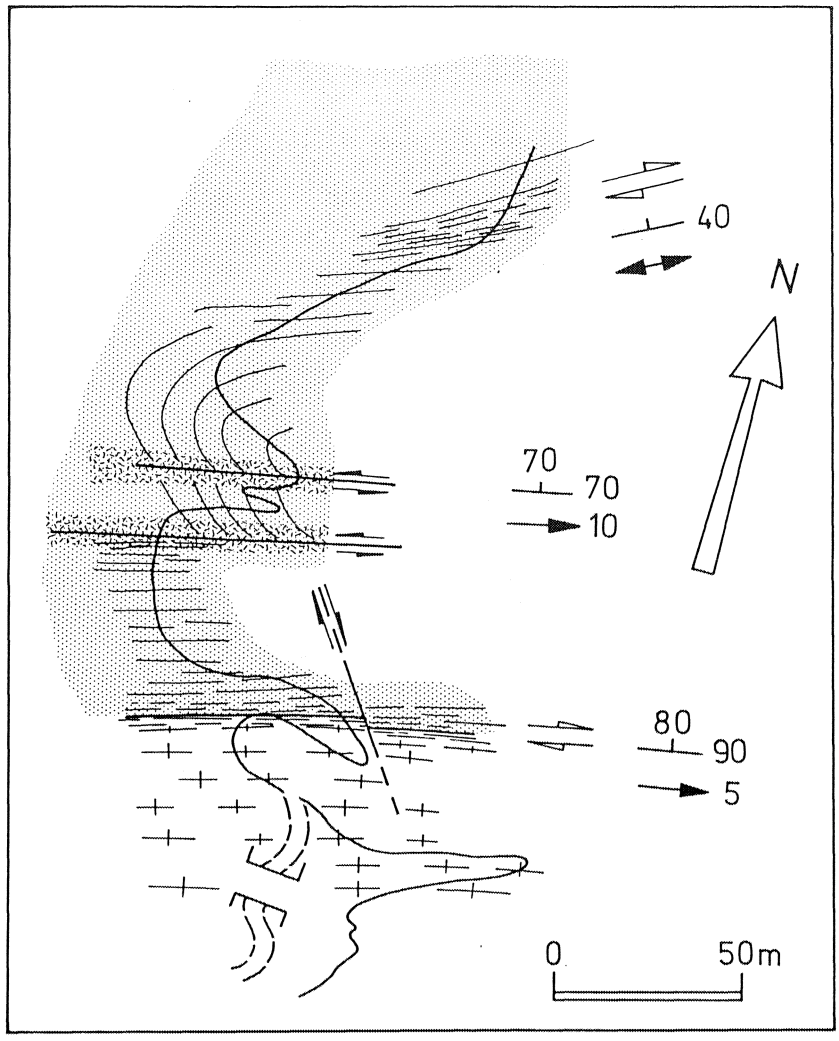


FIG 15



Granite de Plouha

Série de Bonaparte (volcanites acides et basiques)

Trajectoires de λ_1 λ_2

Failles majeures et cataclasites

Sens de décrochement ductile

Sens de décrochement cassant

Linéation d'etirement

FIG 16

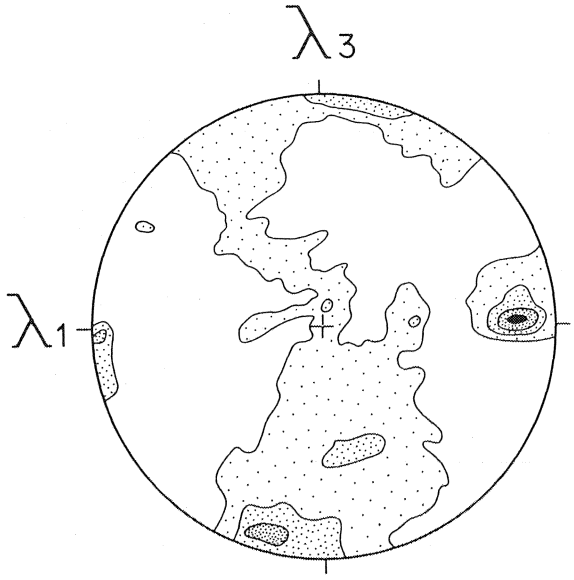


FIG 17

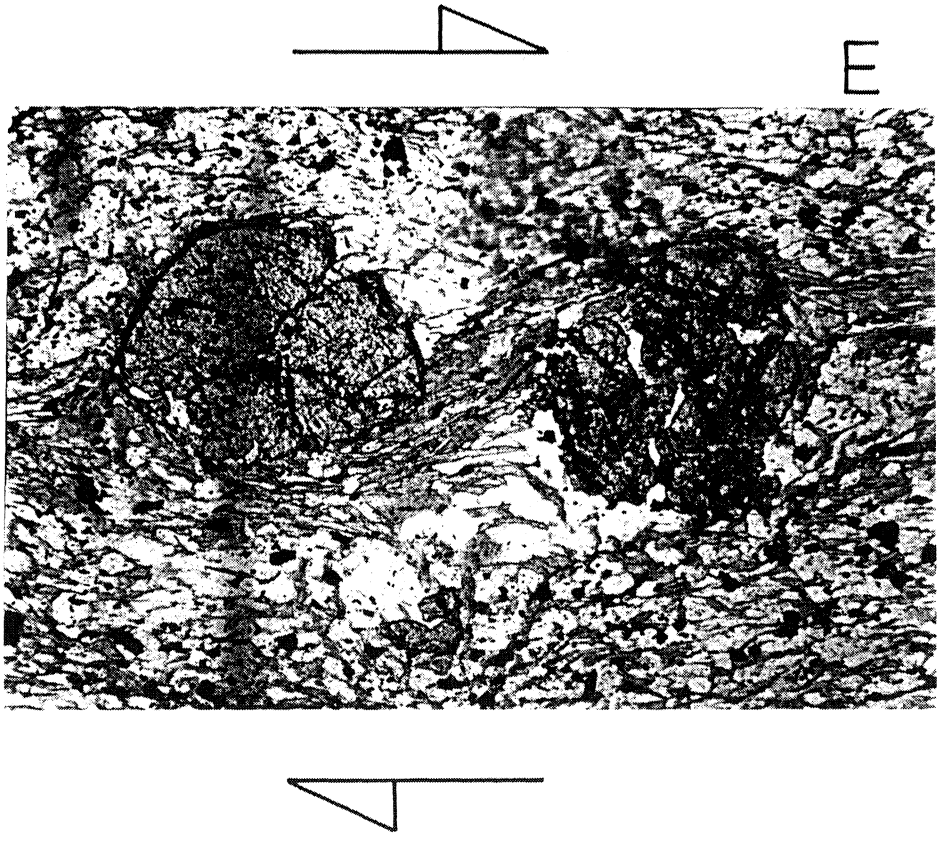


FIG 18

FIG 19

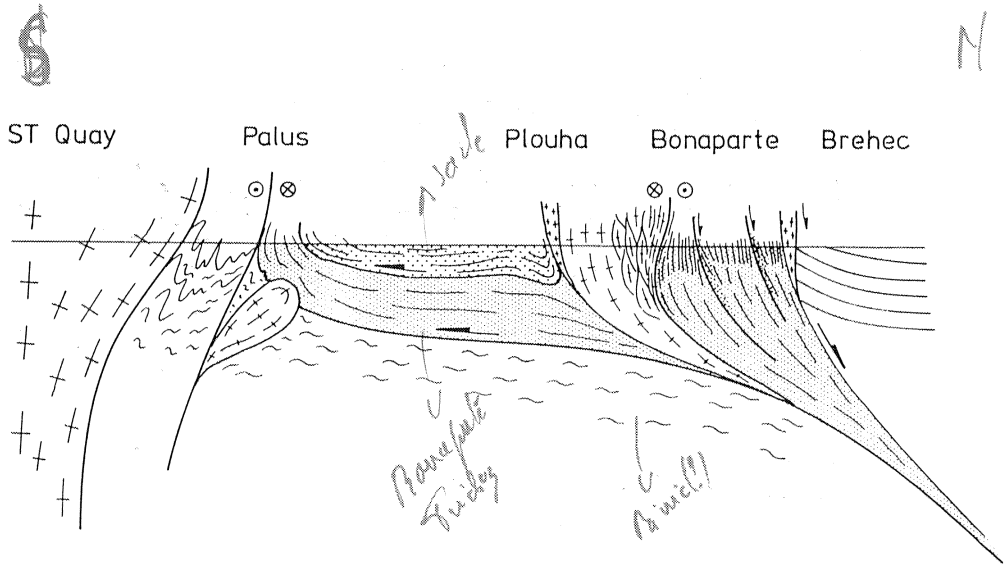


FIG 20

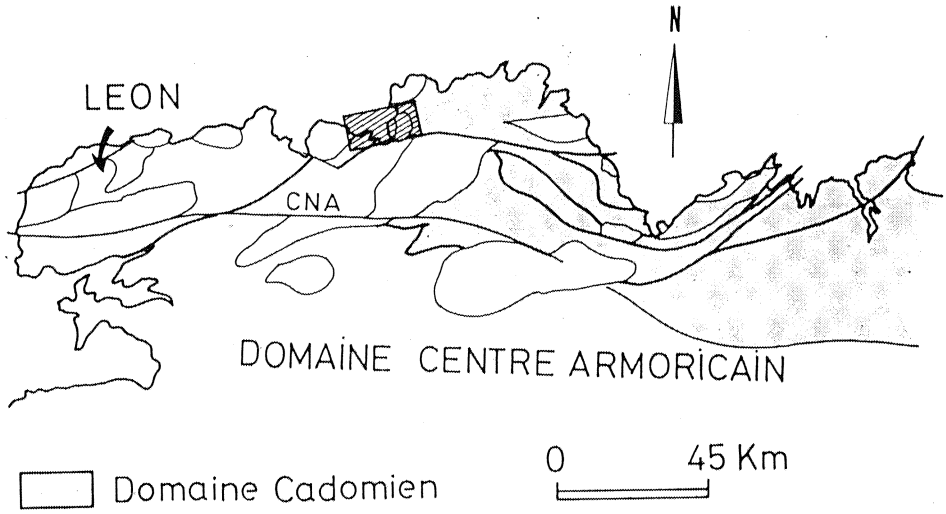
I.3- STRUCTURES ET DEFORMATIONS EN BORDURE NW DU DOMAINE CADOMIEN: PROBLEME DE L'INFLUENCE HERCYNIENNE AUX LIMITES. (baie de Lannion, Massif armoricain)

Introduction

I.3.A- Les formations de la baie de Lannion.
- I.3.A.1- Les unités lithologiques.
  - a- Le socle.
  - b- Les séries sédimentaires.
- I.3.A.2- Les relations cartographiques et les datations géochronologiques.

I.3.B- La déformation.
- I.3.B.1- Les axes principaux.
- I.3.B.2- Composantes de cisaillement et gradients de déformation.
  - a- Critères de cisaillement et déformation finie dans les séries briovériennes.
    1) critères de cisaillement et gradient de déformation (analyse qualitative).
    2) l'ellipsoide de déformation finie.
    3) la fabrique du quartz.
  - b- Critères de cisaillement et déformation finie dans la série de St Michel en grèves.

I.3.C- Les unités de la baie de Lannion: limite externe du domaine cadomien de Bretagne Nord.



STRUCTURES ET DEFORMATIONS EN BORDURE NW DU DOMAINE CADOMIEN

problème de l'influence hercynienne aux limites

(Baie de Lannion- massif armoricain)

INTRODUCTION :

Situées en bordure Ouest du batholite du Trégor, les unités volcaniques et sédimentaires de la baie de Lannion ont donné lieu à un débat contradictoire quant à leur rattachement à un des deux cycles orogéniques Cadomien ou Hercynien (Cogné 1972, Verdier 1968, Auvray 1979, Autran et Al 1979). En effet, si l'age des formations lithologiques est à peu prés admis par la plupart des auteurs (on s'accorde à leur attribuer un age brioverien), l'âge des déformations prête encore à de nombreuses contreverses. Cette incertitude est principalement due à l'absence de datations radiomètriques sur le magmatisme syn-tectonique. Brièvement, les deux hypothèses principales émises jusqu'à présent sont les suivantes:

-pour Verdier (1968), Cogné (1972, 1980) et Auvray (1979), l'ensemble des unités se compose d'un socle à 2 milliards d'années (Vidal et Al 1981) et d'une couverture briovérienne structurées ensemble au cours des deux cycles Cadomiens. Cette tectonique polyphasée serait reprise par des évenements Hercyniens recoupant les structures cadomiennes.

-pour Autran et Al (1979), la géométrie des structures affectant les séries de la baie de Lannion n'est due qu'à une unique phase de déformation hercynienne. L'age varisque de la structuration est argumenté par la continuité apparente de la schistosité dans les séries paléozoiques de la baie de Morlaix et la mise en place du complexe magmatique de Saint Jean du Doigt dont l'age se situe autour de 300 MA.

Dans ce chapitre il sera fait une analyse de la géométrie des structures et une recherche des zones d'intense déformation (mise en évidence des gradients de déformation). Par une étude des variations dans l'espace des axes principaux de la déformation couplée à une détermination quantitative de l'ellipsoide de déformation finie, on étudiera la compatibilité de l'ensemble des structures entre elles en faisant la part d'une déformation progressive variable dans l'espace et de déformations superposées au cours de cycles tectoniques distincts.

La géométrie des structures et les critères de cisaillement associés seront comparés à ceux des domaines voisins (baie de Saint Brieuc - Est du Trégor - séries métamorphiques du Léon) afin de proposer une cinématique globale de chaque événement.

Ce chapitre comprendra donc trois parties principales:

- un rappel concernant les unités lithologiques en présence, leurs relations cartographiques (le support cartographique est récent dans cette région) et les ages radiométriques disponibles autant sur l'age des formations elles mèmes que sur les ages scellant l'évolution structurale.
- une étude de la déformation dont la démarche est présentée

ci-dessus.

- une dernière partie intégrant l'ensemble des structures dans une géodynamique globale cadomienne puis hercynienne.

I.3.A- LES FORMATIONS DE LA BAIE DE LANNION.

I.3.A.1- les unités lithologiques (fig I.3.1).

Deux types d'unités sont représentées dans le petit Trégor. Il s'agit d'une part d'unités de socle dont les ensembles orthodérivés ont été datés à environ 2000 MA (gneiss du Moulin de la Rive) et d'autre part de séries volcaniques et volcano-sédimentaires dont une partie est rapportée au Briovérien (série de Locquirec-Tréguier, de l'Armorique-Trédrez, de Saint Michel en grèves). Ces unités sont bordées à l'ouest par le complexe de Saint Jean du Doigt (granite et gabbro), au Sud par des formations paléozoiques dont l'age n'est pas bien déterminé et à l'Est par le batholite du Trégor. Ces unités s'étendent vers l'Est en bordant vers le Sud ce batholite et réapparaissent sur la côte entre Saint Quay-Portrieux et Bréhec (ou elles sont recouvertes par le bassin ordovicien de Bréhec-Plourivo) puis au Nord de Paimpol. Pour B.Auvray, d'après les données géochimiques et d'aprés les relations cartographiques, ces formations sont différentes des spilites de Paimpol et des sédiments de la Roche Derrien dont l'extension est limitée à la bordure orientale du Trégor. Ces formations peuvent être interprétées comme le remplissage d'un

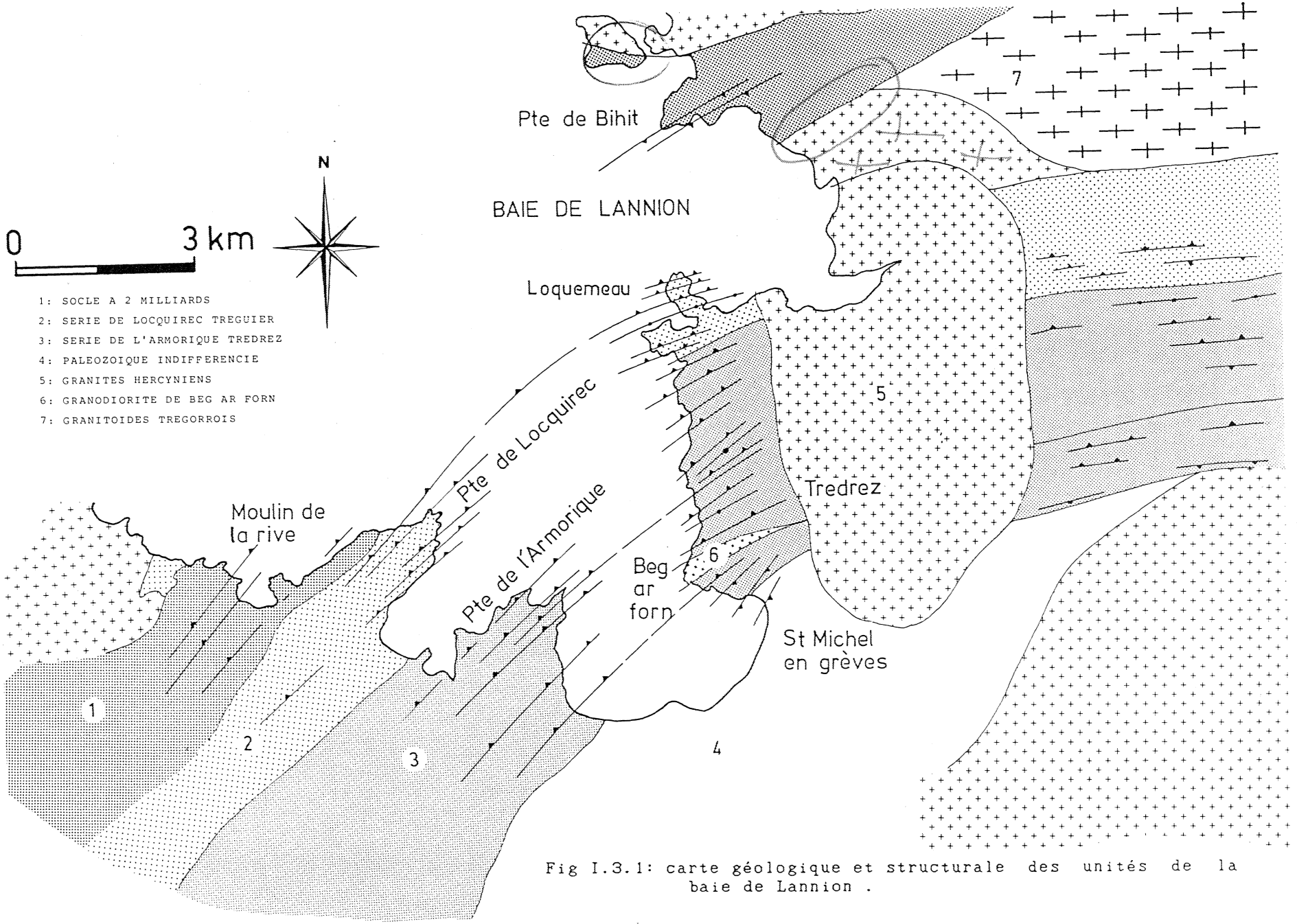


Fig I.3.1: carte géologique et structurale des unités de la baie de Lannion .

bassin tardi-cadomien ouvert entre des décrochements tardifs (Balé 1986).

a- le socle :

Il est localisé à l'extrême NW et constitue en fait la bordure externe du domaine cadomien. Il affleure sur la côte au niveau du Moulin de la Rive (flanc ouest de la baie de Lannion) où il a été daté à 1990 MA par la méthode U/Pb sur zircons (Auvray et Al 1979). Il comprend en majeure partie un faciès de type orthogneiss d'origine granodioritique sur lequel a été effectué la datation. A ce faciès sont associés des niveaux volcano-sédimentaires en enclaves, témoins d'unités encore plus anciennes. Ces noyaux de socle s'étendent vers l'Est en direction N 40-50 jusqu'au Cap de la Hague en Normandie. Dans la baie de Lannion (Moulin de la Rive, Pointe de Bihit), ce socle est affecté d'une déformation hétérogène.

b- les séries volcano-sédimentaires :

Elles se composent de trois formations principales qui sont du Nord au Sud :

- La formation de Loquirec-Tréguier
- La formation de l'Armorique-Trédrez
- La formation de Plestin

A cet ensemble s'ajoute la formation de Saint-Michel affleurant au Sud de la baie et étant supposée être du matériel paléozoïque. Nous verrons que des caractères structuraux permettront de distinguer effectivement cette unité des trois précédentes.

Le caractère géochimique des séries volcaniques étudiées par Auvray (1979) et Autran et Al (1979) montre une nette tendance

calco-alcaline et les auteurs les associent au magmatisme cadomien trégorois (Fig I.3.2). Il pourrait alors s'agir de séries d'arc insulaire développées dans des bassins intra ou avant arc.

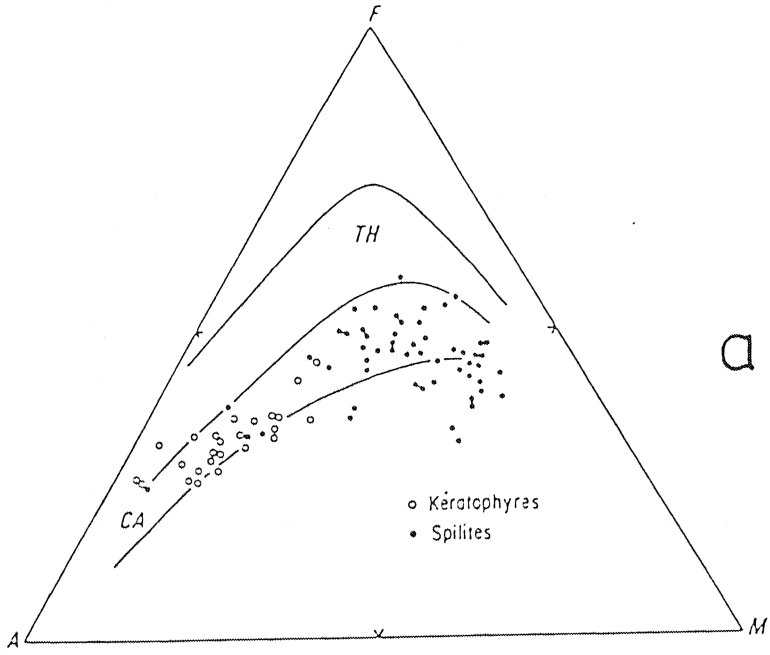
- La formation de Loquirec-Tréguier

C'est l'unité qui est en contact avec le socle. Ce contact, décrit comme un contact stratigraphique socle-couverture, n'est visible que sur le flanc W de la baie. Il est diffus soit à cause d'un remaniement du socle (Verdier 1968, Autran et Al 1979), mais également à cause de la déformation hétérogène s'accompagnant de bandes de cisaillement conjuguées délimitant des lentilles de matériel moins déformé.

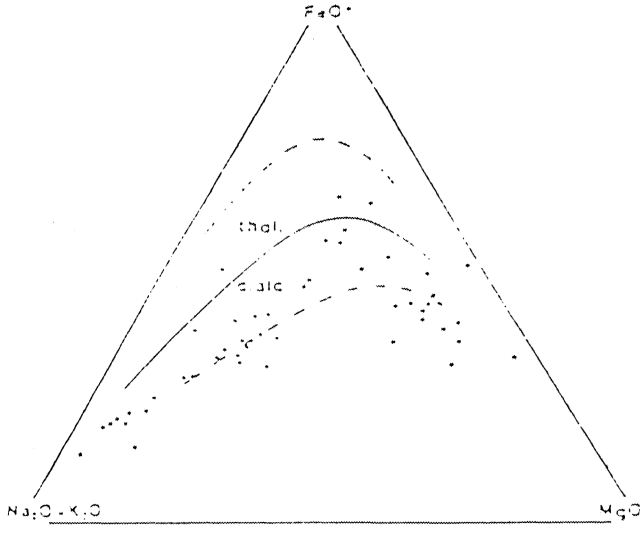
La plus grosse masse de cette unité est formée de tufs kératophyriques et de niveaux détritiques dans lesquels des conglomérats polygéniques sont présents. Les galets sont essentiellement constitués d'orthogneiss. Tout l'ensemble de cette formation est donc essentiellement d'origine volcano-détritique.

- La formation de l'Armorique-Trédrez

Il s'agit d'une épaisse série où le volcanisme basique domine par de larges bandes massives dans lesquelles les pillow-lavas sont abondants. Des niveaux sédimentaires et de volcanisme acide (keratophyres) sont intercalés. Les niveaux sédimentaires de type greywackes sont de plus en plus abondants vers le sud. Certains niveaux sont exceptionnellement riches en sulfure. Ces alternances de niveaux de comportement rhéologique très différents font apparaître une disharmonie apparente des structures tectoniques.



a



b

Fig I.3.2: a- répartition des volcanites Sud trégorroises dans le champ des séries calco-alcalines (d'aprés B.Auvray 1979).

b- les séries volcaniques de la baie de Lannion; leur répartition dans un diagramme AFM montre une nette tendance calco-alcaline (d'aprés Autran et Al 1979).

- La formation de Plestin

Elle est constituée essentiellement de matériel détritique de type wackes feldspathiques jusqu'à des siltites rubannées.

- La formation de Saint-Michel-en-Grève

Cette unité est rattachée au paléozoïque (mais son âge est inconnu) et est d'origine purement sédimentaire avec alternance de niveaux de quartzite, et de micaschistes. Au port de Saint-Michel-en-Grève, elle présente la particularité de comporter des niveaux à tigillites (scolithes) très déformés mais qui conservent cependant des caractères nets (Fig I.3.3). Ce type de niveau est connu dans les grès armoricains mais possède en fait une distribution depuis le précambrien jusqu'à l'actuel. Dans les grès de Saint-Michel, la densité de "tubes" est très forte, ce qui a fait douter de son origine paléontologique. Toutefois, de telles densités sont connues ailleurs (Ramsay 1983, Wilkinson et Al 1975, Mac Leish 1971). La présence de telles traces indique vraisemblablement un dépôt en milieu peu profond (Durand 1984).

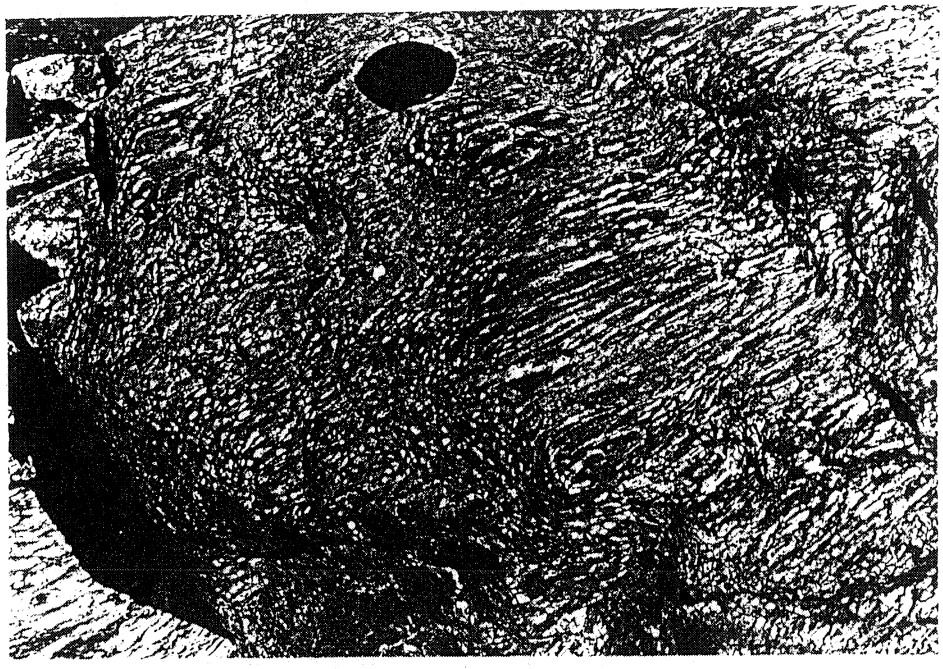


Fig I.3.3: niveau à Scolithes ("tigillites") dans les séries de Saint-Michel en grèves. Les tubes sont parallelisés dans la schistosité à la linéation d'étirement.

Fig I.3.5: enclaves d'encaissant schistosé dans la granodiorite de Beg Ar Forn montrant son caractére post cinématique.

I.3.2- LES RELATIONS CARTOGRAPHIQUES ET LES DATATIONS GEOCHRONOLOGIQUES

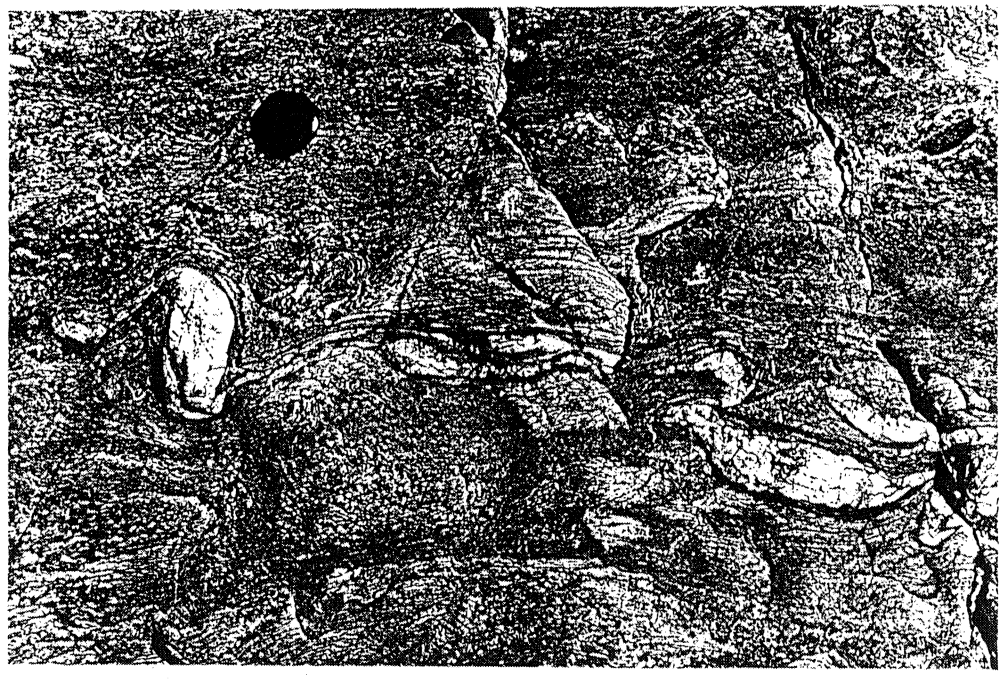
Du point de vue cartographique, ces formations se rattachent clairement aux formations du sud du Tregor dont les affinités semblables ont déja été présentées ci-dessus. Par contre, les relations cartographiques avec le socle ancien lui-même ne sont pas claires. En effet, un contact purement stratigraphique et une polarité normale toujours conservée vers le Sud depuis le socle jusqu'aux séries sédimentaires n'explique pas la présence au Nord Ouest du Moulin de la Rive, d'une récurrence de la série de Loquirec. De plus, le long de la coupe de Trédrez, des niveaux présentant des affinités avec les gneiss du socle sont intercalés entre les séries de Locquirec Tréguier et de Trédrez. (Fig I.3.4a)

Les relations avec les séries paléozoïques ne sont pas non plus clairement établies : au Sud Est, les roches basiques sont intrusives dans les unités briovériennes tandis que la série de Saint-Michel-en-Grève considérée traditionnellement comme du paléozoïque n'a pas fait l'objet d'études structurales récentes malgré l'intérêt de sa position quant à l'âge et à la nature de la tectonique dans cette région. C'est en effet en comparant les déformations de manière précise dans cette unité et dans les unités précédentes que l'on pourra distinguer ou non plusieurs évolutions dans le temps.

Deux problèmes doivent rester à l'esprit pour traiter cette région :

- D'une part, les possibilités de mouvements verticaux tardi-cadomiens. Ceci est connu à l'Est du Trégor où

a



$\lambda_2\lambda_3$ b

Fig I.3.4: a- contact entre la formation de Locquirec-Tréguier et une unité présentant des analogies avec les séries de Plouha et les gneiss du socle. Il existe un fort gradient de déformation vers le contact.

b- détail de la précédente montrant des veines boudinées-plissées incompatibles avec la déformation finie de type applatissement des séries encaissantes (plan $\lambda 2 \lambda 3$).

des bassins ordoviciens affleurent le long de la bordure Sud (Ballard et Brun en préparation).

- D'autre part, la possibilité de mouvements latéraux hercyniens ou cadomiens tardifs permettant de juxtaposer des domaines initialement différents et éloignés.

Peu de datations précises sont disponibles dans cette région : signalons tout de même que les séries métamorphiques sont intrudées par trois complexes magmatiques importants tardi-hercyniens.

- Le granite de Trédrez : son âge absolu est inconnu, mais il est considéré sur des arguments pétrographiques comme l'équivalent (peut être même une apophyse) du granite de Plouaret daté à 329 ± 5 MA (Peucat et al, 1984).

- Les complexes de Ploumanach et de Saint-Jean du Doigt : seul le granite de Ploumanach est daté à 303 MA ± 15 (Auvray, 1979). Non, cf. Vidal (1976), M. Bernard (1977)

Ces granites, même s'ils perturbent localement le champ de déformation acquis antérieurement, ne participent que peu à la tectonique de la baie de Lannion et sont clairement intrusifs dans les séries métamorphiques. Ils représentent les derniers évènements magmatiques hercyniens.

On peut signaler la position particulière des granites de type Ploumanach-Saint Jean du Doigt qui font partie de la ceinture de "granite rouge" et qui font exception à l'alignement généralement Est-Ouest des granites centre et Sud armoricains. Ces granites s'orientent en effet selon une direction NE-SW bordant les limites du socle précambrien.

Ile de St Jean du Doigt !!

De plus, l'association géochimique particulière de ces granites (mélange de granite de type I et de type S) laisse supposer que leur distribution s'est faite sur une direction particulière correspondant sans doute à une structure d'échelle crustale ancienne.

- La granodiorite de Beg ar Form :

Elle affleure sur la côte de Trédrez où elle intrude les séries métamorphiques. Le contact Nord, bien visible, montre le caractère intrusif postérieur à la structuration, la granodiorite présentant de nombreuses enclaves d'encaissant schistosé (fig I.3.5) et un cortège filonien sécant sur la foliation . Cette granodiorite a donné un âge U/Pb sur zircon de 530 MA (C. Guerrot 1986 en préparation). Ce granite bien que dans la direction des structures n'est pas déformé et scelle donc les évènements tectoniques des séries encaissantes.

La structuration majeure de ces unités est donc cadomienne.

I.3.B- LA DEFORMATION

I.3.B.1- Les axes principaux:

- la schistosité: plan $\lambda 1 \lambda 2$

elle est toujours bien marquée sur le terrain malgré des différences liées à des contrastes rhéologiques. Elle s'exprime parfaitement dans les sédiments et les volcanites acides mais parait plus fruste dans les grosses masses de volcanites basiques ou les gros filons kératophyriques.

Sa direction oscille de N 70 à N 40 environ de l'Est vers l'Ouest (fig I.3.1) et peut varier localement en fonction des gradients de cisaillement, en particulier aux interfaces entre matériaux de différentes compétences. Elle est presque constament pentée vers le Nord mais reste toujours trés proche de la verticale (65 à 90 degrés Nord). On n'observe pas sur le terrain ni en lame mince une seconde schistosité pénétrative oblique sur la foliation principale: cependant, on note la présence, presque uniquement localisée dans les sédiments et surtout visible sur la coupe de Trédrez, d'une schistosité de type fracture (ou parfois dissolution) sans aucune cristallisation associée. Elle est sub-verticale et orientée environ N 30. On peut y voir soit un effet de "flambage" dans les unités sédimentaires entre les bancs massifs, soit l'influence d'une tectonique postérieure (hercynienne) dont les axes principaux sont relativement proches de la précédente ou bien encore de la mise en place du granite de Trédrez (cette hypothèse parait la moins vraisemblable du fait de l'obliquité de la trace de cette shistosité par rapport au contact N-S du granite avec l'encaissant). De plus la foliation générale est affectée de kink bands ou de crénulations dextres. Dans certains endroits et bien visible dans la série de l'Armorique en particulier, il est fréquent d'observer du boudinage de foliation (fig I.3.6). Au niveau du boudinage se développe des fentes avec cristallisation de quartz. Ce phénomène, analysé par Platt et Vissers (1980) est du à la déformation intense: l'anisotropie planaire très forte crée devient "résistante" à l'extension et des fentes apparaissent pour accomoder la

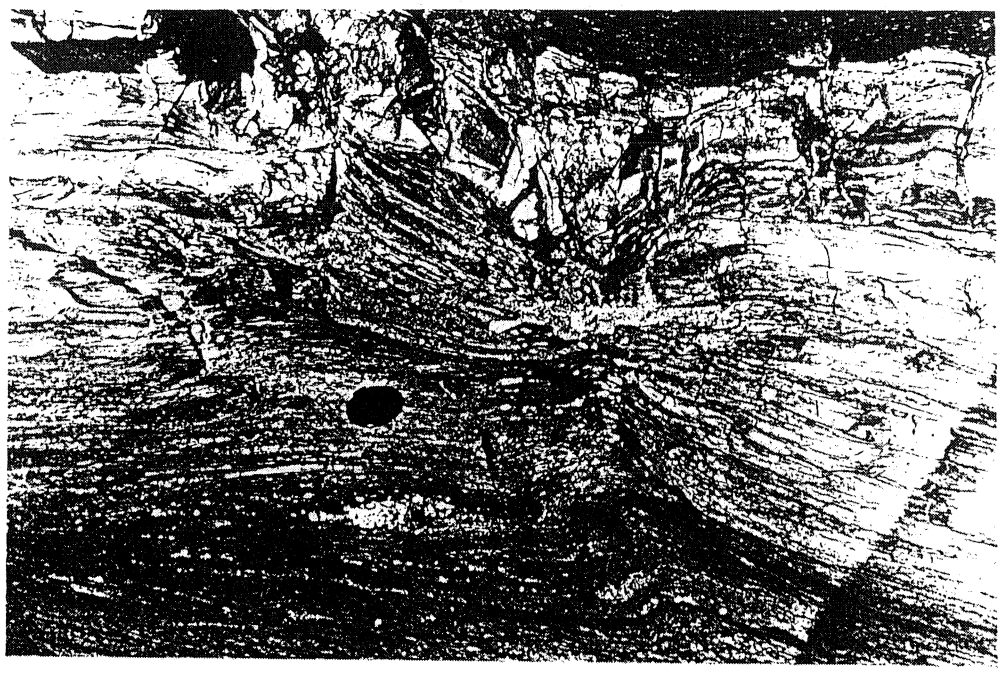


Fig I.3.6: boudinage de foliation avec cristallisation dans les métabasites de la pointe de l'Armorique.

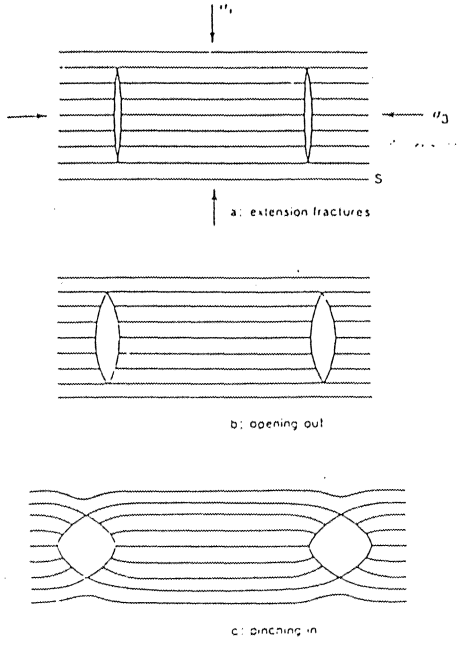


Fig I.3.7: formation du boudinage de foliation d'aprés Platt et Vissers (1980).

déformation imposée (fig I.3.7). De plus ce phénomène doit être fonction de la rhéologie du matériel, ces structures n'apparaissant pas dans toutes les formations subissant des déformations d'intensité comparable.

- La linéation d'étirement: axe $\lambda 1$ (fig I.3.8). Elle est bien exprimée et parfois même trés forte malgré un ellipsoide de déformation finie de type applatissement (cf mesures de déformation finie dans ce chapitre, fig I.3.19).

Elle est marquée par un alignement minéral par l'étirement des des clastes ou la présence de queues de cristallisation. Les objets figurés anté tectoniques tels que les galets de conglomérats ou les pillow-lavas soulignent également cet étirement.

La linéation d'étirement présente une évolution spatiale assez complexe sur l'ensemble de la région. Les diagrammes triangulaires de la figure I.3.9 traduisent cette évolution en représentant l'attitude de la linéation d'étirement (axe $\lambda 1$) sur le plan de foliation (plan $\lambda 1 \lambda 2$). On a divisé l'ensemble des données suivant deux coupes :

- l'une Nord-Sud de Saint-Michel en Grève à la pointe de Bihit,
- l'autre plutot E-W de Saint-Efflam au Moulin de la Rive.

Dans tous les cas, la linéation d'étirement plonge vers l'Est exception faite des domaines où elle est sub-horizontale avec des variations de l'ordre de 10 degrés dans un sens ou dans un autre.

Deux évolutions nettes se dégagent :

- le long de la coupe Nord-Sud (côte de Trédrez) la linéation

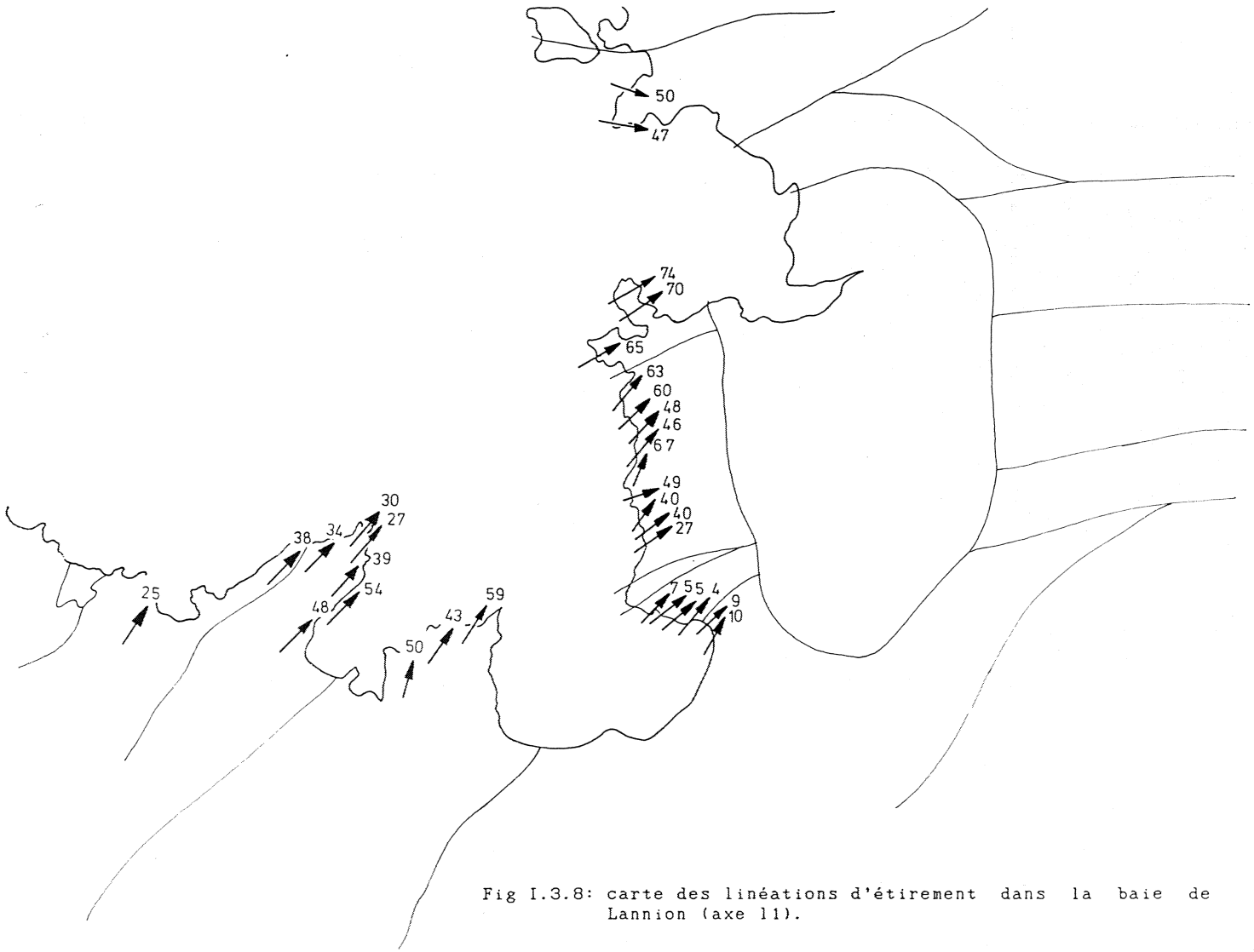


Fig I.3.8: carte des linéations d'étirement dans la baie de Lannion (axe 11).

devient de plus en plus pentée vers le Nord. Cette évolution est très régulière entre le contact Nord de Beg ar Form et et Loquemeau (fig I.3.9.a) par contre au Sud de Beg ar Form et Saint-Michel en Grève la linéation est très horizontale. Statistiquement cela se traduit sur le diagramme triangulaire par un saut dans le nuage de point entre 40 et 30 degrés de pitch. Par contre, cette évolution se fait conjointement avec une rotation de plans de foliation, ce qui a pour résultat de garder globalement la direction de la linéation constante (fig I.3.9.c).

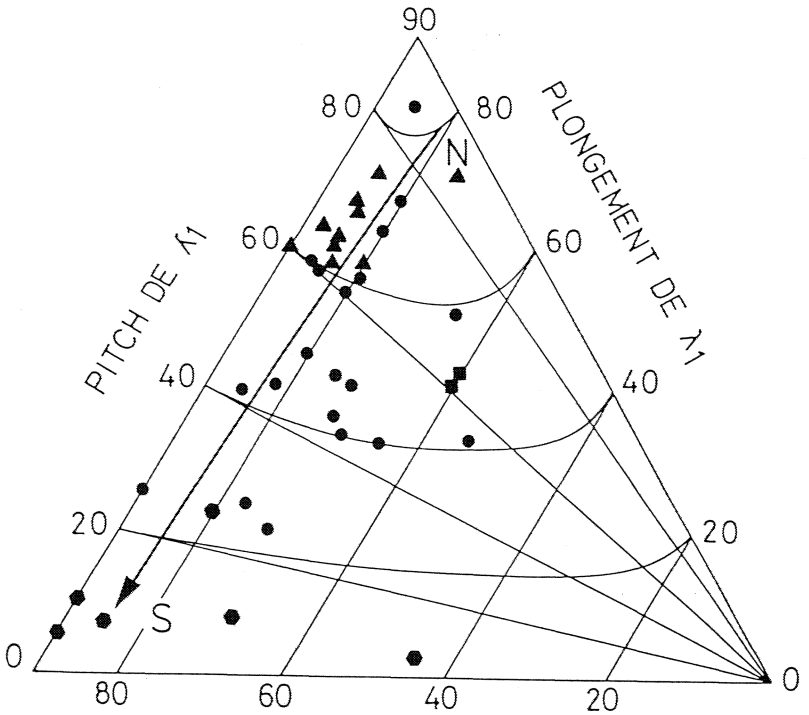
- une seconde évolution se devine sur la coupe EW ; vers le Nord-Ouest, la linéation d'étirement devient très horizontale sur un plan de foliation de plus en plus vertical. Elle est, de plus, de mieux en mieux marquée vers l'Ouest.

L'étude des critères de cisaillement associés aux axes de la déformation permet d'affiner et de caractériser du point de vue cinématique cette évolution.

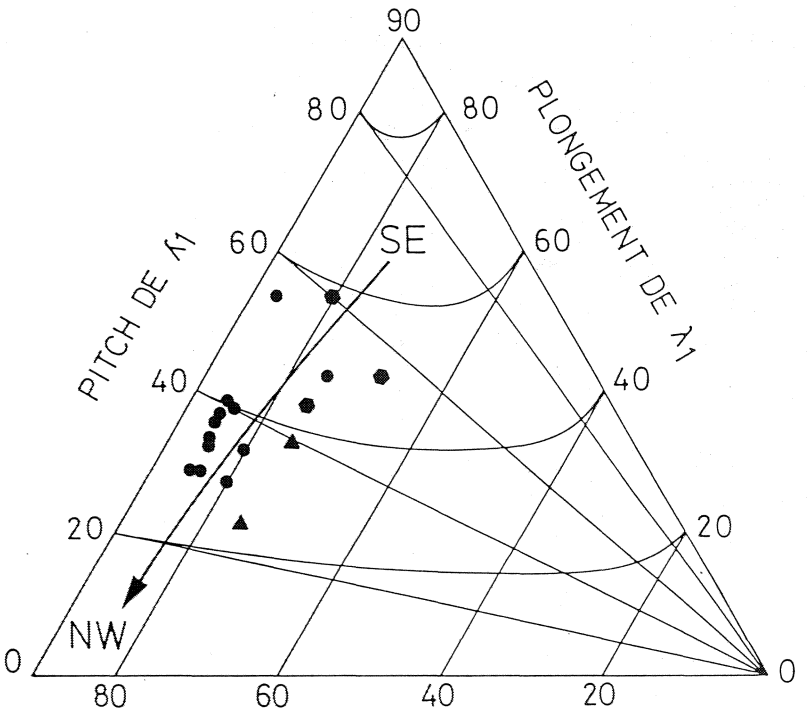
I.3.B.2- Composantes de cisaillements et gradient de déformation.

A l'évolution spatiale des axes principaux de la déformation correspond une évolution dans les composantes cisaillantes et dans l'intensité de la déformation, évolution qui permet cette fois de distinguer deux évènements différents :

- l'un affectant l'ensemble des formations briovériennes (série de Locquirec-Tréguier, de l'Armorique-Trédrez ainsi que les formations du socle).
- l'autre affectant les unités plus au Sud et dont l'intensité maximum est localisée dans la série de Saint-Michel en Gréve.



▲ Loquemeau
● Beg ar neun
■ pointe de Bihit
⬢ St Michel en grèves



⬢ pointe de l'armorique
● pointe de Locquirec
▲ pointe du corbeau et moulin de la rive

Fig I.3.9: diagrammes d'évolution de la linéation d'étirement et du plan de foliation porteur.

a- de Locquémeau à St Michel en grèves

b- de la pointe de l'Armorique au moulin de la rive.

UNIVERSITE DE RENNES
INSTITUT DE GEOLOGIE
BIBLIOTHEQUE

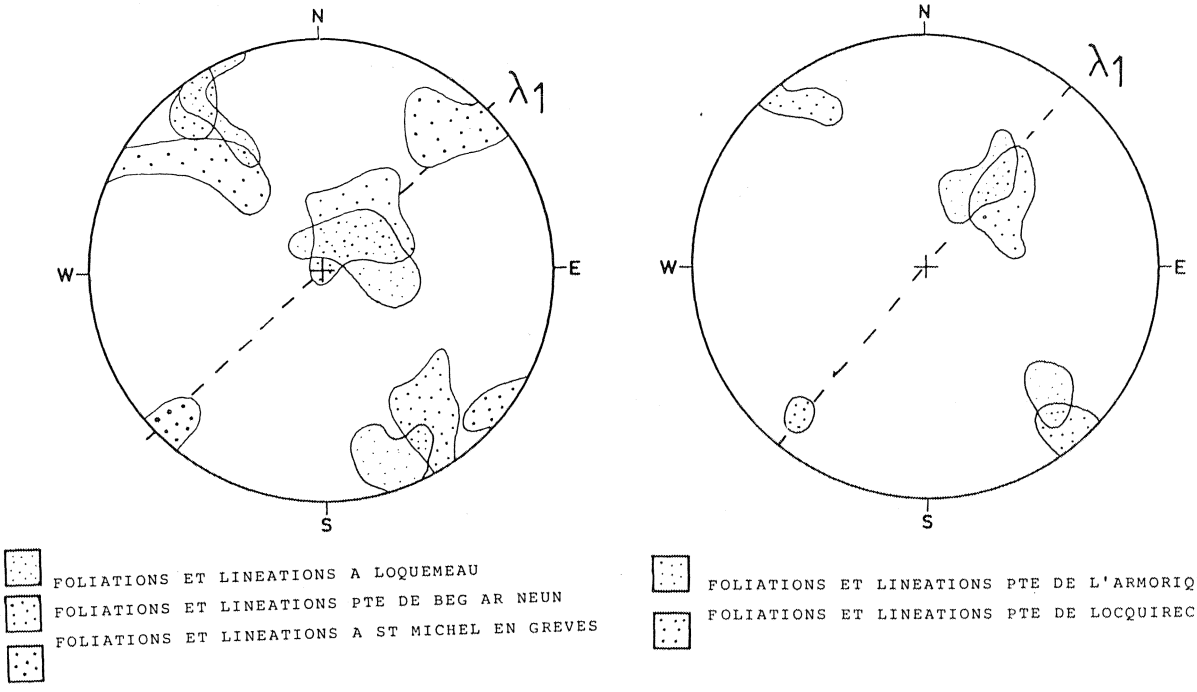


Fig I.3.9.c: représentation stéréographique des linéations d'étirement et des poles des plans de foliation.

Deux gradients de déformation majeurs inverses sont visibles :

* un gradient du Sud vers le Nord sur la coupe de Trédrez depuis Beg ar Form jusqu'à Loquemeau et qui correspond de l'autre côté de la baie à un gradient SE-NW.

Il s'exprime par une schistosité de plus en plus pénétrative, une linéation d'étirement de mieux en mieux marquée. Les objets anté tectoniques sont de plus en plus déformés (cf mesures de déformation) les clastes de feldspath sont tronçonnés et montrent une extension absolue croissante.

* un gradient vers le Sud visible surtout depuis le contact Sud de Beg ar Form vers Saint-Michel en Grève. Dans la série de Saint-Michel, la déformation très importante se manifeste par un boudinage intense des bancs de quartzites et une rotation des scolithes qui se mettent dans le plan de schistosité, parrallèles à $\lambda 1$ (fig I.3.3).

A ces gradients de déformation correspondent des variations des critères de cisaillement.

a) Critères de cisaillement et déformation finie dans les séries briovériennes.

i) Critères de cisaillement et gradient de déformation (analyse qualitative).

Dans les unités volcano-sédimentaires (gradient vers le Nord) deux familles de bandes de cisaillement conjuguées sont toujours présentes mais la famille à composante senestre proche de $\lambda 1$ domine largement et s'intensifie avec la déformation.

Cette évolution se traduit sur la coupe de Trédrez par une tendance décro-chevauchante à chevauchante vers le S-SW (Fig I.3.12.a) et une tendance décrochante senestre à l'Ouest vers la limite du socle ancien (Moulin de la Rive) (Fig I.3.12.b).

D'autres critères de cisaillement montrent que la déformation est non-coaxiale : - bandes c' senestre dans les endroits de fortes déformations,

- les objets anté tectoniques:

Quand il existe une asymétrie des galets dans les niveaux de poudingues de Locquirec, elle est senestre.

Les pillow-lavas (pointe de l'Armorique) présentent une asymétrie liée à la présence de bandes de cisaillement localisées dans la matrice entre les coussins (Fig I.3.13) ce qui peut d'ailleurs contribuer à leur donner une polarité apparente indépendante de leur polarité d'empilement d'origine, effacée par le taux de déformation (cf mesures de déformation finie).

Outre ces gradients généraux, il existe des gradients locaux liés aux interfaces lithologiques d'une part, et à la

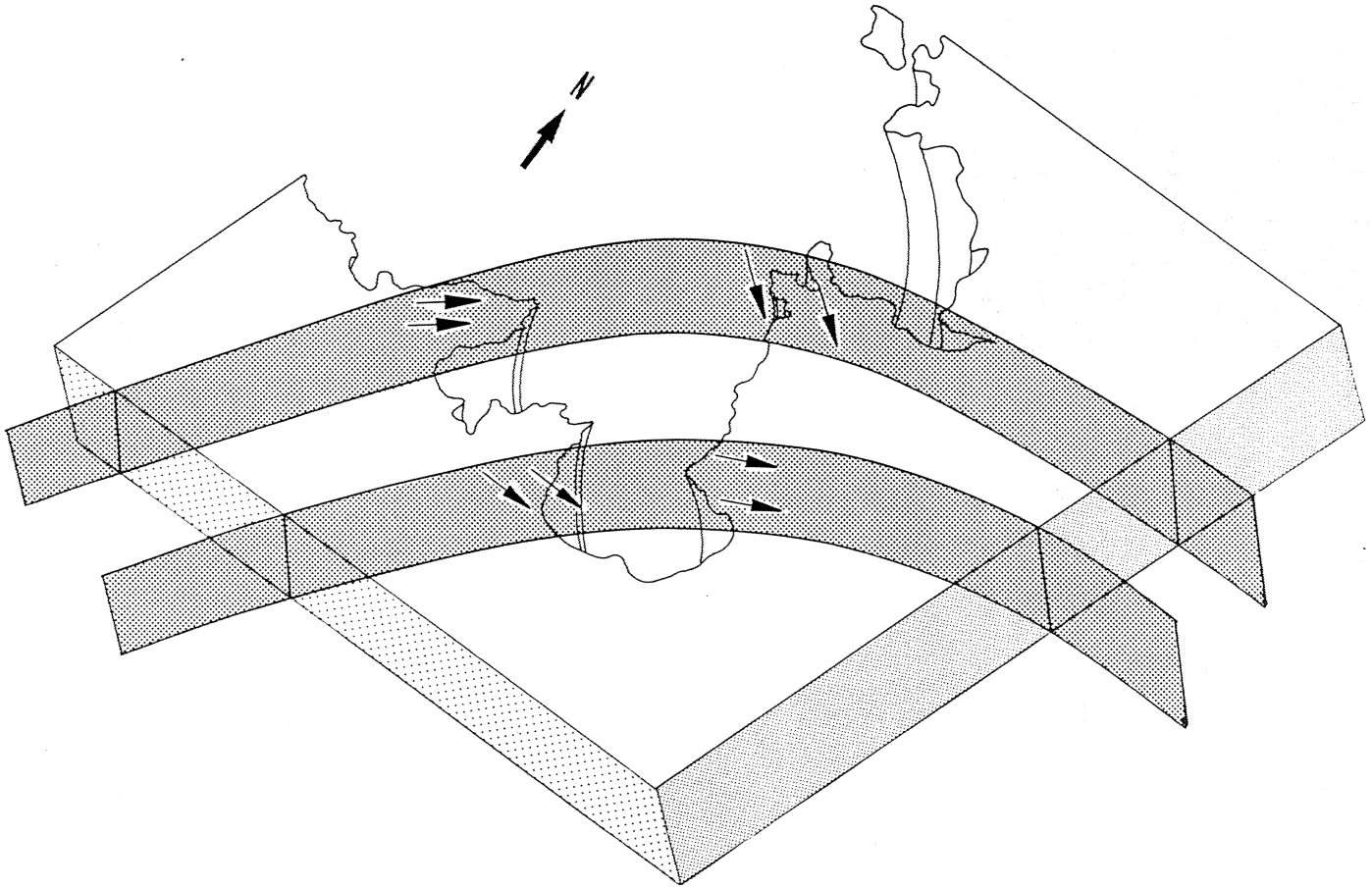


Fig I.3.10: représentation spatiale schématique de l'attitude des linéations d'étirement sur le plan de foliation de part et d'autre de la baie de Lannion.

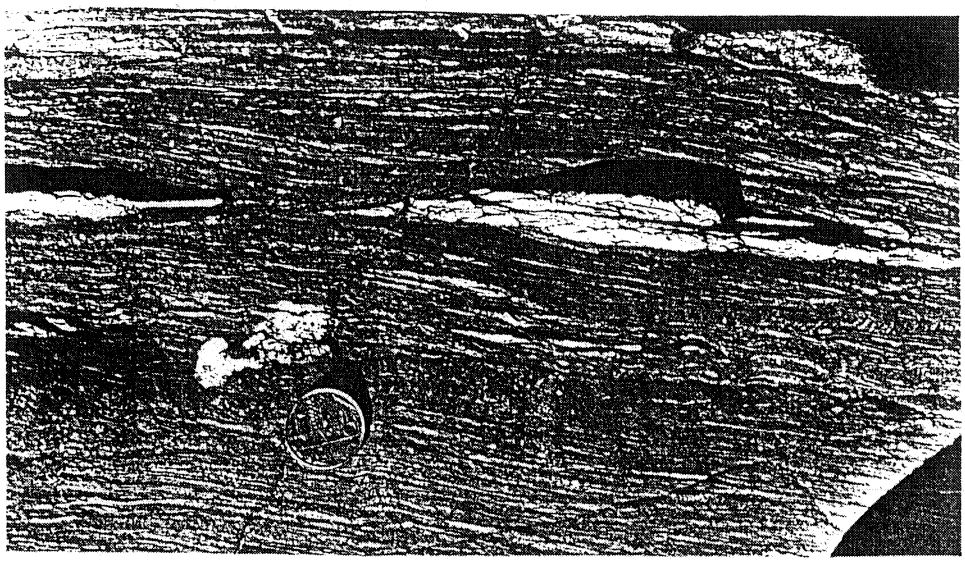


Fig I.3.11: boudinage d'un niveau quartzitique à St Michel en grèves et bande de cisaillement dextre.

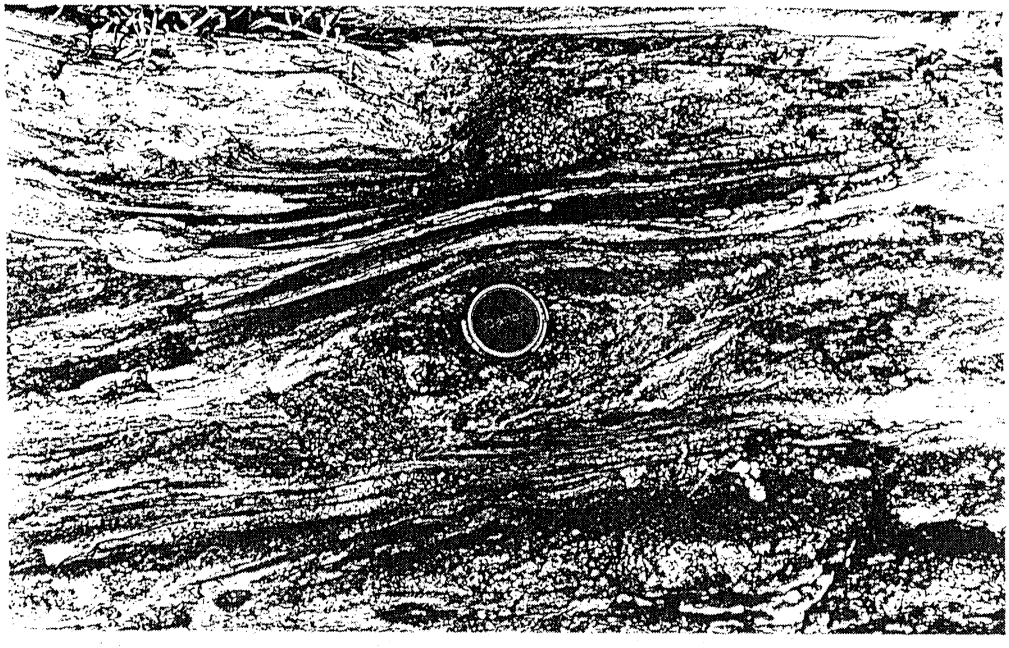
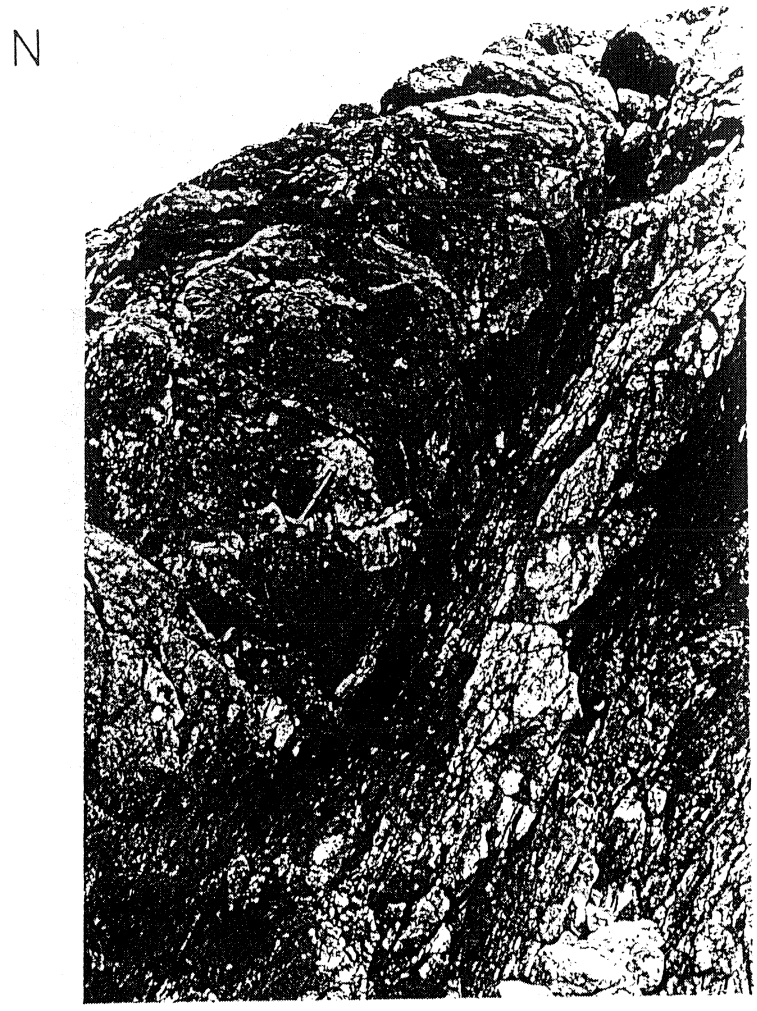
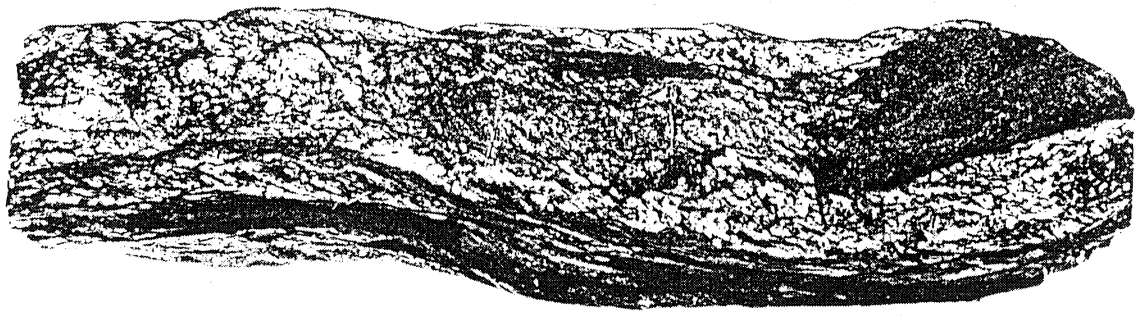


Fig I.3.13: bandes de cisaillement senestres aux bordures des pillows-lavas.



$\lambda_1\lambda_3$ a



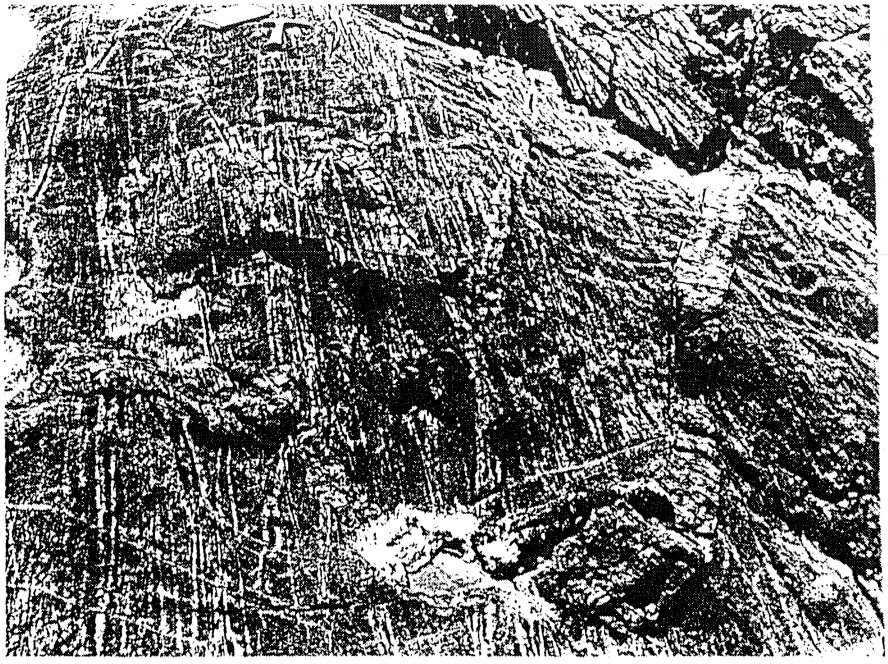
$\lambda_1\lambda_3$ b 0 5cm

Fig I.3.12: a- bande de cisaillement chevauchante dans les métabasites de la série de Trédrez.
b- bande de cisaillement senestre dans le socle (Moulin de la rive).

déformation hétérogène dans le socle d'autre part. Dans le socle (et localement dans la formation de Locquirec et de l'Armorique) la déformation se caractérise par des bandes de cisaillement conjuguées senestres Nord 30 et dextre Nord 60-70 moins nombreuses, ce qui délimite des lentilles asymétriques de matériel moins déformé (possédant une schistosité Nord 40-50). Il faut voir dans cette géométrie un effet de déformation hétérogène lié à une forte proportion de déformation coaxiale et non de tectoniques superposées : en effet, toutes les bandes sont compatibles entre elles et sont synmétamorphes. De telles géométries sont désormais bien connues dans les orthogneiss et en particulier dans les socles (Choukroune et Gapais 1983, Gapais et Al 1986).

Près de Locquemeau, à l'interface formation de Locquirec -Tréguier, formation de l'Armorique-Trèdrez affleure sur une faible étendue, une unité très différente du point de vue lithologique et qui rappelle les unités de socle ainsi que la série affleurant sur le flanc Est du Trégor (série de Palus, Balé 1986). Un fort gradient de déformation s'observe vers le contact avec cette unité. Il pourrait s'agir d'une petite écaille de socle coincée à l'interface entre deux formations briovériennes décro-chevauchantes vers le Sud-Ouest. Certaines structures à l'intérieur de cette unité tendraient à montrer que celle-ci était structurée avant la déformation des séries encaissantes ; en particulier, des veines boudinées plissées dans le plan $\lambda 2\ \lambda 3$ (Fig I.3.4) sont incompatibles avec une déformation finie de type fort applatissement tel que le montrent les mesures quantitatives de l'ellipsoïde de

déformation finie. Dans les niveaux sédimentaires, la schistosité est plan axial de très nombreux plis variant en fonction des différentes rhéologies (flambage différentiel). Les axes de ces plis sont parrallèles à la linéation d'étirement et évoluent en tous points de la même manière. Il s'agit vraisemblablement d'axes de plis réorientés parallèlement à l'axe $\lambda 1$ au cours de la déformation (Fig I.3.14).



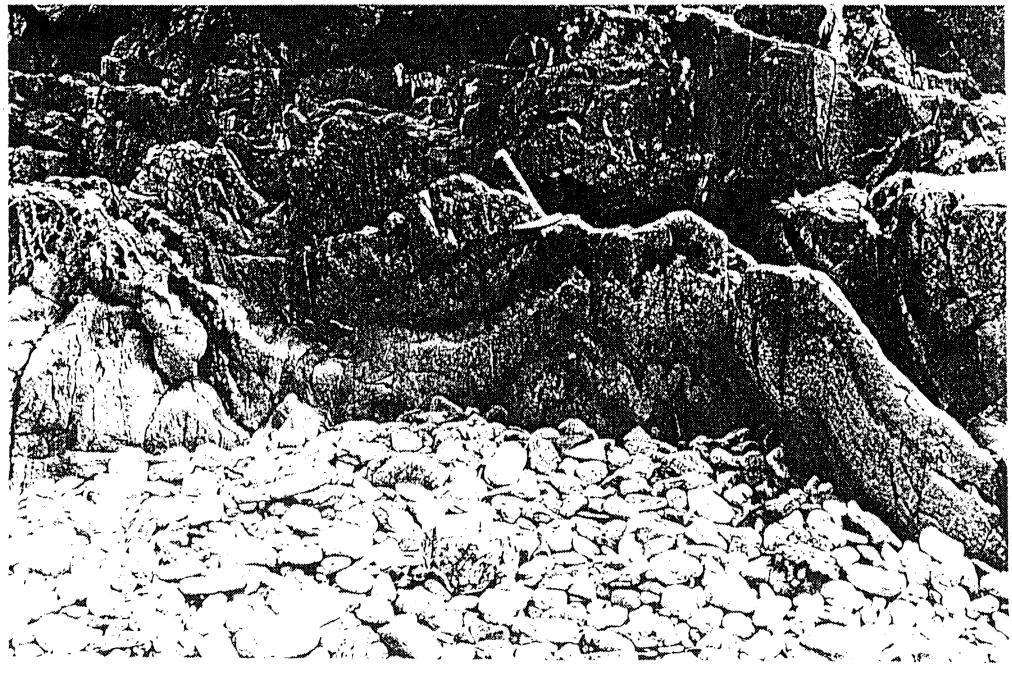


Fig I.3.14: différents styles de plis dans les séries sédimentaires de la coupe de Trédrez.

ii) L'ellipsoide de déformation finie:

Approche qualitative :

De nombreux critères permettent de soupçonner un ellipsoïde de déformation finie de type applatissement.

- Dans les sédiments, des niveaux sulfurés montrent de belles zones abritées autour de pyrites dans les plans $\lambda 1\ \lambda 3$ et $\lambda 2\ \lambda 3$ (Fig I.3.15. a).
- Les veines où les niveaux de forte compétence présentent un double boudinage dans les plans $\lambda 1\ \lambda 3$ et $\lambda 2\ \lambda 3$.
- La présence de bandes de cisaillement conjuguées (Fig I.3.15.b).

Analyse quantitative :

* Les marqueurs :

Trois types de marqueurs ont été utilisés :

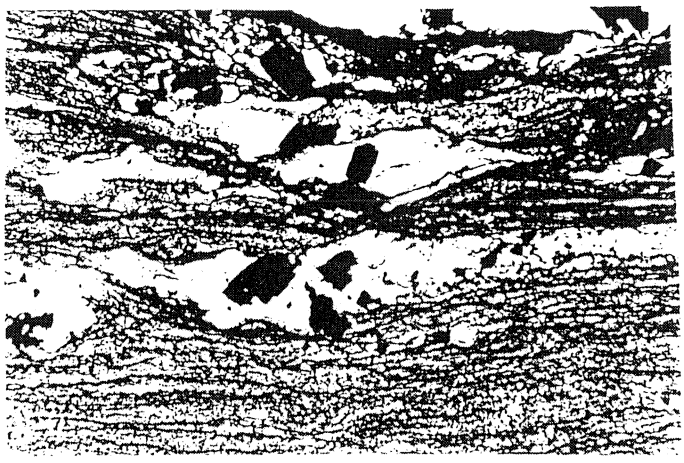
- Les galets du conglomérat de Locquirec
- Les pillow-lavas de la série de l'Armorique
- Des quartz volcaniques dans les niveaux acides de la formation de Trédrez.

Ces marqueurs sont différents entre eux et il en sera tenu compte dans les interprétations. Les galets et les quartz volcaniques présentent un contraste de viscosité avec leur matrice ; toutefois, les effets de ce contraste s'amenuisent avec l'intensité de la déformation.

Quand cela a été possible, les objets présentant le moins de contraste ont été choisis (absence de réfraction de schistosité par exemple). La déformation des pillow-lavas représente la quasi totalité de la déformation de la matrice.

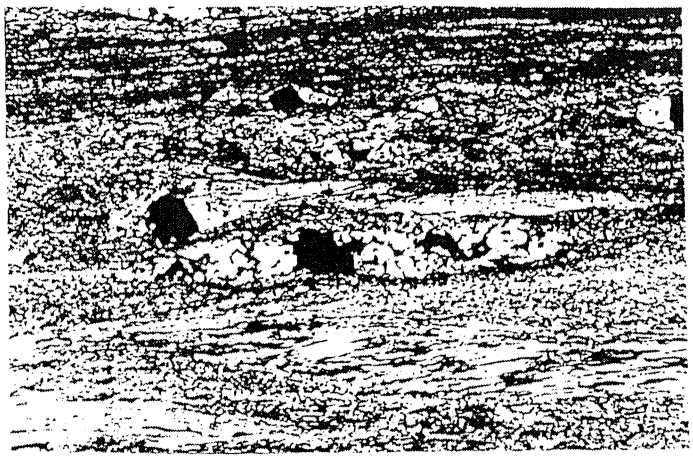
* Les méthodes :

$\lambda_1\lambda_3$ LN



a

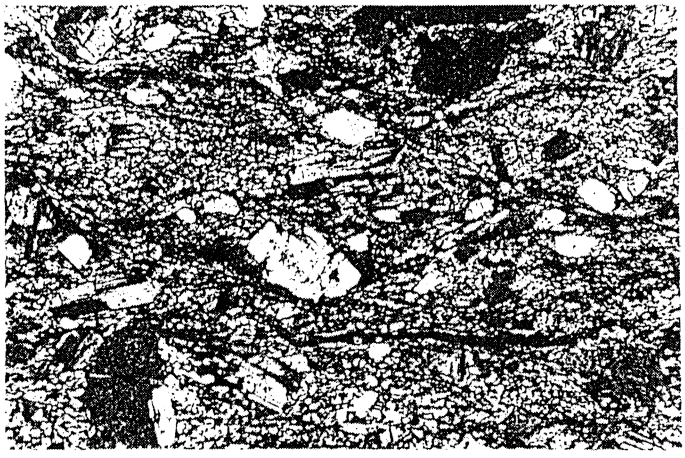
$\lambda_2\lambda_3$ LN



LP

LP

b



$\lambda_1\lambda_3$

Fig I.3.15: a- zones abritées dans des niveaux sulfurés: le développement de zones abritées dans les deux plans principaux révéle un ellipsoide de type applatissement fini.

b- bandes de cisaillement conjuguées dans $\lambda_1\lambda_3$.

- les mesures faites sur les galets des conglomérats de Locquirec ont été effectuées sur le terrain en mesurant dans les plans principaux les grands axes et petits axes des galets (Ramsay 1967). les points sont reportés dans un diagramme grand axe en fonction du petit axe pour chaque plan et la meilleure droite passant par ces points est tracée. La pente de ces droites représente le rapport des axes de l'ellipse de déformation dans le plan considéré.

- sur les quartz volcaniques, l'échantillon a été scié dans les plans principaux et la méthode Rf/Ø (Dunnet 1969) a été employée (Fig I.3.16).

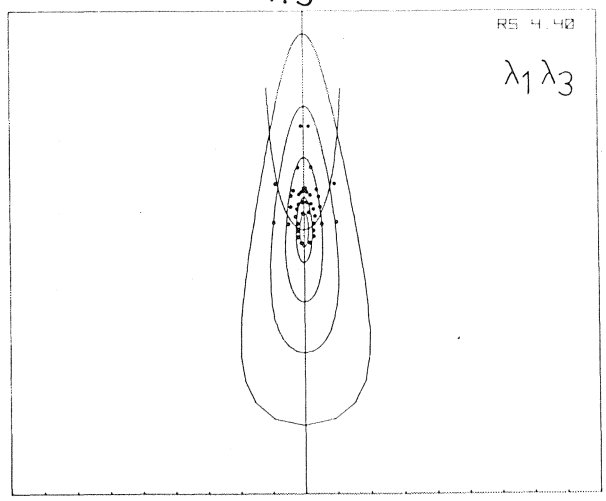
- deux méthodes ont été employées pour mesurer la déformation des pillow-lavas :

  - la méthode de Ramsay (1967) en mesurant simplement les grands axes et petits axes des pillow-lavas dans les plans principaux (Balé et Brun 1983),
  - la méthode de Borrodaile (1981-1982) qui est dérivée de la méthode T de Ramsay (1967). Elle consiste à mesurer l'épaisseur des bordures figées des pillow-lavas parallèlement aux axes principaux : les rapports de ces épaisseurs dans les plans principaux étant représentatifs de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie.

Vaux les avy-vu ?

* Les résultats.

Les résultats sont consignés dans le tableau Fig I.3.17 et les points représentatifs des mesures sont reportés dans un diagramme de Flinn (Fig I.3.19). Les sites de mesures sont numérotés sur la carte de la fig I.3.18 et correspondent aux



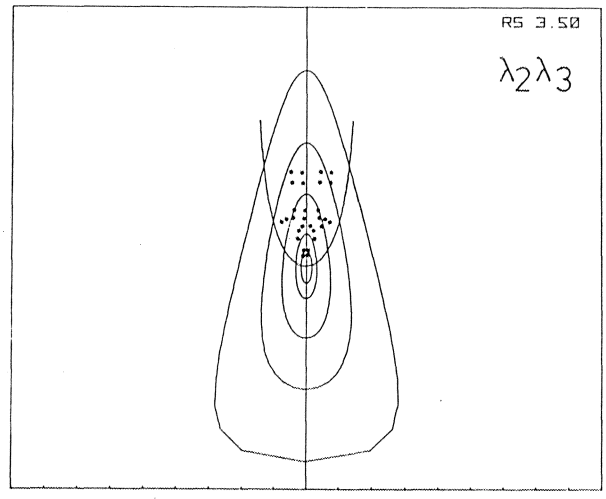


Fig I.3.16: estimation de l'ellipsoide de déformation finie utilisant la méthode Rf/O sur des quartz volcaniques.

SITE	MARQUEURS	METHODE	1 2	2 3	k	r
Locquirec (3)	conglomerats	Ramsay	3	2,9	1,05	4,9
Locquirec (4)	conglomerats	Ramsay	1,4	7,9	0,06	8,3
Locquirec (5)	clasts	Ramsay	1,9	9,7	0,1	10,6
Locquirec (3)	conglomerats	Ramsay	1,7	4,6	0,19	5,3
Locquirec (3)	conglomerats	Ramsay	1,9	3	0,45	4
Pte de l'Armorique Pb_1	pillow-lavas	Borrodaile 80	1,6	5	0,15	5,6
" " Pb_2	" "	"	1,1	7,3	0,02	7,4
" " Pb_3	" "	"	1,15	10	0,02	10,15
" " (1)	" "	Ramsay	1,6	3,1	0,29	3,7
" " (2)	" "	"	2,14	3,65	0,43	4,8
Loquemeau (6)	volcanics quartz	R Dunnet	1,26	3,5	0,1	3,8

Fig I.3.17: tableau de mesures de l'ellipsoide de déformation finie.

numéros du tableau.

Des résultats majeurs se dégagent de cette étude :

- L'ellipsoïde est de type applatissement fort K < 1 sur tout l'ensemble du secteur,
- L'intensité de la déformation varie mais est souvent forte (r parfois supérieur à 10).

Malgré l'apparente hétérogénéité de l'échantillonnage (conglomérats, pillow-lavas, quartz), les mesures restent cohérentes indépendamment des objets choisis, ce qui tend à prouver la fiabilité des méthodes employées (surtout au niveau du paramètre de forme K).

Au niveau de l'intensité de la déformation (r) il faut comparer avec prudence les résultats obtenus sur différents objets. Toutefois, les mesures faites dans l'unité de Locquirec sur des niveaux conglomératiques comparables indiquent assez clairement un gradient d'intensité vers l'Ouest (augmentation globale du paramètre r).

Par contre, il existe des différences de résultats entre les deux méthodes employées pour mesurer la déformation des pillow-lavas.

- la méthode Borrodaile tend à surestimer l'intensité de la déformation et sous estime le paramètre K. Cette méthode est sensible à la différence de compétence entre bordures figées et coeur des pillow-lavas et à la forme des bordures avant déformation, paramètres qui peuvent varier d'un niveau à l'autre.

La fig I.3.20 montre qu'il existe une relation entre le paramètre K et le paramètre r : l'applatissement fini est de

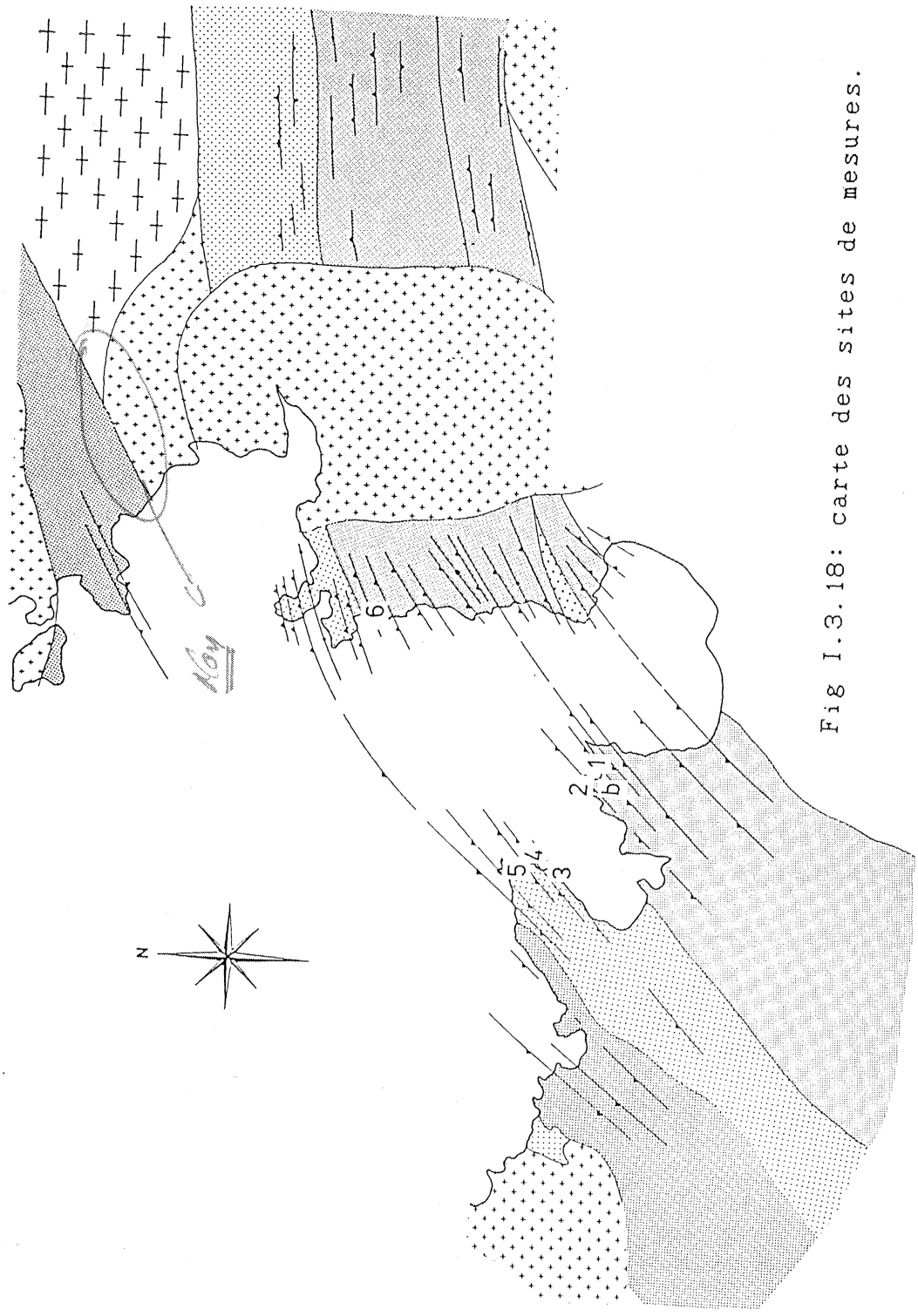


Fig I.3.18: carte des sites de mesures.

plus en plus fort quand l'intensité de la déformation augmente. Plusieurs phénomènes peuvent être responsables de cette évolution :

- si, durant la déformation, l'extension est permise aussi bien sur $\lambda 1$ que sur $\lambda 2$, il est cohérent que, lorsque la déformation s'intensifie, la forme de l'ellipsoïde de déformation tende vers un ellipsoïde de révolution autour de $\lambda 3$.

- des problèmes de méthodes :

. plus les r sont grands et les K petits, plus les méthodes sont imprécises au niveau des mesures,

. l'effet bio-fresnel : si le plan de mesure (surtout en cas de mesures sur le terrain) fait un angle avec le plan principal de déformation, les rapports apparents mesurés peuvent varier.

- des problèmes de contraste de viscosité entre objet et matrice.

iii) La fabrique du quartz.

La présence de niveaux riches en quartz, dans les volcanites acides (en particulier les niveaux kératophyriques de la coupe de Trédrez entre Locquemeau et Beg ar Forn) a permis de mesurer la fabrique du quartz. Les mesures ont été réalisées au goniomètre de texture.

Le quartz représente environ 90 pour cent de la roche, le grain est très fin car il correspond à la matrice microlithique d'un niveau de méta-volcanite acide.

- Les axes "104": ils se distribuent en petits cercles obliques sur la direction de 3. Le glissement basal est dominant. La

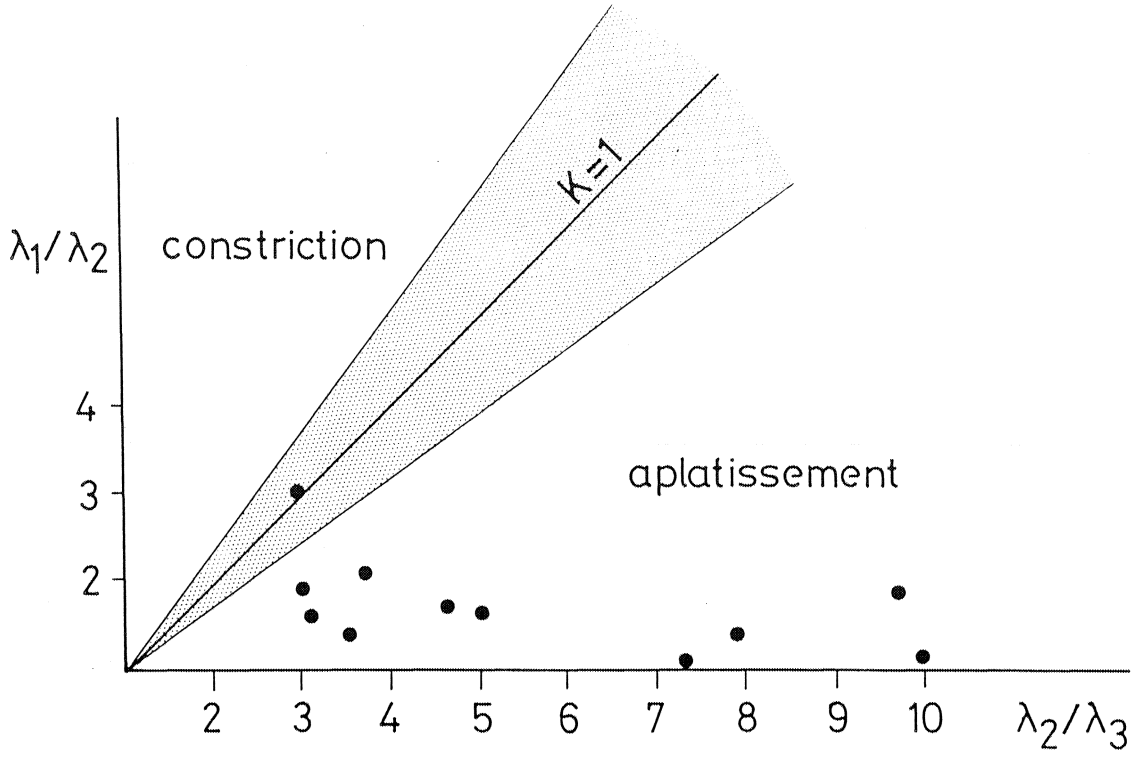


Fig I.3.19: report des points de mesure sur un diagramme de Flinn.

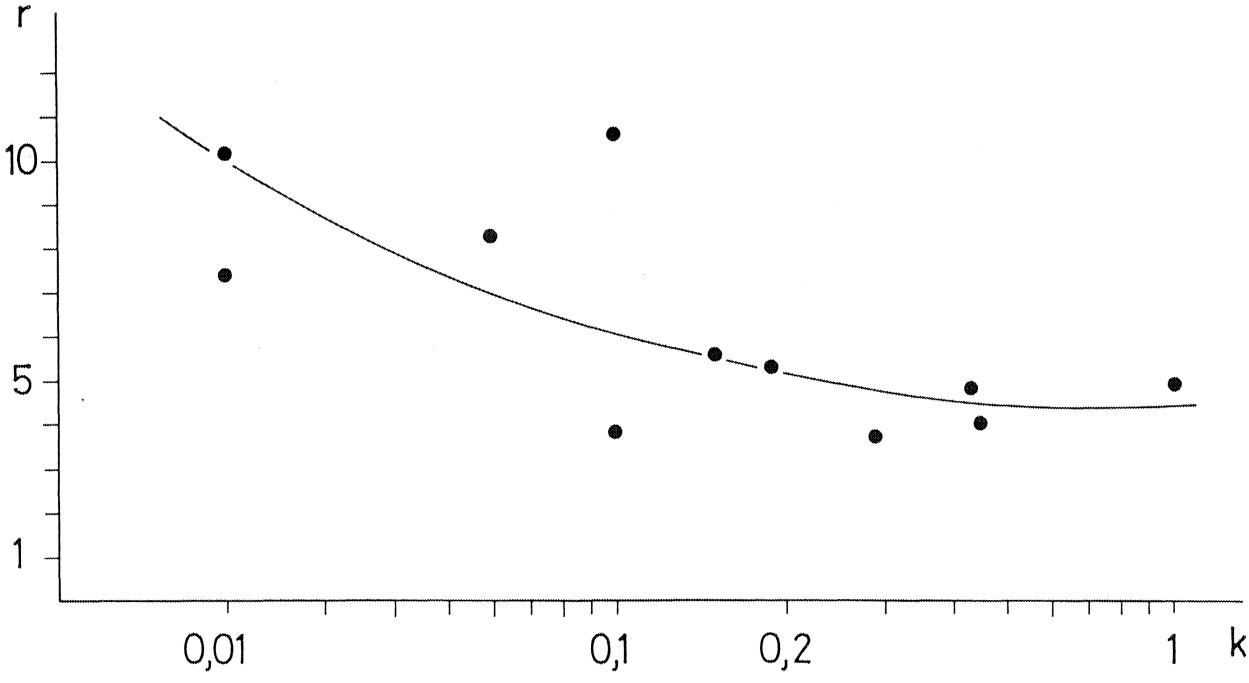


Fig I.3.20: diagramme K/r montrant la relation étroite entre les deux paramètres.

dissymétrie sénestre des axes correspond au sens de cisaillement observé sur le terrain mais la rotation de la figure de pôle est trop importante (environ 45 degrés) pour être imputable seule au sens de cisaillement (Fig I.3.21).

- La figure d'axe <a> confirme la distribution observée des axes "104" (Fig I.3.21).

Différentes hypothèses peuvent expliquer la rotation des figures de pôles (Gapais 1979):

* Si la rotation est peu importante, on obtient une dissymétrie de la figure de pôles par rapport aux axes principaux : ceci indique généralement une déformation non coaxiale, l'assymétrie indique alors le sens de cisaillement.

* Si la rotation est très importante :

a - l'histoire de la déformation totale est complexe : par exemple polyphasage.

b - il y a un changement de mécanisme de déformation :

la déformation intra-cristalline (glissement basal ou prismatique) laisse place à un glissement aux joints de grains dans les bandes de cisaillement. Si c'est le cas, la rotation de la figure de pôle doit rester dans le même sens que le cisaillement (Fig I.3.22)(Gapais, comm. pers.).

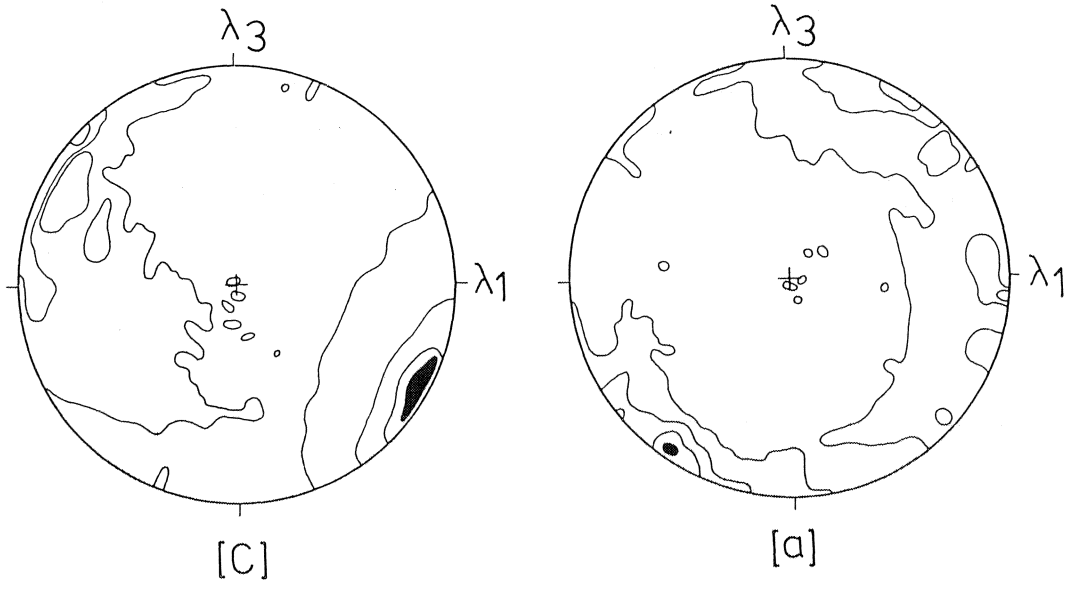


Fig I.3.21: diagrammes de fabrique du quartz dans la série de Trédrez.

Dans le cas présent, il semble qu'il faille invoquer ce phénomène car apparemment aucune déformation superposée pénétrative n'est visible.

En résumé, l'analyse de la fabrique du quartz montre :

- une répartition des axes "104" en petit cercle en accord avec une déformation finie de type applatissement (Gapais et Cobbold 1986),
- une déformation non coaxiale senestre dominante.

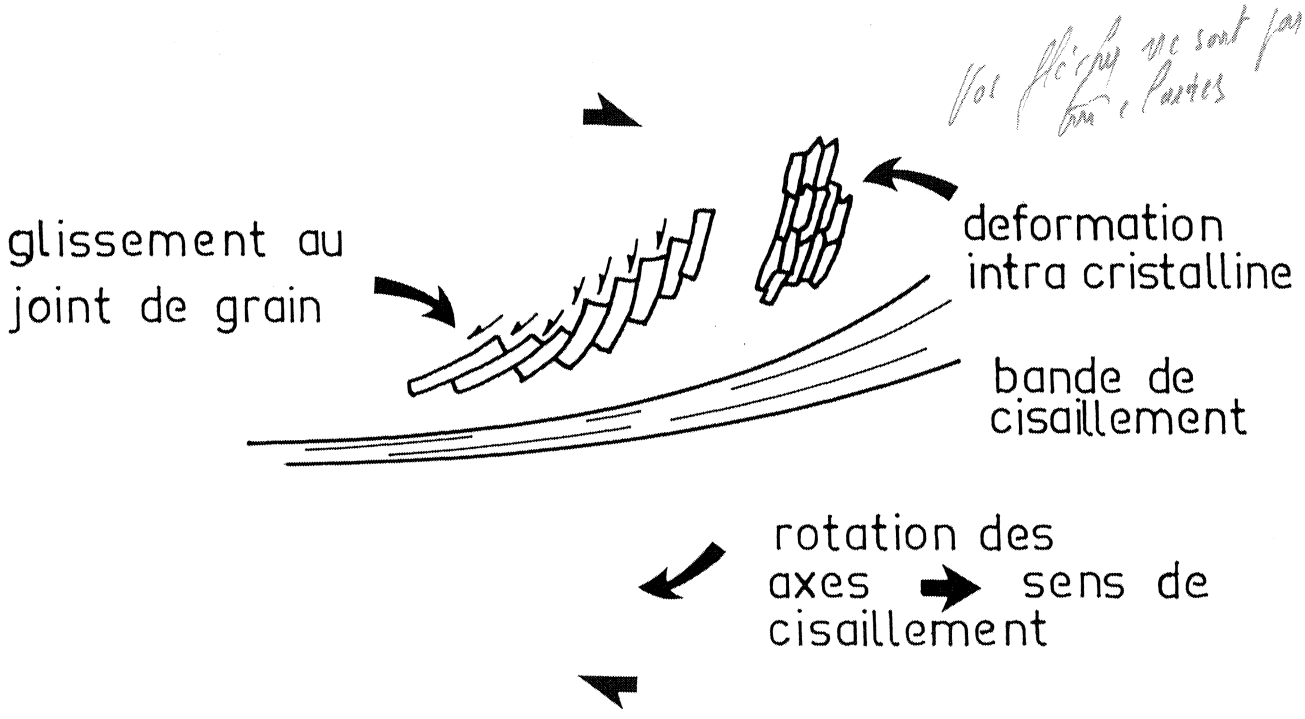


Fig I.3.22: exemple de changement de mécanisme de déformation par glissement aux joints de grains.

b- Critères de cisaillement et déformation finie dans la série de Saint Michel en grèves:

le second gradient de déformation vers le Sud apparait depuis le contact Sud de Beg Ar Forn et se manifeste jusqu'à Saint Michel en grèves où affleure une bande mylonitique. Plusieurs critères montrent que même si les directions principales sont sensiblement les mèmes que précédement, il ne peut pas s'agir de la mème séquence de déformation.

- les critères de cisaillement montrent globalement un sens de cisaillement dextre. Ces critères sont:

  - des bandes de cisaillement dextres (fig I.3.11),
  - asymètrie dextre des scolithes par rapport à la schistosité,
  - enroulement dextre de la schistosité autour des boudins de quartzites

- la déformation forte (schistosité et linéation d'étirement mylonitiques) s'accompagne de plis droits, d'axes parallèles à la linéation d'étirement. Ces plis sont peu développés et l'angle stratification-schistosité reste souvent important malgré la forte différence de viscosité entre les bancs (alternance de quartzites et de schistes). Ceci peut s'expliquer par le développement d'une déformation de type déformation plane (absence d'extension sur $\lambda 2$, ce qui est révélé sur le terrain par la fabrique de forme des sections des tubes dans le plan $\lambda 2\lambda 3$) et proche du cisaillement simple. En

effet seul un cisaillement simple de plan perpendiculaire à la stratification peut aboutir à une trés forte schistosité avec linéation d'étirement horizontale accompagnés de plis de faible amplitude dont les axes se parallelisent de manière incrémentale à la linéation d'étirement (fig I.3.25). Dans l'etat fini, les bancs de grés et de quartzites présentent dans le plan $\lambda 2\lambda 3$ un plissement modéré et un boudinage important dans le plan $\lambda 1\lambda 3$.

Ce raisonnement aboutit à une conséquence importante:

- cette unité a subit une déformation différente et postérieure à la déformation des unités briovériennes. en effet

  * le sens de cisaillement dextre est incompatible dans une mème cinématique avec la composante senestre précédente de mème direction.
  * cette unité a subit une déformation par cisaillement simple et n'a jamais subit antérieurement une déformation en applatissement intense. Elle s'est donc déposée postérieurement à la structuration des unités briovériennes. Il s'agit donc d'une série paléozoique déformée à l'hercynien.

L'analyse de la déformation sépare et localise l'influence de la déformation hercynienne (sens large) dans cette région par rapport à la déformation cadomienne des séries briovériennes. La présence sporadique d'une schistosité de fracture ou de dissolution N30 vers le Nord, sécante lorsque la foliation

cadomienne tourne en direction N70 est peut être à relier à cet épisode ainsi que la présence constante de kink-bands et crénulations dextres affectant la schistosité précambrienne.

Fabrique du quartz:

afin d'avoir une estimation des mécanismes de déformation et de préciser le sens de cisaillement, j'ai effectué une mesure d'orientations préférentielles de réseau du quartz dans les niveaux de quartzites interstratifiés avec les "tigillites" au niveau du port de Saint Michel en grèves. Ces mesures ont été effectuées au goniomètre de texture comme les mesures précédentes. Les positions des axes 104 (=axes c) et des axes <a> ont été mesurées (fig I.3.26).

Les axes <104> montrent une distribution en couronnes croisées (fig I.3.26, I.3.27) . Le glissemnent dominant est de type basal mais avec la présence moins dominante de glissement prismatique. La dissymétrie de la couronne d'axes indique une composante de cisaillement dextre.

Les axes <a> montrent une distribution en petit cercle autour de $\lambda 1$ correspondant au glissement basal (fig I.3.26, I.3.27), plus une rotation dextre liée à la composante de cisaillement.

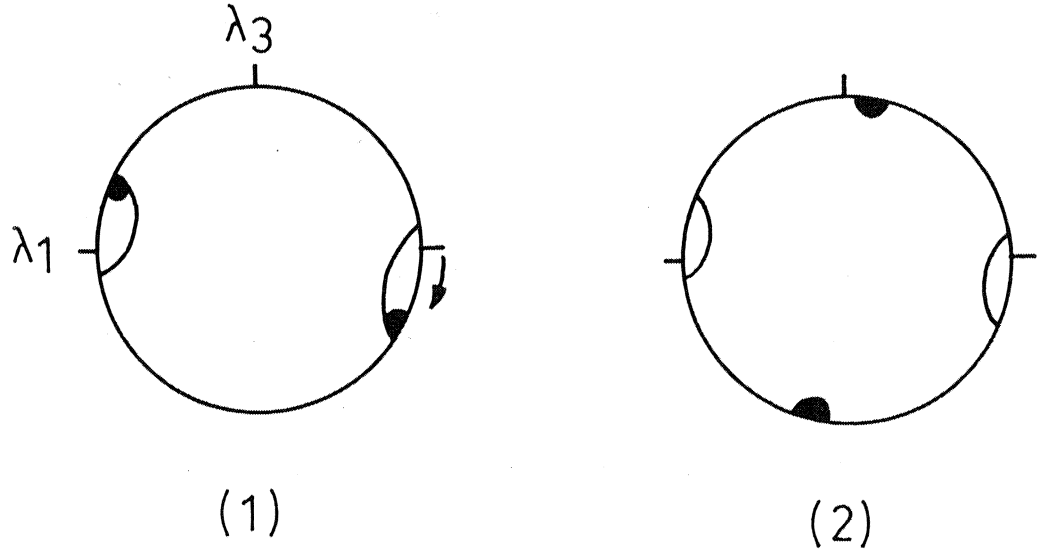


Fig I.3.27: représentation schématique de la répartition des axes du quartz (St Michel en grèves).

Enfin, les axes <a> présentent deux maxima correspondant au glissement prismatique prés de λ3 (fig I.3.26, I.3.27).

Les conclusions sur les O.P.R. du quartz sont les suivantes:

- la fabrique du quartz est intense et bien déterminée,
- le sens de cisaillement dextre est confirmé,
- la couronne d'axes <104> indique un ellipsoide de déformation finie proche de la déformation plane (Gapais et Cobbold 1986).

NB:

Afin de déterminer si cette évolution structurale (composante dextre de cisaillement) était un phénomène localisé ou s'étendait régionalement, j'ai prélevé un échantillon dans des quartzites situées plus au Sud de ce domaine (lieu dit du Grand Rocher). Il s'agit d'une masse trés épaisse de quartzites qui parait à priori peu déformée. La schistosité fruste, de mème direction que précédemment, est soulignée cette fois par la présence de chlorite et la linéation d'étirement, mal exprimée, est sub-horizontale. La fabrique du quartz y est bien déterminée mais la tendance est au glissement basal dominant. La dissymètrie des maxima, en particulier visible sur les axes <a> indiquent ici également un sens dextre dominant. Par rapport à la fabrique précédente le glissement prismatique y est plus réduit. La distribution des axes laisse supposer ici un ellipsoide de déformation plus proche de l'aplatissement fini (Gapais et Cobbold 1986). Ces données ne sont donc pas incompatibles avec une déformation régionale s'accompagnant d'une composante de cisaillement dextre et dont la zone de

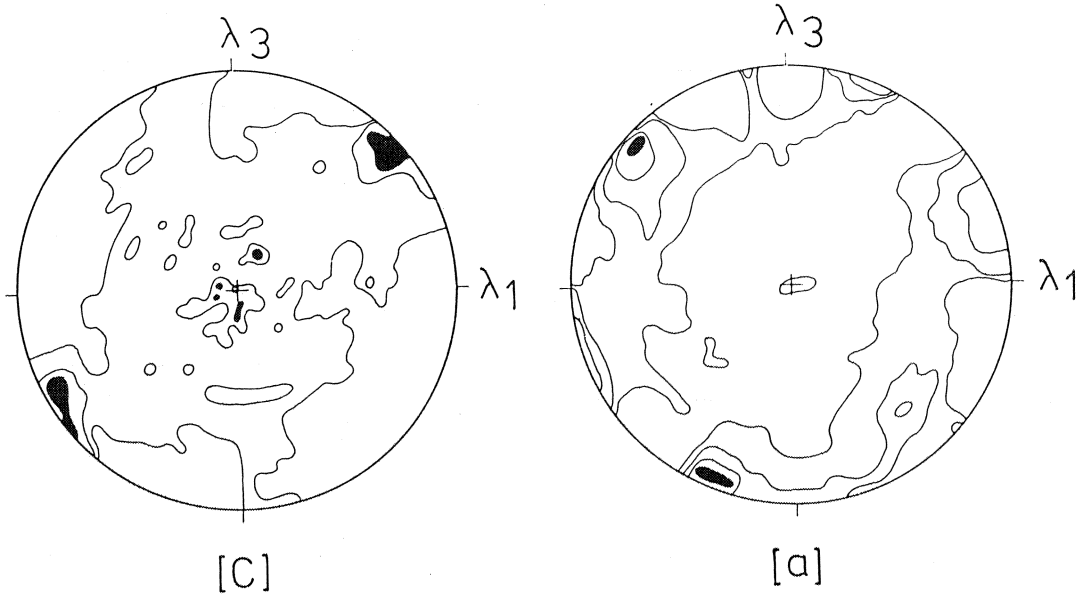


Fig I.3.26: diagrammes de fabrique du quartz dans la série de St Michel en grèves.

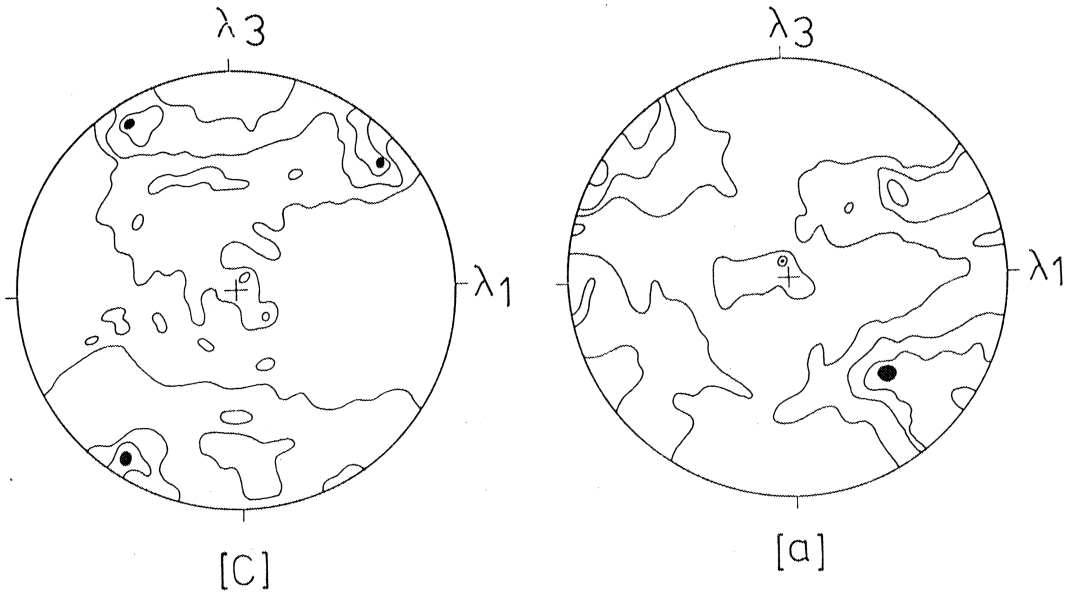


Fig I.3.28: diagrammes de fabrique du quartz dans les niveaux de quartzites du "grand rocher".

déformation la plus intense se localise à l'interface avec les séries briovériennes déja structurées au cadomien.

I.3.C- LES UNITES DE LA BAIE DE LANNION: LIMITE EXTERNE DU DOMAINE CADOMIEN DE BRETAGNE NORD

L'analyse de la déformation dans la baie de Lannion nous amène donc aux résultats principaux suivants :

- L'ensemble des unités briovériennes est affecté par une déformation très importante, d'age cadomien.

- La tectonique cadomienne est caractérisée par une évolution dans l'espace (et peut être dans le temps) depuis des zones chevauchantes à décrochevauchantes vers le Sud-Ouest jusqu'à des zones décrochantes senestres en bordure du domaine cadomien.

- L'ellipsoïde de déformation finie correspondant à la déformation totale est de type applatissement (K < 1) avec une forte intensité de déformation (r>10).

- Le gradient général de déformation va du Sud vers le Nord.

- En bordure Sud des unités cadomiennes des séries paléozoïques sont affectées par une déformation cisaillante dextre N 40-50 antérieure à la mise en place des granites à 330 Ma (granite de Trédrez, Fig I.3.1).

- cette déformation hercynienne, bien que globalement homoaxiale de la déformation cadomienne, s'accompagne d'un ellipsoïde de déformation finie de type déformation plane (K >=1).

- Le gradient de déformation (depuis les séries briovériennes) va du Nord vers le Sud et la déformation la plus intense est localisée dans la bande mylonitique de Saint-Michel en Grèves.

La géométrie et la cinématique des déformations cadomiennes (fig I.3.29) présentent les mêmes caractéristiques que les structures déjà décrites en baie de Saint-Brieuc (Balé et Brun 1983, Balé et Brun 1986) ou dans l'Est du Trégor (Balé 1986). Les unités impliquées dans la baie de Lannion sont semblables à celles décrites à l'Est du Trégor : il s'agit d'une part des tufs de Tréguier et d'autre part, des séries au Sud du bassin Ordovicien de Bréhec-Plourivo (Fig I.3.30). Toutefois, si dans la baie de Lannion ces unités sont en contact continu, sur la côte Est du Trégor, elles sont séparées par les spilites de Paimpol et les sédiments de la roche Derrien qui ne présentent aucune déformation pénétrative importante et dont l'extension vers l'Ouest est limitée par la jonction des séries briovériennes de Plouha et de Tréguier (Fig I.3.30). La présence de zones de cisaillement dextres tardives (zone de cisaillement de Bonaparte ; Balé 1986) en bordure de ces unités vont dans le sens d'un dépôt dans des bassins de type pull-apart s'ouvrant à la fin du cadomien (Balé 1986).

Par comparaison avec la zone de cisaillement dextre de Bonaparte, on peut se poser la question de l'âge de la déformation cisaillante dextre de Saint-Michel en Grève : est-ce la même déformation tardi cadomienne (environ 530 MA) que sur la côte Est du Trégor ou une déformation hercynienne sensu sticto ?

En l'absence d'âge géochronologique précis, il est difficile de trancher. Cependant, la nature des unités impliquées est différente dans les deux cas : à Bonaparte plage, les unités impliquées sont des séries briovériennes semblables à celles de Trédrez ou de la Pointe de l'Armorique.

Au Sud de la baie de Lannion, par contre les unités sont différentes et se rapprochent plus d'unités paléozoïques de type grès armoricain. Elles passent par ailleurs en continuité vers le Sud à des séries palézoïques connues. Elles n'ont , par ailleurs, subi aucune déformation antérieure . L'âge de la structuration pourrait être alors fini-dévonien (phase bretonne) et correspond aux cisaillements dextres limitant à l'Est les unités du Léon (Balé et Brun 1986). Il s'agirait alors de l'influence dans le domaine externe cadomien de la faille Elorn-La Hague mise en évidence dans les gneiss de Brest et dont les axes principaux de la déformation sont comparables, cette structuration se localisant alors dans les séries paléozoïques bordant le domaine cadomien. La déformation serait alors du même type et de même âge que celle du domaine centre armoricain bordant au Sud-Est le Léon (Monts d'Arrées, etc...) ce qui parait tout à fait raisonnable.

En ce qui concerne la déformation cadomienne majeure, elle implique les mêmes unités que sur la côte Est du Trégor. Les mêmes contacts sont observables et les sens de cisaillement sont semblables. La différence est que la schistosité est très redressée en baie de Lannion alors qu'elle reste plate au niveau de Palus-Plage. Deux hypothéses peuvent expliquer ce phénomène :

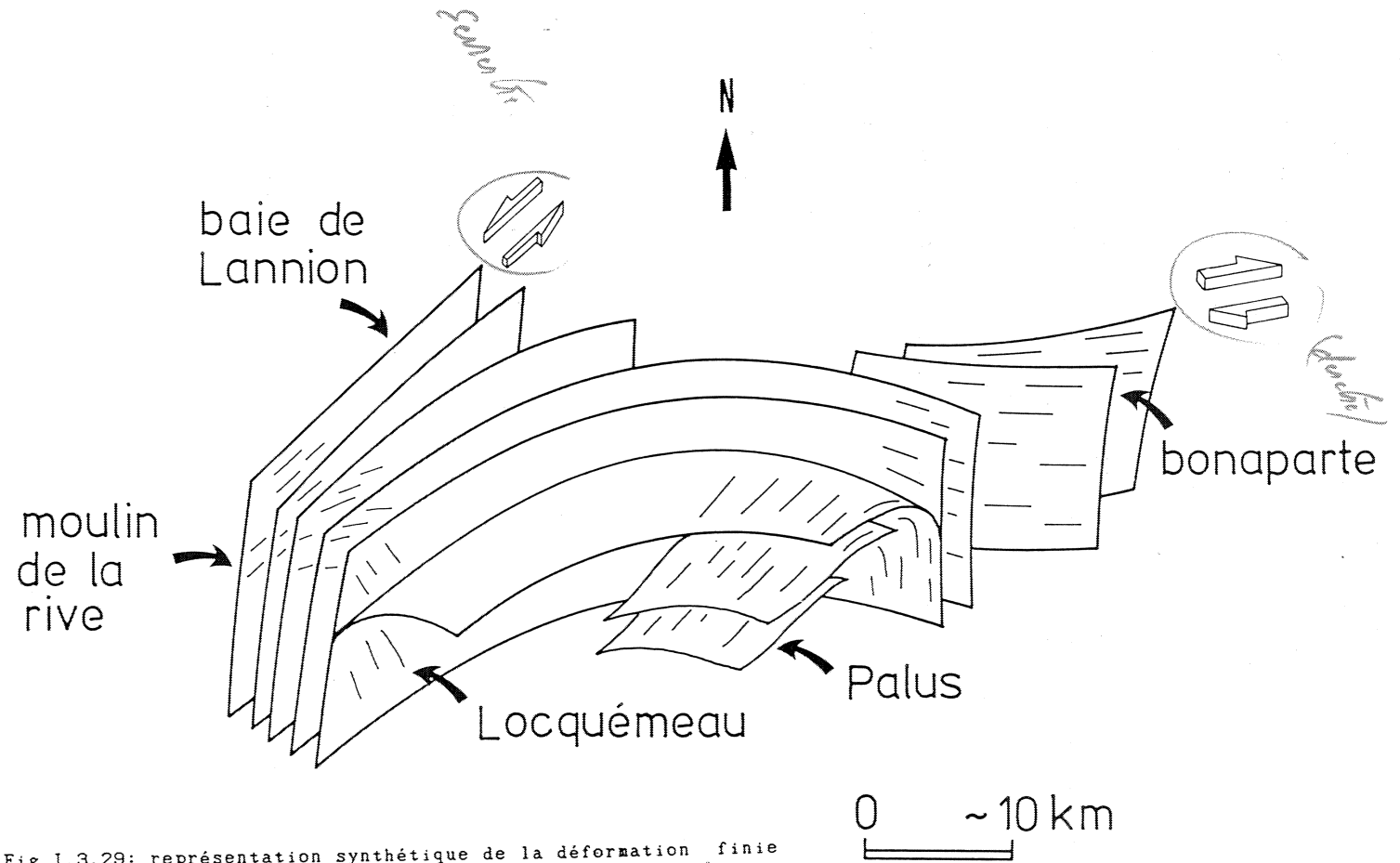


Fig I.3.29: représentation synthétique de la déformation finie dans le Trégor.

- le redressement de la schistosité à l'approche d'une zone de cisaillement transcurrente senestre, ce qui s'observe par l'évolution de la linéation d'étirement vers l'Ouest et la courbure de la foliation générale.
- une zone de suture cadomienne avec enracinement des nappes à ce niveau.

Cette hypothèse est étayée par le fait que cette région constitue la bordure externe du domaine cadomien (on ne retrouve plus de déformation cadomienne vers l'Ouest au delà de cette limite), bordure jalonnée par les seuls affleurements de socle ancien du domaine cadomien de Bretagne Nord.

Les deux hypothèses ne sont d'ailleurs pas incompatibles ; l'étude effectuée dans les zones internes du domaine cadomien (baie de Saint-Brieuc - Saint-Cast par exemple) a montré l'importance de l'interaction constante entre chevauchements et décrochements senestres entre 580 et 540 ma avec formation de structures arquées caractéristiques.

Une différence apparait dans la baie de Lannion au niveau de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie, alors que dans les domaines voisins comparables l'ellipsoïde de déformation est souvent proche de la déformation plane, l'ellipsoïde de déformation finie est ici de type applatissement avec K << 1. Cette différence pourrait marquer à ce niveau une importance plus grande du taux de raccourcissement coaxial dans une zone limite de plaque.

Il ne faut pas négliger non plus que des mouvements verticaux différentiels entre l'Est et l'Ouest du Trégor sont intervenus et s'expriment par la présence à l'Est de bassins paléozoïques,

ce qui peut permettre d'expliquer la préservation de zones à schistosité plate à l'Est dans le compartiment abaissé.

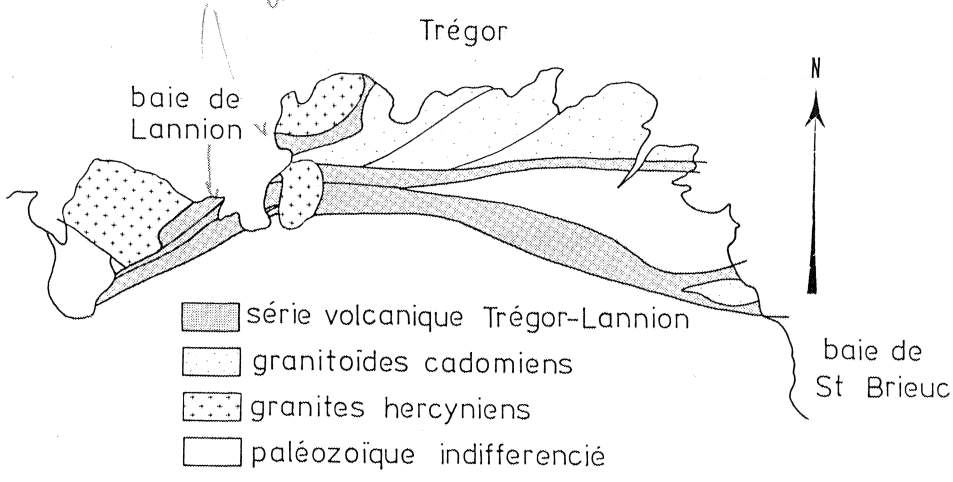


Fig I.3.30: carte simplifiée des relations entre les séries de la baie de Lannion et celles du flanc Est du Trégor.

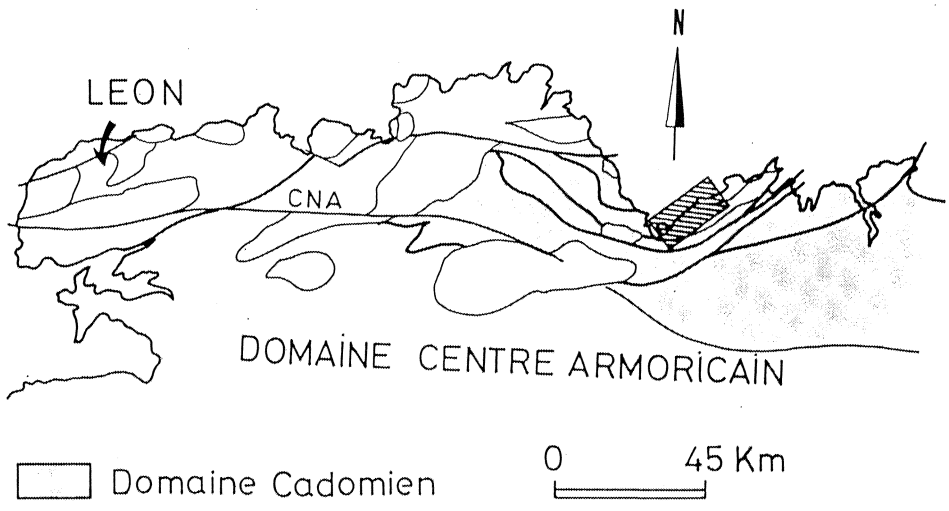
I.4- LE FLANC EST DE LA BAIE DE ST BRIEUC: INFLUENCE HERCYNIENNE DANS LE DOMAINE CADOMIEN INTERNE.

Introduction.

I.4.A- Les unités.
- I.4.A.1- La série des amphibolites de lanvollon.
- I.4.A.2- Le complexe dioritique de Coetmieux Fort la latte.
- I.4.A.3- La trondhjémite d'Hillion.
- I.4.A.4- La série d'Erquy.

I.4.B- La déformation.
- I.4.B.1- La déformation ductile.
- I.4.B.2- La déformation cassante.

Conclusion: temps et déformation: le problème de l'age des unités.



I.4- LE FLANC EST DE LA BAIE DE SAINT BRIEUC

influence hercynienne dans le domaine cadomien interne

INTRODUCTION

Le flanc Est de la baie de Saint Brieuc a été assez peu étudié en détail par les géologues armoricains. Il s'étend dans une direction régulière NE-SW depuis le Val André jusqu'à la presqu'ile d'Hillion. Cette région a été le siège d'un important débat lorsque J.Cogné (1959) émet l'hypothèse de la discordance du briovérien inférieur (série d'Erquy) sur le socle pentévrien, discordance située au Sud du port de Jospinet (fig I41). En effet pour J.Cogné, cette région ètait une clé pour la stratigraphie du précambrien. La carte qu'il dresse révèle essentiellement deux types d'unités:

- d'une part le socle pentévrien qui affleure sur majeure partie de la zone et qui prend la forme de gneiss dioritiques ou de diorites gneissiques. Ce socle serait polystructuré antérieurement au cadomien puis durant le cycle cadomien,

- d'autre part des séries sédimentaires reposant en discordance par l'intermédiaire d'une brèche sur le socle. L'age de cette série etait attribuée au briovérien inférieur. Cette série était rattachée à la série d'Erquy.

A la lumière de nouvelles datations radiomètriques cette stratigraphie a été remise en question:

1- la datation Rb/Sr sur roche totale sur le

volcanisme spilitique de la série d'Erquy (Vidal et Al 1971) a révélé un age de 480 MA ± 10 donc ordovicien et non briovérien inférieur. Cet age a été longtemps contreversé en particulier sur le problème de la spilitisation (phénomène lié à la mise en place ou au contraire phénomène pouvant être assez tardif).

2- la diorite de Coetmieux-Fort la Latte a donné un age de 593 MA par la méthode U/Pb sur zircons (Vidal 1974); la possibilité d'être un socle précambrien ancien devait donc être abandonnée.

Aux vues de ces nouvelles datations, afin d'essayer de redéfinir une stratigraphie du précambrien dans cette région et de distinguer clairement les unités lithologiques en les rapprochant des unités voisines, il m'a semblé judicieux d'établir une carte des principales unités impliquées (fig I41).

Je n'ai représenté sur cette carte que les unités distinctes entre elles et non les alternances propres à une série (alternance volcanisme basique-sédiments dans une unité cohérente par exemple), ce qui ne relevait pas d'un intéret régional.

I.4.A- LES UNITES

La cartographie (fig I41) permet de distinguer essentiellement quatre grandes unités:

- la série des amphibolites de Lanvollon,
- le complexe dioritique de Coetmieux-Fort la Latte,
- la trondhjémite d'Hillion,

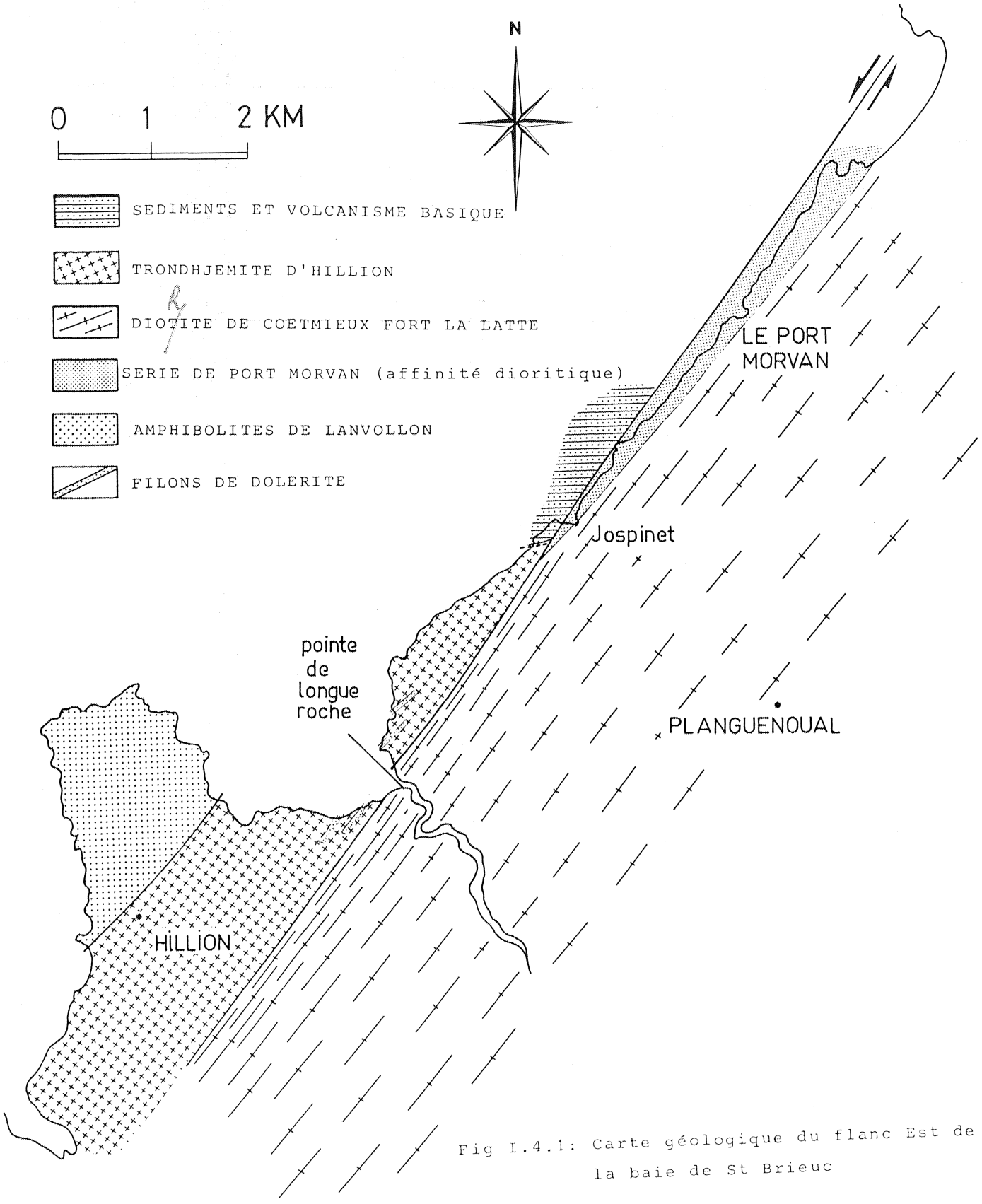


Fig I.4.1: Carte géologique du flanc Est de la baie de St Brieuc

- une série sédimentaire et volcanique.

I.4.A.1- La série des amphibolites de Lanvollon.

Elle affleure dans toute la presqu'ile d'Hillion et présente les mèmes caractères que la série de Cesson du coté Ouest de la baie. Elle est décrite dans les chapitres précédents et je résumerait brièvement ses caractéristiques majeures:

- de grosses masses d'amphibolites foliées et massives dans lesquelles on reconnait des pillows lavas trés déformés comme à la pointe de Cesson (pointe du Grouin: presqu'ile d'Hillion).

- Des gneiss et à la base un petit niveau de conglomérats à galets centimètriques (sans doute équivalent du poudingue de Cesson): le poudingue de l'Hotellerie.

Les caractéristiques de la déformation sont les mèmes que celles des séries métamorphiques du flanc Ouest de la baie de Saint Brieuc dont elles font partie intégrante. Les contacts avec les séries voisines ne sont pas visibles.

I.4.A.2 - Le complexe dioritique de Coetmieux-Fort la Latte.

Ce massif orienté NE-SW s'étend sur une trés grande surface. Il a peu fait l'objet d'études pétrographiques (Jérémine, 1924) cependant Genestier (1984) y distingue trois faciés principaux:

- diorite au centre
- diorite quartzique autour
- tonalite à la périphérie Ouest.

Ce massif daté à 593MA par Vidal et Al (1974) est considéré comme syntectonique par Genestier (1984). Il n'affleure sur la côte qu'en quelques rares endroits (embouchure du Gouessant) et borde à l'Est les autres unités avec lesquelles il est en

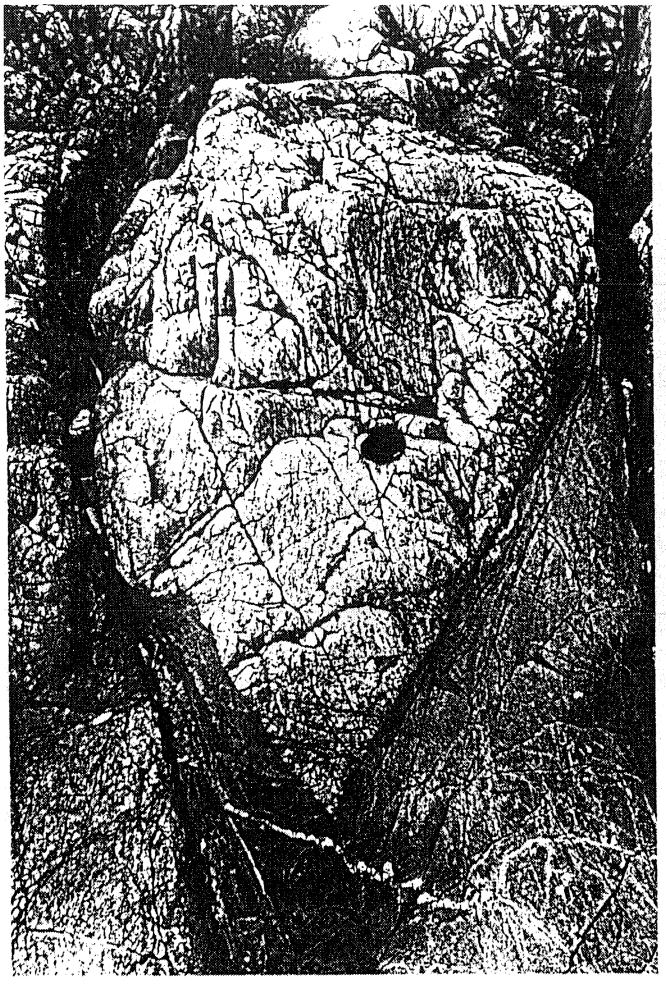
contact tectonique.

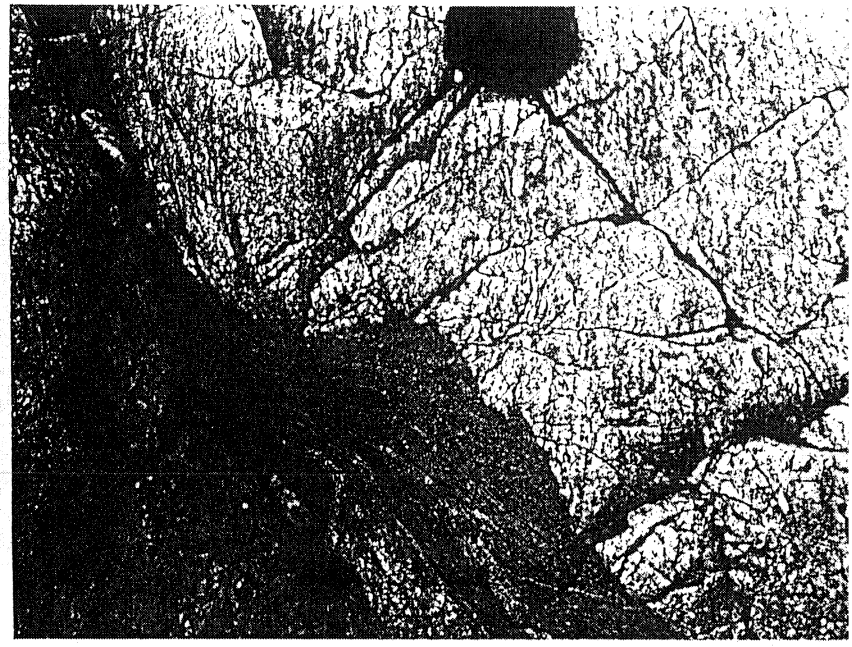
A cet ensemble je rattacherai les séries de Port Morvan qui présentent à première vue un un faciès pourtant différent: elles se composent d'un ensemble parfois parfaitement lité de roches d'alternance leucocrate et massive et mélanocrate et foliée (Port Morvan) qui fait penser à une série volcanique. Cependant, plus au Sud (grève du Vauglin), les relations entre ces différents niveaux sont mieux visibles: il s'agit apparemment de mélanges acides et basiques avec des relations mutuelles d'intrusion (les termes basiques sont parfois intrusifs dans termes acides et l'inverse étant souvent visible : fig I42). L'ensemble, immiscible et soumis à une déformation importante est parallèlisé. En lame mince la texture grenue atteste de son origine plutonique; les associations à quartz-plagioclase pour les faciés clairs et à quartz-plagioclase-chlorite II (déstabilisation d'une amphibole primaire) sont en accord avec des séries de type dioritique.

L'orientation, la déformation et la nature de ces séries m'ammène à les relier avec l'intrusion du complexe dioritique de Coetmieux-Fort la Latte. Cet ensemble est intrudé par des filons doléritiques horizontaux non affectés par la schistosité. Ces filons doléritiques peuvent être considérés, comme cela avait déja été proposé (Jeannette 1971), comme des filons d'alimentation du volcanisme spilitique d'Erquy.

I.4.A.3- La trondhjémite d'Hillion.

Non dissociée de la série précédente sur les cartes antérieures, elle présente pourtant des caractères pétrographiques et structutaux différents. Elle affleure lelong





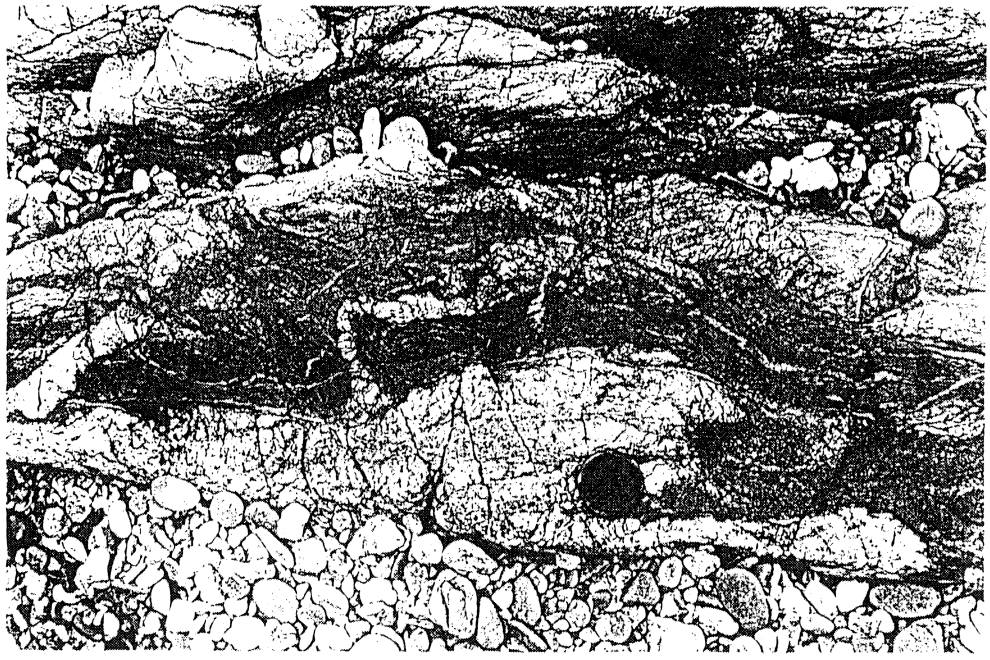


Fig I.4.2: Différentes relations d'intrusion acide-basique dans la série de Port Morvan

de la partie Sud de la côte depuis Jospinet où elle en contact avec les séries sédimentaires jusqu'à Hillion. Elle est intrudée par endroit de filons doléritiques (fig I41). Elle se présente sous forme d'un massif trés homogène, leucocrate. Les associations minérales la caractérisant sont:

-quartz

-plagioclase

-biotite transformée le plus souvent en chlorite + opaques

-sphène (peu abondant)

Ce massif étant pratiquement inconnu, une analyse des éléments majeurs a été effectuée (fig I43). Elle confirme l'homogénéité du massif où aucun changement de faciès n'a été reconnu. Le report dans un diagramme normatif anorthite-albite-orthose place ce massif dans la lignée des trondhjémites. Quelques anomalies peuvent être observées:

(i)- des pourcentages trés élevés en Na2O,

(ii)- des pourcentages anormalement bas en CaO.

Ces derniers peuvent s'expliquer par la perte et le lessivage du CaO à la suite de la cataclase importante que la roche a subit. Il faut donc prendre avec précautions le report des points dans le diagramme précédent faisant intervenir le Ca. Cependant, pour des valeurs standards, l'ensemble resterait vraisemblablement proche du mème type de roche.

I.4.A.4- série sédimentaire et volcanique.

Cette unité est en contact au Sud avec la trondhjémite sur laquelle elle repose par l'intermédiaire d'une brèche. Ce niveau de brèche puissant d'un mètre environ contient des

	SIO2	AL203	FE203	CAO	MGO	NA20	K20	MNO	TIO2	P205	PF
J1	67.30	17.10	2.85	0.95	1.55	5.90	2.05	0.04	0.45	0.15	1.50
J2	70.90	16.20	2.05	0.81	0.83	5.50	1.95	0.02	0.32	0.12	1.35
J3	69.30	16.60	2.95	0.76	1.60	5.15	2.00	0.03	0.48	0.14	1.15
J4	70.70	16.90	2.30	0.66	1.10	4.90	2.45	0.03	0.33	0.10	1.55
J5	71.80	15.80	1.75	0.77	0.81	5.65	2.60	0.03	0.26	0.09	0.68

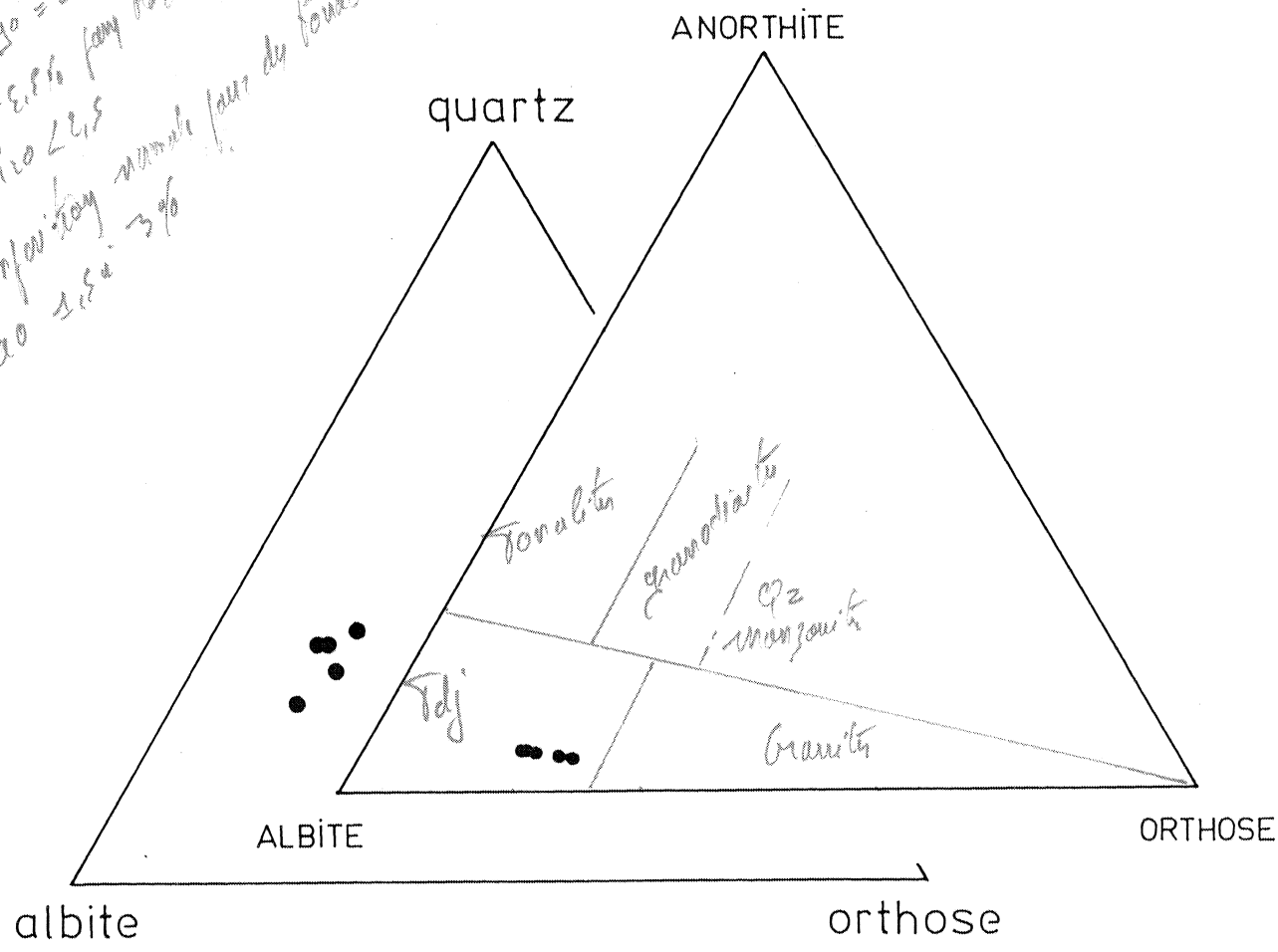


Fig I.4.3: a- tableau d'analyses des éléments majeurs de la trondhjémite d'Hillion
b- diagrammes qz-ab-or et an-ab-or

galets anguleux de la trondhjémite (fig I44). Il semble donc bien que ce contact soit un contact de discordance stratigraphique comme cela avait déja été proposé (Cogné 1959). Cette série comprend une alternance de siltites et grés dans lesquels sont intercallés des niveaux de volcanisme basique de type spilites (des pillows-lavas sont reconnaissables dans certains niveaux). Ces unités sont non métamorphiques et leur plans de stratification sont verticaux et orientés N 80-90. Des filons variolitiques intrudent ces séries. L'age de cet ensemble est inconnu, cependant les caractères pétrographiques et leur position structurale sont à relier vraisemblablement à la série d'Erquy (Ordovicien).

I.4.B- LA DEFORMATION

Ce n'est pas dans cette région qu'il sera possible de caractériser la géomètrie des structures cadomiennes, cependant un point intéressant peut être soulevé: celui de l'influence hercynienne sur les structures cadomiennes.

On peut distinguer deux types de déformations et diviser l'ensemble de ces séries en deux zones:

- une zone à déformation ductile,
- une zone à déformation cassante.

Les amphibolites de lanvollon de la série d'Hillion possèdent toutes les caractéristiques structurales du flanc Ouest de la baie de Saint Brieuc et ne seront pas traitées ici.

I.4.B.1- La déformation ductile.

Elle affecte uniquement le complexe dioritique de Coëtmieux Fort la Latte. Il s'agit d'une déformation syn-mise en place donc d'age cadomien (593 MA) ce qui confirme les résultats de Genestier (1984) sur la partie NE de la diorite. Dans la diorite elle méme aucune cristallisation autre que les minéraux magmatiques (amphiboles en particulier) n'apparait. Dans les séries de Port Morvan seule une chloritisation trés intense apparait dans les niveaux basiques, chloritisation liée à la déformation cataclastique à proximité de la faille NE-SW (fig I41).

- La foliation ($\lambda 1 \lambda 2$):

elle oscille entre N30-N50 et est subverticale ou fortement pentée vers le Sud (fig I45). Elle est trés bien visible dans la diorite elle mème (embouchure du Gouessant) et marquée

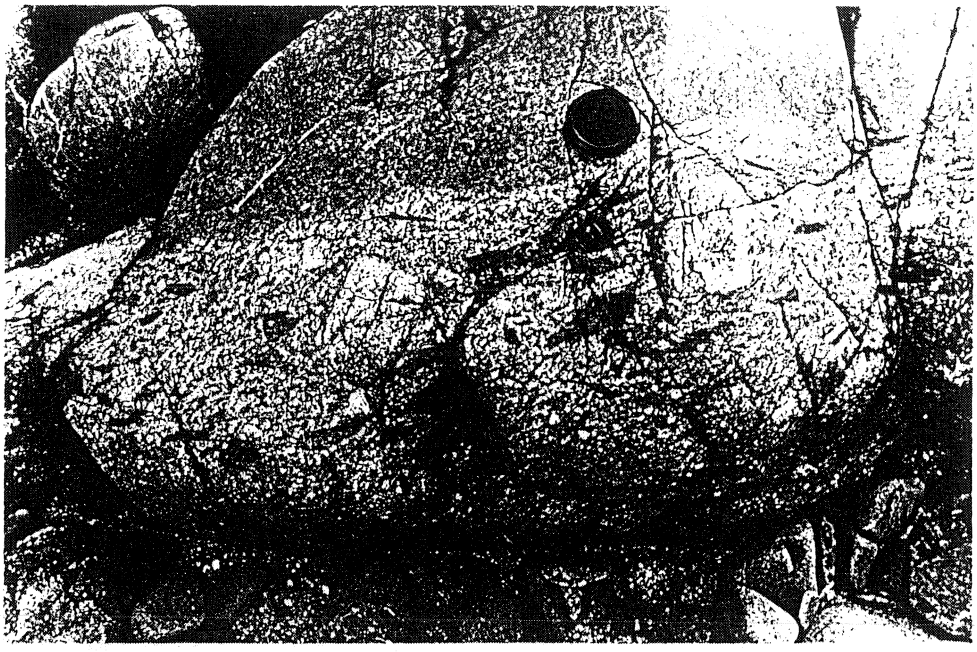


Fig I.4.4: brèche sédimentaire à la base de la série de type Erquy

Fig I.4.7: cataclase dans la trondhjémite d'Hillion

surtout dans les niveaux basiques de la série de Port Morvan.

- La linéation ($\lambda 1$):

elle est bien visible dans la diorite et marquée par l'alignement des amphiboles et des enclaves basiques. Elle est, par contre, beaucoup moins marquée dans la série de port Morvan. Elle est subhorizontale sur le plan $\lambda 1 \lambda 2$ ou avec un léger pitch vers le SW (fig I45).

Il est à noter que la déformation dans la diorite présente un gradient vers le NW, c'est à dire vers le contact avec les unités affleurant lelong de la côte. Ce gradient est nettement visible à l'embouchure du Gouessant: il s'accompagne par une variation de la forme de l'ellipsoide de déformation; en effet la fabrique devient de plus en plus linéaire (tectonite L>S) vers le contact avec la trondhjémite d'Hillion (fig I46) avec augmentation de l'intensité de déformation (augmentation trés importante des rapports axiaux des enclaves basiques). Il est à souligner que dans le coeur du massif la tendance est plutot à une fabrique planaire (S>L) ce qui tend à montrer une variation de l'ellipsoide de déformation depuis un ellipsoide en applatissement fini au coeur du massif vers un ellipsoide en constriction finie vers la périphérie Ouest. Peu de critères de cisaillement sont visibles (sénestre ?) mais il semble que l'on soit dans un contexte transcurrent similaire à ce que l'on connait dans la région (St Cast, Cancale). A cette déformation ductile syn-mise en place du complexe se superpose une déformation cassante surtout visible dans les séries de Port Morvan. Elle entraine une cataclase avec chloritisation de tous les niveaux basiques (associations à

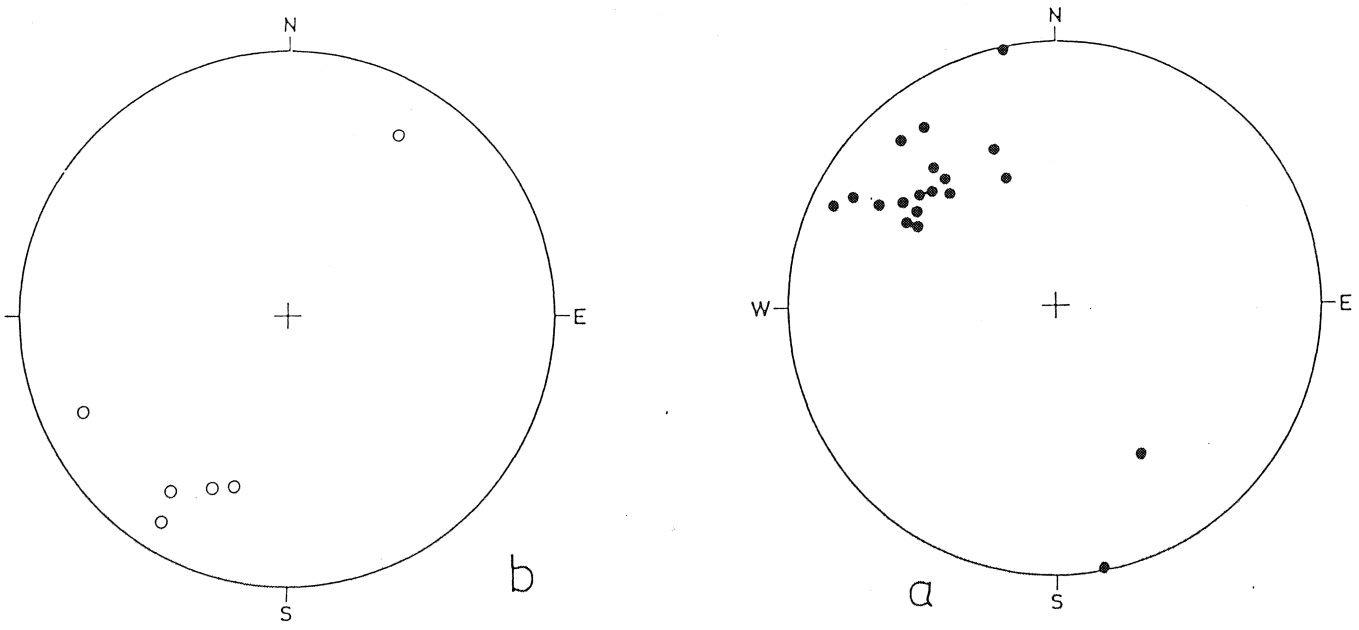


Fig I.4.5 : répartition stéréographique de la foliation (a) et de la linéation d'étirement (b)

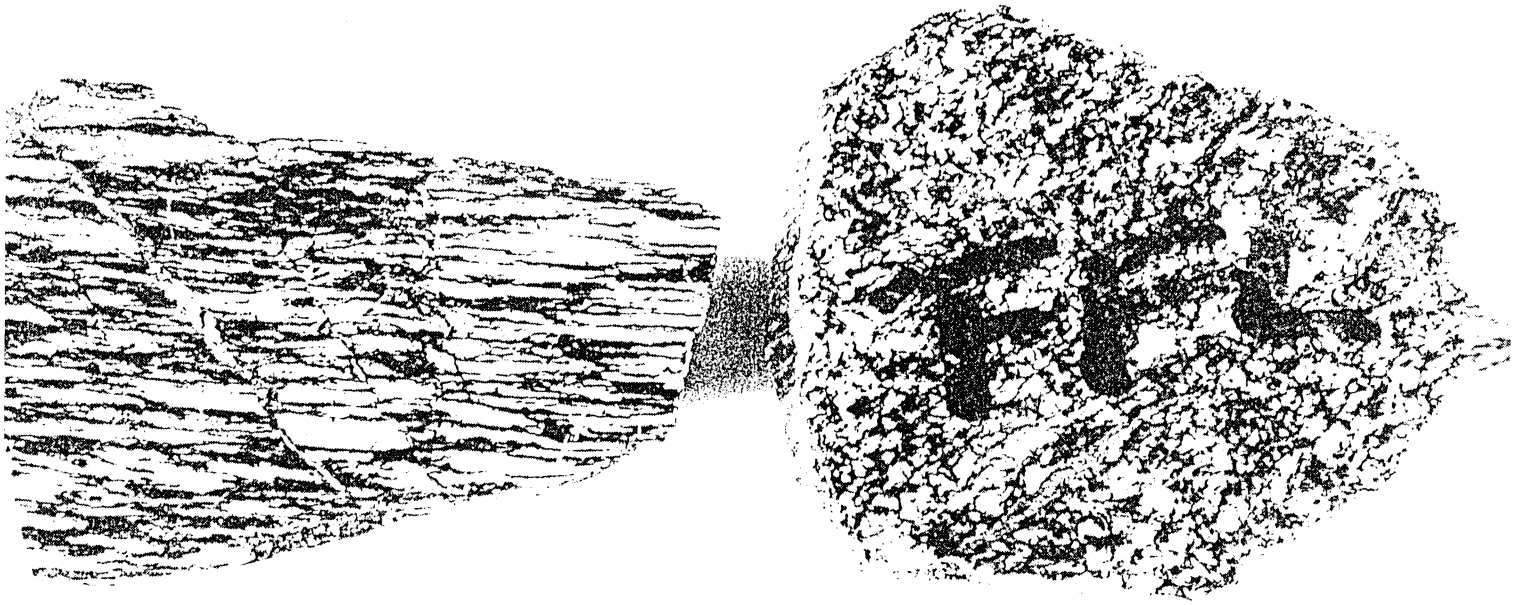


Fig I.4.6: fabrique linéaire (mylonite) de la diorite de Coetmieux-Fort la latta à sa bordure Ouest

chlorite-épidote-opaques-plagioclase-quartz).

I.4.B.2- La déformation cassante.

Surimposée à la déformation ductile précédente, c'est uniquement elle qui affecte la trondhjémite d'Hillion et les séries sédimentaires et volcaniques.

Elle est à relier à une faille décrochante sénestre orientée environ N 30 (fig I41) le long de laquelle se développe une bande de cataclasites de un à deux mètres d'épaisseur.

Dans la trondhjémite elle se traduit par une bréchification importante entrainant la formation de niveaux de bréches tectoniques un peu partout dans le massif (fig I47). De la calcite se concentre dans les fentes et dans la matrice de ces bréches ce qui explique sans doute les teneurs anormalement basses en CaO de la roche (lessivage du calcium par les fluides pendant la cataclase). D'autre part la cristallisation de calcite indique que la déformation s'est produite à des températures trés faible (<200 degrés). Les séries sédimentaires et volcaniques de type Erquy sont également affectées par ce décrochement sénestre et la bréchification mais aucune schistosité pénétrative n'est présente.

CONCLUSION

TEMPS ET DEFORMATION: LE PROBLEME DE L'AGE DES UNITES

Le problème de l'age des unités se pose pour le massif trondhjémitique et les séries sédimentaires qui le surmontent.

Du point de vue tectonique, l'age de la déformation ductile est donné par l'age de mise en place de la diorite de Coetmieux-Fort la Latte c'est à dire 593 MA: il s'agit donc de

la déformation cadomienne; par ailleurs les axes principaux de la déformation et la géométrie sont cohérents avec l'ensemble de la déformation cadomienne dans la région (baie de Saint Brieuc, Saint Cast).

La déformation cassante est postérieure et affecte toutes les unités, certaines de cette unités etant rapportées à la série d'Erquy (Ordovicien inférieur): ce décrochement senestre serait donc hercynien. On retrouve d'ailleurs des décrochements sénestres de même orientation dans des conditions semblables bien que moins intenses dans les séries de grés rouges de Fréhel. Ce décrochement se surimpose, comme le montre le gradient de déformation ductile, à une zone de cisaillement cadomienne. Il semble donc et c'est ici un exemple démonstratif que la déformation hercynienne se localise dans le domaine Nord armoricain sur les anciennes zones de cisaillement cadomiennes qu'elles font rejouer. La déformation hercynienne ne se manifeste pas dans cette région par une déformation ductile mais par une intense cataclase dans des conditions pression-température trés faibles (calcite stable). Ce décrochement peut être considéré soit comme un conjugué sénestre du cisaillement Nord armoricain (330-300 MA), soit en relation avec les failles dextres N 140 environ de même type et correspondre globalement à une compression Nord-Sud (les deux hypothèses n'étant pas d'ailleurs incompatibles).

Reste le problème de l'age de la trondhjémite d'Hillion; là aussi deux hypothèses peuvent être retenues:

1- un massif cadomien:

le faciès se rapproche d'un ~~faciés des galets~~ du poudingue de

Cesson (niveau de base à gros galets), poudingues datés en U/Pb sur zircons à 650 MA (Guerrot 1986). On pourrait donc y voir la région source des conglomérats et donc la bordure du socle bordant le bassin.

2- Un massif hercynien:

dans ce cas il faut lui admettre un age antérieur à 480 MA, age de la série d'Erquy. Il pourrait alors s'agir d'intrusions trondhjémitiques ordoviciennes de types comparables à celles connues en Bretagne Sud (gneiss de Brest, trondhjémite de Douarnenez).

3- Un socle Icartien (2000 MA):

il est difficile d'admettre cette possibilité, aucune datation de cet age n'ayant été obtenu sur le conglomérat de Cesson ni sur les orthogneiss de cette région.

L'hypothèse la plus vraisemblable est un age cadomien antérieur à la mise en place de la diorite. Ce massif est en contact tectonique avec la diorite ce qui explique l'absence de relations intrusives. Toutefois l'absence de déformation ductile importante contraste avec l'intense structuration des séries briovériennes dans la région. Il faudrait admettre sa préservation de la déformation cadomienne majeure, ce qui est déja connu ailleurs, en particulier dans le Nord Est du Trégor où le magmatisme à 620 MA est trés peu affecté par les déformations cadomiennes et mème par l'histoire hercynienne.

I.5- LATE PRECAMBRIAN THRUSTS AND WRENCH ZONES IN NORTHERN BRITTANY

Introduction

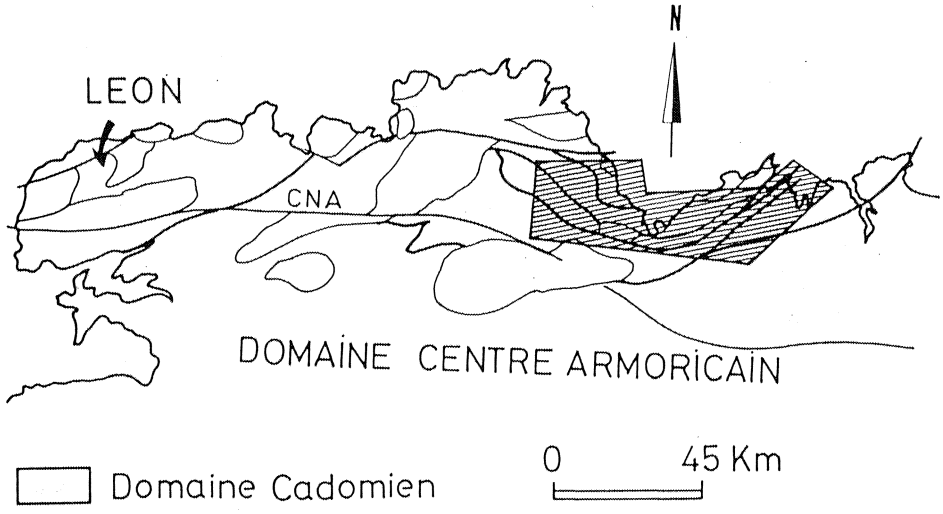
I.5.A- Geological setting.

I.5.B- The imbricate thrust system of the St Brieuc bay.
- I.5.B.1- Lithology and stratigraphy of units.
- I.5.B.2- structures, deformation and strain.
  - I.5.B.2.a- Principal strain trajectories.
  - I.5.B.2.b- Finite strain ellipsoid estimation.
  - I.5.B.2.c- Fabric ellipsoid.
  - I.5.B.2.d- Finite shear components

I.5.C- The senestral wrench zone of St Cast.
- I.5.C.1- Strain analysis.
  - I.5.C.1.a- Strain trajectories.
  - I.5.C.1.b- Strain ellipsoid.
  - I.5.C.1.c- Finite shear components.
  - I.5.C.1.d- Quartz fabric.

I.5.D- Discussion: a general model for the St Brieuc St Cast deformation.
- I.5.D.1- Kinematics of imbricate thrust system.
- I.5.D.2- Discontinuities organisation at the map scale.
- I.5.D.3- Timing of events.

Conclusion.



LATE PRECAMBRIAN THRUST AND WRENCH ZONES IN NORTHERN BRITTANY

Pascal BALE* and Jean-Pierre BRUN**

* Centre armoricain d'étude structurale des socles (C.N.R.S), Univ. de Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex.

** Lab. de Tectonique, Sciences Physiques de la Terre, Univ. Paris VII, 4, pl. Jussieu, 75230 PARIS Cedex 05.

Abstract

Brioverian units of Northern Brittany (Armorican massif; France) are deformed and metamorphised during a late Precambrian tectonic : the Cadomian orogeny. Kinematic study (strain and displacements) in the St Cast - St Brieuc area shows that tectonic is caracterised by the obduction of a back-arc basin over a continental margin around 580-590 Ma. Strain pattern analysis reveals a constant interaction between imbricate thrusts zones toward the South South-West and ductile senestral wrench zones trending N 50. The arcuate pattern of cadomian structures in this area results from such an interaction. Thickening involved by main thrusts induces a migmatisation and the development of an high temperature belt around 540 Ma in the St Malo - Guingamp area.

Introduction

This paper is devoted to the analysis of late Precambrian structures in Northern Brittany (France). Structures, ductile deformation and metamorphism are related to the Pan African times which take the name of Cadomian orogeny in this area. An internal part of this block is studied in the area between Saint Brieuc and Saint Malo (Fig. 1). We show up zones of intense strain with an analysis of strain gradients. Geometry of structures and strain analysis show that kinematic of the system can be related to the interaction of imbricate thrusts and wrench shear zones. This tectonic corresponds to the closing of a back arc basin along a frontal and a lateral ramp around 580-590 Ma. Implications to global tectonic of Cadomian block and its influence on the Hercynian structures are discussed : in particular, the vergence of a possible subduction and the possibility of an oblique convergence at this time.

GEOLOGICAL SETTING

The Cadomian domain of Northern Brittany (Fig. 1) is bounded to the West by the Paleozoic sedimentary plutonic and metamorphic complex of the Leon (Chauris, 1972; Balé and Brun, 1986). This complex was previously considered to include some units of Precambrian metamorphic rocks (Cabanis, 1976). Recent studies by Balé and Brun (1986) have shown that the Leon region would correspond to the Eastern part of a large block of the Variscan collision belt of Southern Brittany displaced to the North-East along a strike slip shear zone during the Devonian times. To the East, the Cadomian domain disappears underneath the mesozoic series of the Paris basin. To the South, it is covered by the Paleozoic series of Central Brittany, and delineated by the North Armorican shear zone (Hirbec, 1979; Watts and Williams, 1980). For the purpose of the present paper, we define three main units into the western part of this Cadomian domain (Figs. 1 and 2).

The Tregor volcanic and plutonic belt is the northernwest unit of the domain. It is composed of :

614 ± 14/10

a) a granite and granodiorite batholith dated to 614 Ma (Graviou and Auvray,

1985) and

b) a band of spilits and keratophyres of Cadomian age (Auvray, 1980) which constitute a calco-alcaline complex of deep origin bearing remnants of an old basement (Icartian in age, 2 000 Ma; Vidal et al., 1981). This volcanic and plutonic belt is considered to represent an island arc of cadomian age bordering a SE dipping subduction (Auvray, 1979).

The St Brieuc metamorphic thrust system (Balé and Brun, 1983) consists of two types of amphibolites respectively derived from gabbros and basalts, and of metasedimentary gneisses and micaschists. This sequence of sediments, volcanics and gabbros is supposed to represent a back arc oceanic crust (Bale and Brun 1983 ; Rabu et al., 1983). The thrust sheets are intruded during and after emplacement by gabbros, diorites and granodioritic plutons dated between 580-590 Ma (Vidal, 1972). The meta-gabbros have been recently dated to 602 Ma (Guerrot, 1985).

The high temperature belt which is the southernmost unit of the domain consists of micaschists, paragneisses and migmatites. Anatectic granites of the St Malo migmatitic dome (Brun, 1977; Brun and Martin, 1978, 1979) have been dated to 540 Ma (Peucat, 1982).

This paper is devoted to the description of structures and analysis of deformation in the St Brieuc thrust system.

THE IMBRICATE THRUST SYSTEM OF THE ST BRIEUC BAY

Lithology and stratigraphy of units

Three types of metamorphic formations imbricated by thrust faults may be recognized in the St Brieuc Bay, namely the Binic and Légué metasediments, the Lanvollon amphibolites, and the Yffiniac meta-gabbros. This whole pile of imbricated units is thrusted over the Lamballe schists and siliceous cherts (Fig. 2a) (Balé and Brun, 1983).

The main petrographic characters of these formations are briefly described from the top to the base of the thrust system.

The Binic and Légué metasediments are detritic formations containing lenses of calc silicates materials. The pelites and sandstones constituting the turbiditic sequences exhibit many evidences of volcanic inheritance (Jeannette, 1971; Rabu et al., 1983). At Binic, the metamorphism is in the low grade except in the vicinity of the St Quay Portrieux pluton where the sediments are hornfelsed. An analysis of metamorphic paragenesis gives a maximum pressure of 300-400 MPA (10 km depth) at the site of emplacement (Fabries et al., 1985). This indicates a maximum thickness of 10 kilometers of the sediments. In the Légué band (Fig. 2a), the metamorphism is in the medium grade and characterized by the following mineral associations : biotite + quartz + garnet $\pm$ chlorite $\pm$ opaques. The Binic sediments were previously considered to be the uppermost formation of the Brioverian lying unconformably on the Lanvollon amphibolites (Jeannette and Cogné, 1968). Rabu et al. (1983) and Balé & Brun (1983) have demonstrated a unique deformation history for the two formations and refuted the evidences for a stratigraphic unconformity.

The Lanvollon amphibolites are a thick unit of fine grain amphibolites displaying highly deformed pillow-lavas and containing locally few sedimentary layers of arkoses and greywackes, and thin bands of acidic volcanics. A polygenic conglomerate (Cesson) is present at the basis of the pile. Metamorphism is of the medium grade. The typical mineral association is blue-green amphibole + plagioclase + chlorite + quartz. The Lanvollon amphibolites were previously considered to represent the lower Brioverian lying unconformably on the Pentevrian basement (Cogné, 1959, 1980). U-Pb dating of granite pebbles from the Cesson conglomerate gives an age of 650 Ma (Guerrot, 1985).

The Yffiniac metagabbros are represented by a thick unit of coarse grain amphibolites which derived from gabbros where original gabbroic textures can be observed locally in undeformed pods. The metamorphic is medium to high grade. Garnet amphibolites, pyroxenites and serpentinites are locally enclosed in this unit. The whole formation was previously considered to be the basement of the

Brioverian series and was attributed to the Pentevrian (Cogné, 1959). Arguing petrological and structural similarities with the Belle-Isle-en-Terre basic formations (Hirbec, 1979) dated at 602 Ma (Peucat et al., 1981), Balé and Brun (1983) predicted a 600 Ma age to the Yffiniac gabbros. This has been recently confirmed by a U-Pb dating on zircon giving an age of 602 Ma (Guerrot, 1985).

Structures, deformation and strain

The emplacement and imbrication of thrust sheets in the St Brieuc Bay is associated with a ductile deformation of the three types of formations whose intensity increases from the North to the South.

Principal strain trajectories were constructed from measurement of stretching lineation (λ_1 axis) and foliation ($\lambda_1\lambda_2$ plane). The stretching lineation is well developped in the Légué metasediments, in the amphibolites and in the metagabbros. It is defined by the preferred orientation of hornblende crystals and the stretched path of plagioclase in the amphibolites and by elongated quartz-feldspar aggregates in the Légué metasediments.

The foliation is unique at the scale of the thrust system. It generally parallels to the layering of the amphibolites or the stratification of the metasediments except in the flat lying Binic metasediments where it dips steeper than the stratification. The strike lines of the foliation ($\lambda_1\lambda_2$) have been constructed at the scale of the thrust system (Fig. 2a). We note that the strike lines parallel the lithological boundaries.

If we divide the surveyed area in two domains,

- the λ_1 lineations display two characteristics directions at the scale of the surveyed area. In the Southern domain, they are steeply plunging toward the NE. In the Northern domain, they are shallow plunging toward the N.NE. The change of direction of λ_1 observed in a narrow zone corresponding to the contact between the Légué metasediment and the Pointe du Roselier amphibolites (Fig. 2a). Nevertheless the relative evolution of the λ_1 plunge and $\lambda_1\lambda_2$ dip is progressive from the South to the North. This is clearly seen on the Triangular diagram (Fig. 2b) whose axes are λ_1 plunge, λ_1 pitch and $\lambda_1\lambda_2$ dip. Points

plotted on the diagram show a continuous variation from thrusting type relationships to situation intermediate between thrusting and wrenching. Note that most of the area are characterized by intermediate type situations.

The analysis of principal strain trajectories confirms the intepretation in terms of a unique phase of penetrative deformation (Rabu et al., 1983; Balé and Brun, 1983) which is in contradiction with the previously prevailing polyphased model (Cogné, 1980). Variations in direction are related to local plutonic intrusions (e.g. : St Quay Portrieux) or contacts between contrasted lithologic units.

- in the contact metamorphism zone around the St Quay Portrieux pluton, a local gradient of finite strain is observed. The Binic metasediments display upright concentric folds with an axial planar cleavage oriented N 80°. Folds axes plunge by 50° toward the NE parallel to the stretching lineation. The interlimb angle of folds progressively decreases toward the contact of the pluton and the cleavage which passes to a metamorphic foliation is itself folded in the immediate vicinity of the contact. Rabu et al. (1983) and Balé (1986) have listed the criteria which indicates this syntectonic character of the pluton emplacement : vertical foliation parallel to the diorite-country rock contact, strong deformation and preferred orientation of metamorphic porphyroblasts in the fold limbs which contrast with low straining and misorientation in the hinges.

The metasediments of the Légué unit display all the characters of the Binic metasediments. In particular, the two units contain the same type of calc silicate layers which have never been observed in the Lamballe sediments. Two types of occurences of these calc silicates are frequent : lenticular lenses to centimeters thick and fine embedded bands strongly deformed and isoclinallly folded where hinges are conservated and limbs suppressed by stretching. An additional character of the Légué unit never observed elsewhere is the presence of metric to decametric open folds deforming the foliation with axes parallel to the stretching lineation and mean axial plane orthogonal to the foliation. The ondulation in the map contours of this unit (Fig. 2a) is attributed to the same deformation event at the map scale. We do not interpret this post-foliation folding to a distinct later phase of deformation. The Légué unit is enclosed

between two thick units of amphibolites in which the post-foliation folds have not developped. It will be seen later that the strain ellipsoid in the Légué unit is of constriction type, indicating a shortening along the λ_2 direction. Therefore it is suggested that this late folding could be induced in the incompetent unit of sediments by differential movements between the two thick and irregularly shaped units of amphibolites.

The coarse grained amphibolites of the Yffiniac unit are heterogeneously deformed. Near the contacts with the Lamballe sediments to the South and with Lanvollon amphibolites to the North, they are strongly foliated and lineated. In the central part of the unit, the deformation is localised in conjugate shear zones delimitating nearly undeformed blocks of gabbros. The shear zones have sharp boundaries indicating high strain gradients. The mean spatial attitude of stretching lineations and foliation is similar in the shear zones and in the boundaries of the Yffiniac unit. This indicates a bulk coherent, but heterogeneous strain field for this unit.

Finite strain ellipsoid estimation

Estimates of the finite strain ellipsoid have been obtained from different types of strain markers respectively, pillow-lavas and volcanic vesicles in the fine grain amphibolites and conglomerates in metasediments. Methods of strain assessment depend on the nature of strain markers and intensity of finite strain.

In the Cesson conglomerate which is located at the base of the Lanvollon amphibolites, two lithological types can be distinguished : the lower level is characterized by large size pebbles whose diameter sometimes exceeds one meter. Most of the pebbles are made of granodiorite, and the others of granite with globular quartz grains. The upper level is polygenic (granodiorite, quartzite, schist, aplite, granite) and contain smaller size pebbles whose mean diameter is decimetric. The matrix is generally of arkosic composition and sometimes amphibolitic. Figure 3 shows the classical aspect of the conglomerate in sections nearly parallel with $\lambda_1 \lambda_3$ and $\lambda_2 \lambda_3$ principal planes of the strain ellipsoid. Large blocks have been collected on the outcrop and sawed parallel to

the three principal planes of strain ellipsoid.

Two types of pebbles were disregarded of the strain measurements respectively these of schist which had high initial reatios due to their planar sedimentary fabric and those of aplite which were almost undeformed (Fig. 3) due to their strong ductility contrast with the matrix. Axial ratios (Rf) and orientations (ϕ) of granodiorite and quartzite pebbles have been measured on several sections parallel to $\lambda_1\lambda_3$ and $\lambda_2\lambda_3$. This kind of pebbles which have a small ductility contrast with the matrix (slight cleavage refraction) slightly underestimate the intensity of strain underground by the matrix. Measurements are treated according to the Rf/ϕ method (Dunnet, 1969). This is justified by the non-spherical shape of pebbles before deformation. Results are reported on table 1 (C1 and C2). The two shape parameters ($K = \frac{\lambda_1/\lambda_2 - 1}{\lambda_2/\lambda_3 - 1}$ Flinn, 1962) of the strain ellipsoid indicate constriction type ellipsoid not far away from plan strain ($1 < K < 3$). The same method was applied to the quartz filled volcanic vesicles in the Roselier amphibolites. The quartz infilling of the vesicles which is of hydrothermal nature just follows the emplacement of volcanic flows. The deformation of such an assemblage is equivalent to this of quartz pebbles in an amphibolitic matrix; and results may be directly compared with those obtained in conglomerates. Plots of Rf/ϕ values on Dunnet (1969) charts sho that initial ratios did not excede 2 (Fig. 4). This initial ellipticity is surely due to the compaction of pillow-lavas following the volcanic-event. Measurements made on the three principal planes sawed in the samples give an excellent correlation for the strain ratios ($\lambda_1/\lambda_3 = \lambda_1/\lambda_2 \times \lambda_2/\lambda_3$) and quasi isotropic initial distribution of the strain markers. Results (table 1) give a constriction type strain ellipsoid ($K = 2.8$ and 3.2). The strain intensity (r parameter $r = \lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3 - 1$) is lower than in the conglomerates.

Strongly deformed pillow-lavas occur at the upper part of the Cesson series near the contact with the metasediments of the Légué series. Because of high axial ratio of the pillow (up to 20 to 1 in the $\lambda_1\lambda_3$ plane) the measurements have been performed directly on the outcrop. The fluctuation or variations in ϕ angle was negligeable so the strain ratio was obtained by calculating the slope of the least square line between long and short axis of pillows (Ramsay, 1967). Because pillow-lavas constitute a close packing assemblage, the volume of matrix

is negligeable. Therefore strain measurements obtained from deformed pillows characterise the whole rock strain. Here again the shape parameter of the strain ellipsoid ($1 < K < 3$) indicates plane to slightly constrictive strains (table 1). Strain intensities are high. The comparison with previous values obtained by the Rf/ ϕ method must be handled with care due to viscosity contrast in conglomerates and vesicular volcanics. Nevertheless because r values are here twice the preceding it is indisputable that the strain intensity is higher at the top of the Cesson series.

As quoted before, the Yffiniac amphibolites are heterogeneously deformed. Strain measurements obtained localy are not representative for the whole mass of the series. However, it was interesting to have an indication of the strain ellipsoid shape in this formation. A measurement was achieved on low strained blocks of gabbros occuring between the conjugate shear zones. Strain markers used for the measurements were retromorphic pods after minerals or patches of minerals (probably pyroxens). The Rf/ ϕ method gives a value $K = 0.91$ (near plane strain, see table 1). The results obtained at the different sites are plotted on a Flinn (1962)'s diagram. Note the ranging of points near the plane strain line ($K = 1$) with a tendency of scattering in the constriction field (Fig. 9).

Fabric ellipsoid

The preferred orientation of $<110>$ axes of blue green amphiboles have been determined in the fine grain amphibolites by texture goniometry. A fabric ellipsoid is computed according to the method described by Gapais and Brun (1981) which gives a Kf shape parameter and a rf intensity parameter. It has been shown (Gapais and Brun, 1981) that Kf is a good approximation of the K value of the strain ellipsoid whether the rf underestimates the r value of strain intensity (Fig. 5). Nine sites have been sampled and treated along the two available natural sections of fine grained amphibolites along the coast (Fig. 6,7,9; table 2). Along the two sections Kf and rf values increases toward the top of amphibolite units indicating a correlation between fabric and strain. It is acknowledged that the amphibolite fabric is not only a function of finite strain and depends on other parameters such as initial fabric, physical mecanisms of deformation, grain size, relative proportions of amphiboles, quartz

and plagioclase. Anomalies have been detected which can be explained by some of these parameters. So, few sample levels with low percentage of amphiboles were characterized by a strong rf decrease although Kf remained unchanged.

The analysis of strain and fabric ellipsoid give common important results :

(1) The bulk finite strain is not far away from plane strain (Fig. 9).

(2) The finite strain ellipsoid is displaced toward the constriction field when the pitch of λ_1 in the $\lambda_1\lambda_2$ plane decreases. Strike-slip attitudes of the stretching lineation give the most constrictive strains whether thrust type attitudes correspond to nearly plane strain (Fig. 8).

(3) As a mean the strain intensity increases from the North to the South (Fig. 9,10).

(4) Local gradients of strain intensity are associated with contact between the three types of lithological units (fig. 6,9,10).

Finite shear components

Evidences for non-coaxial deformation are not very numerous. They are mainly C' type shear bands (Berthé et al., 1979a and b) (Fig. 3) porphyroclast rotation and assymetry of minor folds. They all indicate a shear sens top to the SW or W-SW. Strain intensity gradients associated with lithological contacts are compatible with this interpretation and show that the discontinuities between the units are zones of intense shear.

Spacial variation of principal axes of finite strain

The main contact between Yffiniac metagabbros and the Lamballe formation (Fig. 20a) shows an arcuate pattern at the scale of the map. This arcuate pattern is related to a kinematic evolution of strain (see discussion). The position of principal axes changes along the contact : in particular, stretching lineation λ_1 becomes horizontal on a subvertical $\lambda_1\lambda_2$ plane toward the NE. Shear criterias are always constant in sens. It is possible to follow this progressive evolution to the St Cast area where the zone disappears under the Channel. A detailed study has been realised in this area because of the outcrop of complete sections perpendicular to the structures (Fig. 11).

The senestral wrench shear zone of St Cast

The lithologic units constituting the St Cast shear zone are bounded to the North West by the Plevenon diorite and to the South East by the St Malo migmatites. They mainly consist of para and ortho gneisses and micaschists (Fig. 11). At the Pointe de St Cast occurs a particular rock known as the "Roche St Cast". It is an orthogneiss derived from a leucogranite which is very strongly deformed. Micaschists and gneisses from the Pointe de la Garde derived from two types of sediments. The first type is made of dark and fine grain plagioclase rich gneisses containing calc silicates layers and volcanic type quartz grains. They are fairly comparable with Binic and Légué metasediments. The second type is more pelitic and contain phtanitic layers which are believed to be typical of the Lamballe series (Cogné, 1980). The two types of metasediments are interbedded. This situation seems to us to result from a strong tectonic imbrication during the deformation. This point will be discussed later.

All these units are metamorphosed in the amphibolite facies. Biotite and garnet are seen to be stable in the foliation surfaces. Locally sillimanite is present and metatexites (Menhert, 1968) are developed and traduce a incipient partial melting especially at St Cast harbour and Pointe de la Garde. All lithologic types are strongly deformed.

STRAIN ANALYSIS

Strain trajectories

A northern domain (a on Fig. 11) is characterized by a nearly vertical foliation plane ($\lambda_1\lambda_2$) striking N 50-60 bearing a strong stretching lineation (λ_1) especially well marked in gneisses (Fig. 16a). In the micaschists which have a $L > S$ type fabric (Flinn, 1965), the lineation is underlined by quartz feldspar aggregates. In this zone, the pitch of λ_1 in the $\lambda_1\lambda_2$ plane is never greater than 30°. In the southern domain, the foliation is locally crenulated and deformed by open folds. The stretching lineation whose low pitch and strike are constant over most of the domain is locally deviated around folds (Fig. 11).

A plot of λ_1 pitch against $\lambda_1\lambda_2$ dip (Fig. 12) demonstrates the dominant

strike slip character of the whole shear zone. Only few points fall in the intermediate field between strike-slip and thrust shears.

Strain ellipsoid

Markers suitable for strain analysis were found only at few sites. A qualitative interpretation was made using the symmetry of L-S fabrics or tectonites (Flinn, 1965). The figure 13 illustrate the variations of L-S fabrics accross the shear zone from the "Baie de la Fresnaye" to the "Plage des Quatre-Veaux". Most of the zone is characterized by L-S fabrics. The "Pointe de St Cast" and "Pointe de la Garde" outcrops display a strong lineation (L > S fabric) and the southern domain defined before (Fig. 11) a strong foliation (S > L fabric).

At St Cast, strain measurements were performed using micaceous xenoliths in orthogneisses. For two sites, long and short axes of the xenoliths were directly measured on the outcrop in the foliation plane ($\lambda_1 \lambda_2$) and in a plane perpendicular to the stretching lineation ($\lambda_2\lambda_3$). The strain ratio was obtained by plotting long axes versus short axes and computing slope of the best straight line (least square method). For a third site, the fluctuation in orientation of xenoliths was high in the $\lambda_2\lambda_3$ plane for the previous method to be used. Samples were cut and measured in the laboratory. Strain ratios were computed using the Rf/ ϕ method. Results are plotted on a Flinn diagramm (Fig. 14) and reported on table 3. For two sites, the K parameter (1,71 and 1,5) indicates nearly plane strain or slightly constrictive type ellipsoids. The third site sampled in a mylonitic shear zone gives a highest K value (3,18) and a strong strain intensity (r = 8.1) certainly underestimated, the extremities of xenoliths long axis being difficult to locate precisely in ultramylonites.

In the southern domain, the strain ellipsoid shape was estimated from deformed veins using the minimum strain ellipsoid method of Talbot (1970). Because veins appeared during the deformation, the strain parameters K and r obtained by this method are certainly not representative for the whole strain underwent by rocks. They should represent a late finite strain increment. Results are plotted on a Flinn diagramm (Fig. 14) and reported in table 3. K

values range between 0,2 and 0,3 indicating flattening type strain ellipsoids. r values are low (between 1,5 and 2,5). Even if these strain intensity amounts do not represent the bulk finite strain, it is striking that the strain intensity in this area is lower than in the northern domain. This conclusion is corroborated by examination of mesoscopic fabrics.

In conclusion, the finite strain accross the shear zone is characterized by :

(1) An increasing strain intensity from the South to the North.
(2) Nearly plane strain, except at the South where the strain is of flattening type and in the zones of very intense strain where the strain becomes slightly constrictive (Fig. 15).

Finite shear components

Evidences for non-coaxial deformation are very numerous. All criterias indicate a bulk left hand finite shear component striking N 40.

Shear bands : are well developped in gneisses. In the northern domain and especially at the "Pointe de la Garde" and the "Pointe de St Cast", C/S structures and C' shear bands (Berthé et al., 1979a and b) are well represented. At the "Pointe de St Cast", the "Roche St Cast" (gneissified leucogranite during its emplacement) displays very clear left hand C/S structures in which the C shear bands are centimetrically spaced. The regularity of the C/S fabric gives a very homogeneous aspect to the rock (Fig. 16c). At the scale of the outcrop, the angle between C and S is always lower than 20°. When C and S planes are near parallel C' shear bands become to develop and finite strain passes from plane strain to constriction and the stretching lineation becomes stronger (Fig. 14, 15). The transition is relatively sharp and a progressive decrease of the C/S angle is not observed. The strain pattern in the country rocks is apparently contrasting with the pattern in the deformed intrusion. The deformation of the country rocks which is made of orthogneisses derived from granodiorite material is heterogeneous at the scale of the outcrops. Anastomosing conjugate shear zones delimitate low strained lenticular blocks. Left hand shear zones striking N 40-50° are more numerous than right hand shear zones. The two sets of shear

zones are compatible with a bulk left hand wrench shear interferring with the "Roche St Cast" emplacement and do not result from two superposed deformations (Gapais et al., 1986, Balé and Gapais, in prep.). The bulk foliation plane is constant in orientation and parallel with the foliation in the "Roche St Cast".

The "Pointe de la Garde" gneisses are the more intensely strained rocks of the section. C and S planes are parallel and C' shear bands are locally well developped (Fig. 16b) and indicate a left hand wrenching component. At some places conjugate shear bands indicating a right hand shear have been observed. Here again finite strain are slightly constrictive and the stretching lineation is very strong. In the southern domain (Fig. 11), shear bands are less numerous than in the northern domain. The contact with the St Malo migmatites to the South is characterized by a late right hand and narrow shear zone. This deformation which affects the migmatites themselves is supposed to be later than 540 Ma (age of the anatectic granite; Peucat, 1982). We relate right hand kink bands and "en échelon" veins in the micaschists of the southern domain to this event.

Others shear criterias have been observed at the sample and outcrop scales or in thin section : rotation of quartz veins, rotation of porphyroclasts, asymetric pressure shadows around feldspars, and asymetric quartz fabric as following (Fig. 17).

Quartz fabric. An analysis of quartz fabric in quartzite sample from the "Pointe de la Garde" has been performed using a texture goniometer. The figure 17 shows preferred orientations of $< 10\bar{1}4 >$ (which gives a good description of the preferred orientations of C axes; Gapais, 1979) and $< a >$ axes in the $\lambda_1\lambda_3$ plane. The asymetry of fabric diagrams indicates the non-coaxial character of the deformation and confirms the left hand wrenching component deduced from mesoscopic shear criterias. The statistical orientation of $< 10\bar{1}4 >$ axes shows concentrations parallel with λ_2 and λ_3 strain axes indicating both prismatic and basal slips. The lack of $< a >$ axes concentrations on λ_3 tend to prove the predominance of basal slip. From the finite strain point of view, these types of quartz fabric result from plane strain type ellipsoid (Gapais and Cobbold, 1986).

Folds. Most of the observed folds are of metric scale. They are compatible with the bulk left hand wrenching. In the northern domain, fold axes are parallel to the stretching lineation (Fig. 18). At the "Pointe de la Garde", sheath folds are marked by calc silicate bands or quartz and quartz feldspar veins. At the same place occur syntectonic folded dykes of granite. In the southern domain, folds which deformed the foliation are more open and fold axes have a strong dip (Fig. 18).

In conclusion, the analysis of strain trajectories, finite strain ellipsoid and finite shear components demonstrate that the St Cast area is a large left hand wrenching shear zone. The finite strain gradients inside the zone are associated with two zones of preferential movement at the "Pointe de St Cast" and the "Pointe de la Garde" (Fig. 19). We note that they correspond to contacts between micaschists and gneisses.

DISCUSSION : a general model for the St Brieuc - St Cast deformation

Kinematics of imbricate thrust systems

Coherence of strain caracteristics from a unit to an other, their local and regional variations show that all these units are tangentially sheared toward the South West. The main thrust is underlined by the contact between the gabbroic unit and the "schistes et phtanites de Lamballe". Repetition of metavolcanics and sediments at the north of the Légué river is probably due to a second thrust created at the gabbro-volcanics interface. Inside this imbricate thrust system, units glide one another over each others. However the position of the λ_1 axis on the $\lambda_1\lambda_2$ plane and associated shear criterias show that there is a spacial kinematic change. A senestral wrench shear component interacts at each place with thrusting. The evolution of the strain ellipsoid parameters is related to the relative importance of this wrench component. Results of strain analysis indicate that wrench component is more and more important toward the north in the St Brieuc units and it dominates within the St Cast area.

Discontinuities organisation at the map scale (Fig. 20)

The trajectories mapping of foliation plane and stretching lineation respectively consider as $\lambda_1\lambda_2$ plane and λ_1 axis show a continuity from the St Brieuc area to St Cast. $\lambda_1\lambda_2$ plane trace is curved regionally and it is accompanying by a variation of the position of λ_1 axis within this plane. This continuity is particularly well exposed along the main shear zone (MCT : main cadomian thrust !). Gradient studies have lead us to reveal several zones of intense strain. Two types of shear zones can be described (Fig. 21) :

- limits of different paleogeographic domains (continental-back arc basin limit as the MCT),
- preferential shear zones at the lithological interfaces within one domain.

The main faults at the map scale are of the first type and are, in fact, suture zones. Faults of the second type contribute to accomodate deformation inside a domain (Légué and Roselier shear zones : formation of duplex ?).

Timing of the events :

Gabbro-dioritics plutons intrude thrust contacts at several places and have been dated at around 580-590 MY (St Quay-Portrieux diorite, Coetmieux-Fort la latte diorite, St Brieuc granodiorite). Structures of some intrusions show that their emplacements are synkinematic of the regional tectonic ; that is the case for the St Quay-Portrieux diorite (Rabu et al 1983, Bale 1986) and the Coetmieux-Fort la latte diorite which shows a strong fabric parallel to the regional stain trajectories (Genestier 1984). The opening of the St Brieuc basin is dated by the cristallisation of the Yffiniac and Belle Isle en terre gabbros. These gabbros have been separately dated and have given the same age of 602 MY (Hirbec 1979, Peucat et al 1981, Guerrot 1985). These ages (around 600 MY for the cristallisation and around 580-590 MY for metamorphism and syntectonic intrusions) mean that the space of time separating the opening of the basin from the thrusting of units toward the S SW is very short. It means that, if the pile sediments-volcanics-gabbros represents a part of an oceanic crust deformed and metamorphised during its obduction toward the South, it can not represent a large oceanic domain. Some geochemical elements at our disposure on the

Volcanics and gabbros (Hirbec 1979, Rabu et al 1983, Peucat et al 1981) tend to show that it would rather be an immature crust (early oceanisation). This wrench-thrust tectonic could represent the closing of a back-arc basin. A migmatisation of the thrusted units appears at the front of the thrust system to the south and south east. This High temperature belt is represented by the Guimgamp and St Malo migmatites domes. At St Malo late anatexis granite have been dated at around 540 MY (Peucat 1982).

Conclusion : Cadomian strain pattern in the St Brieuc-St Cast area : an interaction between thrusts and wrench shear zones along a frontal and lateral ramp.

During the cadomian time, the devellopment of a frontal and a lateral ramp, related perhaps with boundary irregularities of the continent, results to a regional interaction of a ductile wrench shear zone striking N 40-50 and imbricate thrusts toward the S SW. The main result of this interaction is the creation of an arcuate pattern of cadomian structures in this area. We propose an evolutive sketch of the cadomian events which is the following (fig 22,23) :

1- around 600 MY, opening of a marginal basin (St Brieuc-Belle Isle en terre formations).

2- around 590 MY, closing of the basin and general thrusting toward the S SW.

3- between 580 and 540 MY
- devellopment of lateral and frontal ramp, according to boundaries effects, operating respectively as wrench shear zone near St Cast and imbricate thrusts near St Brieuc resulting in the formation of an arc (fig 22).
- migmatisation and devellopment of migmatites domes within the thrusted units. Propagation of thrusts in these units.

4- post 540 MY, late dextral movements (normal faults ?) along contacts with migmatites domes.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. - Litholigical and structural map of the cadomian domain of Northern-Brittany.

Fig. 2 a. - Geological and structural map ; 1, Yffiniac Formations (Metagabbros) ; 2, Lanvollon Formations (Metavolcanics) with pillow-lavas (PL) and conglomerates (C) ; 3, Binic and Légué Formations (Metasediments) ; 4, Dioritic and granodioritic intrusions ; 5, Lamballe schists and phtanites ; 6, thrust faults ; 7, cleavage trajectories ; 8, strectching lineations. b. Diagram showing from NW to SE the relative evolution of the $\lambda_1 \lambda_2$ plane dip (foliation) and the pitch or plunge of the λ_1 direction (stretching direction). Numbers refer to stations quoted on figure 2 a.

Fig. 3 - Photographs of different strain markers used to estimate strain ellipsoid. a. Poudingue de Cesson ($\lambda_2 \lambda_3$ plane). b. Poudingue de Cesson ($\lambda_1 \lambda_3$ plane). c. Deformed pillow-lavas at the Pte de Cesson ($\lambda_1 \lambda_3$ plane). d. Deformed vesicles in amphibolites at the Pte du Roselier ($\lambda_1 \lambda_3$ plane). e. C' type shear band in amphibolites near the contact Binic unit-Cesson unit (senestral).

Fig. 4 - Two examples of strain measurements using Dunnet Method.

Fig. 5 - Comparison between strain ellipsoid parameters and amphibolite fabric parameters (a : K and KF, b : r and rf).

Fig. 6 - Change in fabric ellipsoid parameters along a synthetised cross-section.

Fig. 7 - Representation of a fabric intensity gradient within amphibolites. a. Frequency histogram of amphiboles long axis repartition using optical microscope. b. Pole figure of $<110>$ axes of amphiboles using texture goniometry.

Fig. 8 - Diagram showing the relation between λ_1 pitch and K parameters.

Fig. 9 - Geometrical characteristics of finite strain ellipsoids (black dots) and fabric ellipsoids of amphibolites (open circles) between Cesson and Binic

Formations. Numbers refer to stations quoted on figure 2 a.

Fig. 10 - Interpretative cross-section of the Bay of St Brieuc between St-Quay and Yffiniac. The curve shows qualitatively the evolution of strain intensity. Their parameter value ($r = \lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3 - 1$) is indicated for three of the stations quoted on figure 2 a.

Fig. 11 - Geological and structural map of the St Cast area.

Fig. 12 a. Diagram showing the statistic attitude of λ_1 on $\lambda_1\ \lambda_2$ plane. b. Stereo plot of stretching lineation (λ_1). S represents the average $\lambda_1\ \lambda_2$ plane.

Fig. 13 - Qualitative shape parameters of strain ellipsoid using Flinn tectonite methods along a N/S cross-section through the St Cast Shear Zone (Black dot represents the quantitative measurements).

Fig. 14 - Flinn diagram showing quantitative measurements of strain ellipsoid.

Fig. 15 - Evolution of K parameters versus r parameter.

Fig. 16 a. Quartz rods showing the strong horizontal strectching lineation at St Cast (Pte de la Garde) $\lambda_1\ \lambda_2$ plane. b. Senestral C' shear bands within mylonites at the Pte de la Garde $\lambda_1\ \lambda_3$ plane. c. Senestral C-S type relation in the Rock St Cast.

Fig. 17 - Pole figure of quartz fabric. a. $<10\bar{1}4>$ axes. b. <a> axes. Note the senestral asymetry of the pole figure (Pte de la Garde).

Fig. 18 - Stereoplot of folds axis in the St Cast area.

Fig. 19 - Sketch of the two main shear zones in the St Cast area.

Fig. 20 - Structural map of cadomian tectonic and location of cross sections. b. Cross sections in the St Brieuc-St Malo Cadomian Zone.

Fig. 21 - Possible relation between thrusts and regional units.

Fig. 22 - Model of possible progressive development of arcuate structures in St Brieuc-St Malo area.

Fig. 23 - Synthetic model of ramp tectonic during cadomian time.

AUVRAY B., 1979. Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. Thèse d'Etat, Rennes, 681 p.

BALE P., BRUN J.P., 1983. Les chevauchements cadomiens de la Baie de St Brieuc. C.R. Acad. Sci. Paris, 297, Sie II, 359-362.

BALE P., BRUN J.P., 1986. Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éohercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. Bull. Soc. géol. France, (8), II, 3, 471-477.

BALE P., 1986. La tectonique cadomienne dans l'Est du Tregor. Bull. B.R.G.M. (submitted).

BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P., 1979 a. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the examples of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., 1, 31-42.

BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D., 1979 b. Orientations préférentielles du QZ et orthogneissification progressive en régime cisaillant : l'exemple du Cisaillement Sud-Armoricain. Bull. Minéral., 102, 2-3, 265-272.

BRUN J.P., 1977. La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple : le Massif de Saint-Malo (Massif Armoricain, France). Can. Jour. Earth Sci., 14, 1697-1707.

BRUN J.P., MARTIN H., 1978. Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution d'un dôme migmatique : le Massif de St Malo (France). Bull. Soc. géol. France, XX, 1, 91-101.

BRUN J.P., MARTIN H., 1979. The St-Malo Migmatite Belt : a late precambrian gneiss dome. A comment. Precamb. Res., 8, 137-143.

CABANIS B., 1976. Arguments en faveur d'un socle orothogneissique dans le Pays du Léon (Bretagne). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 282, 263-266.

CHAURIS L., 1972. Légende de la Feuille au 1/80 000. 3ème édition, Brest. B.R.G.M.

COGNE J., 1959. Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en Baie de St Brieuc (Côtes du Nord). Bull. Soc. géol. France, (7), 1, 112-118.

COGNE J., WRIGHT A.E., 1980. L'orogène cadomien. In : Coll. Géologie de l'Europe, 26e Congr. Géol. Intern., Paris, 29-55.

DUNNET D., 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, 7 (2), 117-136.

FABRIES J., ARNAUD G., CONQUERE F., 1985. Paragenèse à biotite-cordiérite-antophyllite dans l'auréole métamorphique au Sud du pluton gabbro-dioritique de St Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Bull. Soc. géol. France, (8), I, 3, 435-440.

FLINN D., 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. Q. J. Geol. Soc. Lond., 118, 385-433.

FLINN D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. Geol. Mag., 102, 36-45.

GAPAIS D., 1979. Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne Centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio, Finlande). Thèse 3e Cycle, Rennes, 261 p.

GAPAIS D., BALE P., CHOUKROUNE P., COBBOLD P., MAHDJOUB Y., MARQUER D., 1986. Bulk kinematics from shear zone patterns : some field examples. J. Struct. Geol., submitted.

GAPAIS D., BRUN J.P., 1981. A comparison of mineral grain fabrics and finite strain in amphibolites from Eastern Finland. Can. J. Earth Sci., 18, 6, 995-1003.

GAPAIS D., COBBOLD P., 1986. Slip system domains 2 : kinematics aspects of fabric development polycrystalline aggregates. Tectonophysics, submitted.

GENESTIER V., 1984. Pétrologie d'une intrusion calco-alcaline et de ses enclaves : le Massif cadomien de "Fort la Latte" (Bretagne Nord). Rapport DEA, Rennes, 52 p.

GRAVIOU P., AUVRAY B., 1985. Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 8, 301, Sie II, 5, 1315-1318.

GUERROT C., 1985. Géochronologie et géochimie des roches basiques de la Baie de St Brieuc. Rapport DEA, Rennes, 33 p.

GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L., 1986. Age du Précambrien sédimentaire (Briovérien) dans le Massif Armoricain. IIe R.S.T., Clermont-Ferrand, p. 86.

HIRBEC Y., 1979. Le complexe basique de Belle-Ile-en-Terre (Côtes du Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain. Thèse 3e Cycle, Rennes, 146 p.

JEANNETTE D., COGNE J., 1968. Une discordance majeure au sein du Briovérien du Flanc Ouest de la Baie de St Brieuc. C.R. Acad. Sci. Paris, 226, 2211-2214.

JEANNETTE D., 1972. Analyse tectonique des formations précambriennes : Etude du NE de la Bretagne. Sciences Géologiques (Strasbourg), Mém. N° 36, 175 p.

MENHERT K.R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, 393 p.

PEUCAT J.J., 1982. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb). Examples choisis du Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabilie. Thèse Etat, Mém. CAESS, Rennes.

PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNE J., CORNICHET J., 1981. Late proterozoic zircon age from a basic ulltrabasic complex. A possible cadomian orogenic complex in the hercynian belt of Western Europe. Geology, 9, 1981, 169-173.

RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J., 1983. Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en Baie de St Brieuc (Massif Armoricain). Bull. Soc. géol. France, 1983, (7), XXV, 4, 615-621.

RAMSAY J., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, New York, 568 p.

TALBOT C.J., 1970. The minimum. Strain ellipsoid using deformed quartz veins. Tectonophysics, 9, 47-76.

VIDAL Ph., AUVRAY B., CHAUVET J.F., COGNE J., 1972. L'âge radiométrique de la diorite de St Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Ses conséquences sur le Briovérien de la Baie de St Brieuc. C.R. Acad. Sci. Paris, 275, D, 1323-1326.

VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R., COGNE J., 1981. Precadomien relicts in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian-Hercynian Belt. Precambrian Research, 14, 1-20.

WATTS M.J., WILLIAMS G.P., 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. J. Struct. Geol., 1, 4, 323-332.

ACKNOLEDGEMENTS

Special thanks are due to P. CHOUKROUNE and D. GAPAIS for their useful comments on the manuscript.

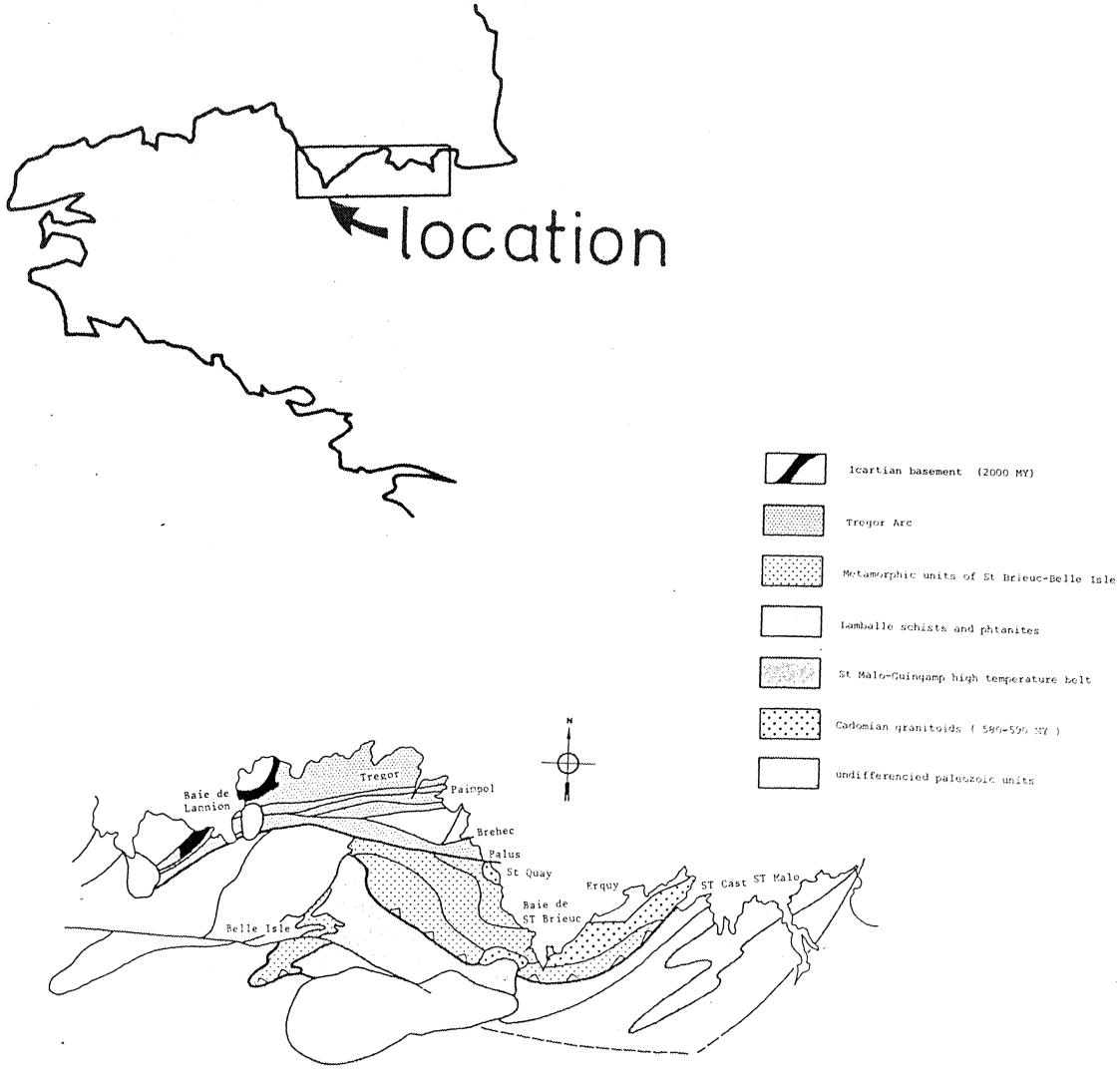
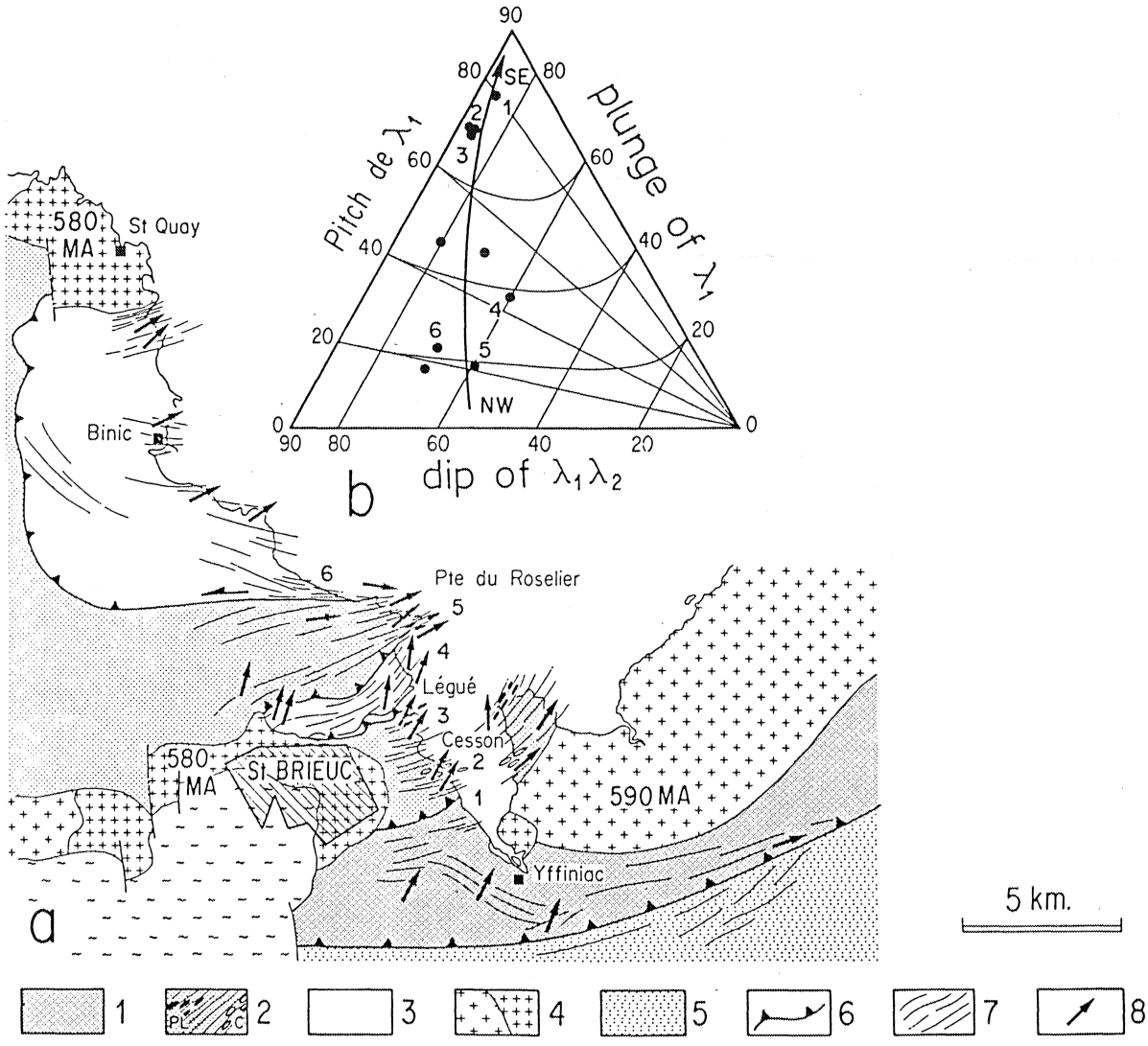

location
Icartian basement (2000 MY)
Tregor Arc
Metamorphic units of St Brieuc-Belle Isle
Lamballe schists and phtanites
St Malo-Guingamp high temperature belt
Cadomian granitoids (580-550 MY)
undifferencied paleozoic units
N
Tregor
Baie de Lannion
Painpol
Brehec
Palus
St Quay
Erquy
ST Cast
ST Malo
Baie de ST Brieuc
Belle Isle

FIG 1



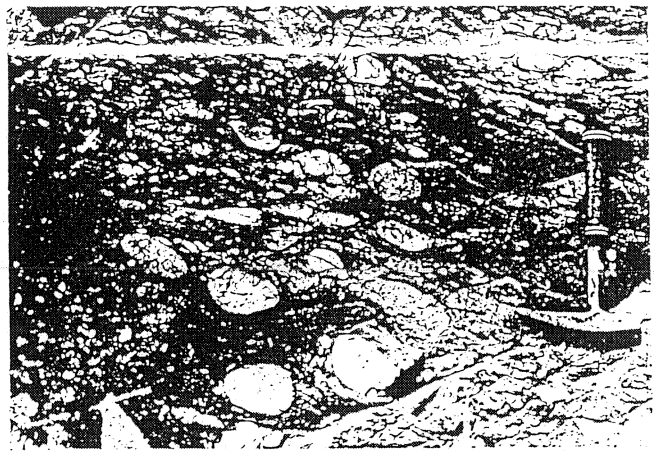
1: Yffiniac metagabbros. 2: Lavollon amphibolites (with conglomerates and pillow-lavas). 3: Binic unit. 4: cadomian granitoids. 5: Lamballe schists and phtanites. 6: thrusts. 7: foliation trajectories. 8: stretching lineation.

FIG 2

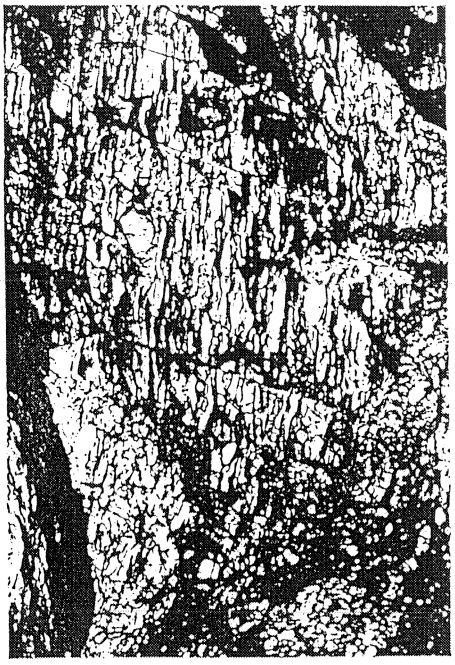
STRAIN MEASUREMENTS IN SAINT-BRIEUC BAY

SITES	NATURE OF ROCKS	STRAIN MARKERS	METHOD OF STRAIN MEASUREMENTS	λ_1 / λ_2 (a)	λ_2 / λ_3 (b)	K	r
CESSON C 1	(ARKOSE) CONGLOMERATE	PEBBLES	DUNNET (Rf/Ø)	3,6	2,1	2,36	4,70
CESSON C 2	(ARKOSE) CONGLOMERATE	PEBBLES	DUNNET (Rf/Ø)	3	2,1	1,82	4,10
ROSELIER $R\ O_1$	AMPHIBOLITE	VESICLES (QUARTZ)	DUNNET (Rf/Ø)	2,6	1,5	3,2	3,1
ROSELIER $R\ O_2$	AMPHIBOLITE	VESICLES (QUARTZ)	DUNNET (Rf/Ø)	2,4	1,5	2,8	2,9
Pte de CESSON	AMPHIBOLITE	PILLOWS-LAVAS	RAMSAY	5	4	1,3	8
YFFINIAC	GABBRO	MINERAL RELICTS	DUNNET (Rf/Ø)	2	2,1	0,91	3,1

TAB 1

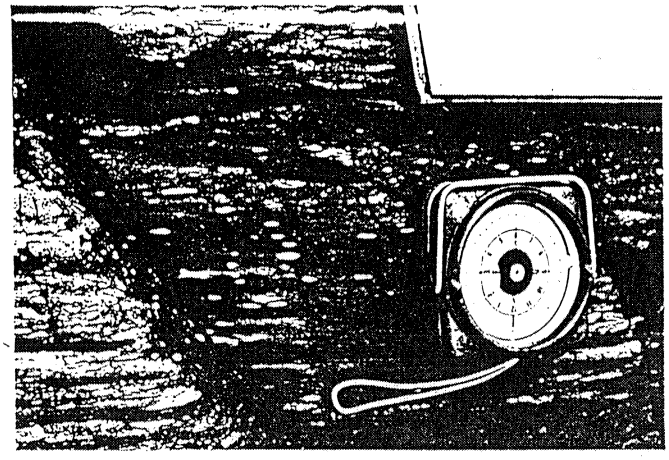


a

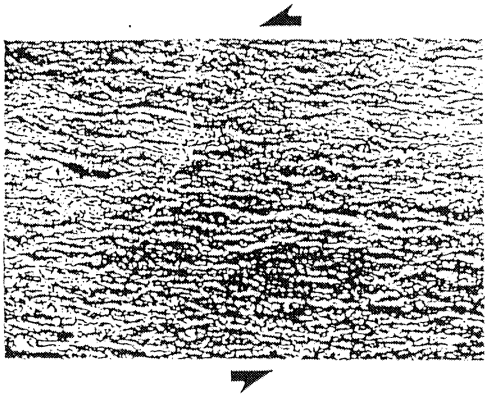


b

c



d

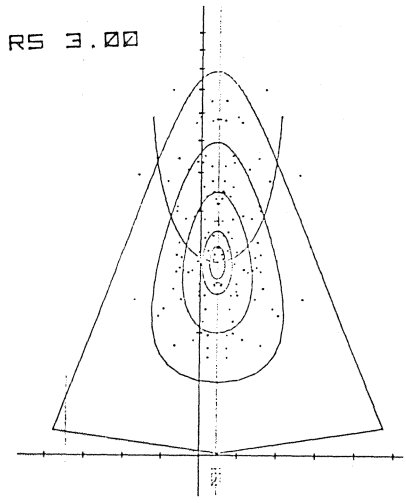


e

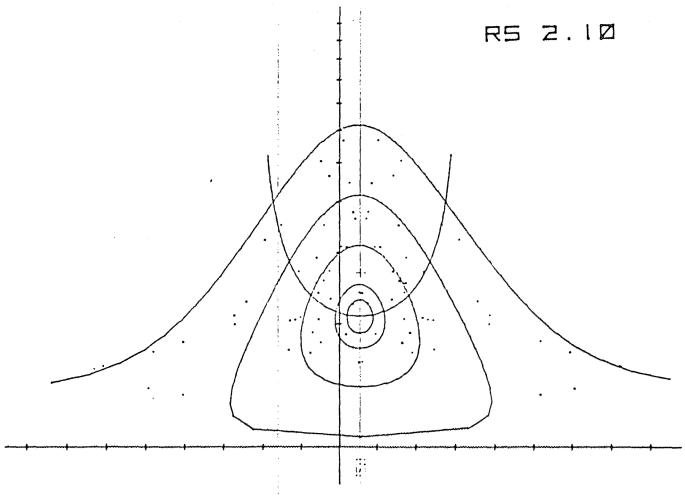
c'

cs

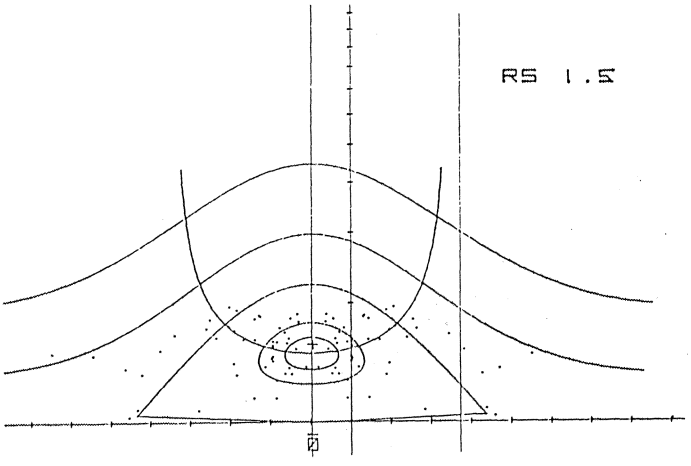
FIG 3



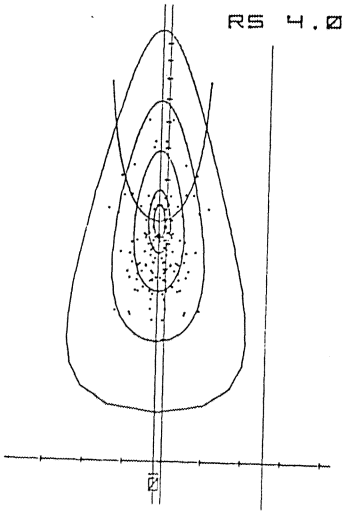
ECHANTILLON NO GC
SECTION XY
NB POINTS 63



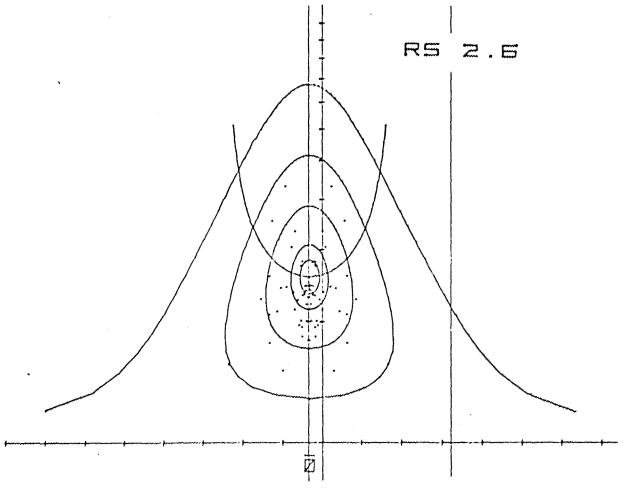
ECHANTILLON NO GC
SECTION YZ
NB POINTS 30



ECHANTILLON NO R.
SECTION YZ
NB POINTS 45

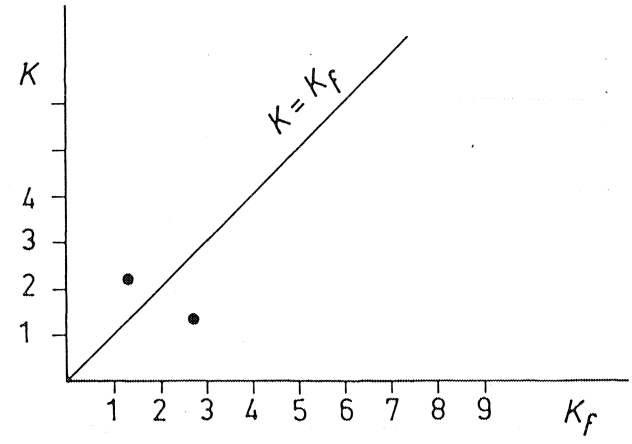


ECHANTILLON NO R.
SECTION XZ
NB POINTS 70

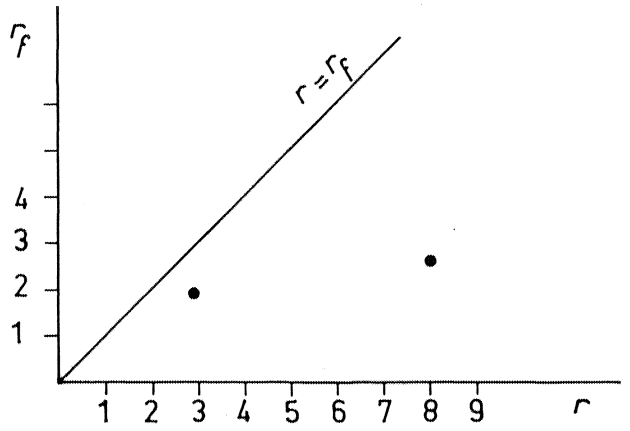


ECHANTILLON NO R.
SECTIONXY
NB POINTS 36

FIG 4



a



b

FIG 5

FABRIC ELLIPSOIDE in deformed amphibolites

SITES	λ_1 / λ_2	λ_2 / λ_3	Kf	rf
C 2	1,31	1,61	0,51	1,92
L 6_a	1,82	1,85	0,96	2,67
L 6_b	1,82	2,28	0,64	3,10
GT 3	2,04	1,47	2,22	2,51
M 2	1,74	2,32	0,56	3,06
R 0	1,45	1,94	0,47	2,39
R 3 2	1,53	1,39	1,37	1,92
R 1	2,41	2,07	1,33	3,48
H 4	2,24	1,44	2,82	2,68

TAB 2

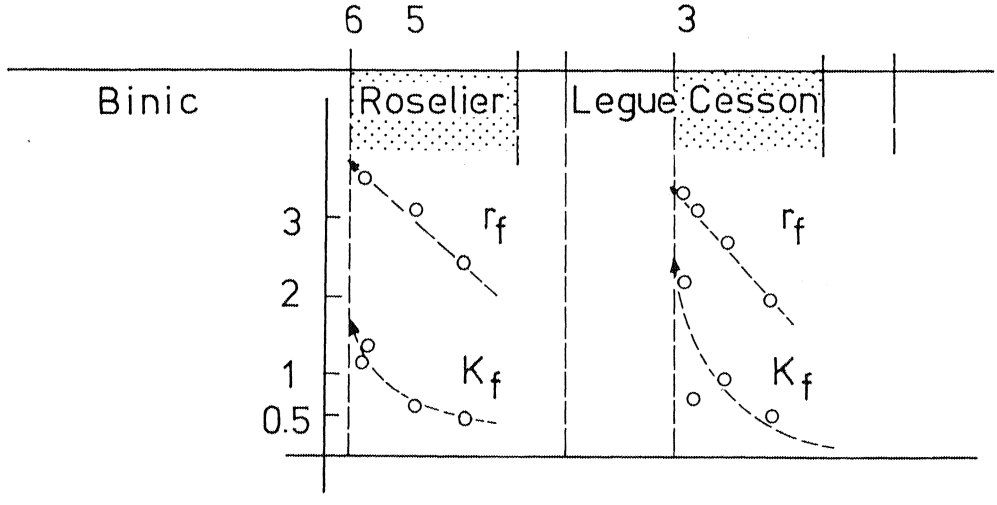


FIG 6

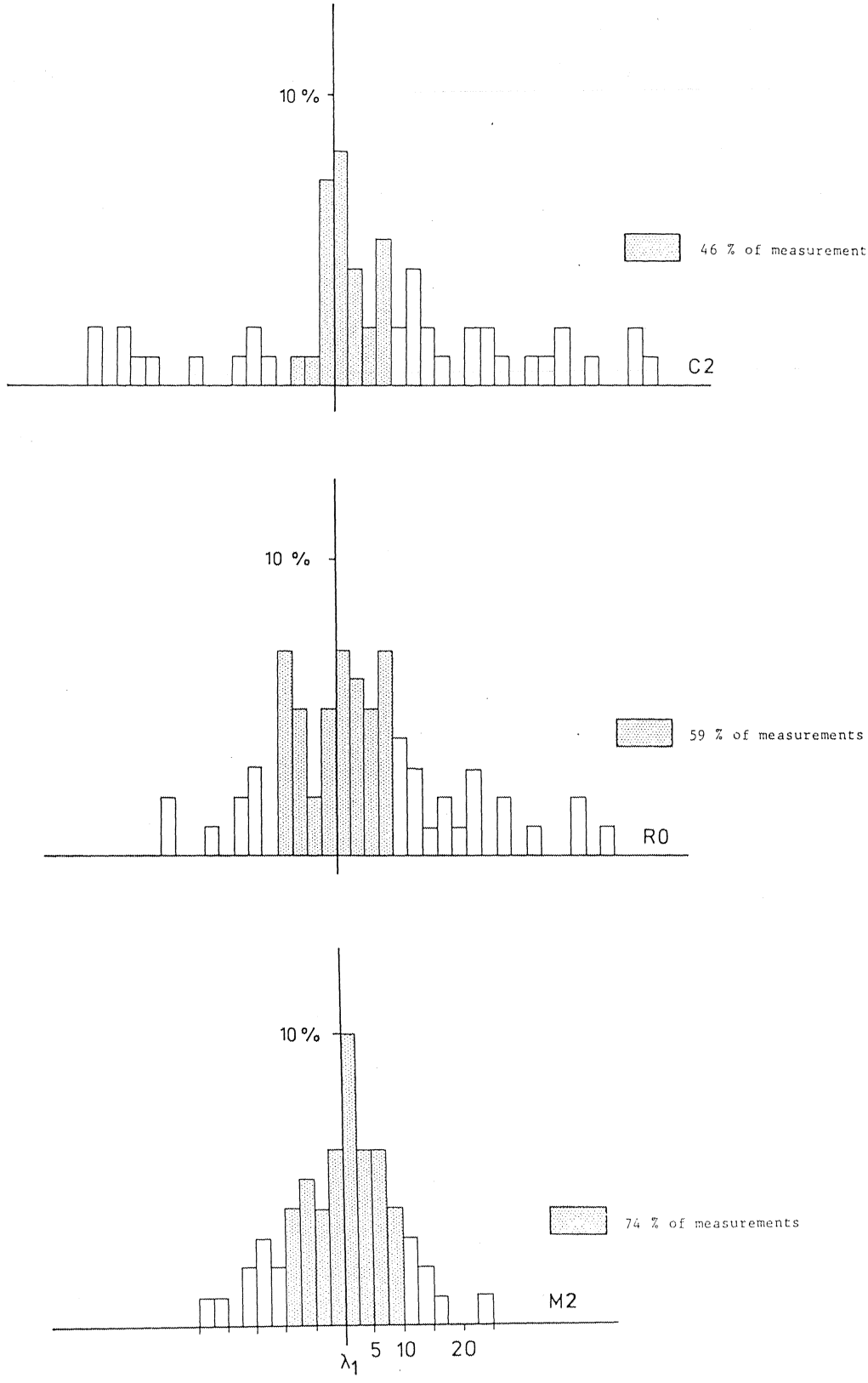
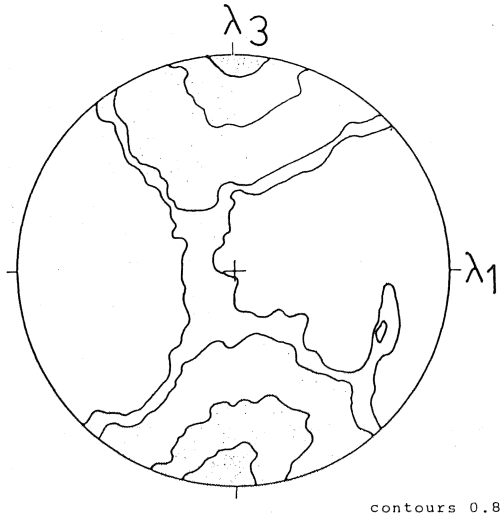
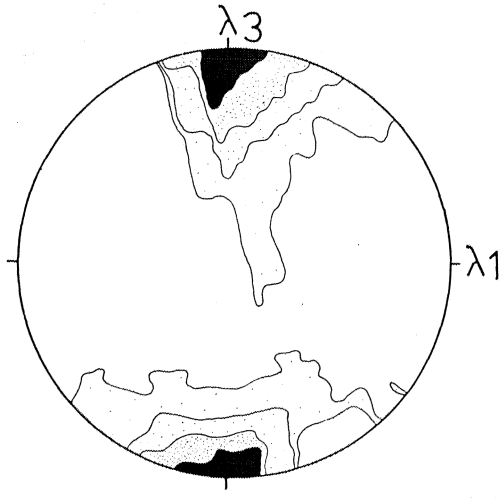

10 %
46 % of measurements
C2
10 %
59 % of measurements
R0
10 %
74 % of measurements
M2
λ1 5 10 20

FIG 7 a



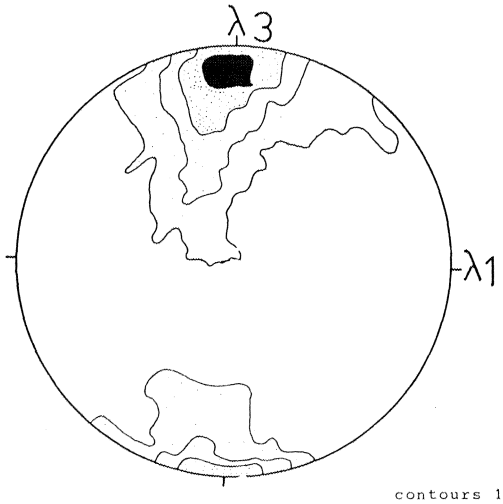
C_2

contours 0.8,1,2,3 x uniform distribution



R_0

contours 1,2,3,4 x uniform distribution



M_2

contours 1,3,5,7 x uniform distribution

FIG 7 b

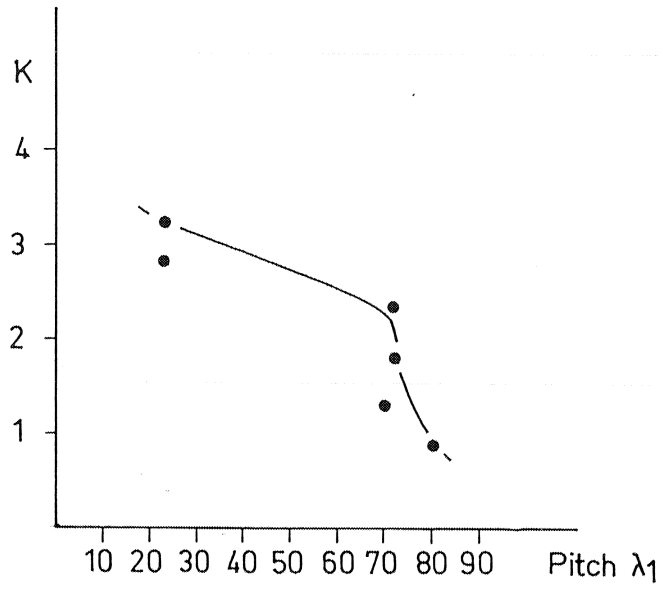

K
4
3
2
1
10 20 30 40 50 60 70 80 90
Pitch λ1

FIG 8

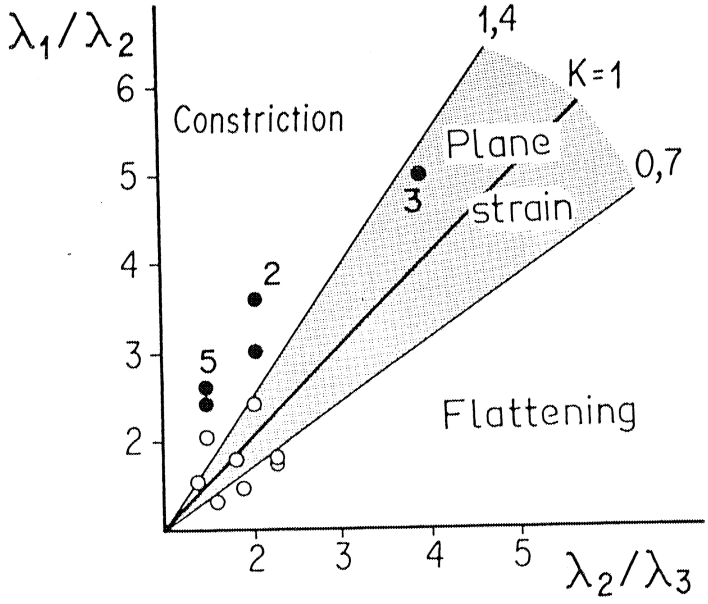

λ1/λ2
6
5
4
3
2
Constriction
1,4
K=1
Plane
strain
0,7
Flattening
2
3
4
5
λ2/λ3

FIG 9

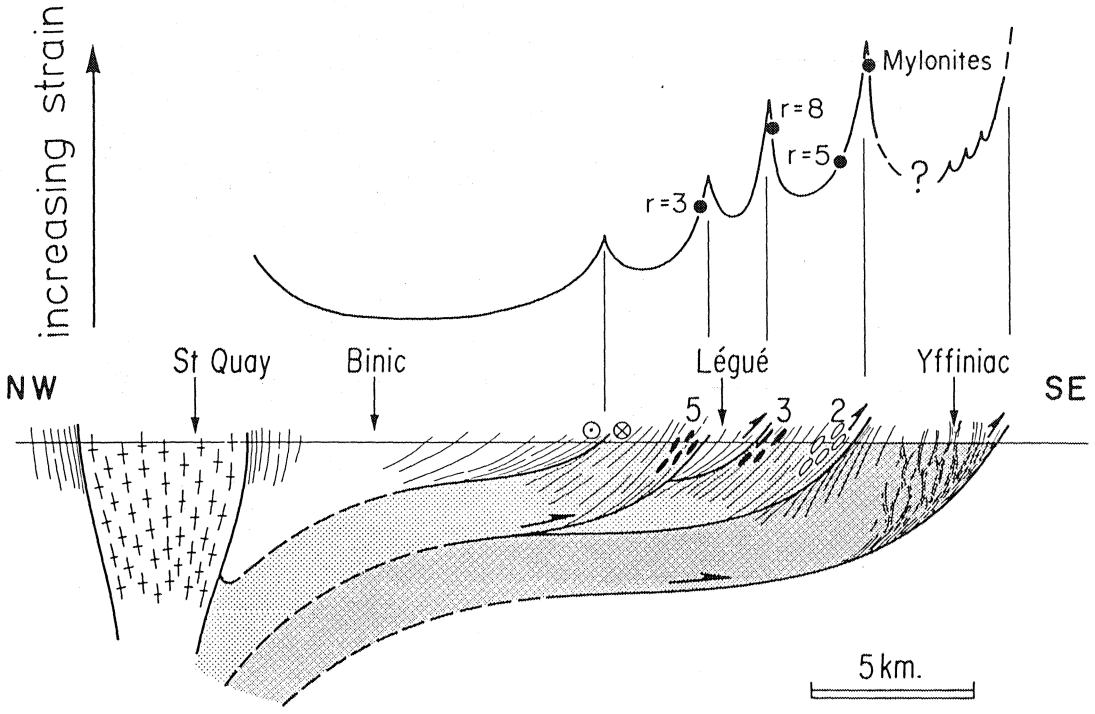
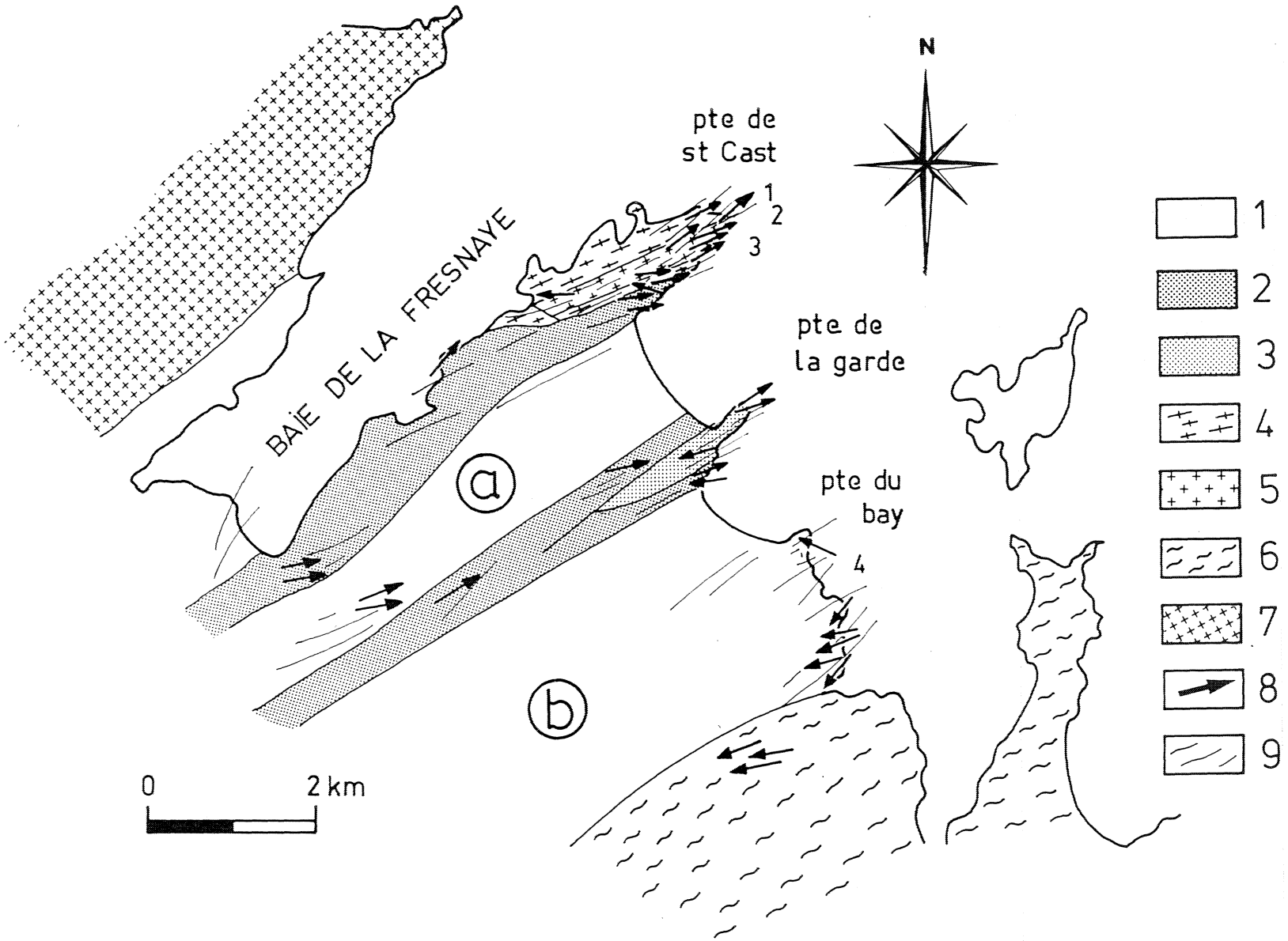

increasing strain
Mylonites
r=8
r=5
r=3
?
NW
St Quay
Binic
Légué
Yffiniac
SE
5
3
2
1
5 km.

FIG 10



1: Lamballe schists and phtanites; 2: gneisses; 3: orthogneiss and paragneiss mylonites; 4: granodiorite; 5: syntectonic leucogranite; 6: migmatites; 7: Coetmieux-Fort la latte diorite; 8: stretching lineation; 9: foliation trajectories.

FIG 11

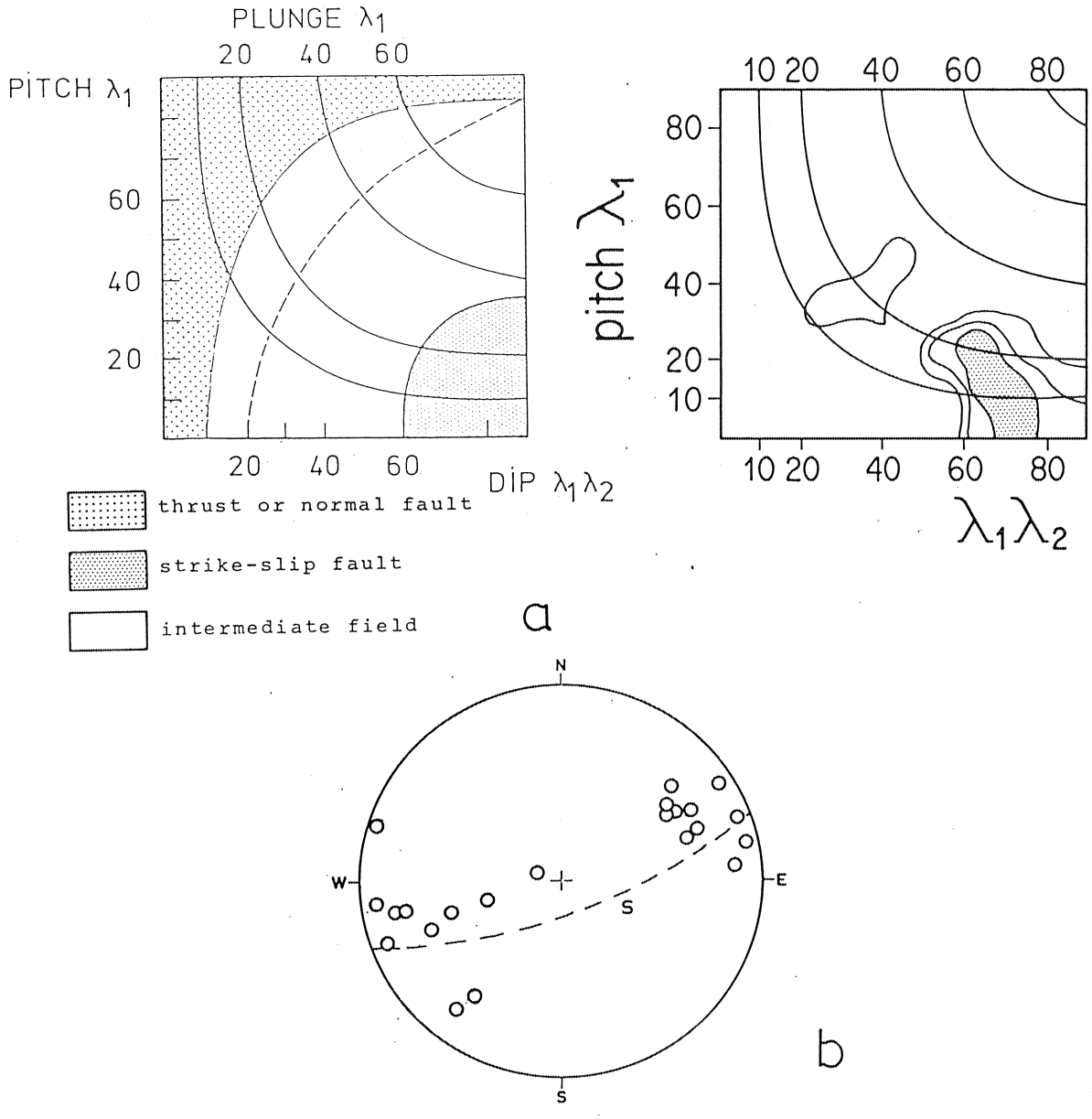

PLUNGE λ_1
20 40 60
PITCH λ_1
60
40
20
20 40 60
DIP $\lambda_1\lambda_2$
thrust or normal fault
strike-slip fault
intermediate field
a
10 20 40 60 80
pitch λ_1
80
60
40
20
10
10 20 40 60 80
$\lambda_1\lambda_2$
N
W
E
S
S
b

FIG 12

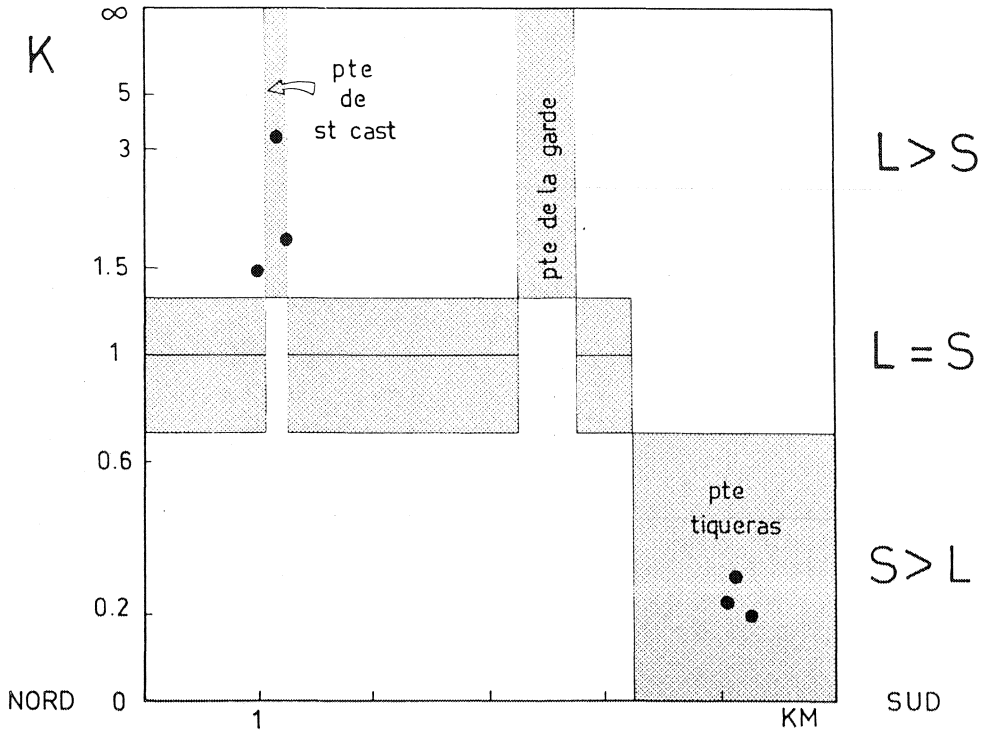


FIG 13

STRAIN MEASUREMENTS IN SAINT-CAST AREA

SITES	NATURE OF ROCKS	STRAIN MARKERS	METHOD OF STRAIN MEASUREMENTS	λ_1/λ_2 (a)	λ_2/λ_3 (b)	K	r
PORT JAQUET 3	Granodiorite	Xénoliths	RAMSAY	3,57	2,5	1,71	5,07
Pte de ST CAST 1	Granodiorite	Xénoliths	RAMSAY	4	3	1,5	6
Pte de ST CAST 2	Granite	Xénoliths	DUNNET (Rf/Ø)	6,4	2,7	3,18	8,1
Pte de TIQUERAS 4	Micashists	Quartz Veins	TALBOT	1,25	1,90	0,26	2,20
Pte de TIQUERAS 4	Micashists	Quartz Veins	TALBOT	1,32	2,10	0,3	2,42
Pte de TIQUERAS 4	Micashists	Quartz Veins	TALBOT	1,09	1,47	0,2	1,56

TAB 3

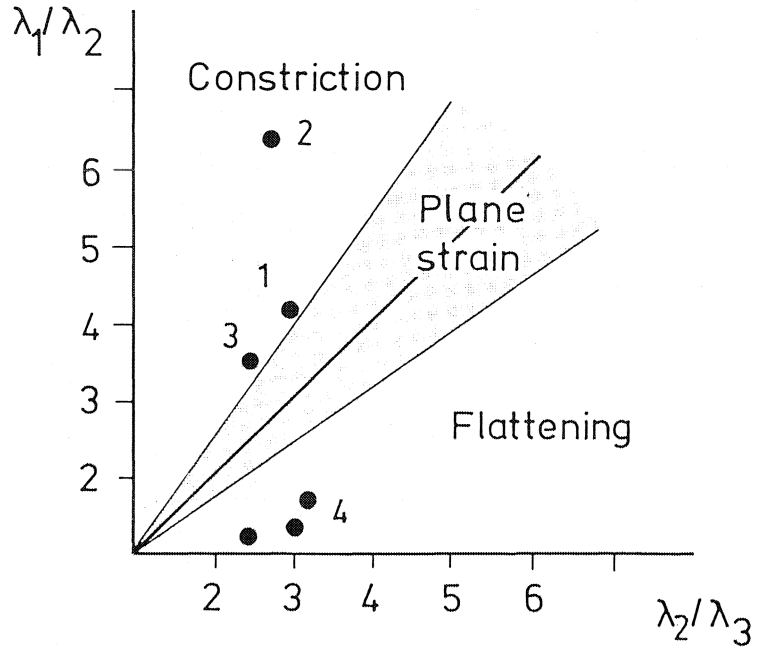

λ1/λ2
Constriction
2
6
5
Plane
strain
1
4
3
3
Flattening
2
4
2
3
4
5
6
λ2/λ3

FIG 14

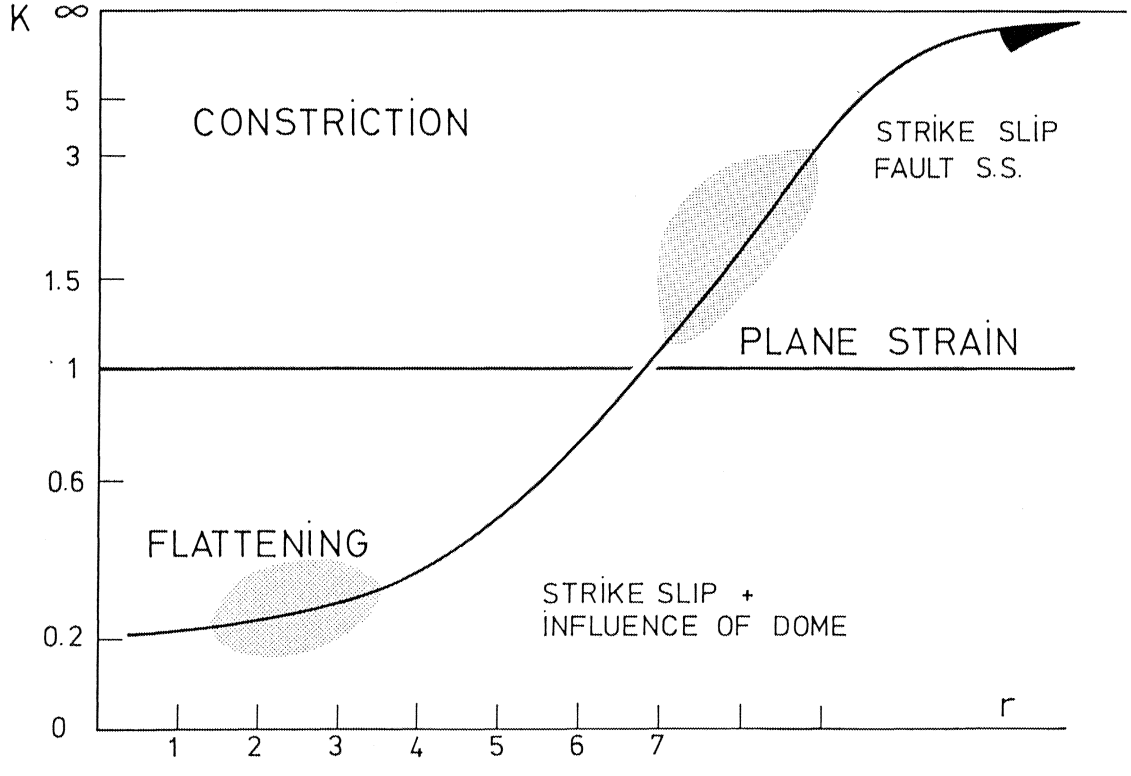
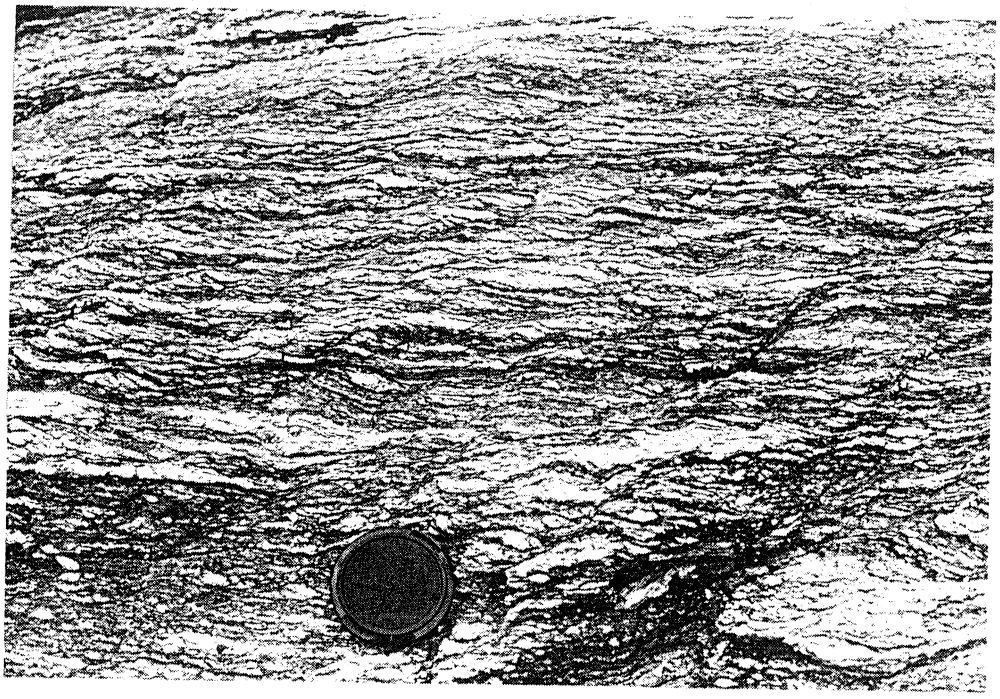

K ∞
5
CONSTRİCTİON
3
STRİKE SLİP
FAULT S.S.
1.5
PLANE STRAİN
1
0.6
FLATTENİNG
STRİKE SLIP +
İNFLUENCE OF DOME
0.2
0
r
1
2
3
4
5
6
7

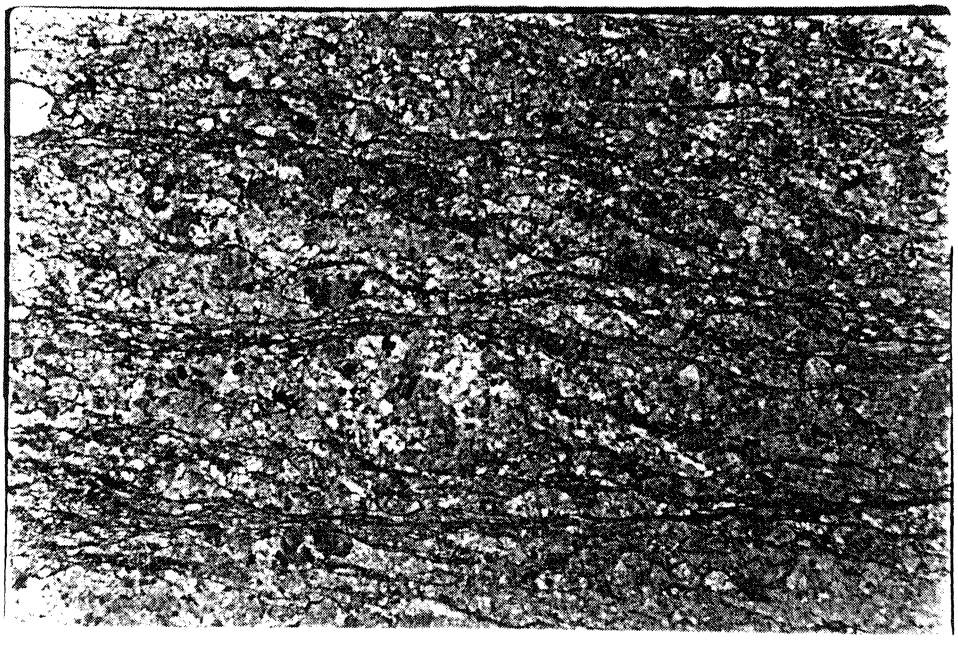
FIG 15

a



c′
cs

b



c
s

c

FIG 16

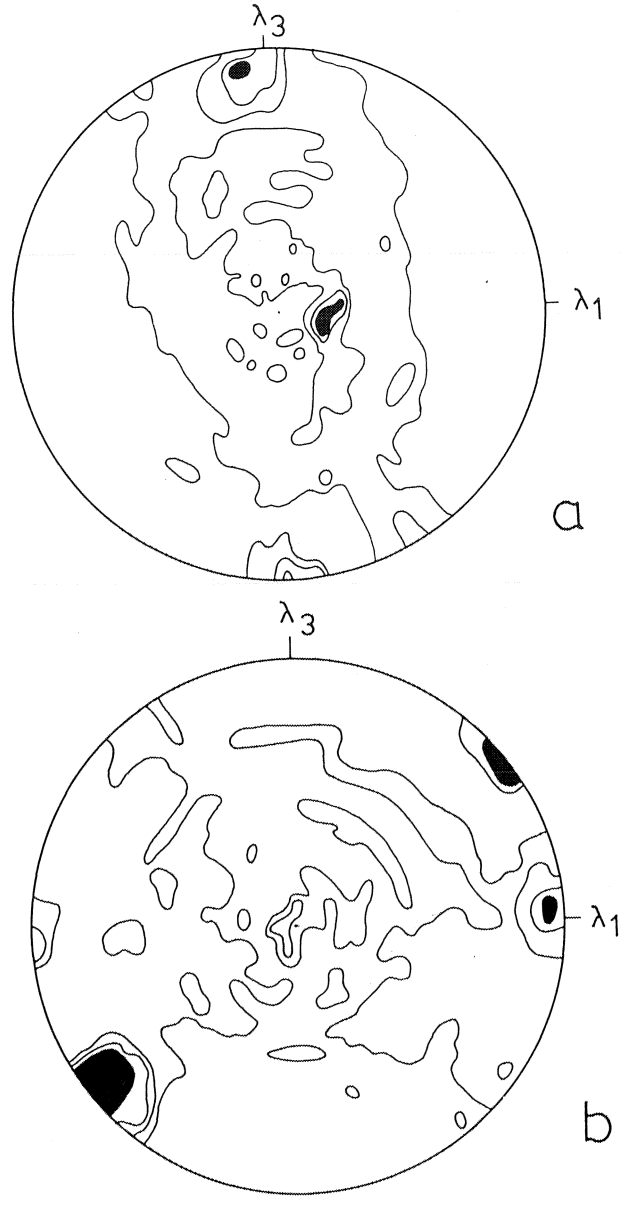


FIG 17

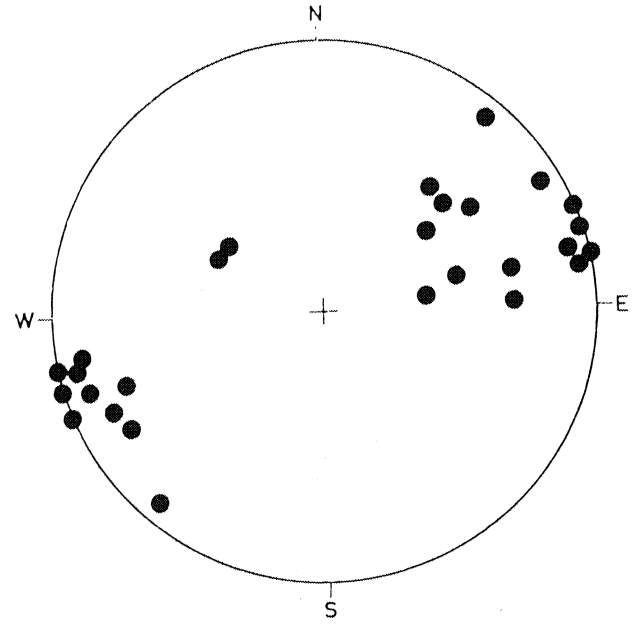


FIG 18

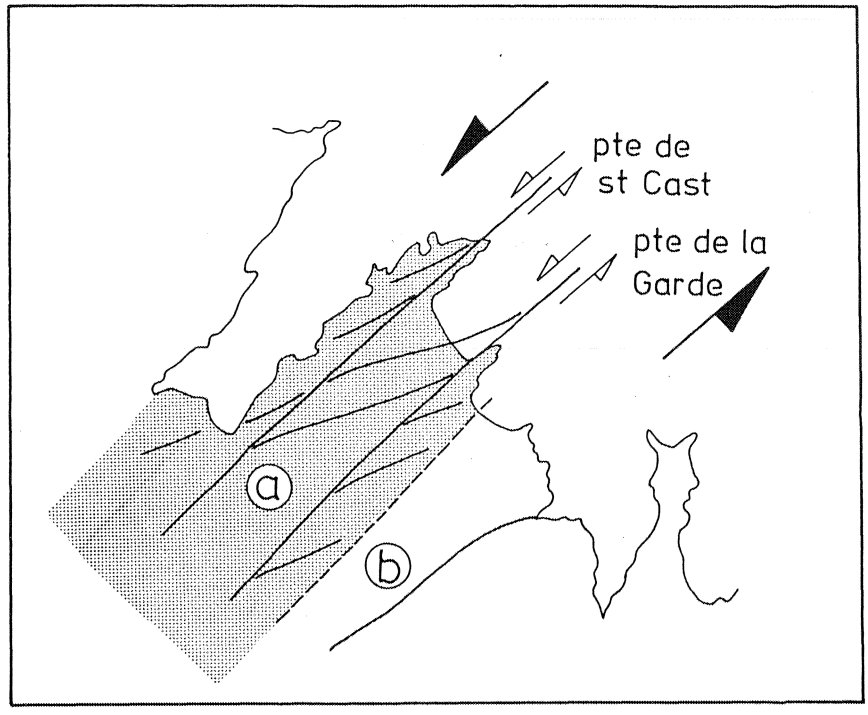
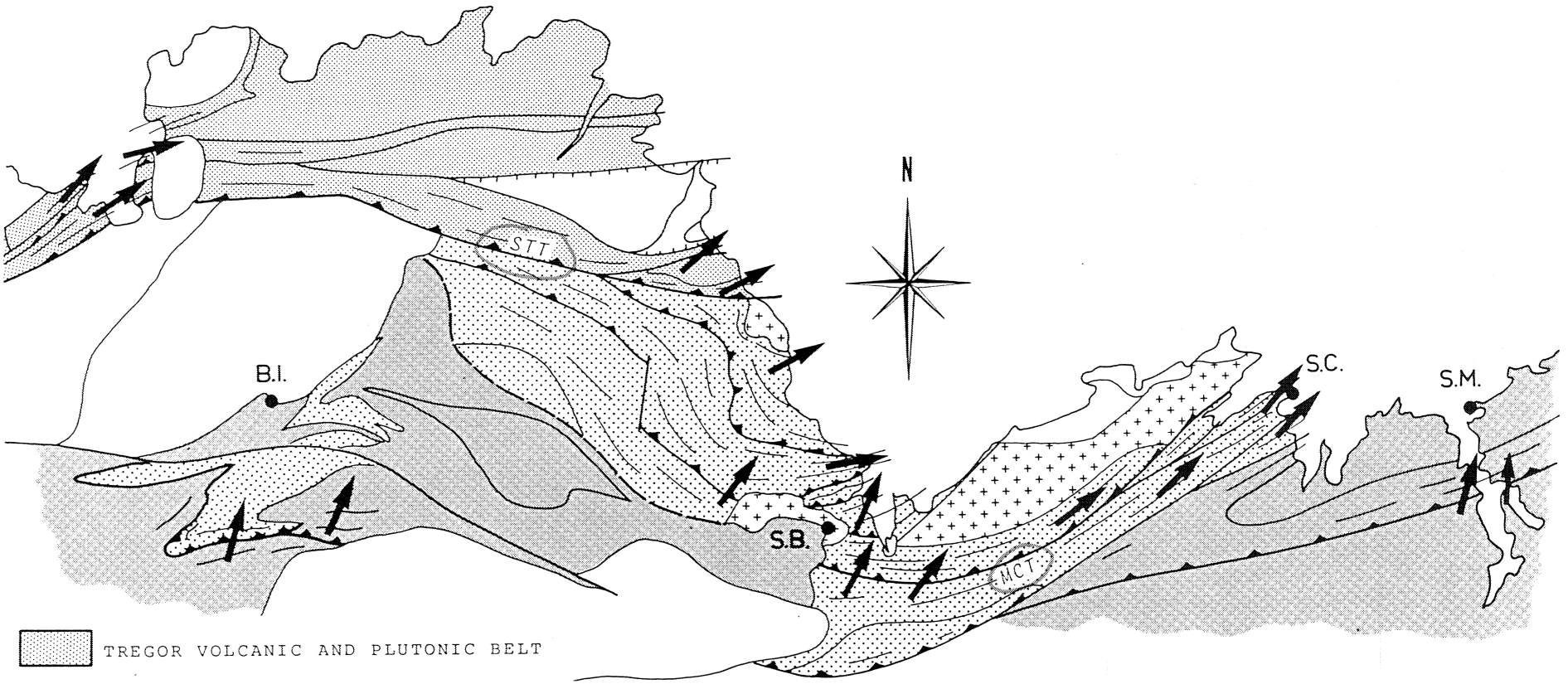
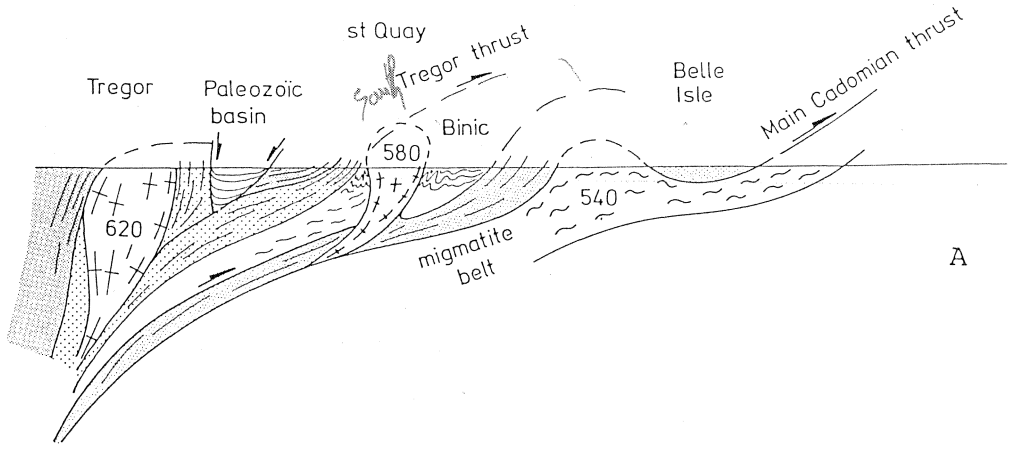


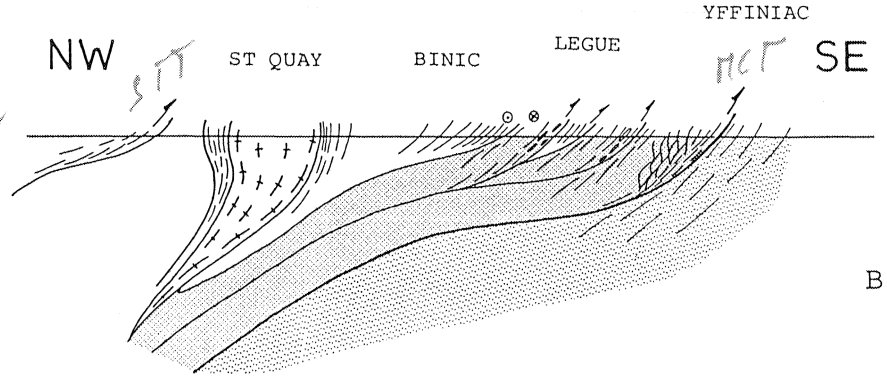
FIG 19

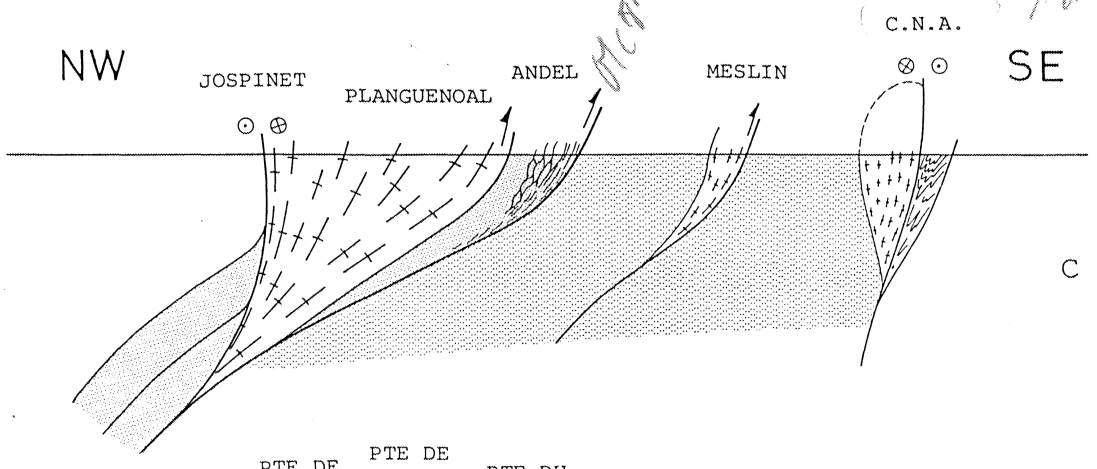


SM:SAINT MALO; SC:SAINT CAST; SB:SAINT BRIEUC; BI:BELLE ISLE EN TERRE
MCT:MAIN CADOMIAN THRUST; STT:SOUTH TREGOR THRUST.

FIG 20 a


st Quay
Tregor thrust
Tregor
Paleozoïc basin
Binic
Belle Isle
Main Cadomian thrust
580
620
540
migmatite belt
A


YFFINIAC
NW
ST QUAY
BINIC
LEGUE
SE
B


C.N.A.
NW
JOSPINET
PLANGUENOAL
ANDEL
MESLIN
SE
C

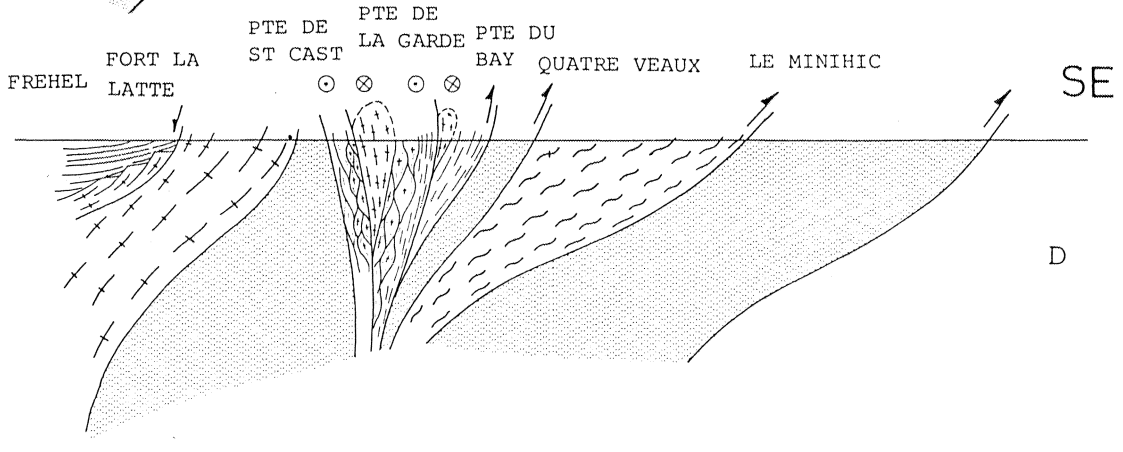

PTE DE ST CAST
PTE DE LA GARDE
PTE DU BAY
FREHEL
FORT LA LATTE
QUATRE VEAUX
LE MINIHIC
SE
D

FIG 20 b

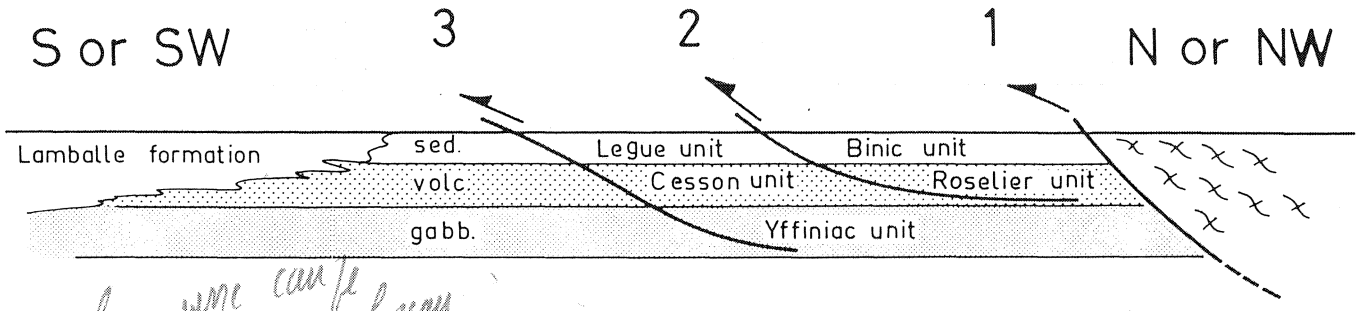

S or SW
3
2
1
N or NW
Lamballe formation
sed.
volc.
gabb.
Legue unit
Cesson unit
Yffiniac unit
Binic unit
Roselier unit

FIG 21

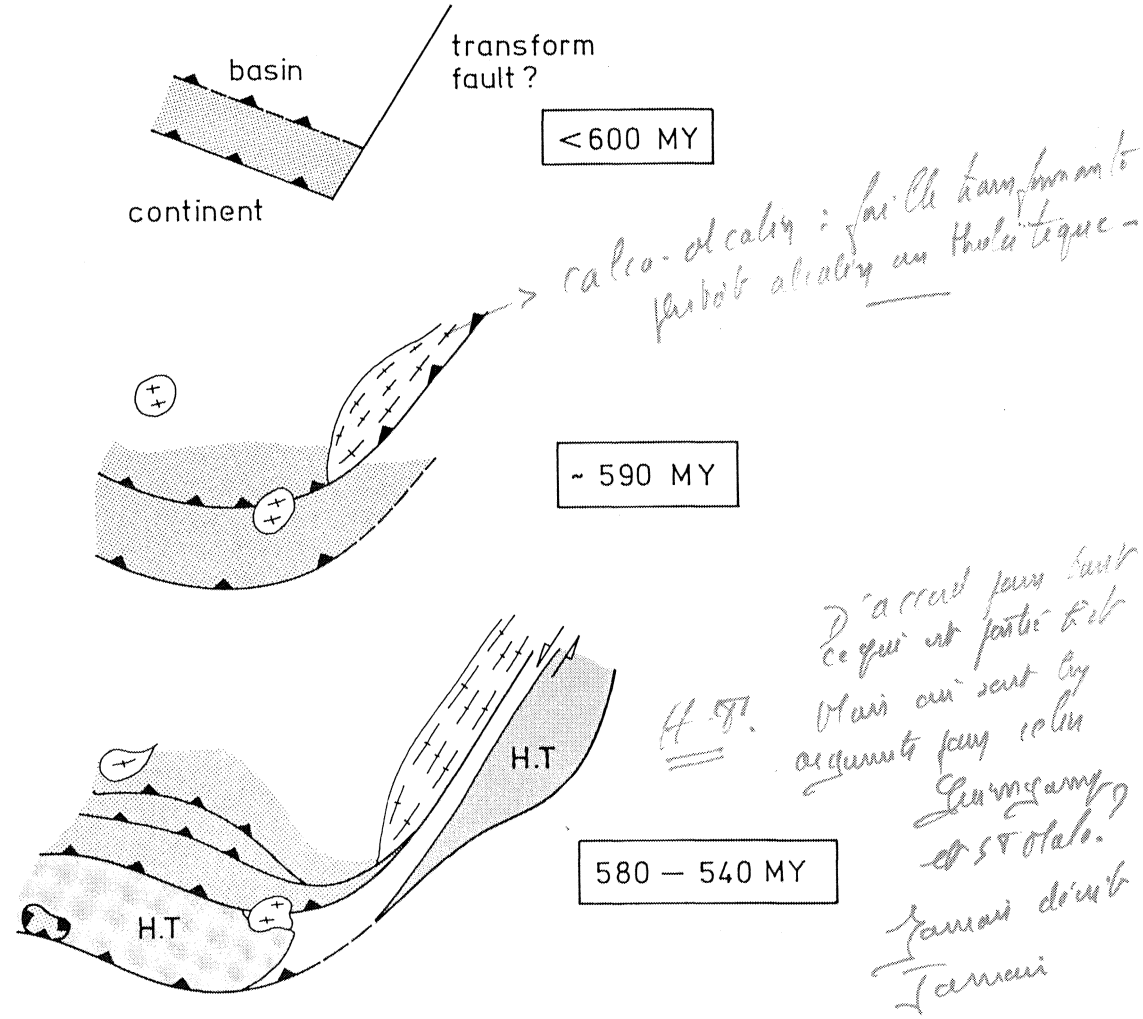

basin
transform fault ?
continent
< 600 MY
~ 590 MY
H.T
H.T
580 — 540 MY

FIG 22

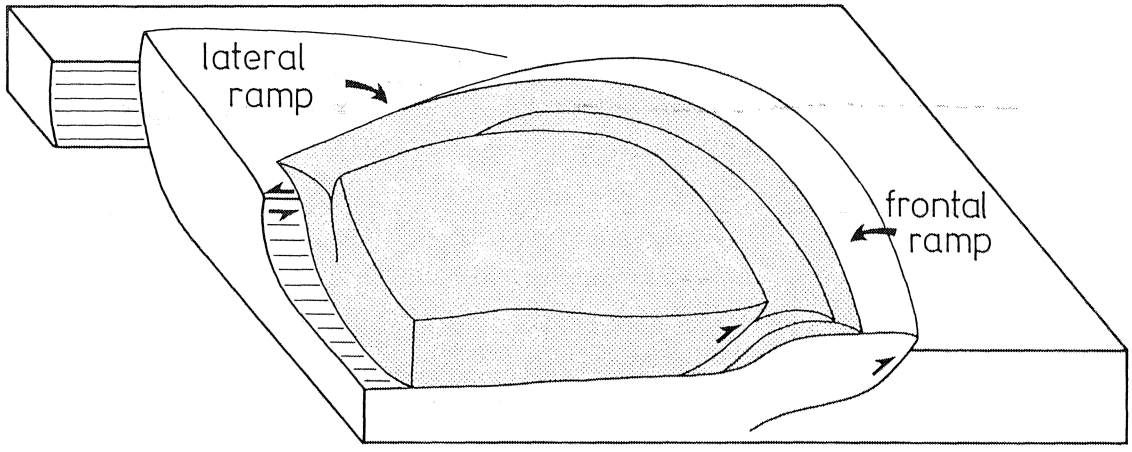


FIG 23

CHAPITRE II- LE LEON: DOMAINE CADOMIEN OU DOMAINE HERCYNIEN SS ? SA POSITION DANS LA CHAINE HERCYNIENNE.

* * *

II.1- LES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES ET PETROLOGIQUES DES UNITES METAMORPHIQUES.

II.1.A- GEOCHRONOLOGIE ET GEOCHIMIE DES ECLOGITES DU LEON: NOUVELLES CONTRAINTES SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NW DU MASSIF ARMORICAIN.

Introduction

II.1.A.1- Etude structurale.
II.1.A.1.a- Cadre géologique.
II.1.A.1.b- La déformation.

II.1.A.2- Etude pétrologique.

II.1.A.3- Géochimie-géochronologie.
II.1.A.3.a- Géochimie.
II.1.A.3.b- Géochronologie U-Pb sur zircons.

II.1.A.4- Discussion et conclusion.

II.2- LES COMPLEXES METAMORPHIQUES DU LEON (NW BRETAGNE): UN SEGMENT DU DOMAINE EO-HERCYNIEN SUD ARMORICAIN TRANSLATE AU DEVONIEN.

Introduction

II.2.A- Les traits majeurs du Léon.
II.2.A.1- Les ensembles lithologiques.
II.2.A.1.a- Les séries métamorphiques.
II.2.A.1.b- Les ensembles intrusifs.
II.2.A.2- Caractères structuraux principaux.

II.2.B- La bordure Sud du Léon: une zone de cisaillement dextre.

II.2.C- Modèle cinématique.

II.2.D- Implications.
II.2.D.1- Tectonique de la baie de Morlaix.

II.2.D.2- Extension géographique.
II.2.D.3- Implication géodynamique: suture du Lizard.
II.2.D.4- Bornes maximales et minimales du rejet décrochant.

II.3- CONCLUSION: LE LEON, DOMAINE HERCYNIEN SS: SA PARTICULARITE DANS LA ZONATION HERCYNIENNE ARMORICAINE.

Aprés avoir traité des déplacements et déformations dans le domaine cadomien interne, il convient de poser le problème de ses limites. Le domaine du Léon (fig II.1) prolongeant à l'Ouest les séries cadomiennes constitue en cela une "énigme": ce domaine s'étendant depuis Brest jusqu'à la baie de Morlaix et limité à l'Ouest par la cote atlantique est toujours plus ou moins considéré comme intégrant dans ses unités métamorphiques des témoins de séries cadomiennes voir de socle pentévrien. Toutefois, l'analyse des données géochronologiques disponibles sur ce domaine montre qu'aucune datation ne révéle d'age ancien (fig 1, carte des ages absolus en introduction générale de la thèse).
Le Léon, constitué de deux types d'unités (séries métamorphiques et granitoides), ne présente que des ages s'échelonnant entre 460 et 290 Ma soit éo-hercynien à hercynien. Une étude a donc été entreprise dans les séries métamorphiques ou le doute pouvait encore subsister; un secteur représentatif a été choisi et l'étude a été menée sur la base de l'élaboration d'une cartographie au 1/25000 afin de préciser les structures et les relations entre les unités (chapitre II.1.A; cette cartographie entre dans le cadre de la carte de la France au 1/50000 du B.R.G.M. et sera publiée en tant que partie Ouest de la feuille de Landerneau au 1/50000). La notice détaillée n'est pas publiée ici mais les traits principaux sont inclus dans la partie II.1.A (article soumis).
Le but de ce chapitre II est donc (i) de tenter de déterminer si le Léon est un domaine hercynien sensu stricto ou bien s'il fait partie du domaine cadomien réactivé à l'hercynien (chapitre II.1.A) et (ii) si le Léon est un domaine hercynien sensu stricto, de déterminer sa place dans la chaine hercynienne (chapitre II.2).

II.1.A- GEOCHRONOLOGIE ET GEOCHIMIE DES ECLOGITES DU LEON: NOUVELLES CONTRAINTES SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NW DU MASSIF ARMORICAIN.

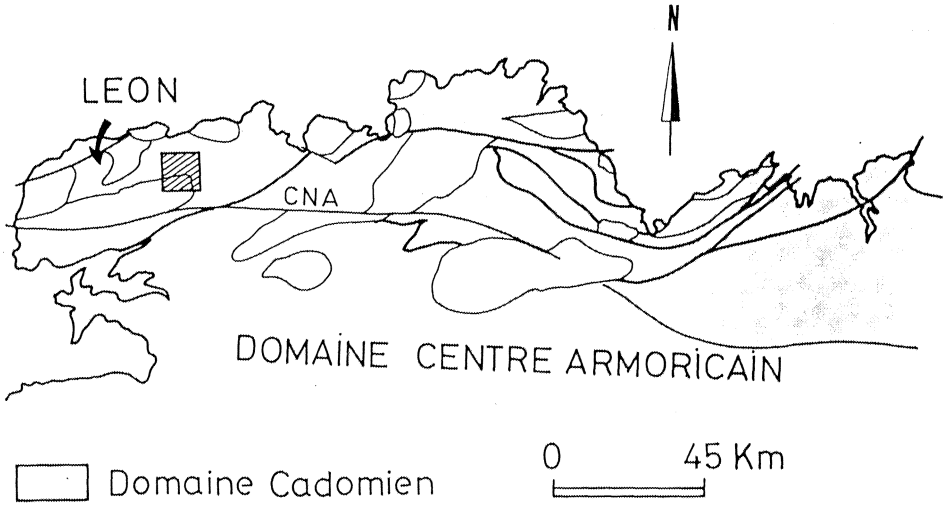
Introduction

II.1.A.1- Etude structurale.
II.1.A.1.a- Cadre géologique.
II.1.A.1.b- La déformation.

II.1.A.2- Etude pétrologique.

II.1.A.3- Géochimie-géochronologie.
II.1.A.3.a- Géochimie.
II.1.A.3.b- Géochronologie U-Pb sur zircons.

II.1.A.4- Discussion et conclusion.



GEOCHRONOLOGIE ET GEOCHIMIE DES ECLOGITES DU LEON: NOUVELLES CONTRAINTES SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NW DU MASSIF ARMORICAIN.

JL PAQUETTE, P BALE, M BALLEVRE, Y GEORGET.

Centre armoricain d'étude structurale des socles (C.N.R.S.), Univ. de Rennes,Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex.

RESUME

La présence de reliques éclogitiques dans la région du Léon (NW du massif armoricain, France) indique l'existence d'un événement métamorphique de haute pression, inconnu jusqu'alors dans tout le domaine Nord armoricain. Les conditions thermobaromètriques du métamorphisme haute pression ont été déterminées à 650-700 degrés C. pour une pression minimale de 14 Kbar. Le caractère océanique des protolithes des éclogites et la datation en U-Pb sur zircon du métamorphisme haute pression à 442 Ma révèlent la similitude des éclogites du léon avec celles du domaine Sud armoricain. Ces nouvelles données s'intègrent parfaitement avec l'hypothèse d'une évolution hercynienne typique du léon comparable à celle du domaine Sud armoricain (Balé et Brun, 1986).

INTRODUCTION

Le domaine du Léon possède une situation géologique particulière au sein du massif armoricain. Situé à la terminaison Nord-Ouest de la Bretagne, il est en contact avec le domaine Cadomien à l'Est et avec le domaine centre armoricain au Sud. Du point de vue géologique, ce domaine forme une entité structurale qui contraste avec la zonation classique de la chaine hercynienne armoricaine. Longtemps considéré comme un domaine ancien structuré au Précambrien (Cogné et Shelley, 1966; Chauris, 1972; Cabanis, 1976), de nouvelles données tant géochronologiques (Cabanis et al, 1979) que structurales (Balé et Brun, 1986) tendent à intégrer le léon dans un schéma tectonique entièrement Paléozoique . La présence de reliques éclogitiques démontre l'existence d'une phase de métamorphisme de haute pression dont la tectonique associée est masquée par les déformations postérieures.

Une récente hypothése, basée sur l'analyse lithologique et structurale des unités du Léon, propose un age éo-hercynien pour cet épisode de haute pression et rattache l'évolution du Léon durant le Paléozoique inférieur à celle du domaine Sud armoricain (Balé et Brun, 1986).

Le plus ancien épisode tectono-métamorphique connu dans le domaine du léon n'est préservé que dans les

éclogites. Une étude pétrologique, géochimique et géochronologique de ces éclogites a donc été entreprise, afin de déterminer la nature du protolithe, les conditions pression-température et l'age (cadomien ou hercynien) de cet événement de Haute pression.

I- ETUDE STRUCTURALE.

1- Cadre géologique.

Le Léon est globalement composé de deux types d'unités: (i) des séries métamorphiques et (ii) un vaste ensemble plutonique composé en majeure partie de granites et de granodiorites d'origine crustale (Barrière et al, 1983; Georget et al, 1986), d'age carbonifère (Georget et al, 1986; Leutwein et al, 1969) intrusif dans les séries métamorphiques (Fig 1). Ces épisodes plutoniques sont synchrones des événements tectoniques Carbonifères (Goré et Le Corre, 1986; Jamgotchian, 1986; Balé et al, 1986).

Les éclogites sont localisées dans une unité métamorphique, la série de Lesneven (1)(Fig 2) à proximité du contact avec les orthogneiss de Plounévez-Lochrist (2) (Balé, 1985; Balé et al, 1986; Cabanis, 1986). Elles sont associées à d'autres métabasites (amphibolites et pyroxénites) et affleurent sous forme de lentilles ou de niveaux boudinés.

(1) La série de lesneven est une unité de gneiss et de micaschistes trés intensément déformée et métamorphisée.

(2) La série de Plounévez-Lochrist présente deux faciès principaux: le plus important est représenté par des gneiss oeillés à gros grains caractérisés par la présence de clastes de feldspath potassique. Le second faciès correspond à des niveaux plus clairs, à grains fins, interstratifiés dans les gneiss oeillés. Ces deux faciès constituant la série de Plounévez-Lochrist sont clairement d'origine orthodérivée, comme le prouve la présence d'anciens filons pegmatitiques déformés et réorientés parallèlement à la schistosité, ainsi que des couronnes de biotites inclues dans les clastes de feldspath.

2- La déformation.

Ces deux séries ont été affectées par une structuration trés intense. Deux déformations superposées ont été mises en évidence (Balé, 1985; Balé et Brun, 1986). La déformation majeure s'exprime par l'apparition d'une schistosité dans laquelle se développent des minéraux syn-cinématiques: grenat, biotite, sillimanite. On notera la présence, dans les gneiss, de nodules silico-alumineux dans lesquels le disthène est partiellement transformé en sillimanite. La présence de fréquents niveaux anatectiques (diatexites)

révèle l'importance du métamorphisme de haute température succédant à l'épisode de haute pression. La schistosité, globalement orientée ENE-WSW, est pentée généralement vers le Nord. La linéation d'étirement est marquée par une linéation minérale et l'étirement des clastes de feldspath. A l'approche du contact entre les deux unités de gneiss apparait un fort gradient de déformation (Fig 2) qui est souligné par le développement de mylonites. Ce critère révèle la nature tectonique du contact. La série des gneiss de lesneven chevauche la série des gneiss de Plounévez-Lochrist et est responsable de la foliation I en climat métamorphique de type amphibolite. Le contact entre les deux unités est ensuite plissé développant par endroit une schistosité II de type fracture qui s'accompagne de la cristallisation de chlorite et de minéraux opaques (Fig 3). Le report des mesures du plan principal de déformation 1 2 (plan de schistosité) sur un canevas de Schmidt montre une dispersion des mesures de la schistosité I lelong d'un grand cercle correspondant à un axe 35-40 au 230-240 (Fig 4). C'est la phase II qui est responsable de la charnière anticlinale située au Sud de lesneven (Fig 3). Cette phase est à relier à la déformation régionale synchrone de la montée des plutons de l'aber Ildut-Kernilis (Jamgotchian, 1986; Balé et al, 1986). La linéation d'étirement est

parallèle à l'axe de plissement II, excépté au contact Nord du granite de Kersaint où elle est vraisemblablement réorientée lors de l'intrusion du pluton. En conséquence, les critères de cisaillement s'inversent de part et d'autre des flancs de plis, il est donc trés difficile de remonter à la vergence initiale des chevauchements. L'age de 385 Ma, obtenu conjointement par les méthodes Rb-Sr et U-Pb sur zircons (Cabanis et al, 1979) des orthogneiss de Plounévez-Lochrist démontre une structuration régionale hercynienne.

II- ETUDE PETROLOGIQUE.

Parmi les métabasites éclogitiques du Léon sont distinguables deux types majeurs (Godard et Cabanis, 1985): le premier, de composition magnésienne, est caractérisé par la présence de zoizite et de disthène; le deuxième, de composition ferreuse, par la présence de quartz. Notre étude a porté sur les échantillons les moins rétromorphosés du deuxième type. Une analyse pétrologique détaillée a été effectuée (Ballèvre et Balé, 1986), dont seules les conclusions seront reportées ici. La paragénèse primaire des éclogites comprend grenat + omphacite + quartz + rutile. Dans la matrice, l'omphacite est totalement déstabilisée : de nombreuses inclusions du pyroxène sont cependant observables à la bordure du grenat. Les transformations rétromorphiques se traduisent essentiellement par (i) la croissance d'associations à amphibole + plagioclase + opaque dans les fentes et le coeur du grenat, (ii) le développement de couronnes réactionnelles à amphibole + plagioclase fibroradiées autour du grenat et (iii) le remplacement de l'omphacite par des symplectites à diopside + plagioclase.

Une analyse de ces différentes phases a été réalisée à la microsonde : à une relative homogénéité des compositions chimiques des phases primaires s'oppose la forte hétérogénéité des phases secondaires, la

composition de chaque phase étant dépendante du site de croissance. Ces observations mettent en évidence : (i) une bonne équilibration de la paragénèse primaire, ce qui rend possible son utilisation à des fins géothermobarométriques et (ii) la dominance des phénomènes d'équilibres locaux lors de l'histoire rétromorphique, ce qui rend au contraire délicate une estimation précise des conditions P-T de la rétromorphose.

L'estimation des conditions P-T du métamorphisme éclogitique repose sur deux contraintes (fig 5):

- le partage du Fe et du Mg entre le grenat et l'omphacite permet d'estimer la température aux environs de 650-700 degrés C, en utilisant la calibration d'Ellis et Green (1979) (Courbe 1, fig. 5).

- la teneur en jadéïte de l'omphacite (environ 30 %), à l'équilibre avec le quartz impose une pression minimale à 650 degrés de l'ordre de 14 Kbar (courbe 2) en utilisant le modèle de Holland (1980).

L'histoire rétromorphique est avant tout caractérisée par une décompression, comme le montre l'apparition des symplectites à diopside (jadéïte 5-10 %) - plagioclase (anorthite 15-20 %) suivant la réaction omphacite + quartz = diopside + plagioclase (courbe 3,3' fig 5). La rétromorphose des éclogites est probablement contemporaine des associations observées dans l'encaissant métapélitique (quartz +

plagioclase + muscovite + biotite + grenat + sillimanite). Celles-ci ont cristallisé à des températures supérieures à celles de la disparition de la staurotide (courbe 4, fig. 5), températures qui ont atteint le domaine de la fusion partielle. La présence dans les paragneiss de nodules silico-alumineux où le disthène est en grande partie remplacé par la sillimanite fournit une indication du chemin P-T lors de la rétromorphose.

En conclusion, par leur mode de gisement (lentilles basiques à reliques éclogitiques dans un encaissant pélitique à métamorphisme amphibolitique) et leur condition P-T de cristallisation, les éclogites du Léon appartiennent au groupe B de Coleman et al, (1965) : elles sont donc semblables aux éclogites du domaine Sud armoricain.

III- GEOCHIMIE-GEOCHRONOLOGIE.

1- Géochimie.

Les concentrations en éléments majeurs ont été dosées par fluorescence X (spectromètre X Siemens SRS). Les concentrations en terres rares des échantillons roche totale ont été dosées par dilution isotopique et spectrométrie de masse (CAMECA,TSN 206, 60 degrés, 30 cm), suivant les techniques décrites dans Jahn et al (1980a). Les valeurs chondritiques sont celles préconisées par Masuda et al (1973) divisées par 1.2. Le spectre de terres rares du grenat a été obtenu par activation

neutronique instrumentale selon la méthode décrite par Jaffrezic et al (1977).

Deux échantillons d'éclogites ont été analysés, les résultats sont reportés tableau I et fig. 6. Le premier (cercles pleins) est une éclogite magnésienne et présente un spectre de terres rares (REE) appauvri en terres rares légères (LREE) et sub-plat au niveau des terres rares lourdes (HREE), avec une anomalie positive en Europium bien marquée (Eu/Eu*= 1.33). Cette anomalie positive en Eu indique le fractionnement du plagioclase; associée aux faibles teneurs variant de 4 à 8 fois les chondrites, elle suggère la nature gabbroique et cumulative du protolithe. Le second échantillon (cercle vide) est une éclogite ferreuse. Plus évolué, il présente également un appauvrissement en LREE et un plateau au niveau des HREE, mais cette fois une légère anomalie négative en Europium (Eu/Eu*= 0.90). La concentration évolue de 12 fois les chondrites en La, à 22 fois pour le Lu. Ce type de spectre est trés semblable aux basaltes actuels de type N-MORB (Shilling, 1975; Sun et al, 1979; Jahn et al, 1980b; Jahn, 1986). Ces deux différents spectres de REE sont complémentaires et ils peuvent s'intégrer à un même ensemble basique allant d'un terme cumulatif (tab. 1) avec TiO2 = 0,65 % et FeO/MgO = 0,69 jusqu'à un terme évolué avec TiO2 = 1,68 % et FeO/MgO = 1,78. Il est évidemment

hasardeux de représenter une séquence magmatique à l'aide de ces deux seules données, cependant la présence associée sur le terrain d'un cumulat et d'une éclogite semblable à un basalte de type N-MORB actuel illustre la similitude des éclogites du Léon avec des basaltes océaniques.

La comparaison de ces deux échantillons avec differents termes des séries ophiolitiques est toute aussi frappante (Rautensehleim et al, 1985; Jahn, 1986; Bodinier et al, 1986). Cette analogie entre certaines éclogites et les basaltes d'origine océanique a d'ailleurs été déjà mentionnée dans le Massif armoricain (Montigny et al, 1974; Bernard Griffiths et al, 1985 a) et dans plusieurs massifs de la chaîne hercynienne (Giraud et al, 1984; Bernard Griffiths et al 1985 b; Bodinier et al, 1986). Il est donc très raisonnable de considérer les protolithes des éclogites du Léon comme d'anciens basaltes océaniques ayant subi des évènements tectonométamorphiques de haute température et de haute pression (T=650-700 degrés, P>14 Kbar) . Un travail reposant sur la géochimie des éléments en traces est parvenu à des conclusions similaires (Cabanis 1986).

Une approche de l'age du métamorphisme a été tentée par géochronologie Sm/Nd sur le couple roche totale-grenat. Le grenat présente généralement un spectre de REE trés fractionné, enrichi en HREE, et

appauvri en LREE, avec un rapport Sm/Nd voisin de 1 (Griffin et al, 1985). Le spectre de REE obtenu sur le grenat 8212 (Fig 7) a un aspect général caractéristique avec néanmoins un rapport Sm/Nd trés faible (Sm/Nd=0.35) qui est comparable avec la valeur obtenue sur l'échantillon roche totale 8212 (Sm/Nd=0.37). Cette trop faible différence ne permettra pas la construction d'une isochrone puisqu'il n'y a aucun écart en abcisse entre les rapports 147 Sm/144 Nd de la roche totale et du grenat. La cause en est problablement la présence de nombreuses inclusions d'amphibole et de plagioclase au coeur du grenat; ces phases minérales, plus riches en LREE, vont produire une diminution du rapport Sm/Nd. Cette explication se trouve étayée par les mesures des constitutions isotopiques du Néodyme, qui ont donné des résultats comparables dans le grenat (143 Nd/144 Nd=0.513159 + 0.000018) et dans la roche totale (143 Nd/144 Nd=0.513172 + 0.000011). L'utilisation du chronomètre Sm-Nd sur roche totale et minéraux séparés apparait donc bien difficile à mettre en pratique dans les éclogites de type B. Elle dépend étroitement de la quantité et de la qualité des phases minérales inclues dans le grenat.

2- Géochronologie U-Pb sur zircons

Environ 50 mg de zircons ont été extraits de 130 kg de l'échantillon d'éclogite 8212. Les individus ont un habitus ovoïde qui est caractéristique des zircons cristallisés en climat de haute pression (Peucat 1983). La surface est irrégulière et ils ne semblent contenir ni inclusions, ni zonage, ni coeurs visibles au microscope optique. Ils sont translucides et de teinte jaune très pale.

Les analyses radiométriques ont été réalisées sur trois fractions granulométriques (tableau 2) selon la méthode mise au point par Krogh (1973). Deux des fractions (55-80 m et 100-120 m) ont permi d'obtenir des rapports 206 Pb/204 Pb satisfaisants en regard de la très faible teneur en plomb radiogénique de ces zircons, environ 0,8 ng/g (Tab. 3).

L'alignement des points expérimentaux dans un diagramme 206 Pb/238 U sur 207 Pb/238 U (Abrens 1955) (Fig. 8) permet de construire une droite discordia qui recoupe la courbe concordia en deux intercepts : (1) un intercept haut à 805 + 36 - 84 Ma et (2) un intercept bas à 442 + 14 - 28 Ma. Du fait du faible nombre de points et de leur position dans le diagramme, l'indice de déviation pondéré est exceptionnellement faible (M. S.W.D. = 0,005). Afin de conserver à cette donnée un caractère réaliste, nous avons amplifié les marges d'erreur par rapport au calcul d'erreur habituellement utilisé (York 1966

modifié).

L'intercept supérieur à 805 Ma est délicat à interpréter, deux solutions sont retenues : (1) Il peut s'agir de l'age de la cristallisation du protolithe de l'éclogite, comme il l'a été proposé pour les éclogites du domaine Sud armoricain (Peucat et al 1982). (2) La seconde interprétation propose l'existence d'un très faible phénomène de contamination n'altérant pas les marqueurs géochimiques (REE et isotopes du Nd) mais faussant la signification de l'intercept supérieur en géochronologie U-Pb sur zircons (Paquette et Al 1986). Ce problème de la signification de l'intercept supérieur dans les datations d'éclogites ne sera pas développé plus avant, celui-ci faisant l'objet d'autres communications en préparation.

Nous nous attacherons plus particulièrement à la signification de l'intercept inférieur à 442 Ma qui représente le centre de notre discussion. Au vu de l'importante discordance des points analytiques, un modèle de perte continue par diffusion de plomb radiogénique paraît peu probable. Un modèle de perte épisodique est dans le cas présent plus réaliste, il permet d'interpréter l'intercept inférieur comme l'age de la perturbation thermique responsable de la perte de plomb radiogénique. Par conséquent, cet age de 442 + 14 - 28 Ma sera interprété comme l'age du métamorphisme de haute température et haute pression.

III - DISCUSSION ET CONCLUSION.

Les séries métamorphiques du Léon se situent dans le domaine Nord Armoricain mais possèdent des affinités géologiques avec le domaine Sud Armoricain . A la suite des datations géochronologiques des gneiss de Brest à 460 ± 70 Ma (Cabanis et al, 1977) et des orthogneiss de Plounevez-Lochrist à à 385 ± 8 Ma (Cabanis et al, 1979) une évolution d'affinité hercynienne comparable à la zone moldanubienne de l'Europe moyenne avait été proposée, le Léon étant rattaché à une branche septentrionale de la chaine hercynienne (zone cristalline hercynienne externe). Cette approche a été réexaminée lors d'une étude structurale détaillée (Balé et Brun, 1986). Ces auteurs ont défini le caractère "exotique" du Léon dans le domaine Nord Armoricain et proposé un modèle cinématique qui décrit le Léon comme un segment du domaine éo-hercynien Sud Armoricain, translaté vers le Nord-Est au Dévonien.

L'affinité Sud armoricaine du Léon s'est trouvée illustrée par la récente redécouverte de boudins d'éclogites intercalés dans les gneiss (Godard, communication personnelle; Balé, 1985; Balé et Brun, 1986). La présence de tels affleurements se retrouve en plusieurs points de la zone méridionale du massif Armoricain : la baie d'Audierne (Marchand, 1982), le complexe de Champtoceaux (Brière, 1920), l'Ile de Groix (Cogné, 1960) et la Vendée (Lacroix, 1891)

Mais ils étaient jusqu'à présent inconnus dans tout le domaine Nord Armoricain. Les caractéristiques géochimiques des échantillons étudiés soulignent la compatibilité d'origine des éclogites de ces deux domaines, Léon et domaine Sud armoricain. La nouvelle donnée U-Pb, interprétée comme l'age du métamorphisme à 442 + 14 - 28 Ma, concorde parfaitement avec les ages de métamorphisme précédemment obtenus dans le domaine Sud Armoricain : 386 ± 6 Ma en baie d'Audierne (Peucat, 1983), 413 +16 Ma à Champtoceaux (Paquette et al, 1985), 400 - 420 Ma à Groix (Peucat, 1986), 436 ± 15 - 12 Ma en Vendée (Peucat et al, 1982). Le Léon peut ainsi être rattaché sans ambiguité aux complexes métamorphiques du Sud du massif Armoricain, avec lesquels il a subi un épisode tectono-métamorphique de haute pression à l'Ordovico-Silurien. A 385 Ma cristallisent les orthogneiss de Lesneven métamorphisés au Dévonien moyen, puis le bloc du Léon est translaté vers le Nord-Est, et ce déplacement est achevé lors de la mise en place des plutons granitiques à 330-340 Ma. Une telle évolution triphasée (Pin et Peucat, 1986) avec

(1) - un stade précoce de haute pression Ordovico-Silurien,

(2) - une évolution anatectique intra-dévonienne et

(3) - la mise en place de granites associés à

de grands cisaillements au Carbonifère confère au Léon un indiscutable caractère hercynien.

Cela jamais personne n'en a douté - C'est plutôt sur l'affinité sud-armoricaine qu'il faut conclure !

LISTE DES FIGURES

FIG 1: carte géologique simplifiée du Léon (modifié d'aprés Chauris).

FIG 2: carte géologique et localisation des éclogites étudiées.

FIG 3: coupe synthétique dans les séries métamorphiques de lesneven- Plounévez-lochrist.

FIG 4: a- foliations de l'ensemble orthogneiss de Plounévez Lochrist, gneiss de lesneven.
Canevas de Schmidt, 100 mesures, contours: 1, 2, 3, 4.
b- linéations d'étirement et axes de plis II.

FIG 5: chemin P-T des éclogites du Léon.

FIG 6: spectres de terres rares (REE) des éclogites de Lesneven.

FIG 7: spectres de REE (en dilution isotopique) l'éclogite 8212 en roche totale et du grenat g 8212 (en activation neutronique instrumentale).

FIG 8: diagramme concordia de l'éclogite du Léon 8212.

LISTE DES TABLEAUX

Tab 1: teneur en éléments majeurs et terres rares (REE) des échantillons 7686 et 8212 (en dilution isotopique) et du grenat g8212 (en activation neutronique instrumentale).

Tab 2: résultats U-Pb sur zircons de l'éclogite 8212.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BALE,P.(1985): legende de la feuille au 1/50000 de Landerneau (sous presse).

BALE,P. & BRUN,JP. (1986): Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne): un ségment du domaine éo-hercynien translaté au Dévonien. Bull. Soc. géol. France, (8),t II, 3, 471-477.

BALE,P., GEORGET,Y., GORE, B., JAMKOTCHIAN, A., LE CORRE C. (1986): Evolution géodynamique du NW armoricain: le Léon (Finistère). In "géodynamique du massif armoricain" R.C.P. 705 S.G.F.

BALLEVRE,M. & BALE,P. (1986): Pétrologie d'une éclogite amphibolitisée du Léon (NW Massif armoricain, France). En prep.

BARRIERE,M., ROLET,J., THONON,P. (1983): Le magmatisme marqueur de l'évolution orogénique en domaine hercynien Ouest armoricain C.R.Acad.Sci., Paris, t 296, série II, 917-922.

BERNARD-GRIFFFITH, J. & CORNICHET, J. (1985): Origin of eclogites from south Brittany: a Sm-Nd isotopic and REE study. Chem. geol. (Iso. geosci. Sect.),52, 185-201.

BERNARD-GRIFFITH,J., PEUCAT,JJ., CORNICHET,J., IGLESIAS PONCE DE LEON,M., IBARGUCHI,I.G. (1985): U-Pb, Nd isotop and REE geochemistry in eclogites form the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high grade metamorphism. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 52, 217-225.

BODINIER,J.L., GIRAUD,A., DUPUY,C., LEYRELOUP, A., DOSTAL, J. (1986): Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridoniale hercynienne: Massif central français et Chamrousse (Alpes). Bull. Soc. Géol. France, 8, II, 1, 115-123.

BRIERE,Y. (1920): Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique; leur origine. Bull. Soc. Fr, Minéral., 43, 71-222.

CABANIS, B. (1976): Arguments en faveur d'un socle orthogneissique dans le pays le Léon (Bretagne).

C.R. Acad. Sci., Paris,D, 282, 263-266.

CABANIS,B., PEUCAT,J.J., MICHOT,J., DEUTSCH,S. (1979): Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine Nord armoricain); étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de tréglonou et de Plounévez-Lochrist. Bull. B.R.G.M. (2), 1, 4, 357-364.

CABANIS,B. (1986): Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse d'état, Paris, 640 p.

CHAURIS,L. (1972): Légende de la feuille au 1/80000 de Brest. 3 édition.

COGNE,J. (1960): Schistes cristallins et granites en Bretagne méridoniale: le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mém. Serv. carte géol. France, 382 p.

COGNE,J. & SHELLEY,O. (1966): Structure géologique du secteur des Abers. Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, 19, 1, 1-40.

COLEMAN,R.G., LEE,D.E., BEATTY, L.B., BRANNOCK, W.W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similitaries. Geol. Soc. America Bull. 76, 483-508.

ELLIS,D.J. & GREEN,D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-pyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contr. mineralogy petrology, V 71, 13-22.

GEORGET,Y., MARTINEAU, F., CAPDEVILLA, R. (1986): Age tardi hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finstère, France): conséquences sur l'interprétation des granites Nord armoricain. C.R. Acad. Sc. Paris, 302, II, 5, 237-242.

GIRAUD, A., MARCHAND, J., DUPUY, C., DOSTAL, J. (1984): Geochemistry of leptino-amphibolite complex from Haut Allier (French Massif central). Lithis, 17, 203-214.

GODARD,G. & CABANIS,B. (1985): Eclogites in the "pays de Léon", North-West Brittany, France. Terra cognita, 5, 4, 421.

GORE,B. & LE CORRE, C. (1986): Cinématique hercynienne du cisaillement Nord armoricain: l'exemple de granite syntectonique de St Renan-Kersaint (Finistère). S.G.F. (soumis).

GRIFFIN,W.L., BRUEKER,H.K. (1985): REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of norvegian eclogites. Chem. geol. (Isot. Geosci. Sect.), 52, 227-247.

JAFFREZIC,H., JORON,J.L., TREUIL, M. (1977): Trace elements determination in rocks powder. A study of the precision for a given analytical procedure. Journal of Radioanalytical Chemistry, 39, 185-188.

JAHN,B.M., AUVRAY,B., BLAIS,S., CAPDEVILLA, R., CORNICHET, J., VIDAL,F., HAMEURT,J. (1980) a: Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish Greenstone belts. J. Petrol., 21, 201-244.

JAHN,B.M., BERNARD-GRIFFITH,J., CHARLOT,R., CORNICHET,J., VIDAL, PH. (1980) b: Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (holes 417 D and 418 A, legs 51, 52 and 53). Earth and Planet. Sci. Lett., 48, 171-184.

JAHN,B.M. (1986): Mid ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan ophiolite: chemical and isotopic evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 92, 194-206.

JAMGOTCHIAN,A. (1986): Interférence d'effets cisaillants tangentiels et transcurrents: la mise en place syntectonique du pluton granitique de l'Aber-Ildut (Nord Finistère). D.E.A. Rennes, 22 p.

KROGH,T.E. (1973): A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 3, 485-494.

LACROIX,A. (1891): Etude pétrographique des éclogites de la Loire inférieure. Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest France, 1, 81-114.

LEUTWEIN,F., CHAURIS,L., SONET, J., ZIMMERMANN, J.L. (1969): Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord Finistère (massif armoricain). Sciences de la terre, Nancy, 14, 331-358.

MARCHAND, J. (1982): Une véritable éclogite en Bretagne occidentale (baie d'Audierne- France). Terra cognita, 2, 3, 312.

MASUDA,A., NAKAMURA,N., TANAKA,T. (1973): Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 239-248.

MONTIGNY,R. & ALLEGRE,C.J. (1974): A la recherche des océans perdus: les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croute océanique. C.R. Acad. Sc. Paris, 279, D, 543-545.

PAQUETTE,J.L., PEUCAT,J.J., BERNARD-GRIFFITHS,J., MARCHAND, J. (1985): Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the hercynian belt of south Brittany, France. Chem. geol. (Isot. Geosci. Sect.), 52, 203-216.

PAQUETTE,J.L., PEUCAT,J.J., MENOT,R.P. (1986): Are zircons in eclogites of crustal origin ? Terra cognita, 6, 2, 245.

PEUCAT, J.J., VIDAL, PH., GODARD, G., POSTAIRE, B. (1982): precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European hercynian belt ? Earth and Planet. Sc. Lett., 60, 70-78.

PEUCAT,J.J. (1983): Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groendland, en Laponie, dans le massif armoricain et en grande Kabylie. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, mémoire 28, Rennes.

PEUCAT, J.J. (1986): Rb-Sr and U-Pb dating of the blue schists of the Ile de Groix. Geological society of America, mem. 164, 229-238.

PIN,C., PEUCAT,J.J., (1986): Age des épisodes de métamorphisme paléozoiques dans le massif central et le massif armoricain. Bull. Soc. Geol. France, 8, II, 3, 461-469.

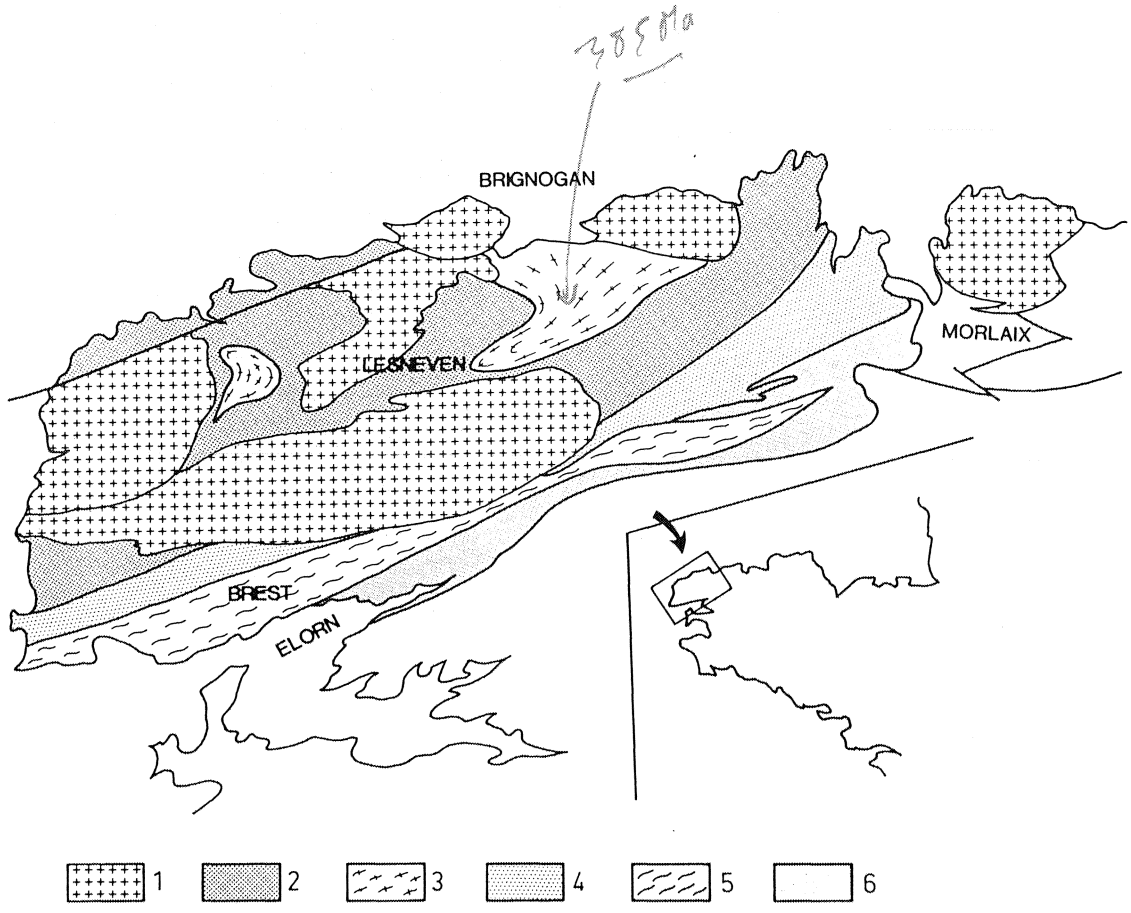
RAUTENSCHLEIN,M., JENNER, G.A., HERTOGEN, J., HOFFMANN, A,W., KERRICH,R., SCHMINKE,A.U., WHITE, W.M. (1985): Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akaki Canyon, Cyprus:

implications for the origin of the Troodes ophiolite. Earth and Planet. Sc. Lett., 75, 369-383.

SCHILLING,J.G. (1975): Rare earth variations across "normal segments" of the Reykjanes ridge, 60 N-53 N, mid Atlantic ridge, 29 S, and East Pacific rise 2-19 S, and evidence on the composition of the underlaying low velocity layer. Journal of geophysical research, 80, 11, 1459-1473.

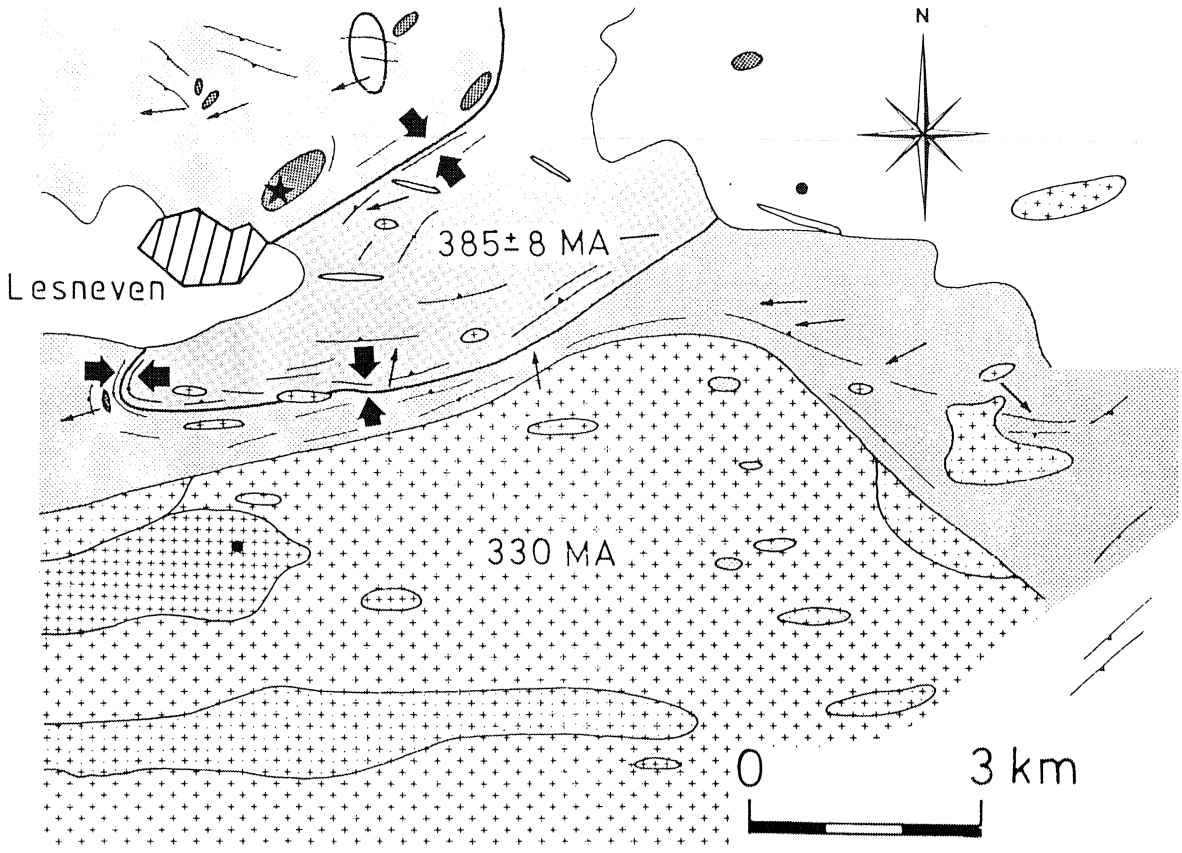
SUN,S.S., NESBITT, R.B., SHARASKIN, A.Y. (1979): Geochemical caracteristics of mid ocean ridge basalts. Earth and Planet. Sc. Lett., 44, 119-138.

YORK,D. (1966): Least square fitting of a straight line. Can. J. Phys., 44, 1079.



1: GRANITES HERCYNIENS. 2: GNEISS DE LESNEVEN SL. 3: ORTHOGNEISS DE PLOUNEVEZ LOCHRIST. 4: MICASCHISTES DU CONQUET. 5: GNEISS DE BREST. 6: MICASCHISTES DE L'ELORN.

FIG 1



gneiss de Lesneven

orthogneiss de Plounevez-Lochrist

amphibolites et eclogites

granite de Kersaint s.l.

diorite

foliation

lineation d'etirement

gradient de deformation

FIG 2

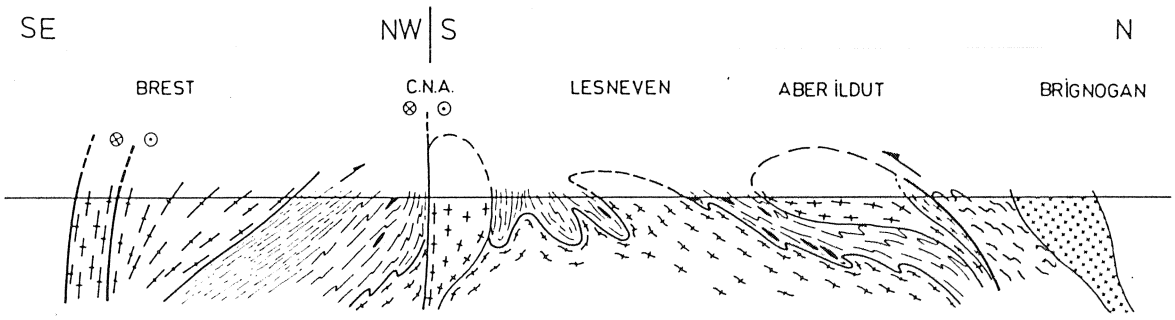


FIG 3

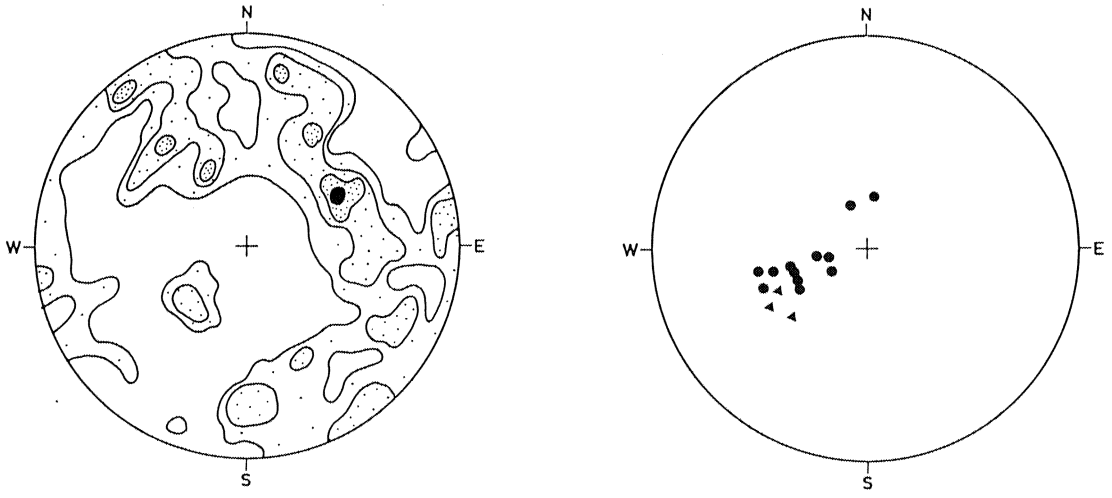


FIG 4

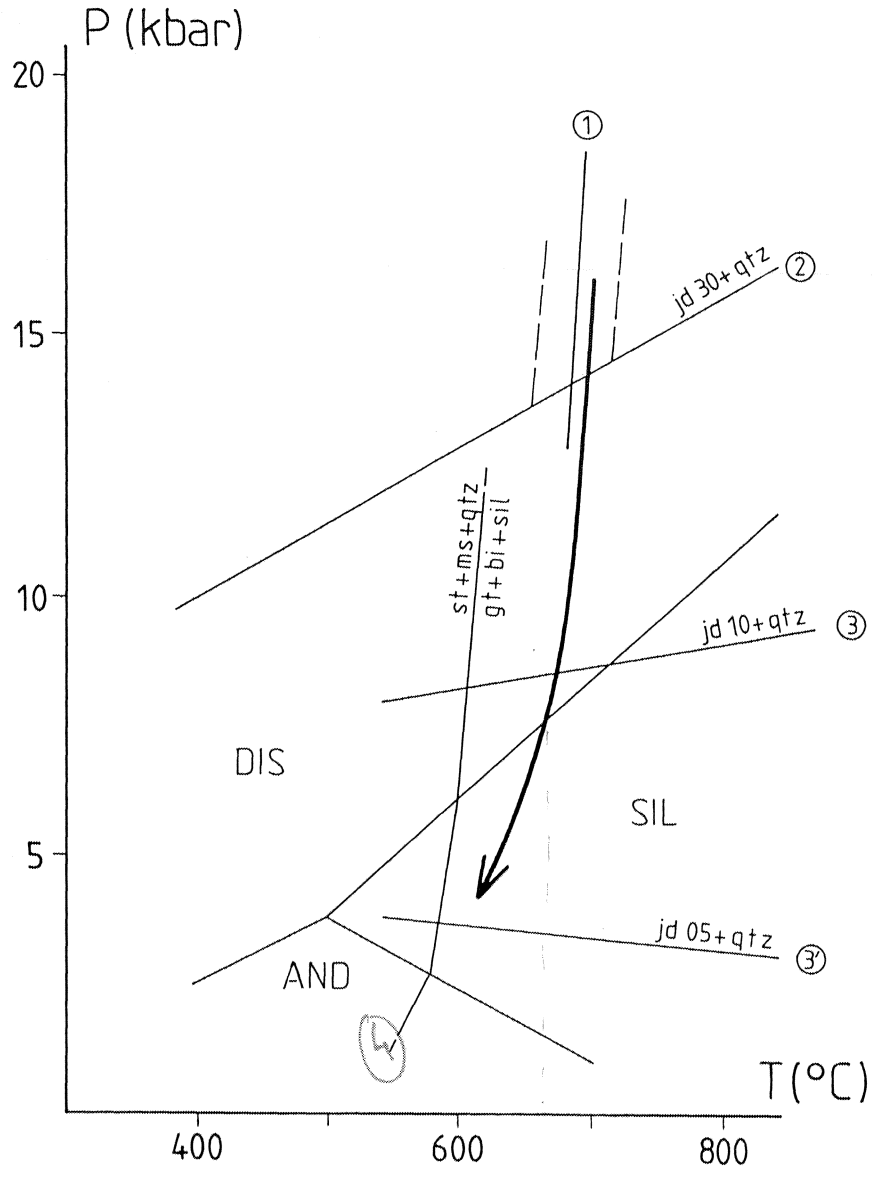

P (kbar)
20
15
10
5
①
jd 30+qtz
②
st+ms+qtz
gt+bi+sil
jd 10+qtz
③
DIS
SIL
jd 05+qtz
③'
AND
T(°C)
400
600
800

FIG 5

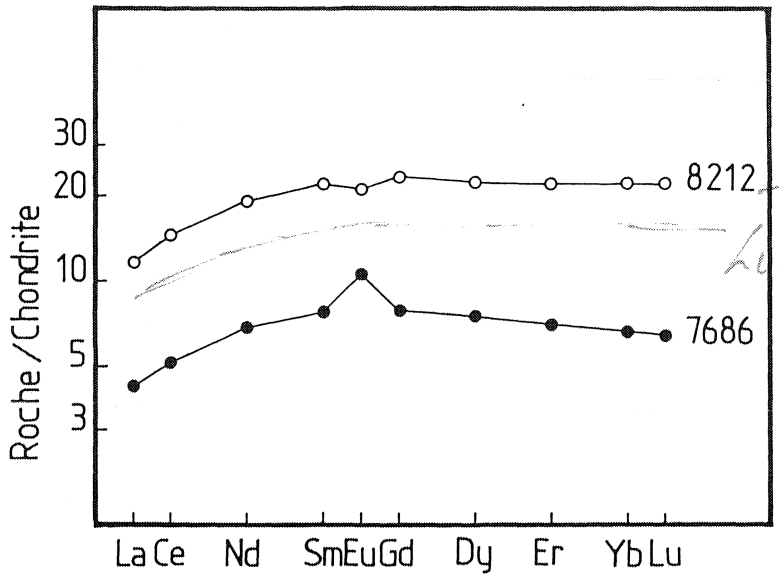

Roche/Chondrite
30
20
10
5
3
8212
7686
La Ce Nd SmEuGd Dy Er Yb Lu

FIG 6

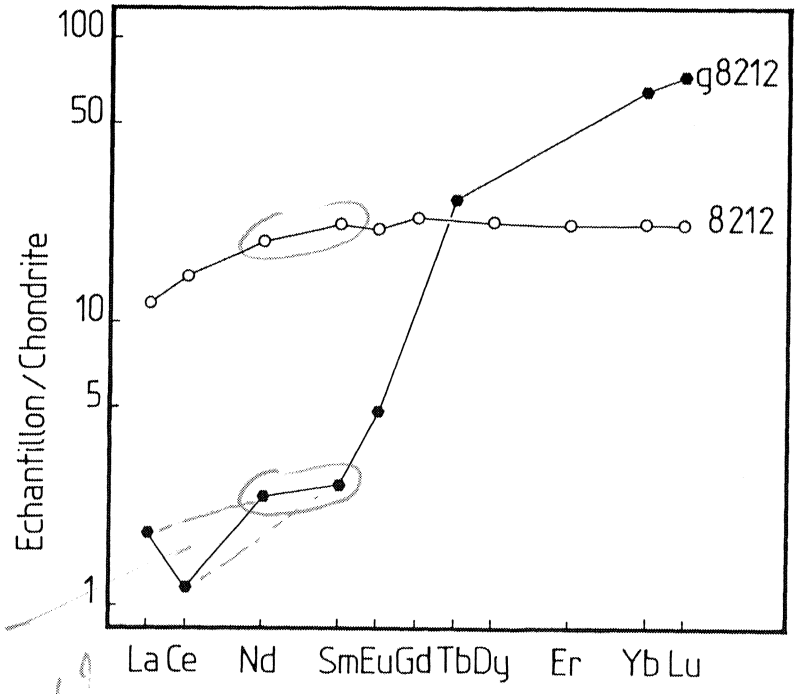

Echantillon/Chondrite
100
50
10
5
1
g8212
8212
La Ce Nd SmEuGd TbDy Er Yb Lu

FIG 7

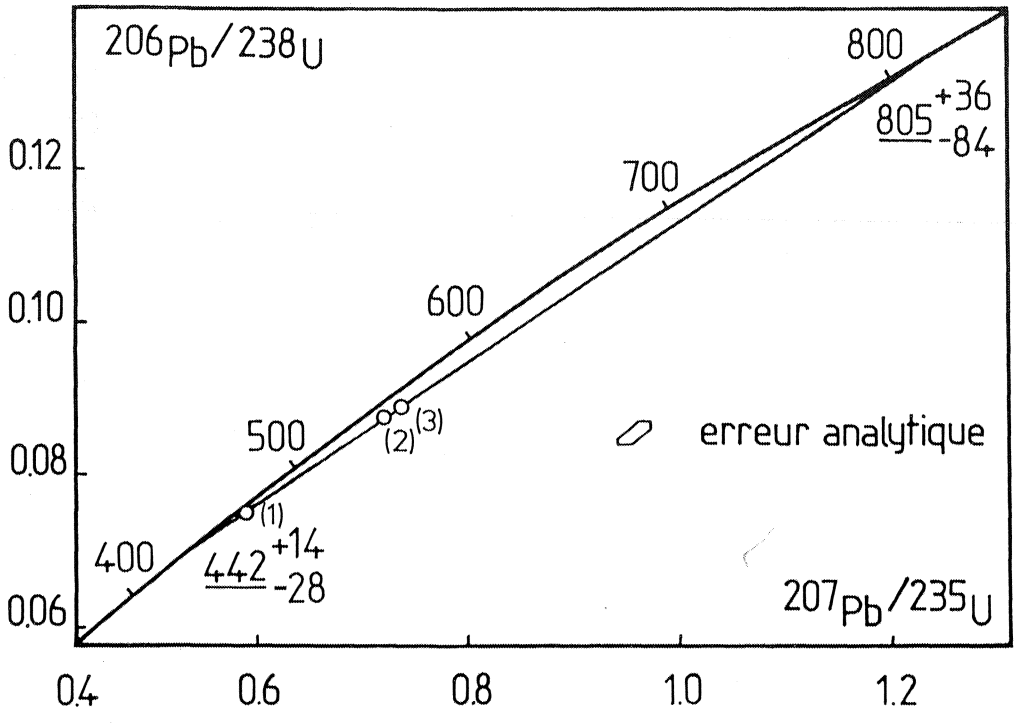

206Pb/238U
800
805 +36 -84
700
600
500
400
442 +14 -28
(1)
(2)
(3)
erreur analytique
207Pb/235U
0.12
0.10
0.08
0.06
0.4
0.6
0.8
1.0
1.2

FIG 8

(C'est quel type d'éclogite (voir p. 207)

	7686	8212	g8212	STANDART B.E.N.
SiO_2 (wt.%)	46.79	47.46		
Al_2O_3	15.90	13.03		
Fe_2O_3 (Σ Fe)	8.02	14.42		
MnO	0.15	0.19		
MgO	10.46	7.31		
CaO	13.47	10.90		
Na_2O	2.85	2.51		
K_2O	0.00	0.03		
TiO_2	0.65	1.68		
P_2O_5	0.04	0.14		
H_2O^+	0.32	0.12		
Total	98.65	97.79		
La (ppm)	1.36	3.71	0.57	78.8
Ce	4.23	11.94	0.96	148.3
Nd	4.14	11.32	1.45	—
Sm	1.50	4.19	0.51	9.97
Eu	0.76	1.53	0.35	3.68
Gd	2.04	6.11	—	—
Tb	—	—	1.29	1.14
Dy	2.45	7.33	—	—
Er	1.52	4.68	—	—
Yb	1.39	4.63	13.66	1.97
Lu	0.21	0.72	2.39	—

opx + cpx

(Ce n'est pas un liquide primaire : ni non aussi le basalte primaire & tu crois entre les deux être tholéiitique ?

TAB 1

Fractions (um)	Concentrations		Rapports isotopiques				Ages apparents (en Ma)		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	206Pb/204Pb	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb
(1) 55-80	10.5	0.79	430	0.07499	0.5892	0.05698	466	470	491
(2) 100-120	9.5	0.72	500	0.08746	0.7223	0.05989	540	552	600
(3) 132-149	9.4	0.85	142	0.08878	0.7368	0.06019	548	561	610

TAB 2

II.2- LES COMPLEXES METAMORPHIQUES DU LEON (NW BRETAGNE): UN SEGMENT DU DOMAINE EO-HERCYNIEN SUD ARMORICAIN TRANSLATE AU DEVONIEN.

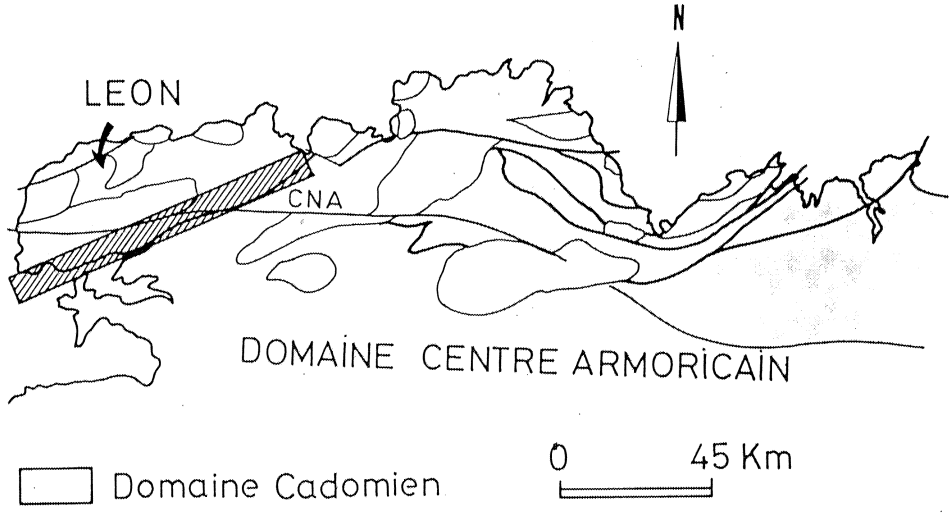
Introduction

II.2.A- Les traits majeurs du Léon.
II.2.A.1- Les ensembles lithologiques.
II.2.A.1.a- Les séries métamorphiques.
II.2.A.1.b- Les ensembles intrusifs.
II.2.A.2- Caractères structuraux principaux.

II.2.B- La bordure Sud du Léon: une zone de cisaillement dextre.

II.2.C- Modèle cinématique.

II.2.D- Implications.
II.2.D.1- Tectonique de la baie de Morlaix.
II.2.D.2- Extension géographique.
II.2.D.3- Implication géodynamique: suture du Lizard.
II.2.D.4- Bornes maximales et minimales du rejet décrochant.



Bull. Soc. géol. France, 1986, (8), t. II, n° 3, p. 471-477.

Séance spécialisée :
« Structure profonde
et évolution de la croûte hercynienne d'Europe ».
Montpellier 10-12 décembre 1984

Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Dévonien

par PASCAL BALÉ * et JEAN-PIERRE BRUN **

Mots clés. — Chaîne hercynienne, Décrochement dextre, Arc ibéro-armoricain, Dévonien. Domaine nord-armoricain.

Résumé. — Le Léon a des affinités marquantes avec le domaine sud armoricain et se trouve limité au Sud-Est par un important décrochement ductile dextre. Nous interprétons cette disposition comme résultant d'un déplacement vers le Nord-Est du Léon sur près de 400 km durant le Dévonien supérieur.

The metamorphic units of the Leon area (NW Brittany) : a part of the South armorican hercynian belt translated during Devonian times

Abstract. — During the Devonian, a part of the South armorican hercynian belt has been translated to the North along a major dextral strike slip fault trending N50.
Geodynamics implications and possible offset of this strike-slip fault are discussed at the scale of the ibero-armorican arc.

INTRODUCTION

Les séries métamorphiques du Léon posent depuis longtemps un problème quant à leur localisation dans la zonation générale du segment armoricain de la chaîne hercynienne. Bien qu'anciennement considérées comme des unités internes de la chaîne cadomienne [Cogné et Shelley, 1966 ; Chauris, 1972 ; Cabanis, 1976], une possible affinité préhercynienne à hercynienne a été proposée à la suite de datations géochronologiques [Cabanis *et al.*, 1979b].

Nous proposons ici un modèle dans lequel un décrochement majeur dextre, d'âge dévonien, mettrait en juxtaposition des séries métamorphiques para et orthodérivées d'affinité sud-armoricaine (domaine de collision, tectonique siluro-dévonienne) [Brun et Burg, 1982 ; Balé, sous presse] avec les séries sédimentaires peu métamorphiques du domaine centre-armoricain (tectonique intra-crustale, déformation dévono-carbonifère). Les implications tectoniques à l'échelle de l'Ouest de la Bretagne et de l'arc ibéro-armoricain sont présentées en conclusion.

Cette hypothèse s'appuie sur nos propres données, levers cartographiques dans la région de Lesneven, analyse de la déformation des gneiss de Brest et des formations précambriennes de la baie de Lannion, et sur les données publiées antérieurement concernant la déformation du domaine centre-armoricain.

LES TRAITS MAJEURS DU LÉON

Le Léon (fig. 1) se compose sommairement de trois types d'unités lithologiques : des séries métamorphiques, des complexes plutoniques et des séries sédimentaires [Chauris, 1972 ; Balé, sous presse].

— *Les séries métamorphiques du Nord au Sud* sont les migmatites de Plouguerneau [Cogné et Shelley, 1966], les orthogneiss de Plounevez-Lochrist datés à 385 ± 8 Ma [Cabanis *et al.*, 1979b], les gneiss para et orthodérivés de Lesneven [Balé, sous presse], les micaschistes du Conquet et les gneiss de Brest datés à 460 ± 70 Ma [Cabanis *et al.*, 1977].

— *Les plutons granitiques* [Barrière *et al.*, 1983 ; Peucat *et al.*, sous presse]. Ils se divisent principalement en deux grands ensembles :

- des granites à 330-340 Ma, monzogranite à granodiorite, calco-alcalin, tel le massif de Saint-Renan-Kersaint ;
- des granites à 290-300 Ma (granites de l'Aber-Illdut, Brignogan, baie de Morlaix). Ce sont principalement des granites potassiques subalcalins, parfois intrusifs dans les granites précédents.

Ces granites sont postérieurs à la structuration majeure de l'ensemble des unités du Léon. Certains sont déformés sur leurs bordures par des cisaillements transcurrents carbonifères.

— *Les séries sédimentaires* : la bordure est du Léon est occupée par des séries sédimentaires épizonales qui sont :

- au SE, les quartzophyllades de l'Elorn rapportées au Briovérien (pour le moins anté-Dévonien),
- au NE, les séries du bassin de Morlaix qui sont des formations siluro-dévoniennes surmontées par des « schistes zébrés », alternance schisto-gréseuse d'âge strunien à tournaisien [Cabanis, 1974 ; Cabanis *et al.*, 1979a, b].

* Centre armoricain d'étude structurale des socles (C.N.R.S.), Univ. de Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex.
** Lab. de Tectonique, Sciences Physiques de la Terre, Univ. Paris VII, 4 pl. Jussieu, 75230 Paris cedex 05.
Note présentée à la séance des 10-12 décembre 1984, déposée le 25 février 1985 ; manuscrit définitif reçu le 12 septembre 1985.

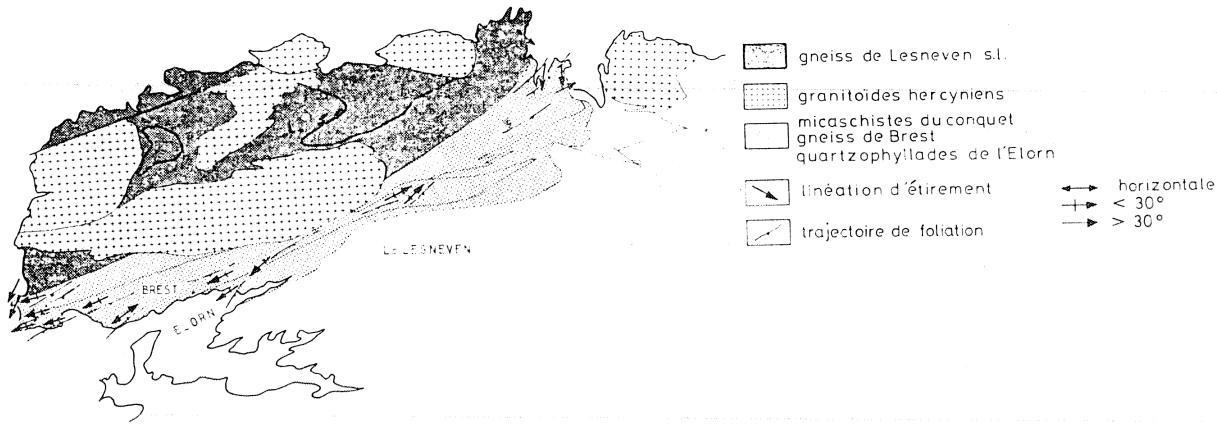


FIG. 1. — Les traits géologiques majeurs du Léon [d'après Chauris 1967, modifié].
FIG. 1. — *Simplified geological map of the Leon (N.W Brittany) [after Chauris 1967, modified].*

Afin de préciser l'âge et la nature de la structuration des séries, nous avons effectué un relevé plus détaillé dans la région de Lesneven, région qui comporte l'ensemble des unités métamorphiques représentatives du Léon.

I. — LES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES.

On distingue deux secteurs principaux (cf. fig. 2).

— Au Nord, un domaine métamorphique profond avec deux séries métamorphiques principales : gneiss de Lesneven ; orthogneiss œillés de Plounevez-Lochrist (région de Lanhouarneau).

— Au Sud, un domaine où dominent des roches intrusives : le massif granitique de Saint-Renan-Kersaint et des formations basiques intrusives dans le massif de Kersaint.

1) *Les séries métamorphiques.*

a) *Gneiss œillés de Lanhouarneau.* — Ce sont des gneiss à gros grains caractérisés par la présence d'yeux de feldspaths potassiques incluant souvent des couronnes de biotites indiquant par là leur origine magmatique. Ils sont affectés par une foliation à biotite très marquée. La présence de sillimanite est fréquente, ainsi que par endroits celle de grenats. Localement, des niveaux plus clairs à grain plus fin sont interstratifiés dans les gneiss œillés ; ils pourraient correspondre à des faciès plus fins du granite originel ainsi qu'à son ancien cortège filonien structurés avec leur encaissant.

A l'approche du contact avec les gneiss de Lesneven (surtout visible au contact nord-ouest), les gneiss passent à des blastomylonites. Enfin, vers le Sud de la série, l'in-

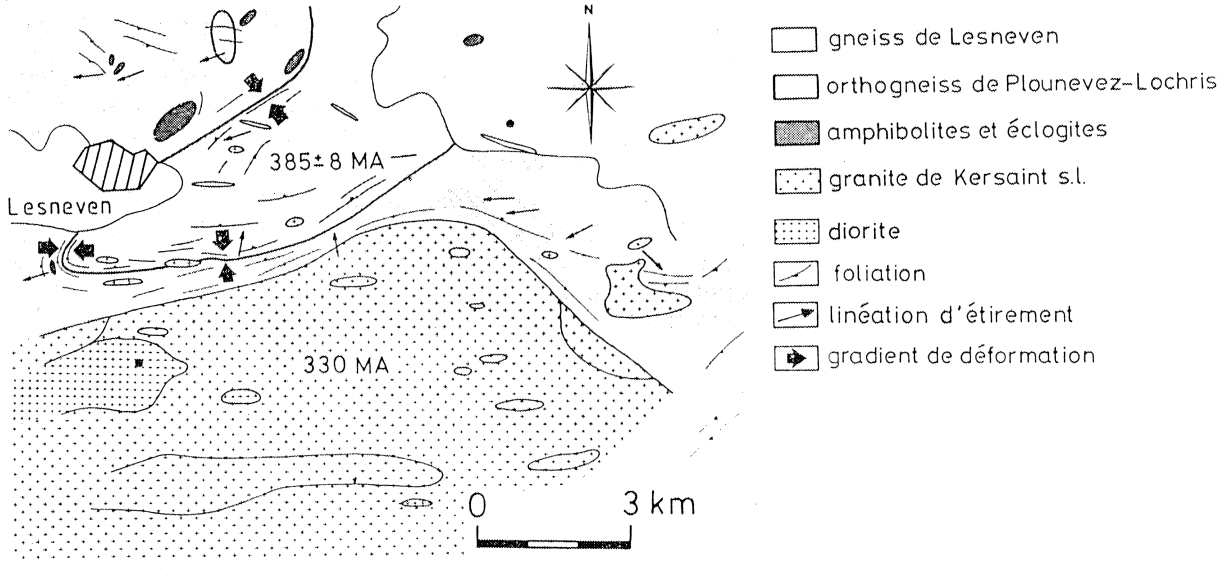


FIG. 2. — Carte géologique de la région de Lesneven.
FIG. 2. — *Geological map of the Lesneven area.*

fluence de l'intrusion du massif de Kersaint est de plus en plus ressentie : en plusieurs endroits il est possible d'observer des pointements de granite (apophyse du granite de Kersaint) avec des contacts intrusifs francs s'accompagnant de filons aplito-pegmatitiques qui recoupent les structures des gneiss œillés encaissants.

Des recristallisations statiques de muscovites tardives sont à relier à cet épisode intrusif. En de rares endroits, on observe une schistosité de type « fracture pli » s'accompagnant de cristallisation de chlorite et d'opaque (phase II ?). Les gneiss œillés ont donné un âge de 385 ± 8 Ma [Cabanis *et al.*, 1979a, b] correspondant à l'âge de cristallisation du magma.

b) *Gneiss de Lesneven.* — Ils sont beaucoup plus difficiles à caractériser car les affleurements sont très épars et la plupart du temps de mauvaise qualité. C'est un ensemble de gneiss et de micaschistes dont l'alternance fait penser à une origine paradérivée.

Dans quelques endroits vers le NW de la carte, des mobilisations anatectiques apparaissent assez souvent, pouvant aller jusqu'à des migmatites (diatexites). Certains gneiss présentent de nombreuses lentilles composées de quartz très intensément déformé. La foliation toujours très nette est soulignée par la biotite brune, bien cristallisée renfermant de nombreux zircons avec une auréole réactionnelle. C'est dans cet ensemble de gneiss que l'on trouve intercalé, sous forme de lentilles ou de boudins, des niveaux basiques de 3 types : *amphibolites, pyroxénites, éclogites.*

Les éclogites [Balé ; Godard, Cabanis, travaux en cours] sont caractérisées par la présence de grenats centimétriques entourés de couronnes réactionnelles de plagioclases et d'amphiboles. La matrice quant à elle est formée de symplectites de Cpx + Plg qui se développent probablement aux dépens de l'omphacite. Cette texture est typique d'une éclogite rétromorphosée dans le faciès amphibolite.

Au contact des éclogites il est fréquent d'observer des niveaux de gneiss à accumulation de grenats. De plus le contact SW est jalonné par endroits de lentilles présentant une minéralogie tout à fait particulière puisqu'elle comprend l'ensemble des 3 silicates d'alumine : sillimanite, andalousite, disthène. La plupart du temps le disthène est rétromorphosé en sillimanite. Ainsi, si l'épisode général tectonométamorphique se situe dans le faciès amphibolite, il est à retenir que cet épisode succède à un métamorphisme haute pression dont il ne reste plus de trace du point de vue tectonique.

2) *Ensemble intrusif : le massif de Saint-Renan-Kersaint.*

Ce massif qui occupe la partie sud comprend deux faciès principaux : *un faciès à gros grain, porphyroïde* (le massif de Kersaint) et un *faciès à grain fin* (le massif de Saint Renan). Ce dernier forme une bande allongée E-W dans le massif de Kersaint. Il en jalonne aussi la bordure mais de façon discontinue. Souvent ces deux faciès sont intimement liés et il est difficile d'en établir une cartographie précise.

Un troisième faciès s'ajoute à cet ensemble. Il s'agit de *roches grenues sombres, à gros grains*, formées de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, amphibole et de très abondants sphènes. Elles se situent dans le domaine des diorites (cf. fig. 1) et sont sans doute intrusives dans ce massif. Enfin, le complexe granitique montre, en enclaves, des éléments de la formation des gneiss de Lesneven.

II. — Caractères structuraux principaux.

Du point de vue structural, la région se divise également en deux parties :

— *Au Nord* : un domaine très structuré et métamorphisé comprenant l'ensemble des formations cristallophylliennes ;

— *Au Sud* : un domaine intrusif non déformé mais pouvant avoir une influence structurale sur les formations qui lui sont proches.

L'ensemble des formations gneissiques est affecté par deux déformations. La structure la plus remarquable sur le terrain est la foliation métamorphique à biotite dans les gneiss. Souvent très pentée (entre 50-80°) et la plupart du temps vers le Nord, elle est orientée ENE-WSW. Au Sud, cette foliation est redressée par la montée du pluton de Kersaint et moule ce dernier. D'autre part, elle est replissée par des plis souples sans ou avec peu de schistosité associée (crénulation) qui peuvent être soit antérieurs au pluton soient syn-mise en place du pluton.

La nature du contact entre les gneiss œillés et les gneiss de Lesneven semble être de nature tectonique pour deux raisons majeures :

- il existe un fort gradient de déformation à l'approche du contact. Le contact est souligné par de véritables mylonites ;
- ce contact est jalonné (surtout visible dans la partie nord) par des lentilles de métabasites dans lesquelles on reconnaît des éclogites.

Nous sommes visiblement en présence *d'un contact de chevauchement* ; la série des gneiss de Lesneven chevauche les orthogneiss et crée ainsi la foliation I dans un climat métamorphique du type amphibolite faciès.

La *foliation* I est ensuite reprise par des plis souples à axes (35-40 au 230-240) et légèrement déversés vers le Sud avec peu de déformation interne dans un climat métamorphique schiste vert. Cette phase II est peut-être à relier avec la montée des plutons.

La *linéation* d'étirement est matérialisée dans les gneiss œillés par l'étirement des yeux de Kf et dans les gneiss de Lesneven par l'alignement des minéraux (linéation minérale) ou l'allongement de petites lentilles Q-F. Cette linéation est orientée NE-SW et assez fortement pentée dans la partie nord de la coupe. Le plissement tardif du contact et les affleurements trop épars ne permettent pas de retracer la vergence initiale des chevauchements.

L'âge des orthogneiss de Plounevez-Lochrist prouve que la déformation des gneiss de Lesneven au sens large est une *déformation hercynienne.* Aucune déformation antérieure (déformation cadomienne sur un socle ancien) n'est visible. La nature des différents faciès lithologiques en présence (en particulier les éclogites et leur environnement), leur âge, leur structuration et leur métamorphisme confèrent à l'ensemble de ces séries une « signature » sud-armoricaine

[Cogné et Peucat, 1973 ; Audren et Le Metour, 1976 ; Marchand, 1981 ; Godard, 1981 ; Burg, 1981 ; Peucat et Cogné, 1974].

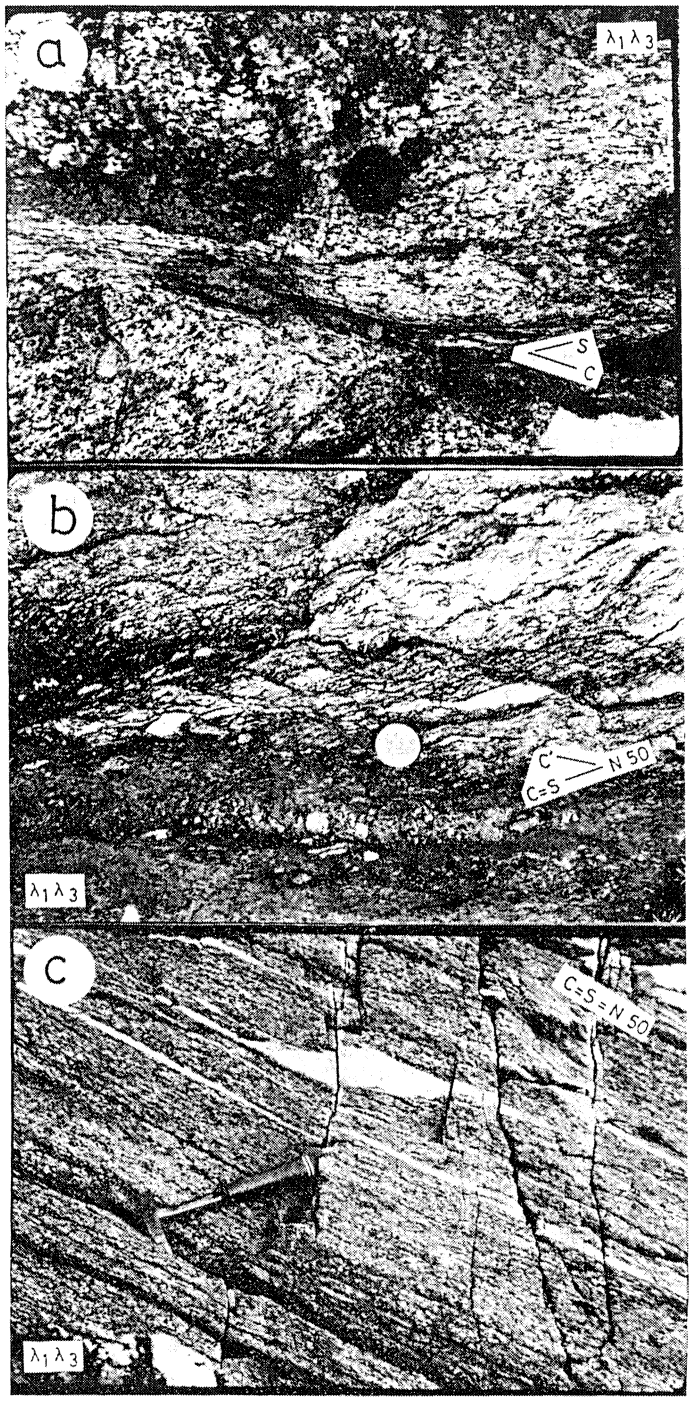


FIG. 3.
a : zone de cisaillement dextre dans les gabbros (contact gneiss de Brest, micaschistes du Conquet) ; b : bandes secondaires de cisaillement (C') dans les gneiss de Brest ; c : structure des gneiss de Brest.

FIG. 3.
a : *dextral shear zone in gabbros at the contact between the « gneiss de Brest » and the « micaschistes du Conquet »* ; b : *secondary shear bands (C') in the « gneiss de Brest »* ; c : *« gneiss de Brest » structure.*

LA BORDURE SUD DU LÉON : UNE ZONE DE CISAILLEMENT DEXTRE.

La formation des gneiss de Brest sur plus de 50 km ce dans une direction N50 est caractérisée par l'existence de nombreuses preuves de cisaillement dextre intense : le plan de foliation toujours vertical à subvertical est orienté environ N50, la linéation d'étirement λ_1, assez fortement marquée est peu pentée à l'horizontale sur le plan λ_1 λ_2 (cf. fig. 1) : elle est représentée par une linéation d'agrégats (« rod » de quartz) et par l'étirement des clastes feldspathiques. Enfin le caractère non coaxial de la déformation est souligné par la présence de bandes de cisaillement secondaires ainsi que par l'assymétrie des plis mineurs et des zones abritées, le tout donnant un sens dextre pour l'ensemble de la zone (cf. photos fig. 3).

Dans les bandes de cisaillement et dans la schistosité, la biotite syncinématique est stable. Les structures antérieures déjà citées sont reprises à l'approche de la zone de cisaillement.

Le contact Léon domaine centre armoricain correspond à une zone de cisaillement qui a fonctionné antérieurement au cisaillement nord armoricain proprement dit : le granite de Saint-Renan-Kersaint affecté par le cisaillement N100 ne laisse apparaître aucune structure N50 : il est donc postérieur à cet événement. Il est d'ailleurs syntectonique du cisaillement nord-armoricain à environ 330 Ma [Goré, 1985]. Le cisaillement nord armoricain recoupe cette zone et donne cartographiquement une flexure à la bande N50 des gneiss de Brest. L'intervalle de temps 380-330 Ma permet donc de proposer un âge dévonien pour le fonctionnement de ce décrochement dont la largeur excède une dizaine de kilomètres.

Les formations paléozoïques, sur la rive gauche de l'Elorn montrent également de nombreux critères de cisaillement dextre [Darboux, 1981] d'âge dévonien supérieur [Darboux *et al.*, 1977] (structures affectant le Dévonien de la Rade de Brest mais pas le Carbonifère de l'Ouest du bassin de Chateaulin). Par ailleurs, l'existence dans ces formations de structures tangentielles précoces [Babin *et al.*, 1975 ; Darboux et Plusquellec, 1981 ; Darboux et Garreau, 1976] est interprétable par une déformation progressive [Darboux, 1981] à l'intérieur d'une zone de cisaillement combinant chevauchement vers le Sud et cisaillement dextre.

MODÈLE CINÉMATIQUE

Le caractère « exotique » du Léon est souligné par sa juxtaposition à un domaine nord armoricain aux caractères très particuliers : le domaine cadomien (cf. fig. 4). En effet, depuis la baie de Lannion jusqu'aux dômes migmatitiques de Saint-Malo, ces régions n'ont que très peu été affectées par l'Hercynien [Balé et Brun, 1984]. L'ensemble du magmatisme de ce domaine donne des âges précambriens compris entre 620 et 540 Ma [Peucat, 1982 ; Graviou, 1984]. Le domaine cadomien est limité au NW par un alignement d'orthogneiss datés à 2 Ma [Calvez et Vidal, 1978 ; Vidal *et al.*, 1981]. La « signature » sud-armoricaine des séries métamorphiques du Léon et la nature cisaillante

dextre de son contact avec le domaine centre armoricain nous conduisent donc à rechercher une localisation antérieure de ce domaine dans le prolongement du domaine sud-armoricain. L'évolution peut être schématisée comme suit : (fig. 4).

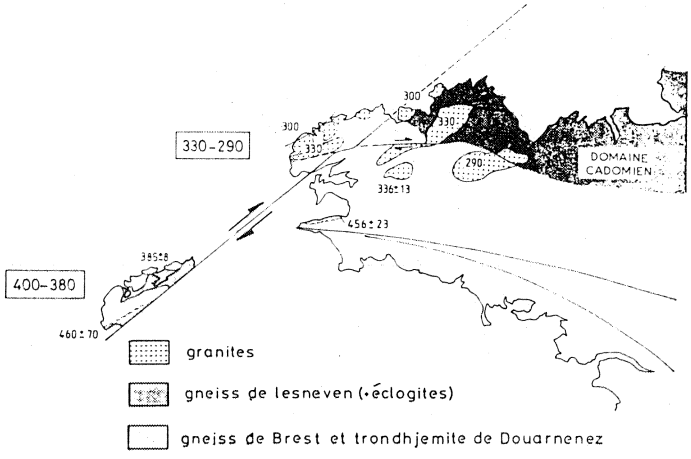


FIG. 4. — Modèle cinématique du déplacement du Léon.
FIG. 4. — *Kinematic model of the Leon's translation.*

1) à 380 Ma, âge des orthogneiss de Lesneven, les unités du Léon étaient situées au Sud du cisaillement sud-armoricain ;

2) après 380 Ma le bloc incluant le Léon se déplace vers le NE le long d'une faille orientée N40 à N50 ;

3) avant 340 Ma, le mouvement décrochant s'atténue en donnant une intense déformation dans les bordures des deux blocs en présence. Le rejet décrochant est au minimum de 150 km ;

4) à 330-320 Ma, ce décrochement est recoupé par le décrochement dextre nord armoricain [Guillet, 1983] et peut être partiellement réactivé en cisaillement dextre et réutilisé pendant ce nouvel épisode décrochant.

IMPLICATIONS.

1) *Tectonique de la baie de Morlaix.*

Nous n'avons pas trouvé de manifestations claires et indiscutables du prolongement de cette zone de cisaillement au NE du Léon (région de Morlaix-Lannion). Cependant la cohérence possible des structures cadomiennes de la baie de Saint-Brieuc [Balé et Brun, 1983, 1984] à la baie de Lannion [Balé, travaux en cours] nous permet de situer son passage le plus probable dans la baie de Morlaix. La complexité structurale des séries paléozoïques de ce secteur qui a été longuement décrite [Cabanis, 1974 ; Cabanis *et al.*, 1979a] pourrait probablement être expliquée dans le cadre de notre hypothèse.

2) *Extension géographique.*

Une extension géographique minimale de ce décrochement peut être proposée à partir de la carte géologique des

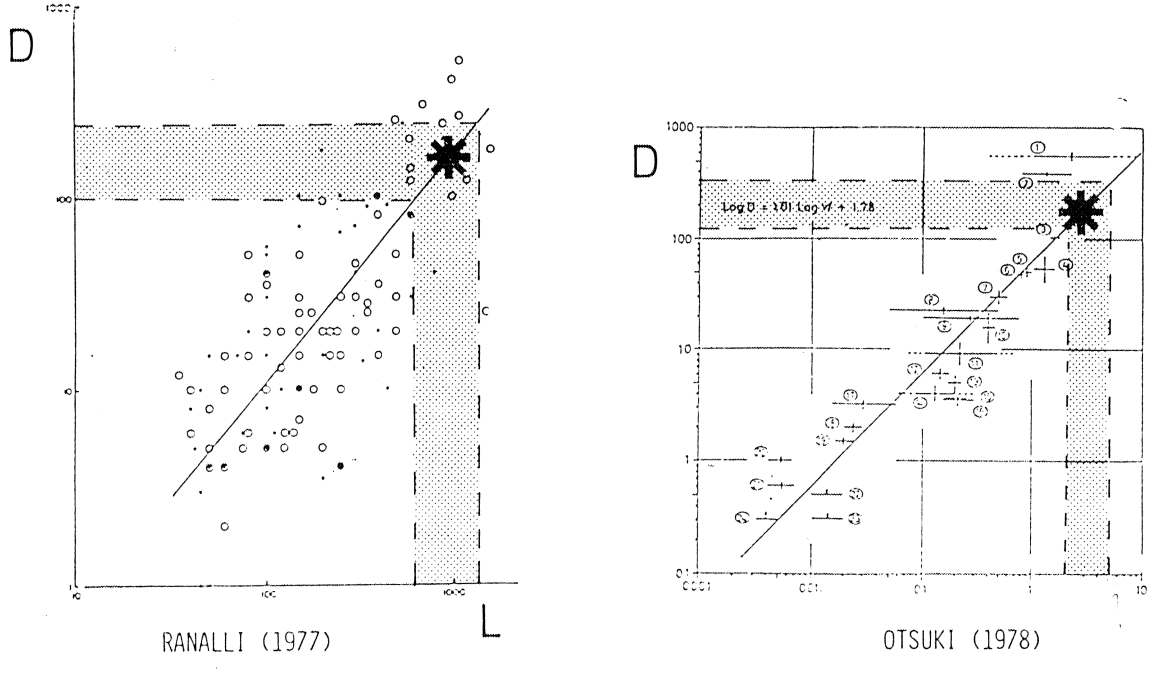


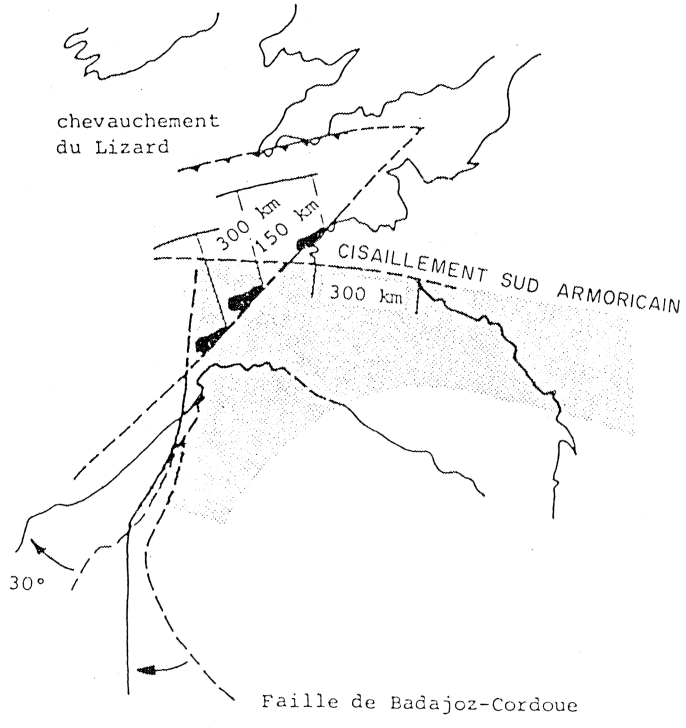
FIG. 5. — Relation entre quantité de décrochement (D) et longueur de la faille (L) [d'après Ranalli, 1977] et entre largeur de la faille (l) et quantité de décrochement (D) [d'après Otsuki, 1978].

FIG. 5. — *Empirical relationships between displacement* (D) *and length* (L) [*after Ranalli, 1977*], *and between width* (l) *and displacement* (D) [*after Otsuki, 1978*] *for a strike-slip fault.*

abords immergés du Massif armoricain [Lefort, 1978]. Vers le SW un contact (orienté N40-N50) entre terrains cristallins et terrains sédimentaires montre très clairement son prolongement jusqu'au cisaillement sud armoricain. Ce prolongement est souligné sur la carte magnétique [B.R.G.M., 1969] par un alignement de petites anomalies. Vers le NE, au-delà de la baie de Morlaix la limite occidentale du domaine dans lequel a été reconnue l'existence de noyaux de Précambrien ancien (2 milliards d'années) Petit Trégor-Trégor-île de Guernesey-cap de la Hague constitue son prolongement le plus vraisemblable. Ainsi une extension géographique minimale du décrochement peut être proposée à l'échelle du Massif armoricain, soit sur une longueur d'environ 400 km.

3) *Implication géodynamique : suture du Lizard.*

Ainsi définie, nous constatons que cette faille rejoint au NE le chevauchement du Lizard (fig. 6). Le « replacement » du Léon au Sud du cisaillement sud armoricain implique l'existence d'un bassin au Sud du site actuel des chevauchements du Lizard. L'âge dévonien supérieur [Sanderson et Dearman, 1973] du chevauchement des corps ophiolitiques et la direction de transport N160-N170 des unités allochtones [Le Gall, 1983] sont à priori compatibles avec la cinématique (déplacement et chronologie) du bloc incluant le Léon. Le décrochement Elorn-La Hague aurait de ce fait joué le rôle d'une faille transformante dans la fermeture du bassin du Lizard.



4) *Bornes maximales et minimales du rejet décrochant.*

Nous avons montré plus haut qu'un décrochement minimal de 150 km était nécessaire pour replacer le Léon en position sud armoricaine. En utilisant la relation linéaire empirique qui existe entre quantité de décrochement et longueur du décrochement [Ranalli, 1977 ; Otsuki, 1978], afin d'obtenir un ordre de grandeur possible pour cette faille en fonction des observations directes à terre (par exemple la largeur de la zone déformée) (fig. 5) nous pouvons postuler pour cette faille une longueur d'au moins 6,6 fois 150 km soit environ 1 000 km. Comme nous n'en avons reconnu que 400 km il nous semble donc nécessaire de tenter de retrouver son prolongement au Sud du cisaillement sud armoricain. Pour ce faire nous partons du « fit » du golfe de Gascogne [Matte, 1983], puis nous faisons subir une rotation dextre de 30° environ à la bordure portugaise de la péninsule Ibérique en nous appuyant sur les données paléomagnétiques [Perroud et Bonhommet, 1981] pour corriger les effets de la déformation carbonifère et enfin nous effectuons un rétrodécrochement sur le cisaillement sud-armoricain jusqu'à trouver un « candidat » possible pour le prolongement du décrochement (fig. 6).

Au NW de la péninsule Ibérique aucune faille n'est susceptible de fournir le prolongement recherché. Un rétrodécrochement de 500 km, au plus, ferait passer la faille au-delà de l'intersection cisaillement sud-armoricain et de la faille de Badajoz-Cordoue. Une solution de ce type n'est donc pas envisageable. Un rétrodécrochement de 300 à 350 km sur le cisaillement sud-armoricain met la faille Elorn-La Hague dans le prolongement du plateau continental ouest ibérique (fig. 6).

En l'absence de données géologiques et géophysiques précises, cette frontière morphologique peut constituer le prolongement recherché. Dans cette hypothèse le déplacement maximum du bloc incluant le Léon serait de l'ordre de 300 km, ce qui, corrélativement, doublerait l'extension possible du bassin sud Lizard (fig. 6).

Ce décrochement est encore difficilement corrélable avec les modèles actuels d'évolution de la chaîne hercynienne [Bard *et al.*, 1980], en particulier, se pose le problème des relations de ce type de décrochement avec les grands chevauchements dévoniens à vergence sud.

Remerciements. — Les levers de terrain dans la région de Lesneven (P. Balé) ont été financés par le B.R.G.M Nous remercions B. Auvray, J. Chantraine, P. Choukroune D. Gapais, Cl. Le Corre et J.-J. Peucat pour leurs critiques constructives.

FIG. 6. — Prolongement possible de la faille Elorn - La Hague à l'échelle de l'arc ibéro-armoricain. Fit anté-carbonifère [d'après Matte, 1983, modifié].

FIG. 6. — *Possible regional extension of the Elorn - La Hague fault zone at the scale of the ibero-armorican arc. Pre-carboniferous fit [after Matte, 1983, modified].*

Références

AUDREN CL. et LE MÉTOUR J. (1976). — Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 4, p. 1041-1049.

BABIN CL., DARBOUX J.-R., DUÉE G., GRAVELLE M., MORZADEC P., PLUSQUELLEC Y. et THONON P. (1975). — Tectoniques tangentielles et tectoniques superposées dans le Dévonien de la rade de Brest (Nord Finistère). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 280, p. 259-262.

BALÉ P. (1985). — Légende de la feuille du 1/50 000 de Landerneau. (sous-presse).

BALÉ P. et BRUN J.-P. (1983). — Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 297, p. 359-362.

BALÉ P. et BRUN J.-P. (1984). — Cinématique et chronologie de la tectonique cadomienne en Bretagne septentrionale. *10e Réun. Ann. Sci. Terre*, Bordeaux. Livre en dépôt à la Soc. géol. France.

BARD J.-P., BURG J.-P., MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1980). — La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 108, p. 233-246.

BARRIERE M., ROLET J. et THONON P. (1983). — Le magmatisme marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-armoricain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 296, p. 917-922.

BRUN J. P. et BURG J. P. (1982). — Combined thrusting and wrenching in the ibero-armorican arc : a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, p. 319-332.

BUR. RECH. GEOL. MIN. Ed. (1965). — Carte d'anomalie magnétique du champ total de la France au 1/1 000 000.

BURG J.-P. (1981). — Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 293, p. 849-854.

CABANIS B. (1974). — La tectogenèse hercynienne dans la région de Morlaix et la signification à l'échelle du NW de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVI, 2, p. 230-237.

CABANIS B. (1976). — Arguments en faveur d'un socle orthogneissique dans le pays de Léon (Bretagne). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 282, p. 263.

CABANIS B., CHANTRAINE J. et HERROUIN Y. (1979a). — Le bassin de Morlaix, une unité circonscrite et indépendante dans le contexte géologique régional. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, I, 4, p. 269-276.

CABANIS B., MICHOT. J. et DEUTSCH S. (1977). — Remise en question de la datation géochronologique des gneiss de Brest (Bretagne Occidentale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 284, p. 283.

CABANIS B., PEUCAT J.-J., MICHOT J. et DEUTSCH S. (1979b). — Remise en cause d'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord armoricain). Étude géochronologique par les méthodes Rb-Sr et U/Pb des orthogneiss de Treglonou et de Plounevez-Lochrist. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, I, 4, p. 357-364.

CALVEZ J.-Y. et VIDAL P. (1978). — Two billion years old relicts in the hercynian belt of western europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 395-399.

CHAURIS L. (1972). — Légende de la feuille 1/80 000. 3e Édition, Brest.

COGNÉ J. et PEUCAT J.-J. (1973). — Une étape magmatique nouvelle dans l'évolution hercynienne sud armoricaine : le granite orthogneissique de Pors-Poulhan en baie d'Audierne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 277, p. 2601.

COGNÉ J. et SHELLEY D. (1966). — Structure géologique du secteur des abers. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 19, 1, p. 1-40.

DARBOUX J.-R. (1981). — Caractérisation du régime cisaillant de la déformation hercynienne dans les monts d'Arrée (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 292, p. 1497-1500.

DARBOUX J.-R. et GARREAU J. (1976). — Précisions sur la structure de l'Arrée et de ses piémonts dans leur terminaison occidentale (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 283, p. 1007-1010.

DARBOUX J.-R., GRAVELLE M., PELHATE A. et ROLET J. (1977). — L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 284, p. 1151-1154.

DARBOUX J.-R. et PLUSQUELLEC Y. (1981). — Tectonique du Dévonien inférieur de la presqu'île de Crozon : la coupe des capucins en Roscanvel (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 292, p. 1409-1411.

GODARD G. (1981). — Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif armoricain, France). Thèse de 3e cycle, Nantes, 153 p.

GORÉ B. (1985). — Cisaillement. Transcurent et plutonisme polyphasé. D.E.A., Rennes.

GRAVIOU P. (1984). — Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région Trégorroise (Massif armoricain). Thèse 3e cycle, Rennes, 236 p.

GUILLET Ph. (1983). — Les granites de Guérande et de Plouaret (Massif armoricain). Aspects structuraux et cinématiques de leur mise en place. Thèse de 3e cycle, Nantes, 162 p.

LEFORT J.-P. (1978). — Les prolongements submergés du Massif armoricain : étude de géologie et de géophysique marine. *Mém. Soc. géol. France*, LVI, n° 130, 68 p.

LE GALL (1983). — La chaîne hercynienne en Cornouaille anglaise : étude géologique du front du Lizard et des formations à blocs des zones du Meneage et de Roseland. Implications géodynamiques. Thèse de 3e cycle, Brest, 192 p.

MARCHAND J. (1981). — Écaille d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceau (Bretagne méridionale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 293, p. 223-228.

MATTE P. (1983). — Two geotraverses accords the ibero-armorican variscan arc of western europe. *Geodynamics series*, American Geophysical Union, 10, p. 53-81.

OTSUKI K. (1978). — On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. *J. Geol. Soc. Japan*, 81, 11, p. 661-669.

PERROUD N. et BONHOMMET N. (1981). — Paleomagnetism of the ibero-armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. *Nature*, 292, 5822, p. 445-448.

PEUCAT J.-J. (1982). — Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb) exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et Grande Kabylie. Thèse d'État, CAESS, CNRS, Rennes, 158 p.

PEUCAT J.-J., AUVRAY B., HIRBEC Y. et CALVEZ J.-Y. (1985). — Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif armoricain : Géochronologie Rb/Sr (sous presse).

PEUCAT J.-J. et COGNÉ J. (1974). — Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Sud Finistère). Un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la meseta ibérique et les régions sud armoricaine. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 278, p. 1809-1812.

RANALLI G. (1977). — Correlation between length and offset in strike slip faults. *Tectonophysics*, 37, p. 1-7.

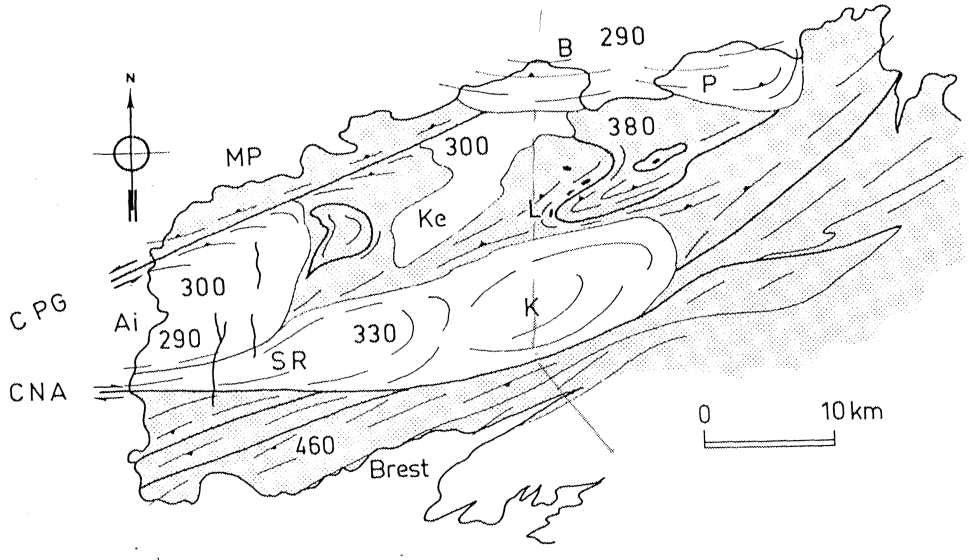
SANDERSON D. J. et DEARMAN W. R. (1973). — Structural zones of the Variscan fold belt in Southwest England, their location and development. *J. Géol. Soc. London*, 129, p. 527-536.

VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R. et COGNÉ J. (1981). — Precadomian relicts in the armorican massif : their age and role in the evolution of the western and central european cadomian-hercynian belt. *Precambrian research*, 14, p. 1-20.

II.3- LE LEON, DOMAINE HERCYNIEN S.S. : SA PARTICULARITE DANS LA ZONATION HERCYNIENNE ARMORICAINE.

II.3- CONCLUSION: LE LEON, DOMAINE HERCYNIEN S.S.: SA PARTICULARITE DANS LA ZONATION HERCYNIENNE ARMORICAINE.

Les differentes données et résultats (géochronologiques et structuraux) acquis sur le Léon lors de cette étude et concernant l'histoire précoce (Siluro-Dévonienne) ainsi que les données récentes sur l'histoire Carbonifère (Goré et Le Corre 1986, Jamgotchian 1986, Georget et al 1986, Balé et al 1986) permet d'avoir une vision nouvelle bien qu'encore incomplète du Léon et de proposer un modèle d'évolution géodynamique dans cette région (Balé et al 1986).



P: Plouescat, B: Brigognan, K: Kersaint, SR: St Renan, AI: Aber Ildut, MP: Migmatites de Plouguerneau, Ke: Kernilis, L: Lesneven, CPG: Cisaillement Porspoder-Guisseny, CNA: Cisaillement Nord-Armoricain. Contours d'après Chauris.

Fig II.3.1: carte structurale du Léon (trajectoires de schistosité) (d'aprés Balé et al 1986)

Plusieurs résultats importants ressortent de cette étude:

(i) aucune structure précambrienne n'est observable dans cette région: le Léon ne fait pas partie du domaine Cadomien.

(ii) l'évènement tectono-métamorphique le plus ancien correspond à un épisode de haute pression à 440 Ma attesté par la présence de reliques éclogitiques sous forme de boudins ou de lentilles dans les unités métamorphiques.

(iii) l'évolution structurale précoce, son age et les unités lithologiques en présence sont semblables à l'évolution éo-hercynienne à hercynienne du domaine Sud armoricain (ou Nord Ibérique).

A la lumière de ces nouveaux résultats le schéma suivant est proposé (Balé et al 1986):(fig II.3.1 et II.3.2)

(1) autour de 460 ma: évènement magmatique induisant l'intrusion d'un ensemble trondhjémitique d'où dériveront les gneiss de Brest (possible équivalent de la trondhjémite de Douarnenez).

(2) à 440 Ma: évènement tectono-métamorphique de haute pression-haute température correspondant vraisemblablement à la collision et à l'obduction de matériel océanique telles qu'on les connait en d'autres endroits de la chaine hercynienne (Champtoceaux, Audierne, Vendée, Horst des Essarts, Limousin ...).

(3) jusqu'à 390-380 Ma: évènement métamorphique et structural correspondant à des chevauchements (W,NW ?) dans le faciès amphibolite et aboutissant à une migmatisation des unités et à la mise en place de granites d'anatexie.

(4) entre 380 et 340 Ma: formation d'une zone de cisaillement transcurrente dextre NE-SW sur la bordure Est du léon. Elle a pour conséquence de déplacer ce bloc continental depuis une position Sud armoricaine jusqu'à sa juxtaposition aux domaines Nord et centre armoricain. Cette zone de cisaillement fait sans doute rejouer une discontinuité cadomienne importante (limite externe du domaine cadomien).

(5) à 330-300 Ma: mise en place de complexes granitiques syntectoniques. Le massif de St Renan-Kersaint se met en place pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement dextre N100 (C.N.A.)(Goré et Le Corre 1986, Chauris 1972). Le granite porphyroïde de l'Aber Ildut et les leucogranites associés du type Ploudalmézeau-Kernilis se mettent en place durant le fonctionnement d'une zone de cisaillement ductile décro-chevauchante sénestre N60 (Jamgotchian 1986). L'ensemble du massif forme un diapir

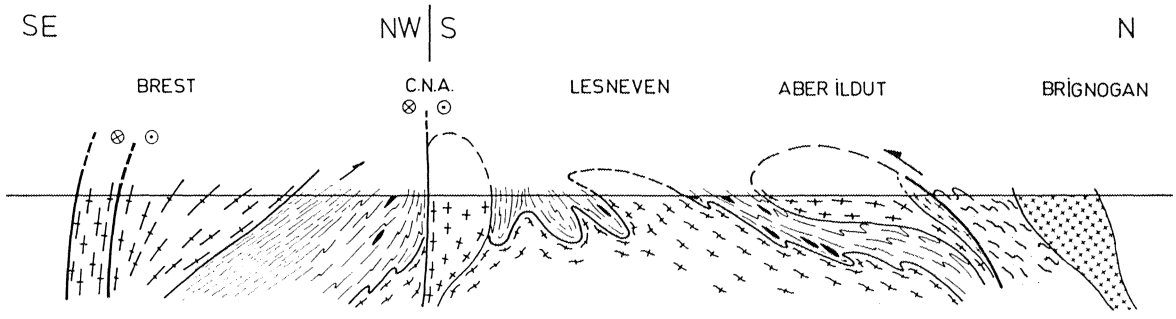


Fig II.3.2: coupe interprétative des unités du Léon

chevauchant vers le Sud. Cette structure fait remonter au Nord les migmatites de Plouguerneau. cet épisode perturbe la structuration primaire des unités métamorphiques en plissant la schistosité et en déversant les structures vers le Sud.

(6) les derniers évènements hercyniens majeurs sont représentés par le massif de Brignogan-Plouescat (Georget 1986, Georget et al 1986), ensemble intrusif crustal monzogranitique n'ayant subit aucune déformation post mise en place mais cependant encore déversé vers le Sud. Ce massif daté à 292 Ma (Georget et al 1986) recoupe toutes les unités. Il doit être rapproché par ses caractères, son age et son origine des microgranites du bas Léon (292 Ma), du complexe de Ploumanac'h (300 Ma) et des granitoides du SW de l'Angleterre (290-280 Ma) (Georget 1986).

Le domaine du Léon apparait donc comme un résumé de l'histoire paléozoique du Massif armoricain; tous les épisodes, depuis la convergence précoce jusqu'aux derniers évènements intracontinentaux fini-carbonifères, y sont représentés, ce qui lui confère une identité particulière au sein du domaine Nord armoricain.

CHAPITRE III- LES INTERACTIONS DECROCHEMENTS-CHEVAUCHEMENTS: MODELISATION EXPERIMENTALE.

* * *

III.1- VERGENCE ET PROPAGATION DES CHEVAUCHEMENTS DANS UN SYSTEME FRAGILE-DUCTILE.

Introduction.

III.1.A- Procédure expérimentale.

III.1.B- Composition rhéologique des modèles.

III.1.C- Description des modèles.
- III.1.C.1- Rappel: modèle 0 (purement fragile).
- III.1.C.2- Modèle 1.
- III.1.C.3- Modèle 2.

III.1.D- Comparaison des modèles et interprétation.
- III.1.D.1- Localisation des chevauchements.
- III.1.D.2- Vergence.
- III.1.D.3- Propagation.

III.1.E- Conclusions et implications géologiques.
- III.1.E.1- Discontinuité du premier type.
- III.1.E.2- Discontinuité du deuxième type.

III.2- COLLISIONAL ARCS DUE TO INTERACTION BETWEEN THRUSTS AND STRIKE SLIP FAULTS: AN EXPERIMENTAL APPROACH.

Introduction

III.2.A- Arcuate orogenic belts in geology.

III.2.B- Experimental procedure.
- III.2.B.1- Apparatus.
- III.2.B.2- Boundary conditions.
- III.2.B.3- Analogy of rheological laws.
- III.2.B.4- Scaling.
- III.2.B.5- Building of models.

III.2.C- Development of thrusts and strike slip faults.

III.2.D- Structure of arcs.
- III.2.D.1- First type arc.

III.2.D.1.a- Free surface features.
III.2.D.1.b- Analysis of cross sections.
III.2.D.2- Second type arc.
III.2.D.2.a- Free surface features.
III.2.D.2.b- Analysis of cross sections.

III.2.E- Experimental conclusions.

III.2.F- Discussion: geological implications.
III.2.F.1- Centripetal type arcs.
III.2.F.2- Centrifugal type arcs.

General conclusion.

Le but de cette modélisation est de mieux comprendre les interactions décrochement-chevauchement et surtout de suivre au cours de leur développement les relations mutuelles entre les deux types de structures. Il s'agit, par des modélisations simples dans un premier temps, de tester quelques hypothèses sur la géométrie de structures géologiques dont seul le champ de déformation finie nous est accessible. Il n'est en aucun cas question de reproduire une géométrie précise de structure naturelle mais plutot de comparer les différents types d'évolutions possible en fonction des conditions aux limites appliquées aux modèles.
Dans un premier temps, une série d'expériences a été réalisée afin de tester différents paramètres (chapitre III.1):

- rhéologie et dimensionnement des modèles,
- conditions d'apparition et géométrie des failles dans un système considéré,
- nature et influence des effets de bord.

Une fois une meilleure compréhension de la déformation des modèles acquise, une deuxième sèrie d'expériences (chapitre III.2) a été effectuée pour étudier les interactions simultanées entre décrochement et chevauchement imposés et les champs de déformation qui en résultent.

III.1- VERGENCE ET PROPAGATION DES CHEVAUCHEMENTS DANS UN SYSTEME FRAGILE-DUCTILE.

Introduction.

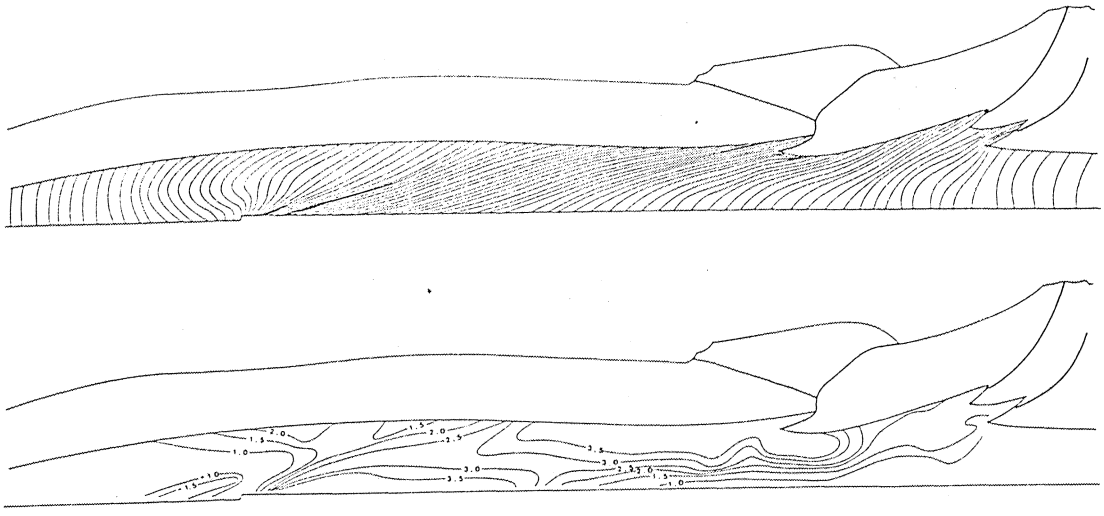
III.1.A- Procédure expérimentale.

III.1.B- Composition rhéologique des modèles.

III.1.C- Description des modèles.
- III.1.C.1- Rappel: modèle 0 (purement fragile).
- III.1.C.2- Modèle 1.
- III.1.C.3- Modèle 2.

III.1.D- Comparaison des modèles et interprétation.
- III.1.D.1- Localisation des chevauchements.
- III.1.D.2- Vergence.
- III.1.D.3- Propagation.

III.1.E- Conclusions et implications géologiques.
- III.1.E.1- Discontinuité du premier type.
- III.1.E.2- Discontinuité du deuxième type.



III.1- VERGENCE ET PROPAGATION DES CHEVAUCHEMENTS DANS UN SYSTEME FRAGILE-DUCTILE

(Publication en préparation en collaboration avec Ph.Davy et J.P.Brun)

Les chevauchements sont les principales structures responsables de l'épaississement crustal dans les zones de collision. De nombreuses études géologiques ont permis de montrer qu'il existait des chevauchements à l'échelle de l'ensemble de la croute mais aussi à des niveaux plus superficiels (décollement socle-couverture). Si la géométrie des chevauchement est maintenant assez bien connue, il n'en est pas de même des conditions de leur initiation et de leur développement.

La connaissance actuelle des rhéologies de la croute nous montre qu'on peut distinguer deux propriétés rhéologiques reponsables des deux principaux modes de déformation (Davy et Cobbold, 1986): un comportement fragile correspondant à la partie supérieure de la croute et un comportement ductile correspondant à la partie inférieure. Le développement des failles doit donc rendre compte de l'intéraction de ces deux comportements.

Dans ce but, nous avons réalisé une série d'expériences où la déformation globale d'un bicouche fragile-ductile est un raccourcissement obtenu par des conditions aux limites à la fois sur les parois latérales du modèle et sur le fond de celui-ci. Ces expériences sont conçues pour comprendre les processus d'initiation des grands chevauchements en termes de rhéologies initiales et de conditions aux limites. La connaisance de ces mécanismes nous permettra peut-être de connaitre les déformations profondes (chevauchements mantelliques ou délamination sur une

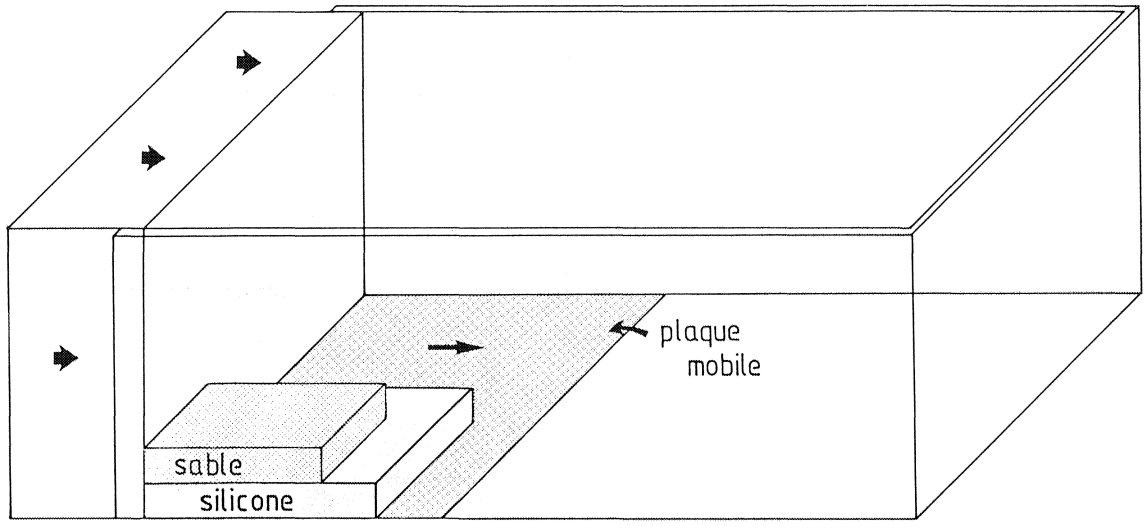
interface profonde, le Moho par exemple) à partir de la déformation de la surface de la croute. .

III.1.A- Procédure expérimentale

La technique expérimentale que nous utilisons a déja été utilisée par Yoxhall (1983) et Malvieille (1984). La compression est réalisée par le glissement à la base du modèle d'une plaque fine et rigide (acier 1 mm d'épaisseur) sur un fond rigide en bois. La direction du raccourcissement est parallèle au côté de plus grande longueur; sa vitesse est assurée par un moteur pas-à-pas relié à un ordinateur par l'intermédiaire d'un multiprogrammeur. La plaque est disposée sur toute la largeur du modèle. Sa longueur est de 20 cm et la longueur totale du modèle avant déformation est de 50 cm. Les parois du modèle perpendiculaires à la direction de raccourcissement sont solidaires du fond de la boite d'un côté et de la plaque de l'autre côté (fig.III.1.1).

Le déplacement de la plaque peut être décrit cinématiquement par la propagation d'une discontinuité de vitesse à la base du modèle. Cette discontinuité est matérialisée par la limite entre la plaque et le fond de la boite (fig.III.1.2), la discontinuité étant fixe par rapport à la plaque et mobile par rapport au fond de la boite. Les parois latérales, parallèles à la direction de raccourcissement peuvent être soit liées à la plaque mince (poinçon) (modèle 0 & 1) soit liées à la base du modèle (modèle 2). Les deux cas de figure présentent un intérêt capital pour la compréhension des effets latéraux sur le développement des chevauchements.

III.1.B- Composition rhéologique des modèles


plaque
mobile
sable
silicone

Le modèle est composé d'une couche fragile (sable) et d'une couche ductile (silicone). Les deux couches ont même densité (1.4). Pour faire évoluer les résistances respectives de chacune des couches, nous avons ajusté les conditions de vitesse du poinçon et la hauteur totale du modèle. La résistance de la couche ductile est sensible aux vitesses de déformation et vaut:

Sd= .(Uo/Lo).Ld où Uo est la vitesse du poinçon, Lo un hauteur cararactéristique du modèle (ici la hauteur du bicouche) et Ld la hauteur de la partie ductile.

La résistance de la partie fragile est indépendante de la vitesse et vaut:

Sf= .g.Lf2 où est la masse volumique du sable, g l'accélération gravitationnelle et Lf la hauteur de sable.

Le rapport Sd/Sf varie entre 1 et 10 ce qui est compatible avec les données rhéologiques pour la lithosphère (Davy et Cobbold, soumis).

Afin de comprendre les mécanismes de la déformation (sens de propagation des chevauchements et leur vergence) et les intéractions fragile-ductile, nous avons fait varier différents parmètres physiques de la déformation.

- Conditions aux limites: vitesse, existence et sens d'un cisaillement latéral

- Resistance de la couche fragile par rapport à la résistance de la couche ductile.

- Géométrie du modèle, en particulier les rapports longueur sur hauteur et hauteur relative de chacune des couches.

Nous avons distingué trois types de modèle suivant les conditions aux limites latérales. Les parois sont fixes par rapport à la boite: modèle 0 (purement sable) et modèle 1 (sable

et silicone). Les parois sont fixes par rapport à la plaque (modèle 2). Nous avons réalisé de nombreuses expériences pour les modèles de type 1 que nous décrirons particulièrement.

III.1.C- Description des modèles

III.1.C.1- Rappel: modèle 0 (purement fragile)

Les conditions aux limites précédemment définies ont été mises en oeuvre sur des modèles composés d'une couche purement fragile ne pouvant pas présenter de déformation interne importante (Yoxhall, 1983; Malavieille, 1984). Pendant toute la durée du raccourcissement, il existe un chevauchement majeur dont la base est localisée sur la discontinuité basale de vitesse (terme cinématiquement exact mais grammaticalement lourd et qui désigne la limite entre la plaque et le fond de la boite). Ce chevauchement principal est dirigé vers l'intérieur de la plaque et fait un angle classique (car représentatif de l'angle de friction interne du sable) de 30° avec la base du modèle. Les autres chevauchements qui caractérisent la déformation ont une flèche plus faible et une vergence opposée et fonctionnent à tour de rôle. Ces chevauchements doivent être reliés aux conditions aux limites particulières du modèle et à la quasi-absence de déformation interne du sable. En effet le mouvement sur le fond du modèle et sur le chevauchement à 30° impose à la couche chevauchante de sable de se plier à l'endroit de la rupture de pente. L'absence de possibilité de grande déformation interne dans le sable entraine la création de failles pour accomoder la rupture de pente pendant le déplacement sur le chevauchement principal. Ces chevauchements ne sont actifs que lorsqu'ils sont près de la pliure. Lorsqu'ils deviennent inactifs, ils se déplacent passivement dans le plan du chevauchement principal tandis qu'un

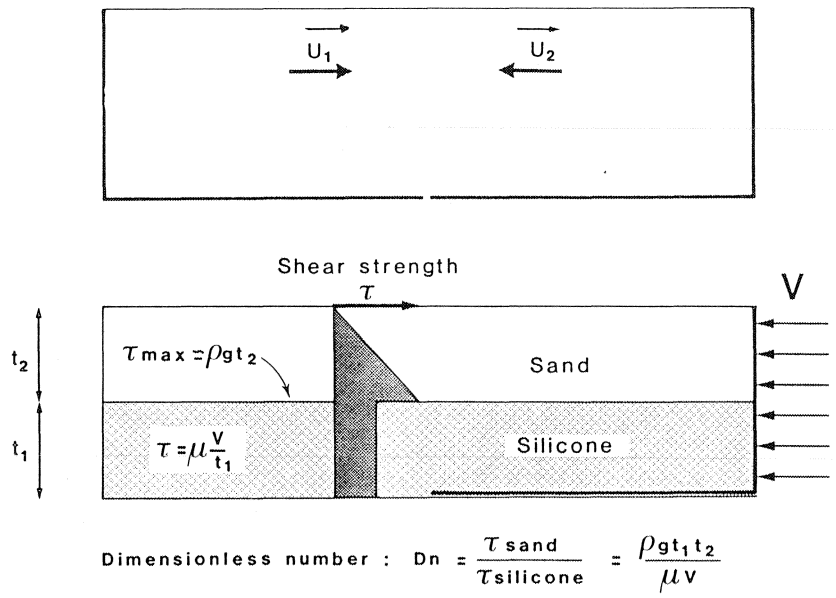


Fig III.1.2: composition rhéologique, résistance au cisaillement, cinématique des conditions aux limites.

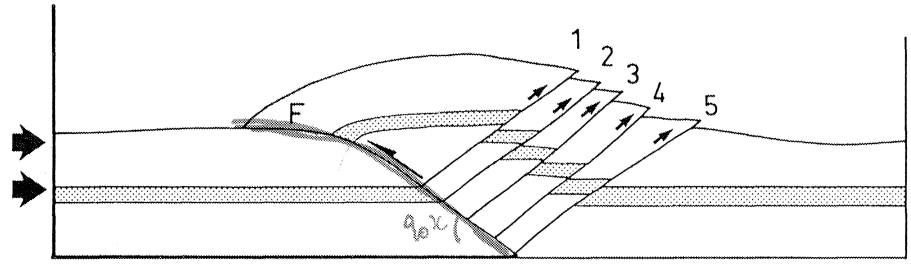


Fig III.1.3: vue en coupe du modèle purement sable aprés déformation

autre chevauchement se crée au niveau de la rupture de pente (fig.III.1.3).

L'état final abouti donc à un structure en éventail dissymétrique. Du côté de la plaque, on observe un seul chevauchement de grande amplitude. Du côté opposé, on observe une suite de petits chevauchements à vergence opposée qui se branchent sur le chevauchement principal. La somme des flèches des petits chevauchements est exactement égale au rejeu sur le chevauchement majeur.

Il faut d'ailleurs faire très attention de ne pas interpréter ces chevauchements pour ce qu'ils ne sont pas (Malavieille, 1986). La structure majeure dans ce modèle est le chevauchement dirigé vers l'intérieur de la plaque, les autres chevauchements étant liés aux conditions aux limites particulières (fond rigide) du modèle et à la quasi-impossibilité de déformation interne du sable. Comme nous le verrons plus tard, les petits chevauchements n'existent plus lorsque les conditions aux limites ne sont plus aussi rigides en particulier lorsqu'il existe une couche ductile à la base du modèle.

III.1.C.2- Modèle 1

La composition de ce modèle est un bicouche sable-silicone. Les parois latérales sont fixes par rapport à la boite. La plaque se déplace donc par rapport aux parois latérales et la partie du modèle située au-dessus de la plaque est soumise à un cisaillement latéral. Par contre, il n'existe pas de cisaillement latéral sur la partie du modèle en avant de la plaque.

La déformation dans la partie fragile est caractérisée par une succession de chevauchements situés au dessus de la plaque (c'est à dire dans la partie cisaillée latéralement) qui se

propagent de l'extrémité du modèle (côté plaque) vers la limite plaque-fond de la boite (discontinuité de vitesse, fig.III.1.4). Le premier d'entre eux est situé près de la bordure verticale solidaire de la plaque. Ce chevauchement est causé par les conditions latérales. En effet c'est à cet endroit qu'il existe la plus forte discontinuité des déplacements avant toute déformation: la paroi verticale à l'extrémité de la plaque "racle" les parois latérales verticales. Les autres chevauchements sont crées au centre du modèle. Les plans chevauchants sont pentés vers la limite entre la plaque et le fond de la boite. Le sens de cisaillement sur le plan de chevauchement est compatible avec le cisaillement dans la partie ductile causé par le mouvement de la plaque.

Pendant le fonctionnement d'un chevauchement, la partie ductile cisaillée est comprise entre le chevauchement et la discontinuité de vitesse. Au stade final de la déformation, il existe des zones dans lesquelles le cisaillement total est constant. Ces zones sont délimités d'une part par la discontinuité de vitesse et d'autre part par les différents plans de chevauchements. Des marqueurs verticaux disposés dans la partie ductile (alternance de silicones de même propriétés rhéologiques et de différentes couleurs) visualisent la composante de cisaillement (fig.III.1.5). Les cisaillements les plus importants ont lieu dans les zones proches de la discontinuité de vitesse qui ont été déformées pendant le fonctionnement de tous les chevauchements. La partie du modèle en dehors de la plaque n'est pratiquement pas déformée ainsi que la partie du modèle située entre le premier chevauchement et la bordure rigide solidaire de la plaque (fig.III.1.5).

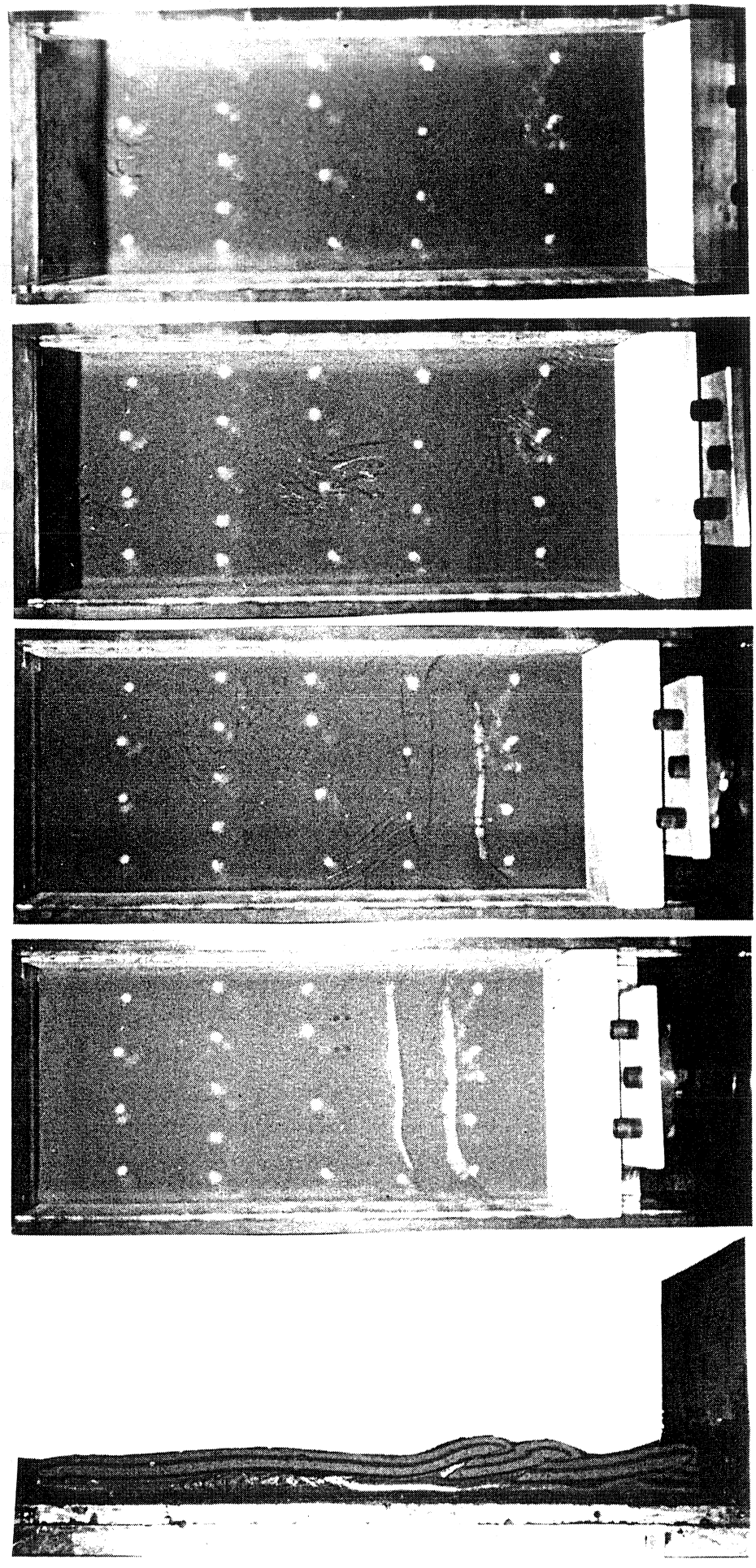


Fig III.1.4: modèle 1: 4 stades de l'évolution de la déformation du modèlé en surface et vue en coupe de l'état final. La plaque est située sous la partie droite du modèle

Il peut exister dans certains cas des chevauchements de faible rejeu de vergence opposée qui ne prennent pas racine dans la couche ductile. Comme dans le modèle O, ces chevauchements servent à accomoder la déformation de la couche fragile pendant le fonctionnement du chevauchement majeur. Ces chevauchements sont toutefois bien moins développés que dans le modèle O.

Il est difficile de tirer des conclusions sur la périodicité temporelle des chevauchements qui est fortement conditionnée par les mécanismes qui induisent leur blocage. A ce titre, la rhéologie de la couche ductile impliquée elle aussi dans les chevauchements (lame de silicone) joue certainement un role non negligeable.

Deux résultats majeurs se dégagent de ce modèle:

-il n'existe qu'une famille de chevauchements dont la vergence est dirigée vers la bordure verticale solidaire de la plaque; cette vergence est identique à la vergence du chevauchement majeur du modèle O.

-la propagation des chevauchements se fait dans la direction du mouvement de la plaque ce qui correspond par ailleurs à la direction de leur pendage. Les chevauchements ne dépassent jamais la discontinuité de vitesse et restent situés au-dessus de la plaque.

Cette propagation associée à cette vergence aboutit à un empilement de chevauchements dont le plus récent est situé au dessus de la pile ("overstacking"; Davy et Gillet, 1986).

III.1.C.3- Modèle 2

La composition de ce modèle est identique à celle du modèle précédent. Les bordures latérales sont solidaires de la plaque glissant sur le fond du modèle. L'ensemble plaque et bordures

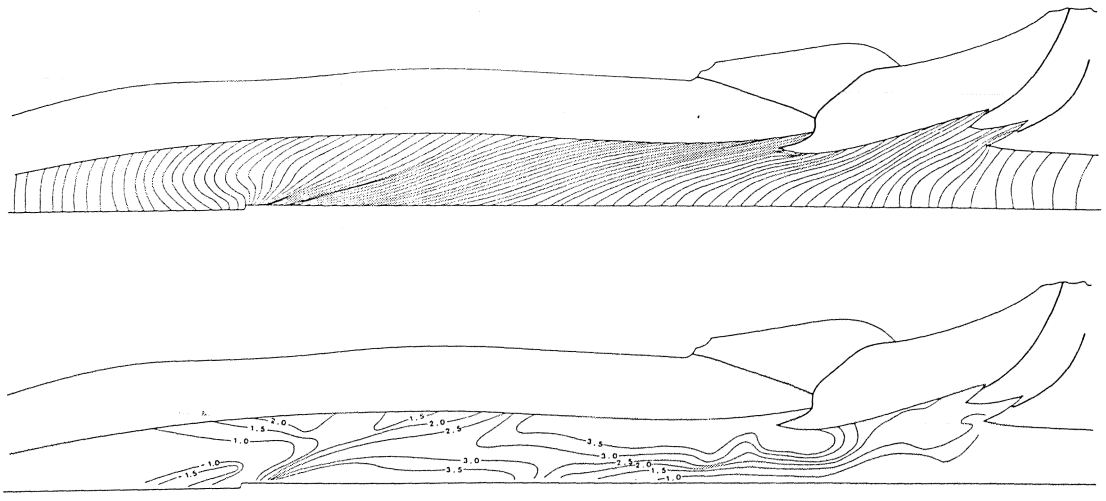


Fig III.1.5: modèle 1: la déformation ductile sur une coupe du modèle. Les marqueurs étaient verticaux dans leur état initial. La coupe inférieure représente les courbes d'isocisaillement.

latérales se déplacent en même temps et à la même vitesse. Par conséquent, la partie du modèle située au-dessus de la plaque n'est soumise à aucun cisaillement latéral. Il existe par contre un cisaillement latéral dans la partie du modèle située en avant de la plaque.

La déformation se caractérise par une succession de chevauchements dans la partie du modèle cisaillée latéralement. Comme dans les modèles précédents, ces chevauchements pendent vers la limite entre la plaque et le fond de la boite (fig.III.1.6). Le sens de cisaillement sur le chevauchement est compatible avec le cisaillement horizontal dans la silicone.

Contrairement au modèle précédent, deux chevauchements se forment en même temps et évoluent parallèlement. Un troisième chevauchement se développe après 10 cm de raccourcissement en avant des précédents.

Les résultats principaux de ce modèle sont:

-il n'existe qu'une famille de chevauchement dont la vergence est dirigée vers la bordure verticale solidaire du fond du modèle

-la propagation des chevauchements se fait dans la direction du mouvement de la plaque. Les chevauchements sont situés dans la partie cisaillée latéralement (en avant de la plaque).

Cette propagation associée à cette vergence aboutit à un empilement de chevauchements dont le plus récent est situé en dessous de la pile ("piggy-back" ou "understacking"; Davy et Gillet, 1986).

III.1.D- Comparaison des modèles et interprétation

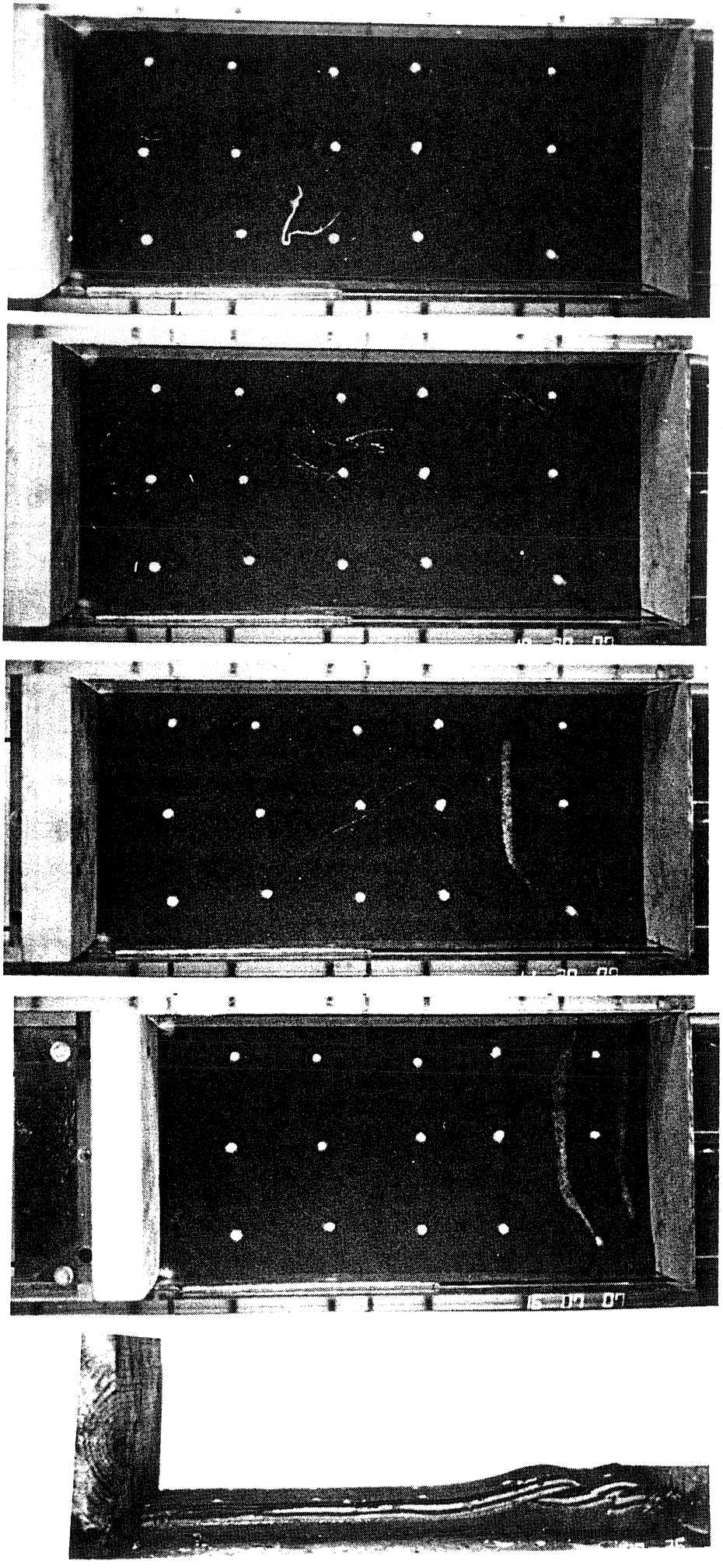


Fig III.1.6: modèle 2: 4 stades de l'évolution de la déformation du modèle en surface et vue en coupe de l'etat final. La plaque est située sous la partie gauche du modèle

Dans tous les modèles, nous observons l'apparition et le développement de chevauchements localisés. La vergence et la propagation des chevauchements dépendent des conditions aux limites appliquées. Il existe toutefois une cohérence entre tous les modèles qui nous permet de mieux comprendre les intéractions fragile-ductile dans la déformation et d'aborder les conséquences géologiques du point de vue du développement des chevauchements dans les zones de collision.

En ce qui concerne les propriétés rhéologiques, il semble qu'un modèle purement fragile (sable, modèle 0), ne présentant pas de déformation interne, déformé contre des parois rigides donne naissance à deux types de chevauchements génétiquement différents. Les uns (majeurs) sont liés aux conditions aux limites et accomodent principalement le raccourcissement imposé. Les autres (de plus faible rejeu) sont liés aux propriétés rhéologiques (absence de déformation interne) et accomodent les déplacements sur le chevauchement majeur.

III.1.D.1- Localisation des chevauchements

Chaque modèle peut être divisé en deux parties: une partie au-dessus de la plaque et une partie au-dessus du fond de la boite. Suivant, les conditions latérales, l'une ou l'autre des parties est cisaillée latéralement. Les chevauchements se localisent dans le secteur cisaillé latéralement: au-dessus de la plaque mobile dans le cas du modèle 1 et au-dessus du fond de la boite dans le cas du modèle 2.

La localisation des chevauchements n'est pas du tout liée au hasard. Pour essayer de comprendre quelles en sont les causes, il faut évaluer les contraintes relaxées lors de la création d'un chevauchement. Tout d'abord, un chevauchement élimine les contraintes cisaillantes latérales sur toute la hauteur de la

partie chevauchante (car la vitesse des parois devient identique à la vitesse de la partie fragile chevauchante). Par contre, des contraintes cisaillantes horizontales existent dans la partie ductile située entre le chevauchement et la limite plaque-fond de la boite (fig.III.1.7). La position des chevauchements est choisie pour qu'il relaxe la contrainte la plus forte possible.

Dans le cas du modèle 1, différents modèles de ce type ont été construits en faisant varier l'épaisseur du modèle et la vitesse du raccourcissement . Cette étude montre que, à épaisseurs identiques des couches, plus la vitesse est rapide (ce qui revient à augmenter la résistance de la partie ductile sans changer la résistance de la partie fragile), plus les chevauchements se créent au voisinage de la discontinuité basale de vitesse. Quand la résistance de la partie ductile augmente, l'importance du cisaillement horizontal est accru par rapport aux cisaillements latéraux.

III.1.D.2- Vergence.

Tous les modèles réalisés ne présentent qu'une famille de chevauchements majeurs de même vergence. Nous avons représenté sur la fig.III.1.8 les 4 possibilités théoriques de chevauchements et le cisaillement de la partie ductile qui en résulte. Dans les expériences, uniquement les cas (A et C) sont réalisés en fonction des conditions latérales. Pour ces deux cas, le cisaillement dans la partie fragile est de même sens que celui dans la partie ductile. Les deux autres cas (B et D) ne se rencontrent jamais. Il semble donc que la vergence des chevauchements soit déterminée par le sens de cisaillement induit dans la partie ductile.

III.1.D.3- Propagation

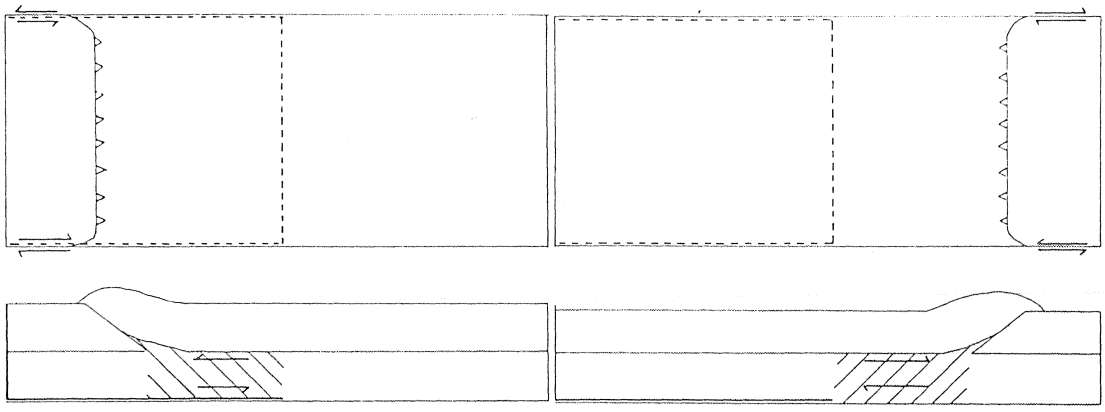


Fig III.1.7: cisaillements latéraux et à la base des modèles.

La plaque est indiquée en pointillés sur la vue de dessus du modèle. A gauche : modèle 1

A droite : modèle 2

La propagation des chevauchements est dans tous les modèles de même sens que le déplacement de la plaque. Il faut attribuer ce résultat au fait que la discontinuité de vitesse entre la plaque et le fond de la boite est fixe par rapport à la plaque et mobile par rapport au fond de la boite. Le sens identique de propagation aboutit à deux cas de figure suivant le modèle considéré: une succession de chevauchements qui se propagent les uns par dessus les autres ("overthrusting", modèle 1); une succession de chevauchements qui se propagent les uns par dessous des autres (piggy-back ou "underthrusting", modèle 2).

III.1.E- Conclusions et implications géologiques

Nous avons fait varier dans ces expériences des paramètres se rapportant d'une part aux propriétés rhéologiques des matériaux, d'autre part aux conditions aux limites. Un modèle purement fragile présente des mécanismes de déformation différents des modèles fragile-ductile. Etant donné l'existence de zones ductiles dans la partie inférieure de la croute, un modèle purement fragile ne peut pas rendre compte de la déformation totale à l'échelle crustale. Par contre, un modèle purement fragile peut simuler des déformations plus superficielles (décollement dans les parties fragiles de la croute).

Si l'expérimentation en elle-même nous a déja permis de comprendre les intéractions fragile-ductile sur la déformation, il est aussi intéressant d'en discuter les implications tectoniques. Les conditions aux limites utilisées dans cette partie doivent donc être discutée pour des déformations crustales.

A l'échelle de la croute dans une zone de collision, plusieurs types de discontinuité de vitesse peuvent exister et dont l'analogie peut être faite avec la discontinuité de vitesse

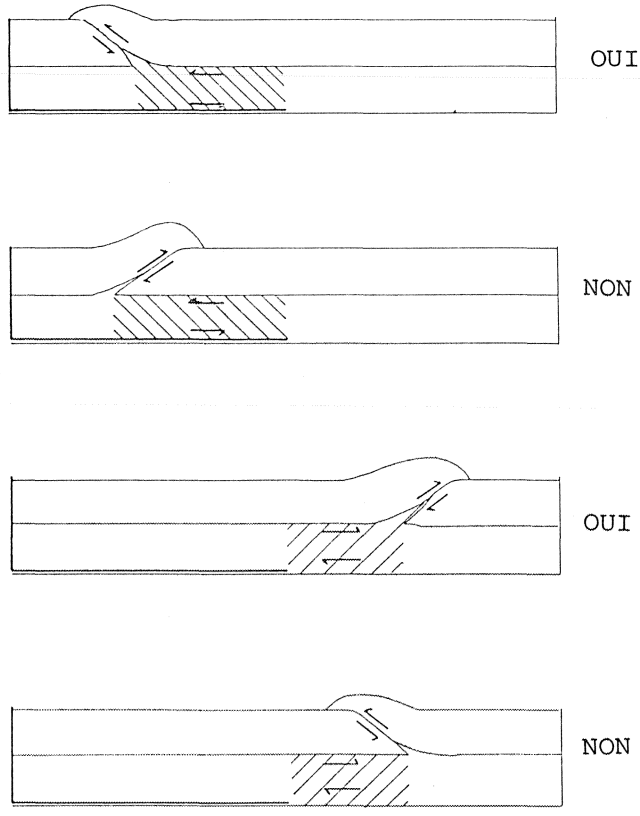


Fig III.1.8: schéma illustrant la détermination des chevauchements en fonction dès sens de cisaillement dans la partie ductile et dans la partie fragile.

qui est la base (dans les deux sens du mot) des modèles expérimentaux.

- Type 1: La discontinuité de vitesse se situe à l'interface croute-manteau lors de la collision de deux lithosphère continentale. Les chevauchements mantelliques sont cinématiquement analogues à des discontinuités de vitesse de ce type. Ces chevauchements peuvent reprendre les discontinuités pré-orogéniques que sont les zones de subduction ou exister en n'importe quel endroit de la lithosphère continentale s'il existe une partie fragile dans le manteau supérieur (fig.III.1.9).

- Type 2: la discontinuité de vitesse se situe à l'interface entre deux croutes lors de l'obduction d'une croute continentale sur une autre. Pour ce type de discontinuité, on s'intéresse à la déformation de la croute chevauchante pendant la mise en place d'une croute sur l'autre (fig. III.1.10).

- Type 3: la discontinuité de vitesse se situe sur une zone de décollement intracrustale (Mattauer, 1983). La déformation d'une couverture sédimentaire consécutive à un chevauchement de son socle peut être représentative de ce type de discontinuité. Dans ce cas, nous ne discuterons pas les résultats de notre modélisation sur l'évolution de la déformation car il n'existe pas toujours de structure fragile-ductile pour une discontinuité de ce type.

Les cisaillements latéraux le long de parois rigides sont représentatives de conditions aux limites géologiques qui accomodent les effets cinématiques de la discontinuité de vitesse (décrochements, décro-chevauchements).

III.1.E.1- Discontinuité du premier type

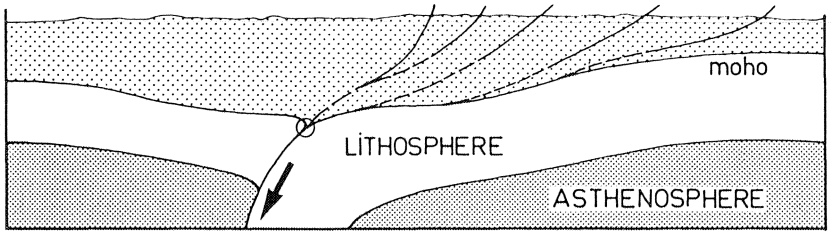


Fig III.1.9: illustration d'une discontinuité de vitesse du premier type

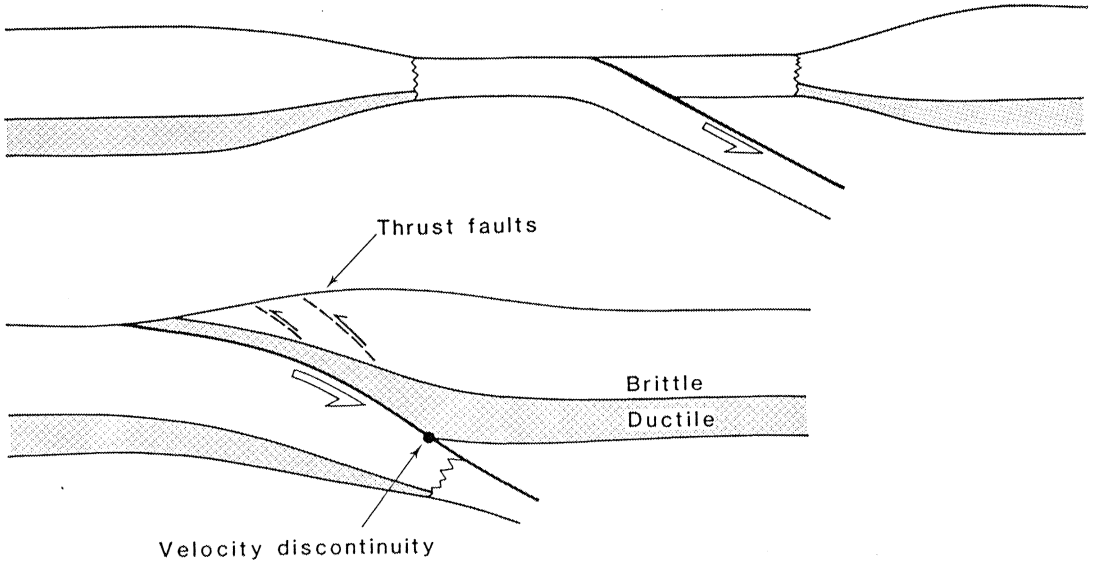


Fig III.1.10: illustration d'une discontinuité de vitesse du second type

Dans le cas d'un poinçonnement (Tapponnier, 1975), différents cas peuvent se rencontrer en fonction de la position et de la vergence de la subduction par rapport au poinçon.

Dans le premier cas, la lithosphére du poinçon plonge sous la lithosphère du continent collidé. la géométrie du poinçonnement est identique à celle rencontrée dans la collision Inde-Asie. A ses extrémités latérales, le poinçon est cisaillé en décrochement. La géométrie des conditions aux limites est identique à celle du modèle 2. En effet, la discontinuité de vitesse est située à la suture des deux continents, la partie chevauchante (le continent collidé dans ce cas) jouant le rôle de la plaque. D'après le résultat de nos expériences, la déformation va se propager dans la partie cisaillée latéralement (le poinçon) dans le sens de la discontinuité de vitesse c.a.d. de la zone de suture vers l'intérieur du poinçon. La propagation des chevauchements et leur vergence sont identiques à celles rencontrées dans le continent indien (M.C.T puis M.B.T., Mattauer, 1975).

Toutes les autres possibilités sont envisageables et les résultats expérimentaux associés à la connaissance de l'évolution spatiale de la déformation crustale peut nous renseigner sur la position et la vergence des chevauchements mantelliques qui l'induise.

III.1.E.2- Discontinuité du deuxième type

La déformation de la croute supérieure lors d'une obduction croute-croute consécutive à le fermeture d'un océan peut être interprétée en terme de discontinuité de vitesse. La partie fragile de la croute chevauchée peut être considérée comme rigide par rapport à la partie fragile de la croute chevauchante car elle se trouve à une pression lithostatique plus élevée. La déformation consécutive à une telle discontinuité de vitesse n'est évidemment

active que pendant l'obduction. Une obduction de type alpine où la partie chevauchante est cisaillée latéralement correspond à une déformation analogue à celle du modèle 1. La déformation de la croute chevauchante se fera par une succesion de chevauchements de même vergence que l'obduction qui se propageront de l'interface entre les deux croutes vers la discontinuité de vitesse (fig.III.1.11). Dans un tel contexte, l'épaississement se fait par empilement de la dernière unité par dessus la pile déjà formée.

Cette propagation de l'épaississement au moment de la collision peut difficilement être décrite par des études structurales. Nous allons essayer d'argumenter d'une telle propagation dans une chaine de montagne bien connue et qui correspond aux conditions aux limites requises: les Alpes Occidentales. Il a été décrit dans la croute chevauchante des Alpes Occidentales (Austro-alpin) une succesion de plusieurs unités crustales mises en évidence par des études structurales et métamorphiques (Lardeaux et al 1982, Ballèvre et al 1986). Il semble logique de penser que ces unités se sont mises en place après la collision. D'autre part, la données métamorphiques dans la croute chevauchée lors de l'obduction (nappes Penniques de la plaque Européenne) indiquent des pressions très élevées (25 Kbar dans le massif de Dora-Maïra par Chopin, 1984). Une telle pression ne peut sans doute être obtenue que si l'épaississement crustal est suffisamment rapide pour empêcher l'érosion (Gillet et al., 1986). Le mécanisme d'épaississement que nous proposons comme étant associé à l'obduction permet de rendre compte de ces données.

Une telle modélisation pose le problème du rôle des discontinuités de vitesse dans la déformation lithosphérique. Nous n'avons surement pas fait le tour des conséquences géologiques

d'une telle étude mais les résultats de cette modélisation expérimentale nous ont permis de progresser dans la compréhension de l'évolution de la déformation d'un bicouche fragile-ductile. En particulier, il met en évidence le rôle des conditions latérales.

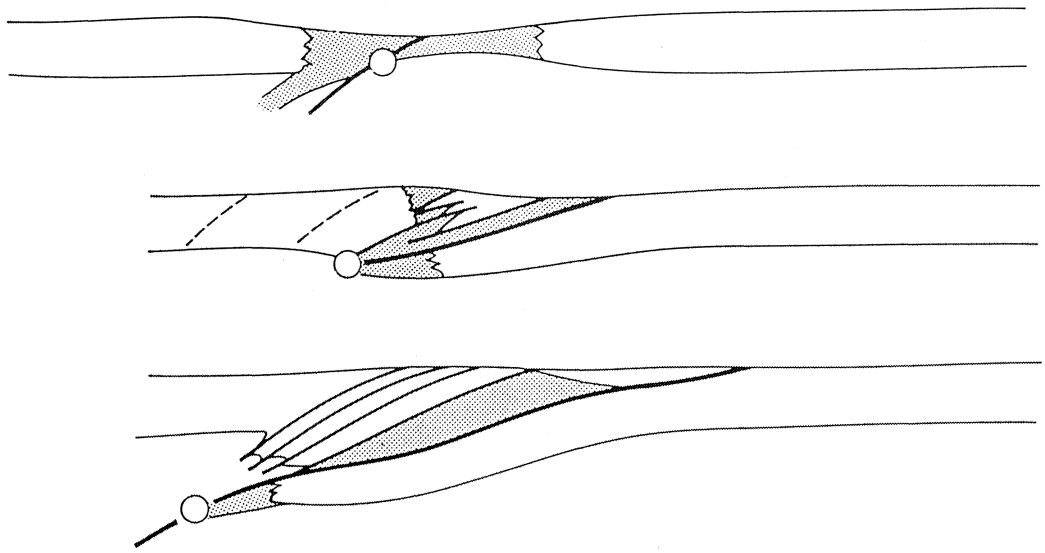


Fig III.1.11: interprétation de l'évolution de la déformation dans la chaine alpine par un mécanisme analogue à celui du modèle 1 (modifié d'après Gillet et al 1985)

III.2- COLLISIONAL ARCS DUE TO INTERACTION BETWEEN THRUSTS AND STRIKE SLIP FAULTS: AN EXPERIMENTAL APPROACH.

Introduction

III.2.A- Arcuate orogenic belts in geology.

III.2.B- Experimental procedure.
- III.2.B.1- Apparatus.
- III.2.B.2- Boundary conditions.
- III.2.B.3- Analogy of rheological laws.
- III.2.B.4- Scaling.
- III.2.B.5- Building of models.

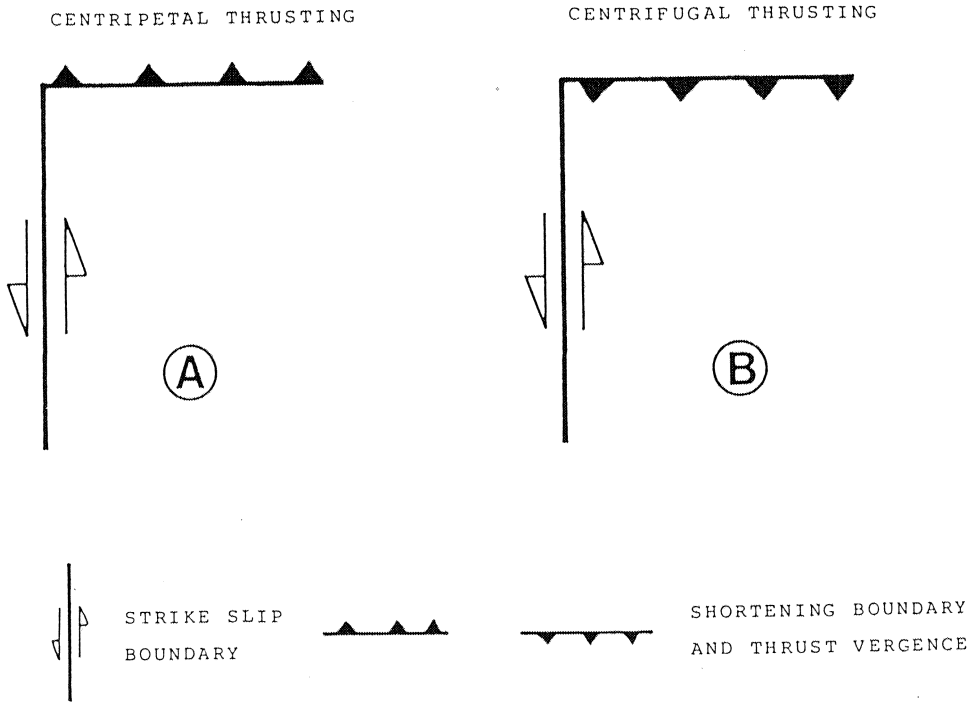
III.2.C- Development of thrusts and strike slip faults.

III.2.D- Structure of arcs.
- III.2.D.1- First type arc.
  - III.2.D.1.a- Free surface features.
  - III.2.D.1.b- Analysis of cross sections.
- III.2.D.2- Second type arc.
  - III.2.D.2.a- Free surface features.
  - III.2.D.2.b- Analysis of cross sections.

III.2.E- Experimental conclusions.

III.2.F- Discussion: geological implications.
- III.2.F.1- Centripetal type arcs.
- III.2.F.2- Centrifugal type arcs.

General conclusion.



CENTRIFUGAL VERSUS CENTRIPETAL COLLISIONAL ARCS : AN EXPERIMENTAL APPROACH

Pascal BALE* and Jean-Pierre BRUN**,

* Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France.

** Département des Sciences Physiques de la Terre, Université de Paris 7, 75221 Paris Cedex 05, France.

ABSTRACT -

Experiments on interactions between thrusts and strike-slip faults have been conducted using two-layer analogue models with

(i) a lower layer made of silicone putty with ductile behaviour,

(ii) an upper layer made of sand with brittle behaviour.

Models are dynamically scalled for the whole crust. Displacements at constant rate are applied at the base and boundaries of the model in order to induce a wrench zone perpendicular to a convergent zone.

In all experiments we observe :

(i) formation of an arc with curved thrust planes,

(ii) a complex and variable interaction between wrench, thrust and sometimes normal faults,

(iii) a double thrust vergence ("flower structure") above the imposed wrench zone.

According to thrust vergence within convergent zones, two types of arcs are formed in experiments :

(i) a "centripetal" type arc where thrusts are directed toward the internal part of the arc,

(ii) an "centrifugal" type arc where thrusts are directed toward the external part of the arc.

We discuss the strain patterns which may result at crustal scales from such complex interactions.

INTRODUCTION

Many orogenic belts as the European Variscides, Western Alps or himalayan syntaxes display strong arc curvature at the 1000 km scale. Since a long time these large scale tectonic structures have kept the attention of structural geologists and many attempts have been made to illucidate their origin and development. Two main types of models are proposed:

First model type: arcuate orogenic belts are considered to be inherited from ancient orogenic arc structures of the crust or lithosphere accentuated during a more recent orogenic cycle. As argued for Western European Variscides (Ibero Armorican arc) the same Paleozoic sedimentary formations can be followed all along the arc (Bard et al 196 , Matte and Ribeiro 1975, Ries and shackelton 1976) and occupy the center of large scale curved magnetic anomalies which are interpreted as precambrian structures (Le Fort 1975). Paleomagnetic data on Paleozoic sedimentary rocks have demonstrated the progressive arc thightening from early Devonian time to upper Carboniferous (Perroud 19 , Cobbold and Perroud 19). Strain variations resulting from such origin and evolution could possibly be compared (Ries and Shackelton 1976) to strain variations around folds (Ramsay 1967) (fig 1b) . The reverse shear sense observed along the opposite limbs of the arc has been taken as an argument for this by Matte and Ribeiro (1975) (fig 1a).

Second model type: arcuate orogenic belts are supposed to result from plate tectonic processes during continental collision. Based on an analysis of the Mediterannean Alpine

system Tapponnier (1978) has proposed a general model (fig 1c) in which orogenic arcs are induced (i) by the plastic indentation of a continent by a rigid indenter or (ii) by the plastic spreading of a soft indenter against a rigid continent. At a smaller scale but large enough to cover one arc Brun and Burg (1982) have proposed a model of arc resulting from the lithosphere scale interaction of a strike slip shear zone and a thrust shear zone mutually orthogonal. The model which is based on progressive deformation in the high metamorphism belt of the Ibero armorican arc can be understood as half a part of the Tapponnier's plastic indentation model (fig 1d).

In the present paper using dynamically scaled laboratory experiments we explore the pertinence and feasibility of the second model type. A two layer structure upper brittle (sand) and lower ductile (silicone putty) is used to construct the models. A strike slip and shortening velocity discontinuities mutually perpendicular are imposed at the base of the model by the mean of a rectangular thin steel plate whose velocity of displacement is computer controled. To test the reproducibility and to properly scale the models, twelve experiments have been performed. All experiments have given birth to complicated arcuate patterns of associated thrust and strike slip faults. Two types of arc are produced which are named here centripetal and centrifugal.

Centripetal arcs display a curved major thrust verging inward the arc and can be compared to the Ibero armorican arc.

Centrifugal arcs display a curved major thrust verging outward the arc and can be compared to the Western Alps arc.

To set up this classification on geological bases, the tectonic setting of the Ibero armorican arc and the Western Alpine arc is first briefly reviewed. Then an experiment of each type is presented and analysed in details.

1- ARCUATE OROGENIC BELTS

A number of orogenic belts displays various types of arcuate patterns. According to the vergence of thrusts within convergent zone, it can be separed two main types of arcs:

(i) arcs with major thrusts verging toward the inner part of the arc i.e. "centripetal",

(ii) arcs with major thrusts verging toward the outer part of the arc i.e. "centrifugal".

In the following, two natural examples namely (i) the Ibero armorican Variscan arc and (ii) the Western Alpine arc are used to illustrate respectively centripetal and centrifugal type arcs.

1.1- Major features of the Ibero armorican arc.

Figure 2.a (after Matte 1983) shows a simplified map of the Ibero armorican arc at the end of Carbonifereous time. The observed pattern result from a rather complex tectonic history which can be summerized by a twofold evolution:

a- the first stage is termed early variscan (440-360 Ma) as it belongs to the first deformation event related to the variscan orogenic belt (Bard et al 1980). Recent works in the Armorican massif, Central massif and Western Spain (Matte and ribeiro 1975, Iglesias and Choukroune 1980, Lefort and Ribeiro 1980, Matte and Burg 1981, Brun and Burg 1982, Matte 1983, 1985) show that major structures are characterised by the following features:

- Major thrusts are directed toward the inner part of the arc; Southward in French Variscides (Armorican and Central Massives) and Eastward in Spain. In French Variscides Southward

thrusting radial to the belt and sinistral wrenching parallel to the belt are combined during the same event (Brun and Burg 1982)

- A sinistral strike slip (transform ?) fault trending roughly N-S (Badajoz-Cordoba zone) was active during the same time. Mapping and cross section in this area display a double thrust vergence (SouthWest shearing and NorthEast shearing), i.e. a flower type structure at the scale of the crust (fig 2.a; Matte 1968, , Burg et al 1981).

- The curvature of the Ibero armorican arc is supposed to appear during this event (fig 3; Brun and Burg 1982).

This thrust tectonic, related by authors to a collision event during a plate tectonic evolution, is late Silurian and Devonian in age.

b- The second stage is Carbonifereous in age and corresponds to an intra continental tectonic. Deformation are characterised mainly by strike slip faults:

- the dextral South Armorican shear zone along the Northern branch of the arc whose kinematics and strain are now well known (Berthé et al 1979 a and b, Jégouzo 1980). Deformations in central Brittany are related to the same event (Gapais and Le Corre 1980, Percevault and Cobbold 1982).

- The sinistral Badajoz-Cordoba shear zone along the South-Western branch of the arc, and a set of conjugate shear zones in galicia which is the central part of the arc (Iglesias and Choukroune 1980).

During this late deformation episode the arc curvature

increases as demonstrated by paleomagnetic data (Perroud 1981, Perroud and Cobbold 1984).

1.2- Major features of the Western Alpine arc.

Figure 2.b shows a simplified structural map of the Western Alpine arc after Choukroune et al (1986). Different authors attempted to reconstruct kinematics of the western alpine arc development during continental collision. Different models have been proposed. Whatever their differences, most of them are in a good agreement on major structures and motions. Main features are :

- a thick pile of thrust units,
- the overall arcuate pattern,
- a dominant radial vergency of the thrusts toward the outer part of the arc. Motions were oriented SE-NW and E-W between 100 and 20 Ma (Tapponnier 1977, Caron 1977, Malavieille et al 1984, Choukroune et al 1986, Gillet et al 1986, Ricou and Siddans 1986).
- lately (15-40 Ma) a second event of thrusting verging toward the inner part of the arc and called back thrusting. This one crosscut the previous thrust system and is developped mainly in the South Eastern part of the arc. The timing, origin and significance of the back thrusting remain mostly unknown and are subjected to many speculations and controversies. Many authors invoke a locking of earlier thrusts. Most of them propose the beginning of back thrusting around 40 Ma. Few suggest earlier back thrust motions.

Thus, both examples of orogenic arcs correspond to a collision between two continents during a plate tectonic evolution whose

scale and timing are similar. The main difference is the vergence of thrusts according to the overall geometry of the arc : centripetal versus centrifugal. In the following experimental models, we examine the development of arcs as a consequence of thrust vergence in systems in which the shortening involved in the thrust system is accomodated by a strike-slip motion along an orthogonal boundary.

2- EXPERIMENTAL PROCEDURE

2.1- Apparatus

Two types of experiments were conducted in which a shortening boundary is disposed orthogonaly to a strike-slip boundary at the base of the models. In the first type (Fig. 4 a) thrusts verge inward the arc (i.e. centripetal). In the second type (Fig. 4 b) thrusts verge outward the arc (i.e centrifugal). A first machine was designed to perform the centripetal thrusting (Fig. 5 a) and consists of a square box (L x l x h = 40 x 40 x 10 cm). Half a side of the box is occupied by a rigid indenter which can move along one side of the box. At the front of the indenter, a rigid horizontal plate made of thin stainless steel (1 mm) and supporting a part of the model (mobile plate) moves along the base of the box. This mobile plate imposes the initiation of structures inside the model and not along the vertical boundaries of the rigid indenter. A strike-slip fault system (sinistral in the present case) is initiated along the side of the plate parallel to the displacement of the indenter (strike-slip boundary, fig. 4). Thrusts are initiated along the side of the mobile plate perpendicular to the displacement

(shortening boundaries, fig. 4). A second machine which follows the same basic principal was designed to perform the centrifugal thrusting (fig. 5 b). The mobile plate has here a shape complementary to this of the previous one. The indenter is in this case fixed on the base of the box. Both machines are set up in a rigid frame. Relative displacements of the indenters and mobile plates are obtained by a screw-jack related to a stepper motor. The motor is controled by a computer allowing screw-jack rates, experimentations length and displacement length. Photographs of the experiments are made at regular time intervals by an automatic motorised camera.

2.2- Boundary conditions

Table one summarizes boundary conditions applied to the models. Machines have been built large enough to minimize the consequences of frictions along the vertical boundaries. This is the reason why a large part of the models remains completely undeformed after the experiment. Moreover friction along vertical boundaries is reduced by interposing a lubricated glass between the model and the machine wall. Two types of boundary conditions have been applied to the models.

- First are the boundary conditions which induce structures and control the vergence of thrusts :

(i) the strike-slip system is initiated in the model along the mobile plate side parallel to the displacement.

(ii) the vergence of thrust is controled by the shear components along the shortening boundary of the

mobile plate and by the shear component along the lateral side of the box.

- Second are the boundary conditions related to the displacement rate of the mobile plate.

Several experiments have been performed at different rates in order to explore the effects of displacement rates on the initiation and development of structures. The influence of displacement rate is especially important on the two layers models (sand + silicone putty) because it influences on the balance between buoyancy forces and boundary forces within the system.

2.3- Analogy of rheological laws

Models consist (i) of a slab of dry sand layers of homogeneous physical properties or (ii) of a layer of sand lying over a layer of silicone putty. This second type of two layers models is appropriated for the modelling of the whole crust of lithosphere (Brun et al 1984, Faugere et Brun 1984, Davy and Cobbold in the press, Vendeville et al in the press). The upper layer is made of sand (> 90 % of quartz, grain of 200 μ diameter average) whose density is 1.4. Sand has a brittle behaviour and fails according to a Navier-Coulomb law with a friction angle of 30 degres and practicly no cohesion. The lower layer is made of silicone putty (GS 1 R, Rhone Poulenc France, density of 1.4 and viscosity of 10^4) which has a newtonian behaviour and therefore flows under its own weight.

The figure 6 compares the strength profiles within the continental crust and within our models (for details see Davy

and Cobbold 1986). The comparison shows that there is a satisfying analogy between both profiles. It means that, in our models, the upper layer (sand) simulates the brittle part of the crust and the lower layer (silicone putty) simulates the ductile behaviour of the lower crust.

However, some experiments have been performed using a unique slab of homogeneous sand to explore the influence of rheology on the structures development.

2.4 - Scaling

Models are scaled in length, time and forces (Hubbert 1937, Ramberg 1981, Davy 1986, Davy and Cobbold 1986). The model is scaled considering the ratio between the whole brittle strength and the whole ductile strength (Davy and Cobbold 1986). This ratio is comparable with natural data. The ductile layer strength depends of the displacement rate. Various displacement rates have been tested in order to obtain an appropriated ratio between boundary forces applied and buoyancy forces. Note that these models do not account (i) for the vertical rheological variations within the crust (especially related to the temperature gradients and mineralogy) and (ii) for possible migrations of the brittle - ductile interface during a crustal deformation.

2.5- Building of models

For the two layers models, a slab of silicone putty is spread over the base of the box with a constant thickness (see table 1 for the various thicknesses used in experiments). The silicone putty in its initial state has a density of 1.1 lower than this of the sand. To escape buoyancy induced instability, the density of silicone putty is rise up to 1.4 by addition of galena powder. The sand is laid over the silicone putty in thin layers (0.5 mm). A passive stratification is obtained by superposition of colored sand layers. Lines are drawn over the free surface (oblique parallels see fig 16, rectangular grid see fig 11) in order to follow the development and offset of faults during experiments. The base and side wall box are lubricated to decrease boudary friction. At the end of the experiment, serial cross sections are cut in the model to analyse the tridimensionnal shapes of structures and to compare structures within the brittle layer (sand) and the ductile layer (silicone putty).

3- Development of thrusts and strike slip faults

12 experiments have been performed. For each type of boundary condition and rheology (fig 4) experiments have been tested for reproducibility. Displacement rates range between 0.5 cm/h and 10 cm/h.

In pure sand models faults initiate at the base along the tips of the mobile plate. In two layers models faults initiate at the sand-silicone interface over the mobile plate boundaries. These boundaries are velocity discontinuities somewhat similar to those that can be postulated in geological environments:

subduction or collision zones (fig 7), crust mantle decollements etc...

In pure sand models a conjugate system of thrust faults is observed at the shortening boundary of the mobile plate. A major thrust fault (F.I on fig 9) remains active as long as the displacement of the mobile plate is applied. Displacement on the major fault is progressively accomodated by the development of new secondary and conjugate faults (f.1, f.2, f.3 etc... fig 9 and 10 a) in the hanging wall. Each of these secondary faults have a small offset but the sum of the offsets is equivalent to the major fault offset. Conjugate faults develop successively and are initiated at the basal velocity discontinuity (the tip of the mobile plate). Once a new secondary fault initiated, the previous one became inactive and is passively transported over the major thrust. These secondary faults are due to the inability of the sand layer constituting the hanging wall to be bended when thrusted. Because such a type of structure is never observed at the scale of the crust it is suggested that a purely brittle rheology is inapropriated as a model for the whole crust. However "push up" structures comparable to those produced in such models are observed at the kilometer scale in foreland thrust belts and accretionnary wedges indicating that brittle models can be useful to study deformation and structure development at surficial levels.

Sketches drawn after experiments (fig 10) demonstrate the effects of rheology and displacement rates on the structure development:

- rheology

In the two layers models, conjugate faults (f.1, f.2...) do not develop due to the presence of a ductile layer which accomodate the motion and bending of the hanging wall when thrusted.

- influence of displacement rate

(i) The development of the conjugate fault pattern in pure sand models is independant on the displacement rate (model 0, fig 10 a).

(ii) At high displacement rate (10 cm/h) (model 1, fig 10b) the silicone layer shows a more nearly homogeneous thickning. Three families of thrust faults are represented:

- major thrusts F.I whose vergence is controled by the sense of the basal shear component. This thrust set develop in all experiments (fig 10.b, c, d)

- faults due a strong bending of the sand layer (F1, fig 10.b)

- conjugate faults (C.1, C.2, fig 10.b) due to a boundary effect against the rigid indenter.

At high displacement rates (V=10 cm/h), buoyancy forces are negligible when compared to boundary forces. On the contrary at low displacement rates (V<1 cm/h), the role of buoyancy forces became more important. A previous series of experiments (brun et al 1985, Balé et al in prep.) has demonstrate that a rate of 0.6 cm/h gives an appropriate ratio between buoyancy forces and applied boundary forces when dealing with the whole crust deformation. In 0.6 cm/h models (model 2, 3, fig 10.c and d) we observe that antithetic (F1) and conjugate (C.1, C.2) faults against the indenter have disapeared. The dominant fault set is controled by the sense of shear within the silicone layer due

to the displacement of the mobile plate. In all models an arcuate fault pattern is observed; lower is the displacement rate stronger is the curvature. The offset of strike slip and thrust faults progressively changes along the arc curvature. Examination of the progressive development of faults demonstrate a strong and permanent interaction between thrust and strike slip faults that contribute to establish a complex deformation pattern. According to boundary conditions applied at the base of the model (fig 4) two types of arcs have been obtained. In the following, initiation, development and finite state of these two types of arcs are described in details.

4- Arc structures

4.1- centripetal type arc

This type of arc is obtained for the "a" type boundary conditions (fig 4.a, machine 1 fig 5.a). Table 1 summarizes the parameters of experiments.

4.1.1- deformation at the free surface

The figure 11 shows three stages of the experiment. The stage 1 (fig 11.a) shows the model surface with passive markers before deformation. The stage 2 (fig 11.b) shows the model after 8 hours of experiment. At the beginning of the experiment (from 1 to 2 hours) no structure appear at the free surface because faults are initiated at depth and propagate toward the surface. At this stage a smooth distorsion of passive markers (with a sinistral displacement) is visible over the wrench zone. It can be observed that a marker line perpendicular to the displacement has partly disapeared into a thrust fault (I) whose vergence is directed toward the

indenter. Perpendicular markers to the fault I do not present any lateral offset along this fault indicating a displacement parallel to the indenter motion. The trace of the thrust fault I tends to join the faults developped in the zone of wrenching. In this zone a first fault has a vergence toward the indeformed part of the model. The stage 3 (fig 11 e) shows the model after 12 hours of experiment. figure 12.a shows an oblique view of the arc at this stage and figure 12.b a map of main faults. It is the connection between strike slip fault and the main thrust fault which is established early in the deformation. That is responsible for the arcuate shape of the fault (fig 12.b). In the wrench zone the displacement on this curved fault is mainly of the strike slip type. Away from the wrench zone the displacement is of the thrust type (dip slip). In the curved zone the displacement vector occupied all positions between strike slip and dip slip. Due to compatibilities between strike slip and thrust displacement the curvature is progressively accomodated (fig 13).

4.1.2- analysis of cross sections

cross sections (fig 14) have been cut within the model after deformation (see location of cross sections on fig 12.b). Cross sections (fig 14) show two thrust faults located above the mobile plate: (i) the frontal thrust due to boundary effects against the rigid indenter and, (ii) the main curved thrust fault (fig 14). Note that structures see on cross sections look simple. In the sand layer thrust faults initiate with an initial dip of 30 degres. A wedge of silicone is thrusted with the hanging wall. The overall shape of the

hanging wall displays a slight concave flexure. The cross section 1 which is located close to the lateral wall of the machine (fig 12 b) presents conjugate faults due to frictionnal effect. This structure disapears at around 1 cm from the rigid lateral wall. Sections 2 and 3 show the aspect of faults in the zone of dip slip movement. Sectons 5 to 8 are slightly oblique to the slip vector and strongly oblique to the fault dip. The figure 15 shows a 3D view and a sketch of the sand-silicone interface. Note the curvature of the silicone wedge at the intersection between faults and the sand-silicone interface.

The wrench zone in such a system is characterised by a positive flower type structure: the main fault verges inward the arc and joins the main thrust fault; the opposite fault propagate within the undeformed part of the model and do not connect any thrust fault. These two faults seem to connect in the silicone layer along a line parallel to the strike slip boundary of the mobile plate. They appear in all experiments even in the purely sandy model (fig 9; see also Emmons 1968). This demonstrate that these positive flower structures are more controled by boundary conditions than by rheology. Natural examples of flower structures at upper level in the crust are well known in strike slip fault environments (Wilcox et al 1973, Harding 1985). The present experiments suggest that flower structures could exist at the crustal scale (see also Cobbold et al 1986, Balé et al 1986).

4.2- Centrifugal type arc

This type of arc is obtained for the "b" type boundary conditions (fig 4.b; machine 2 fig 5.b). Table 1 summarizes the

parameters of experiments.

4.2.1- deformation at the free surface

The figure 16 shows three stages of the experiment. The stage 1 (fig 16.a) shows the model surface with markers before deformation. Here a single set of markers line have been drawn oblique to the displacement. The stage 2 (fig 16.b) shows that the first fault to develop is a thrust perpendicular to the displacement and verging outward the future arc. During experiments, thrusts amplify radially and join faults borned in the wrench zone. This contribute again to develop an arcuate fault pattern. As in the previous experiment, a flower structure develop in the wrench zone:

- a fault verging outward the arc joins the main thrust,
- a second fault verges inward the arc. The analysis of progressive deformation shows that the second fault crosscut the first major fault.

AT the stage 3 (fig 16.c) the main fault is almost completely developped and the second fault continues to propagate along the arc. The final stage (fig 17) display (i) the overall aspect of the arc, (ii) the strong curvature of the main thrust fault, (iii) the slight curvature of the second fault and (iiii) the existence of small strike slip faults parallel or sightly oblique on the displacement vector. Note the damping of

the second fault which indicates a decreasing of offset from the wrenching zone to the thrust zone.

4.2.2- Analysis of cross sections

Cross sections (fig 18) are located in the arc map (fig 17).

The cross section 1, not represented here, were pertubated by friction against the lateral wall of the machine as described for the previous model. Cross section 2 shows the major thrust F1 verging outward the arc. The frontal fault Fb is due to a boudary effect against the indenter. Note that the inward verging thrust is not present on this section. In the cross section 3 the main thrust F1 dip steeper than in the previous section and small flat lying thrusts (F2) verging inward the arc appear at the upper part of the sand layer. On cross section 4 the F2 faults cross cut the whole sand layer and the F1 faults (fig 18). The wedge of silicone putty thrusted along F1 is refolded. For these reasons F2 faults can be considered as backthrusts by reference to the F1 primary thrust. Cross section 5 located near the wrench zone shows dominant F2 backthrusting (see details in enlargement fig 19). The apparent offset of the backthrust fault is here overestimated, section 5 being slightly oblique on the fault trace (fig 17.b).

5- Centripetal and centrifugal arcs: similitudes and differences

The comparison of the two types of model leads to the following conclusions (fig 21):

(1) the interaction between a thrust zone and a wrench zone mutually perpendicular induces an arc structure in

all models without any change in the direction of convergence during the experiments. The arcuate pattern is always controled by a major curved thrust.

(2) The wrench zone in such systems is characterised by a flower structure. The two faults defining the flower structure join at the base of the model where the imposed displacement is of the strike slip type.

(3) By reference to the main thrust fault (MTF) two cases are observed. When the MTF verge inward the arc the secondary fault of the flower structure propagates outside the arc and diverges. Progressive convergence accentuate the curvature. When the MTF verge outward the arc the secondary fault propagate inside the arc and cannot diverge. The secondary fault then strongly interacts with and cross cut the MTF. Progressive convergence do not accentuate the curvature. In this case a backthrust is obtained which is not a "locking structure" as often believed.

(4) The differences between both models is only due to the vergence of the MTF relative to the wrench zone.

6- GEOLOGICAL IMPLICATIONS

6.1- The variscan arc as a centripetal type arc.

The model of centripetal type arc presents many analogies with the ibero armorican arc.

- Main thrusts verge inward the arc and amplify radially to the arc during the development of curvature. Observed at the finite state, early directions of thrusting can

be perpendicular according to their position in the arc; Southward in The French Central Massif and Eastward in Galicia (NW Spain) (fig 2).

- An opposite thrust vergence above the imposed wrench zone. Outward verging thrusts develop especially within this part of the arc. They could correspond to the Southward thrusting in Portugal in relation with the Badajoz-Cordoba sinistral wrench zone (fig 2.a and 3).

The progressive development of the arc during experiment displays a constant sinistral shear component along the curvature. This is in good agreement with field data in Southern Brittany indicating a sinistral shear component during early variscan time (420-380 Ma) (Brun and Burg 1982, Cogné et al 1983) and could correspond in the French Variscides to the interaction between Westward wrenching and Southward thrusting as proposed by Brun and Burg (1982).

6.2- The Western Alpine arc as a centrifufal type arc

The model of centrifugal arc can be compared with the western Alpine arc.

The development of thrusts radially outward the arc can be compared to the general overthrusting in the Alps between 100 and 20 Ma (Malavieille et al 1984, Choukroune et al 1986, Gillet et al 1986, Ricou and Siddans 1986).

The progressive development of the centrifugal type arc (fig 20) could suggest some indications to the process of the Western Alpine arc. If displacements (i.e. thrusts vergence) are almost radial during the experiment, the initiation and

development of faults propagate from the frontal part of the arc to its lateral part as indicated on figure 20. Thrusting starts over the convergent zone and propagates toward the wrenching zone. In the Western Alps, according to Choukroune et al (1986), the early stages of collision give birth to overthrusts verging in a NW direction from 100 Ma to 60 Ma. The thrusting direction rotates progressively to E-W after 60-50 Ma to be finaly radial to the arc at 15 Ma.

The backthrusting observed in experiments during the outwards radial event can also be compared with the general backthrusting occuring in the Alps (Choukroune et al 1986, Gillet et al 1986). The interpretation of avalaible data concerning this late deformation episode are somewhat contreversial. According to the authors different local causes are proposed. Whatever one can give a minmum age of around 40 Ma (Gillet et al 1986) for the beginning of this event. At the scale of the arc the backthrusting decreases in intensity from the SW to the NE and is likely to initiate in the SW. If we consider the backthrusting as a general and unique event at the scale of the arc, the analogy with the experimental model is obvious. So we suggest that backthrusting is inherent to the evolution of the arc itself and develop along a N-S (or NW-SE) zone of sinistral wrenching which connect to the North the E-W collision zone of Northward thrusting: such an explanation which integrate the backthrusting into simple arc model is evidently in contradiction with a local locking against a rigid boundary often quoted by authors. Our model explains simultaneous thrusting outward and inward the arc and the fact

that backthrusting intensity decreases with the arc curvature. We do not intend that all types of backthrusting events in mountain belts are due to such a mechanism which seems to us specific to centrifugal type arcs. Some authors have emphasized the importance of strike slip faults in the formation of the Western Alps (Ricou 1984, Ricou and Siddans 1986). Our model of centrifugal arc presented here is intermediate between a purely "thrusting" model and a purely "strike slip" model.

7- CONCLUSION

Our models are still simplistics when compared to the complexities of tectonic evolution in most arcuate mountain belts. For instance, temperature gradients within the crust and their evolution during and after thrusting within a collision zone are not taken in account. However these experiments which respect a correct balance between boundary forces and gravity forces give realistics faults patterns from a purely mechanical point of view. So they are interesting and useful for the understanding of finite deformation pattern in collision zones. Our main conclusions are:

(1) the interaction between a thrust and a strike slip fault mutually perpendicular leads to the formation of an arc with curved thrust planes,

(2) a double thrust vergence (flower structure) is observed above the wrench zone,

(3) according to thrust vergence within convergent zones two types of arc are formed:

(i) a centripetal type arc where thrusts

verge inward the arc

(ii) a centrifugal type arc where thrusts verge outward the arc,

(4) these models show analogy with natural examples of arcuate belts as the Ibero armorican arc or the Western Alpine arc where structures and progressive deformation are relatively well known.

AKNOWLEDGMENTS

The experiments have been performed between 1983 and 1985 at the Experimental Laboratory of the CAESS (CNRS) and Rennes University. Technical and financial support have been provided by the CAESS. We are greatly indebted : to Ph. Davy for his constant help during the project and in particular for the analysis of thrust vergence, to P.R. Cobbold for constant advices and encouragements and for suggesting us the "centripetal v.s. centrifugal" terminology, to P. Choukroune for comments on geological applications, and to J.J. Kermarec for unvaluable technical assistance. Discussions with J.P. Burg, D. Gapais, D. Marquer, O. Merle and J. Van Den Driessche were also very useful. To all of them we express our thanks.

Figure captions

Fig 1: different models of arc formation.

Fig 2: simplified maps of Alpine and Variscan arc (after Choukroune 1986 and Matte 1984).

Fig 3: sketch of the two stage evolution of the Ibero Armorican arc (after Brun and Burg 1982).

Fig 4: boundary conditions applied to the models.

Fig 5: two machines to realise boundary conditions a and b.

Fig 6: analogy of strength profiles in models and in the crust.

Fig 7: a natural example of a velocity discontinuity.

Fig 8: shear components applied to the models during experiments.

Fig 9: 3 D view of a purely sandy model.

Fig 10: different types of models according to different boundary conditions (rheology and displacement rates).

Fig 11: three stage of the "a" experiment.

Fig 12: last stage of the experiment and map of the model surface.

Fig 13: 3 D view of the sand silicone interface in the "a" model.

Fig 14: The progressive arc formation.

Fig 15: cross sections in the centripetal arc.

Fig 16: three stage of the "b" type experiment.

Fig 17: last stage and map of the surface model.

Fig 18: cross sections in the centrifugal arc.

Fig 19: detail of the backthrusting in the sand silicone

interface.

Fig 20: progressive development of the centrifugal arc.

Fig 21: centripetal and centrifugal arcs: similitudes and differences.

BALE P., VENDEVILLE B., COBBOLD P.R. 1986 Experiments on deep-seated wrench zones that converge or diverge. Geol. Soc. Newsletter, 15, 5, 24.

BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph. 1968 La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les seogments voisins. In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, 1, Symp. I.F.P. C.N.E.X.O. (Technip, Paris), 1-4.

BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph., RIBEIRO A. 1980 La¨chaine hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 108, 233-246.

BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. 1979 a. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the examples of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., 1, 31-42.

BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D., 1979 b. Orientations préférentielles du QZ et orthogneissification progressive en régime cisaillant : l'exemple du Cisaillement Sud-Armoricain. Bull. Minéral., 102, 2-3, 265-272.

BRUN J.P., BURG J.P. 1982 Combined thrusting and wrenching in the ibero-armorican arc : a corner effect during continental collision. Earth Planet. Sci. Lett., 61, 319-332.

BRUN J.P¨, BALE P., DAVY Ph. 1985 Thrust development in the lithosphere - 2D model experiments. Terra Cognita, 5, 2-3, 307-308.

BRUN J.P., CHOUKROUNE P., FAUGERE E. 1985 Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. Bull. Soc. géol. France (8), I, 1, 139-144.

BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT P., MATTE Ph., RIBEIRO A. 1981 Variscan intracontinental deformation: the

Coimbra-Cordoba Shear Zone (S.W. Iberian Peninsula). Tectonophysics, 78, 161-177.

CARON J.M. 1977 Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Sci. Géol., Mém. 48, 326 p.

CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O., VUICHARD J.P. 1986 Deformation and motion in the Western Alpine arc. Tectonic, 7, 2, 215-226.

COBBOLD P.R., BALE P., MARQUER D., VENDEVILLE B. 1986 Indicators of sense of wrenching in crustal flower structures. Shear Criteria Meeting, London.

COGNE J.P., CHOUKROUNE P., COGNE J. 1983 Cisaillement varisques superposés dans le Massif de Lanvaux (Bretagne Centrale). C.R. Acad. Sci. Paris, 296, Sie II, 773-776.

DAVY Ph. 1986 Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. Thèse Univ. Rennes, 122 p.

DAVY Ph., COBBOLD P.R. 1986. Four layer strength profiles of continental lithosphere for modelling of large scale deformations. Tectonophysics, in press.

EMMONS R.C. 1969 Strike slip rupture patterns in sand models. Tectonophysics, 7 (1), 71-87.

FAUGERE E., BRUN J.P. 1984 Modélisation expérimentale de la modélisation continentale. C.R. Acad. Sci. Paris, 29, 7, 365-370.

GAPAIS D., LE CORRE C. 1980. Is the hercynian belt of Brittany a major shear zone ? Nature, 288, 5791, 574-576.

GILLET Ph., CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., DAVY Ph. 1986. Thickening history of the Western Alps. Earth and Planetary Science Letters, 78, 44-52

HARDING T.P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 4, 582-600.

HUBBERT M.K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. Am. Bull., 48, p. 1459.

IGLESIAS M., CHOUKROUNE P. 1980. Shear zones in the Iberian arc. J. Struct. Geol., 2, 63-6

JEGOUZO P. 1980. The South armorican shear zone. J. Struct. Geol., 2, 1/2

LEFORT J.P. 1975 Le socle périarmoricain: étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, Univ. Rennes, ronéo, 217 p.

LEFORT J.P., RIBEIRO A. 1981. La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle controlé l'évolution de l'océan paléo¨oique sud-armoricain ? Bull. Soc. géol. Fr., 7, 455-462.

MALAVIEILLE J., LACASSIN R., MATTAUER M. 1984 Modélisation expérimentale de chevauchements imbriqués: application aux chaines de montagnes. Bull. Soc. géol. France, 7, 26, 895-906.

MATTE Ph. 1968 La structure de la virgation hercynienne de la Galice (Espagne). Geol. Alp., 44, 157-280.

MATTE Ph. 1983 Two geotraverses accords the ibero-armorican variscan arc of Western Europe. Geodynamics series, American Geophysical Union, 10, 53-81.

MATTE Ph. 1986. La chaine varisque parmi les chaines paléozoiques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. Fr., (8), II, 1, 9-24.

MATTE Ph., RIBEIRO A. 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. C. R. Acad. Sci., Paris, 280, D, 2825-2828.

MATTE Ph., BURG J.P. 1981 Sutures, thrusts and nappes in the variscan arc of Western Europe: plate tectonic implications. In: Thrust and Nappe Tectonics, edited by K.R. MacClay and N.J. Price, Geol. Soc. London, 353-358.

PERCEVAULT M.N., COBBOLD P.R. 1982 Removal of regional ductile strains in Central Brittany: evidence for wrench tectonics. Tectonophysics, 82, 317-328.

PERROUD H. 1981 Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. Thèse 3e Cycle, Univ. Rennes, 91 p.

PERROUD H., COBBOLD P.R. 1984 L'aimantation rémanente comme marqueur de la déformation: exemple d'un pli à axe incliné dans les séries rouges siluro-dévoniennes à Cabrillanes, Asturies (Espagne). BuLL. Soc. géol. France (7), XXVI, 1, 169-184.

RAMBERG H. 1981 Gravity, deformation and the earth's crust (2nd edition). Academic Press, 195-226.

RAMSAY J., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, New York, 568 p.

RICOU L.E. 1986. Les Alpes occidentales : chaine de décrochement. Bull. Soc. géol. Fr., 7, XXVI, 5, 861-874.

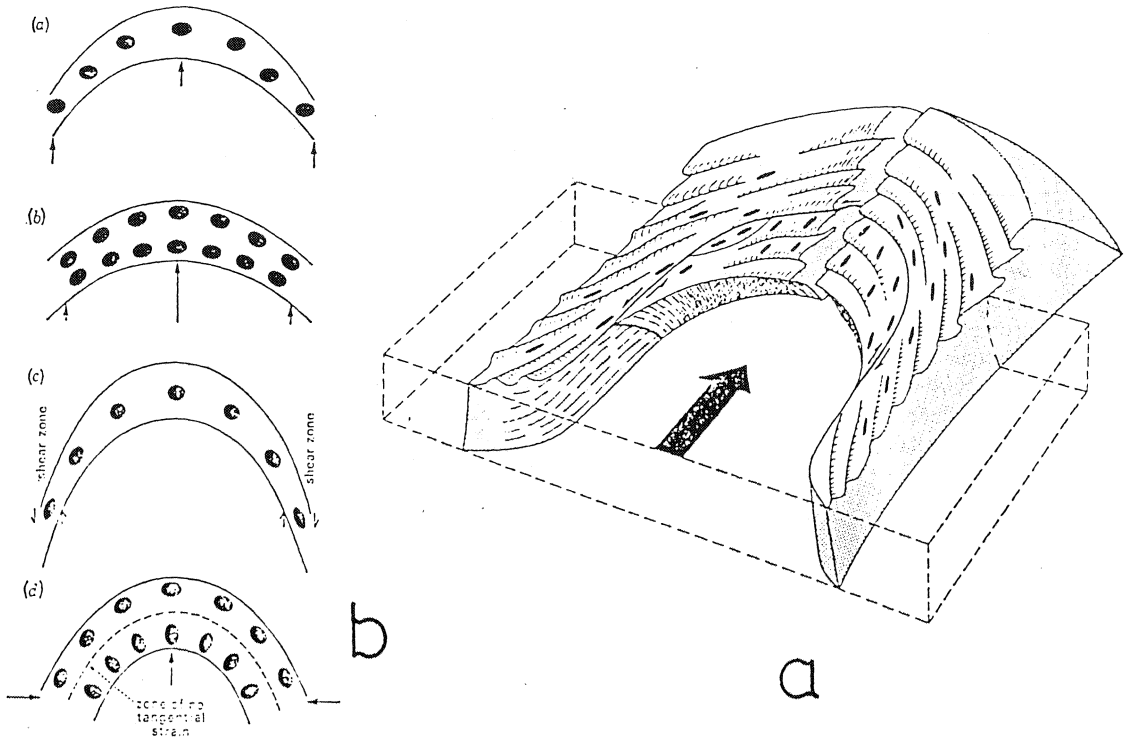
RICOU L.E., SIDDANS A.W.B. 1986. Collision tectonics in the Western Alps. From Collision tectonics, Geological Society Special publication, 19, 229-244.

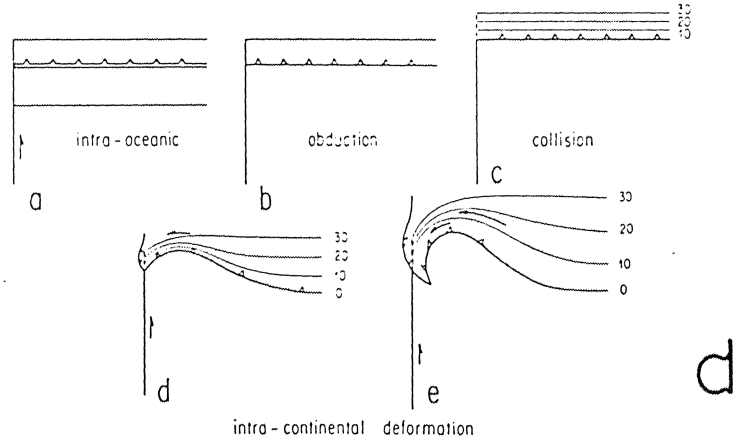
RIES A.C., SHACKLETON R.M.V. 1976 Patterns of strain variation in arcuate fold belts. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 283, 281-288.

TAPPONNIER P. 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIX, 3, 437-460.

VENDEVILLE B., COBBOLD P.R., DAVY Ph., BRUN J.P., CHOUKROUNE P. 1986. Physical models of extensional tectonics at various scales. J. Geol. Soc. London, in press.

WILCOX R.E., HARDING T.P., SECLY D.R. 1973. Basic wrench tectonics. AAPG Bulletin, 57, 74-96.


(a)
(b)
(c)
shear zone
shear zone
(d)
zone of no tangential strain
b
a


intra - oceanic
obduction
collision
a
b
c
30
20
10
0
d
e
intra - continental deformation

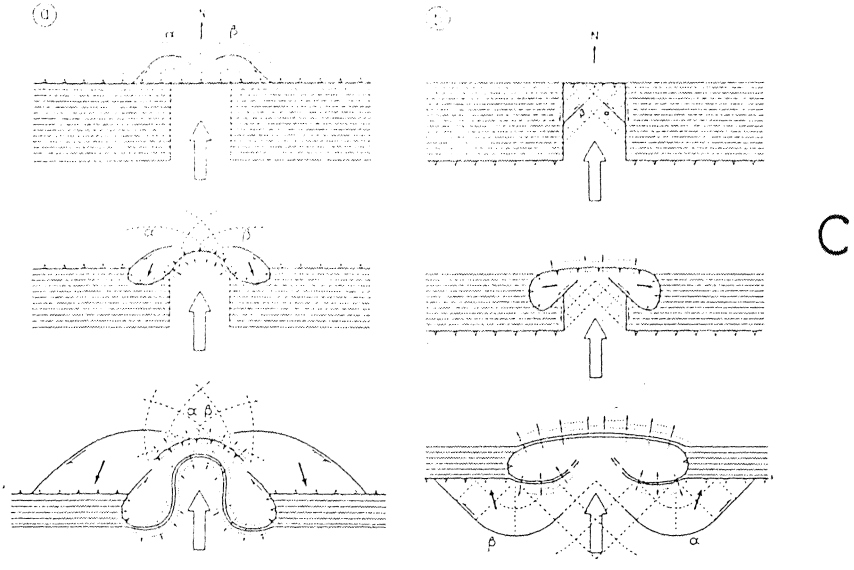

c

FIG 1

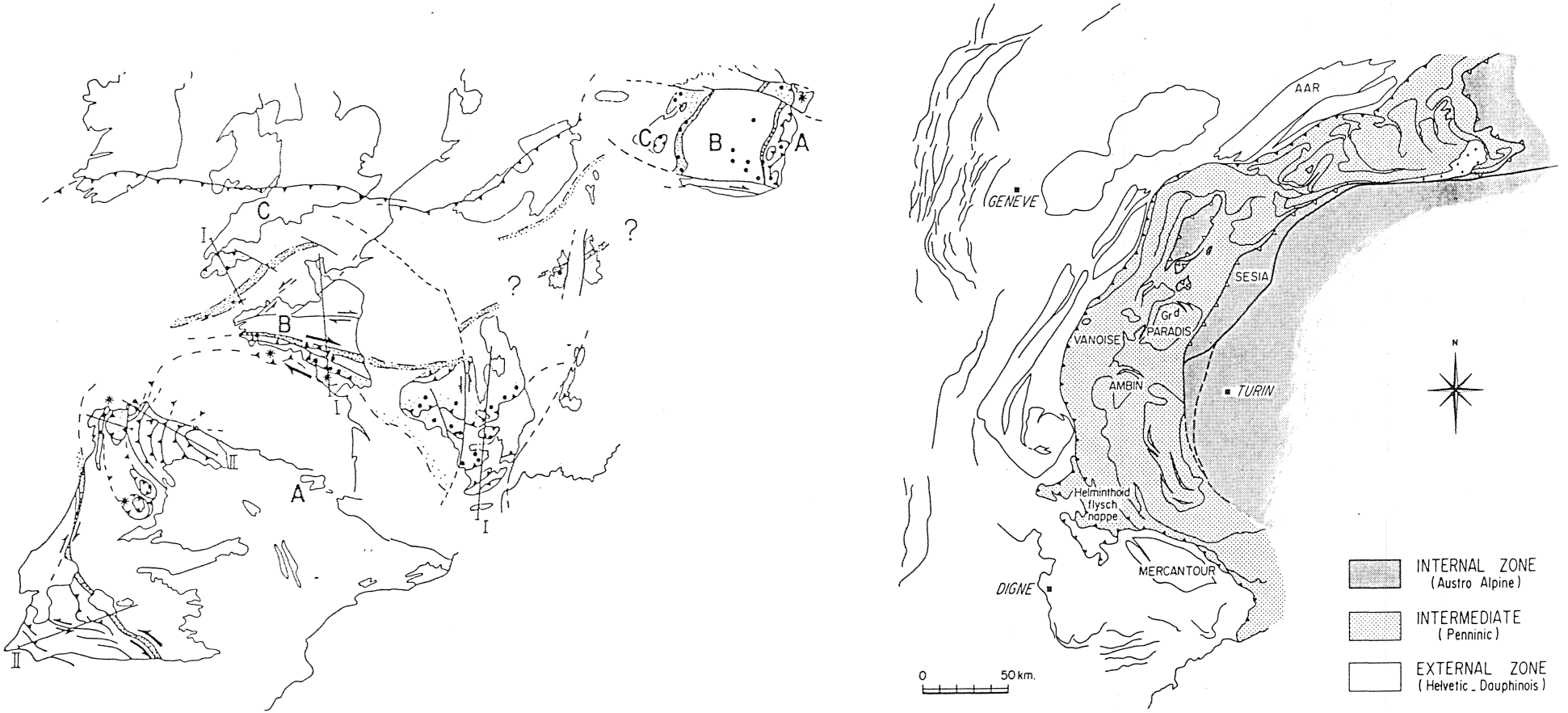
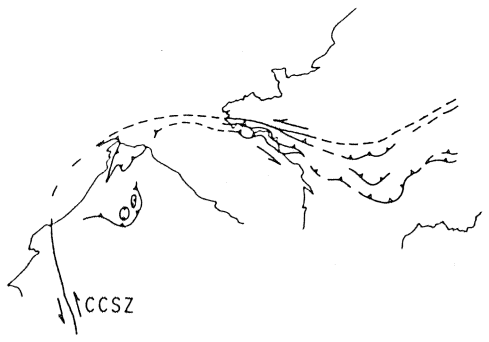

C
B
A
I
II
III
?
AAR
GENÈVE
SESIA
Gd PARADIS
VANOISE
AMBIN
TURIN
Helminthoid flysch nappe
MERCANTOUR
DIGNE
0
50 km.
INTERNAL ZONE
(Austro Alpine)
INTERMEDIATE
(Penninic)
EXTERNAL ZONE
(Helvetic _ Dauphinois)

FIG 2



Devonian
(Early Variscan deformation)

Carboniferous
(Variscan deformation)

FIG 3

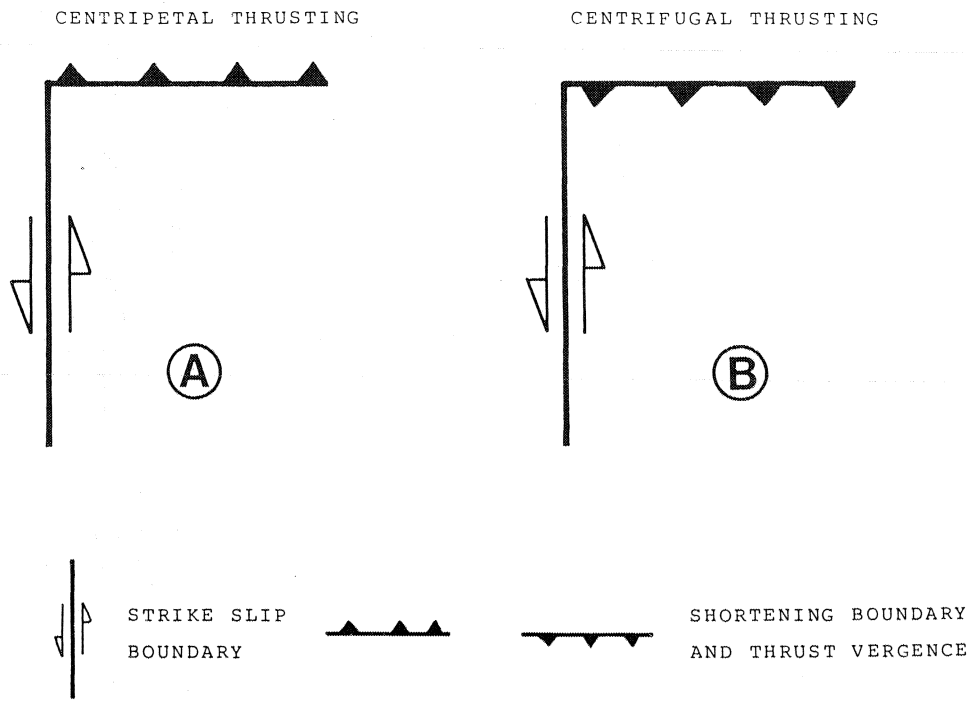
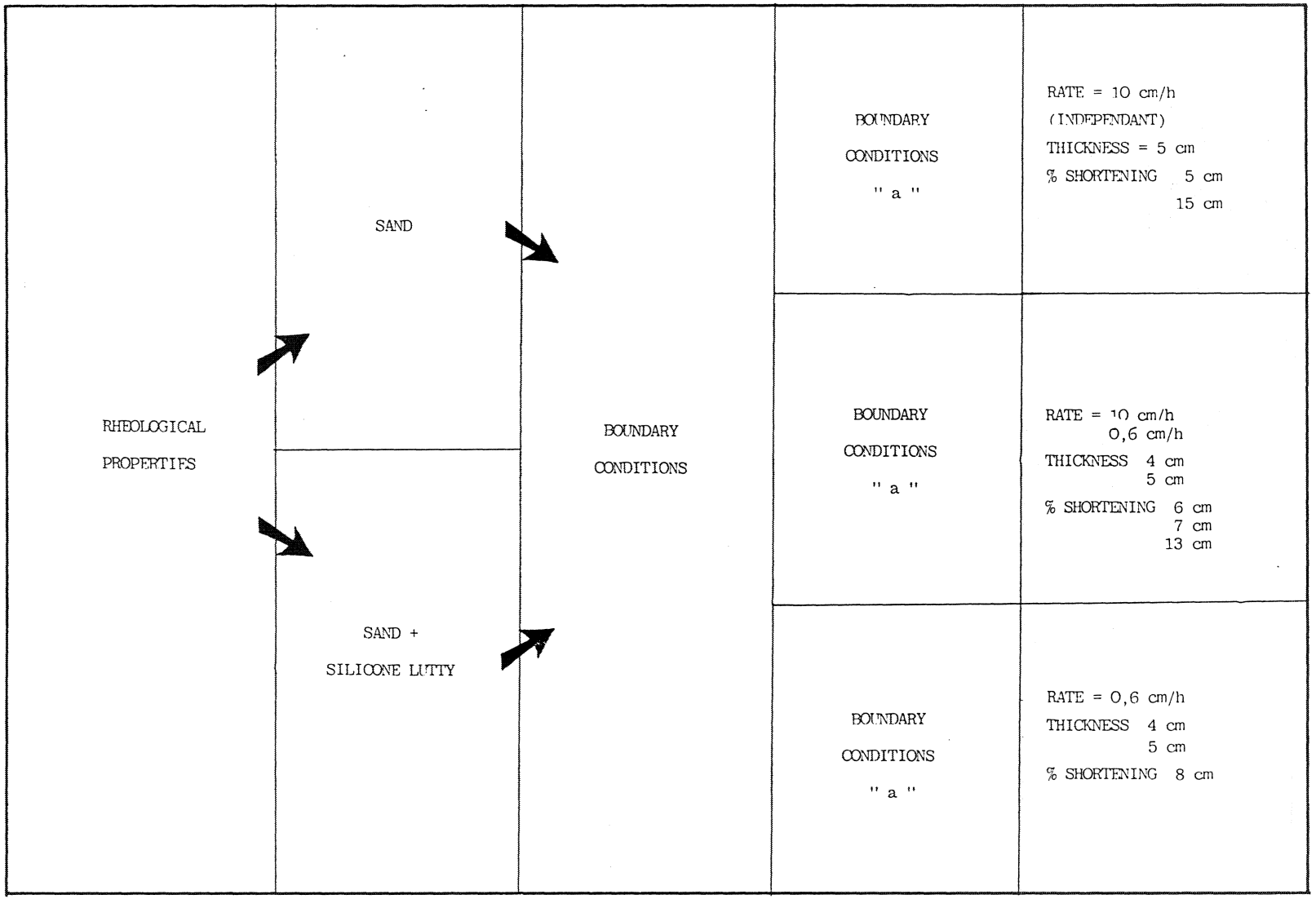
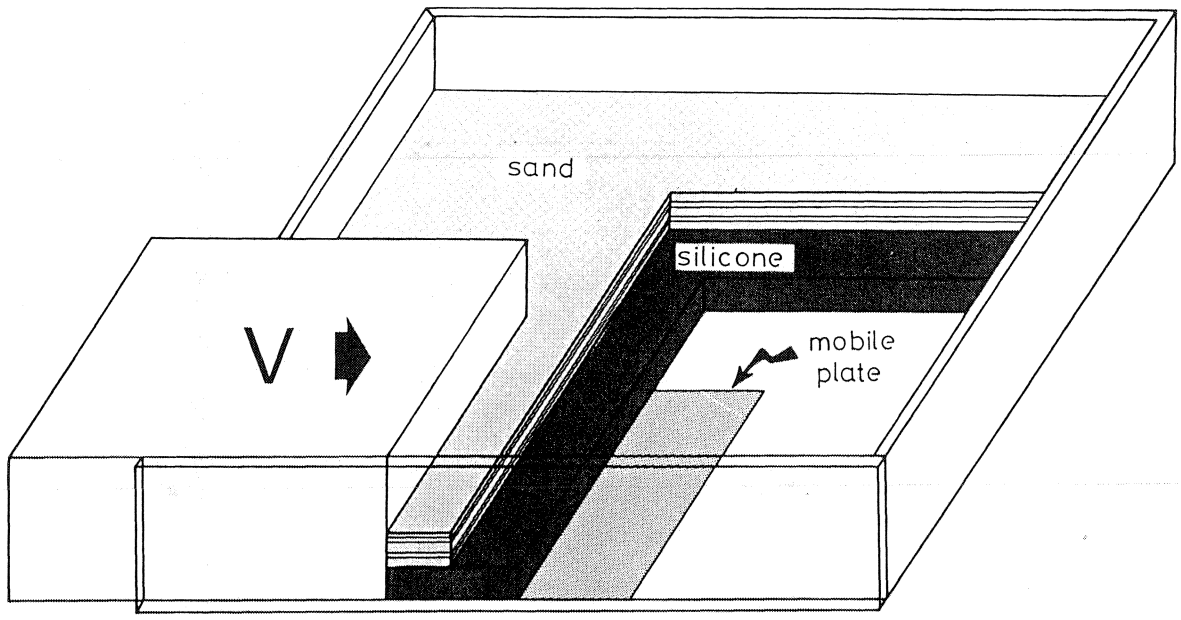

CENTRIPETAL THRUSTING
CENTRIFUGAL THRUSTING
A
B
STRIKE SLIP
BOUNDARY
SHORTENING BOUNDARY
AND THRUST VERGENCE

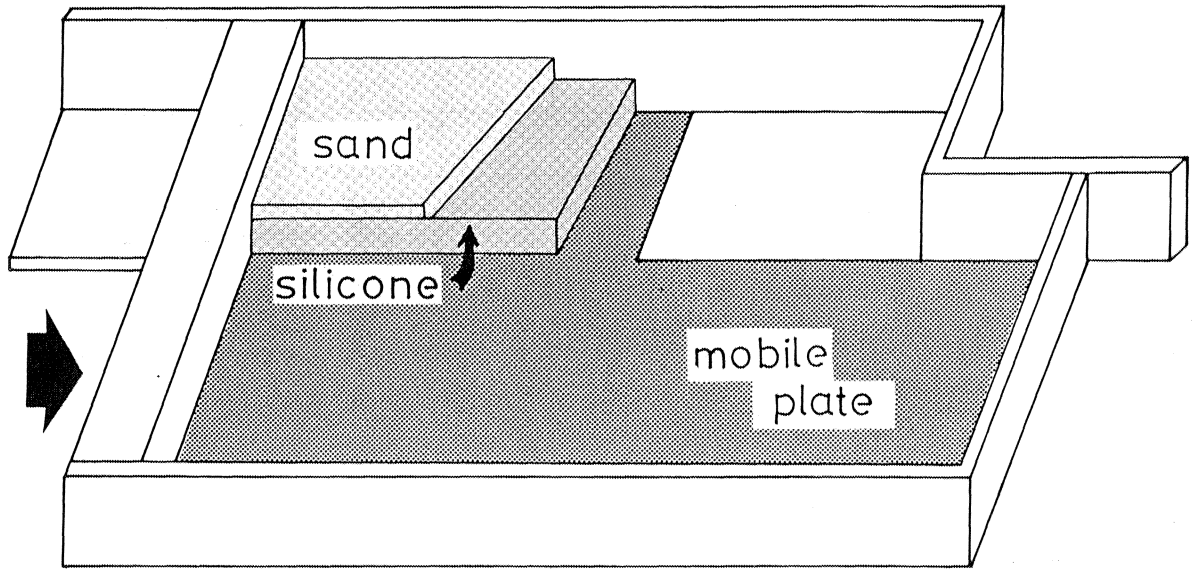
FIG 4


RHEOLOGICAL
PROPERTIES
SAND
SAND +
SILICONE LUTTY
BOUNDARY
CONDITIONS
BOUNDARY
CONDITIONS
" a "
BOUNDARY
CONDITIONS
" a "
BOUNDARY
CONDITIONS
" a "
RATE = 10 cm/h
(INDEPENDANT)
THICKNESS = 5 cm
% SHORTENING 5 cm
15 cm
RATE = 10 cm/h
0,6 cm/h
THICKNESS 4 cm
5 cm
% SHORTENING 6 cm
7 cm
13 cm
RATE = 0,6 cm/h
THICKNESS 4 cm
5 cm
% SHORTENING 8 cm

TAB 1



1



2

FIG 5

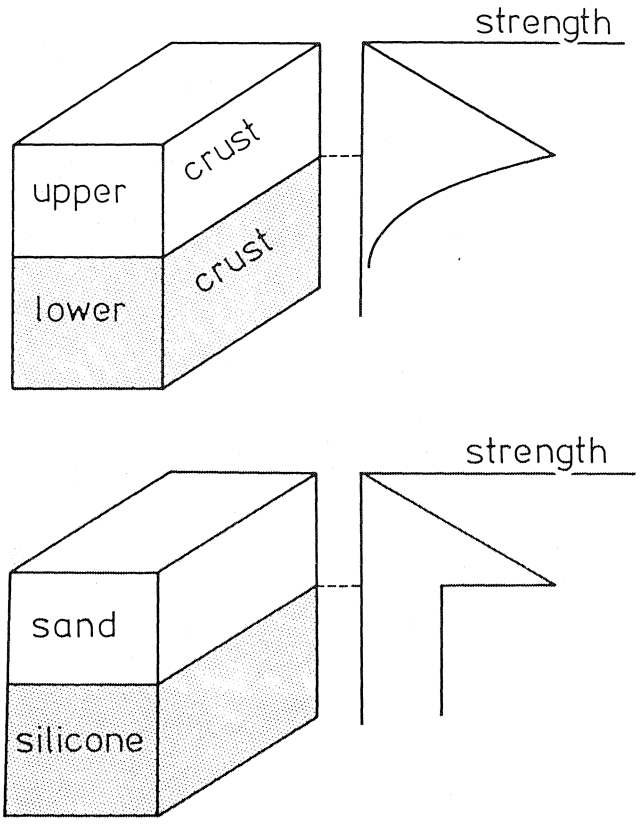

strength
upper
crust
lower
crust
strength
sand
silicone

FIG 6

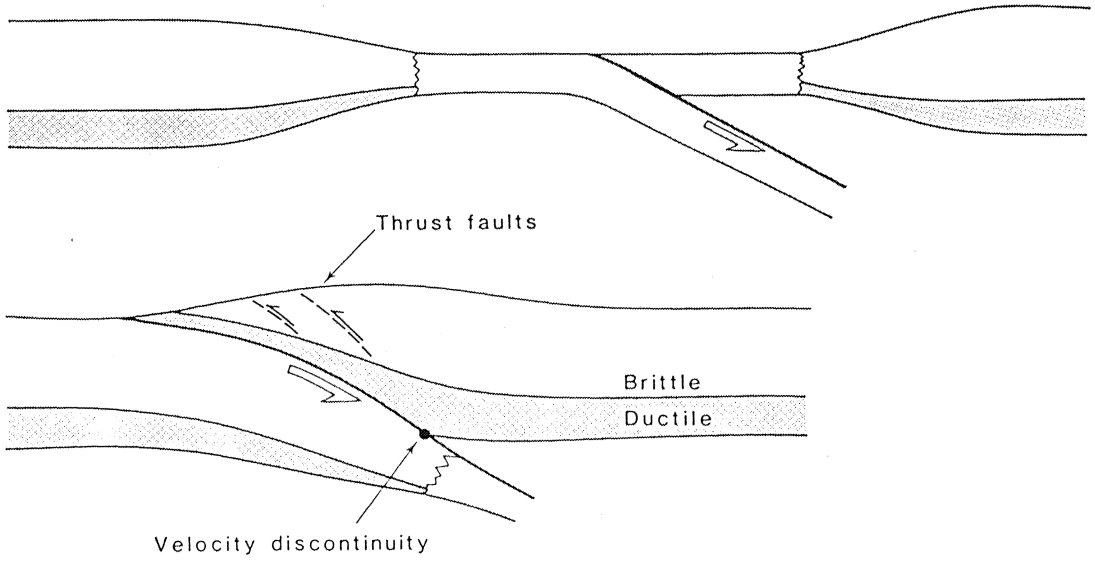
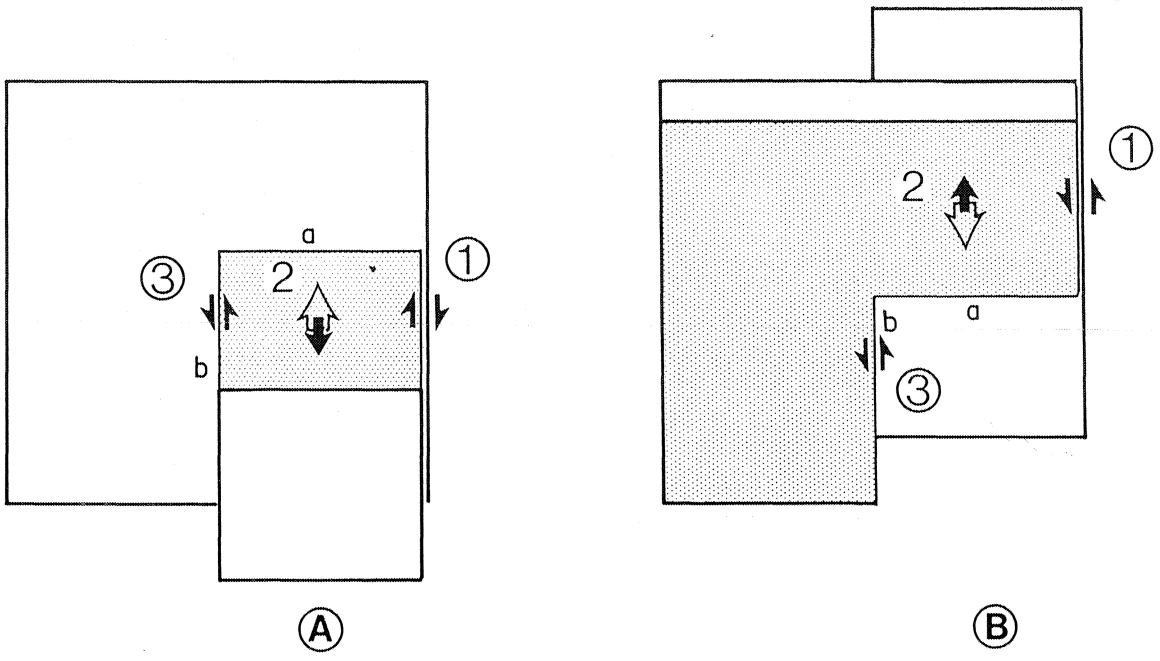

Thrust faults
Brittle
Ductile
Velocity discontinuity

FIG 7



1: LATERAL BOUNDARY SHEAR COMPONENT
2: BASAL SHEAR COMPONENT
3: INTRA-MODEL SHEAR COMPONENT
a: SHORTENING BOUNDARY b: STRIKE SLIP BOUNDARY

FIG 8

POSITIVE FLOWER STRUCTURE

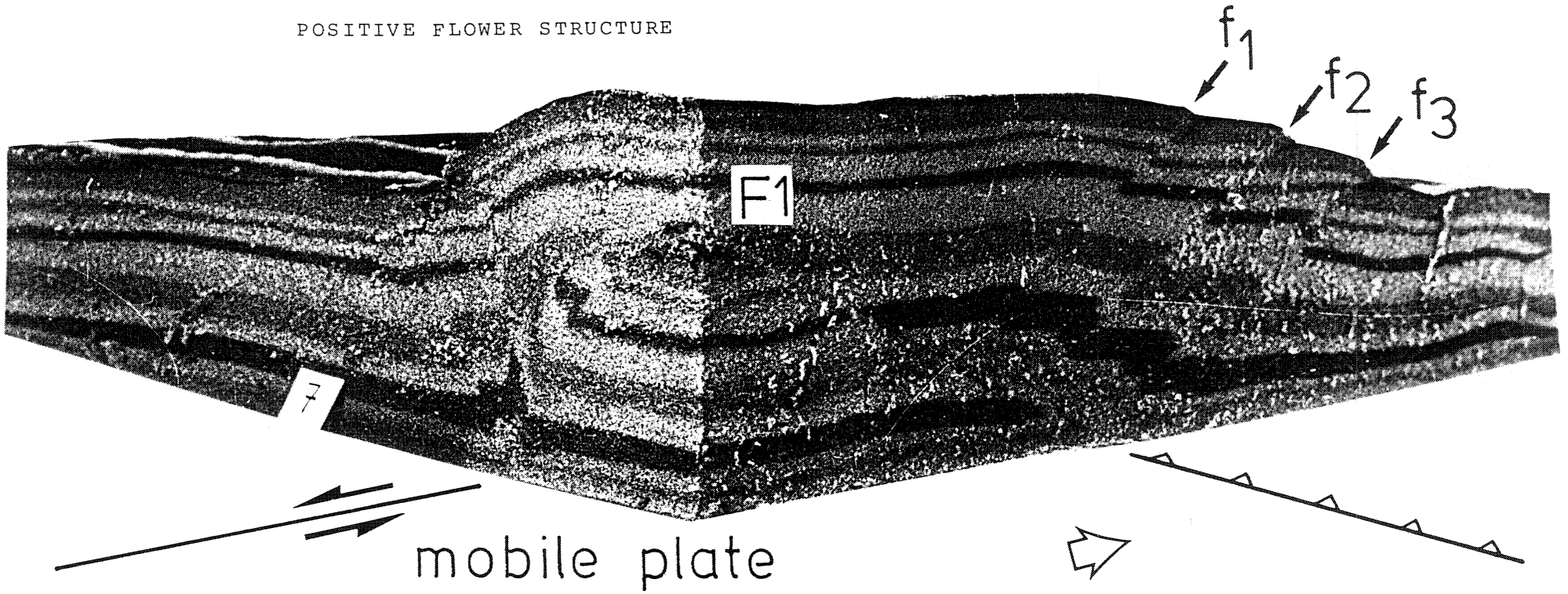
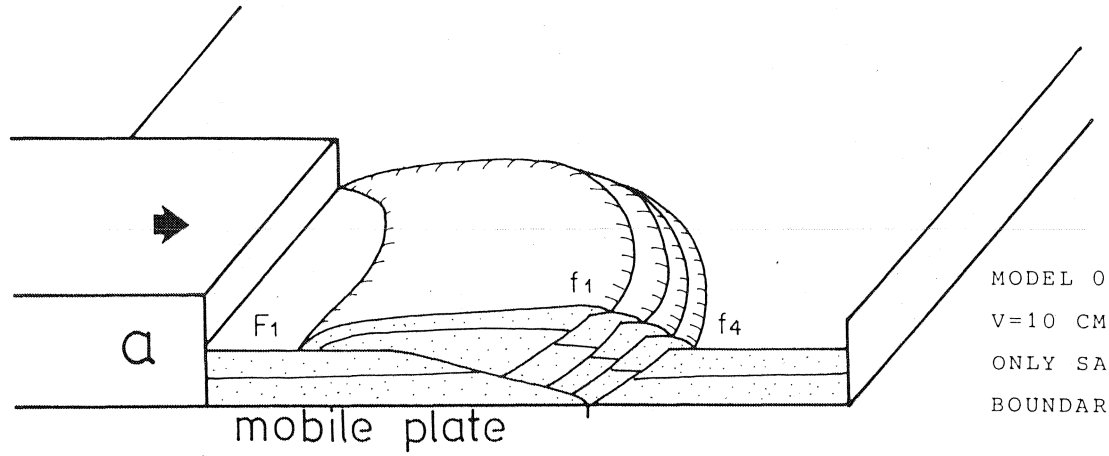
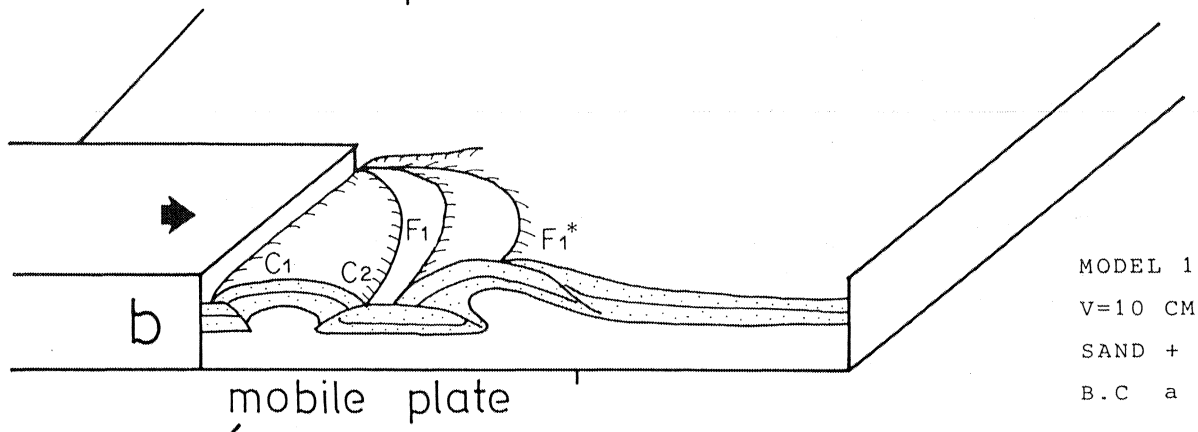


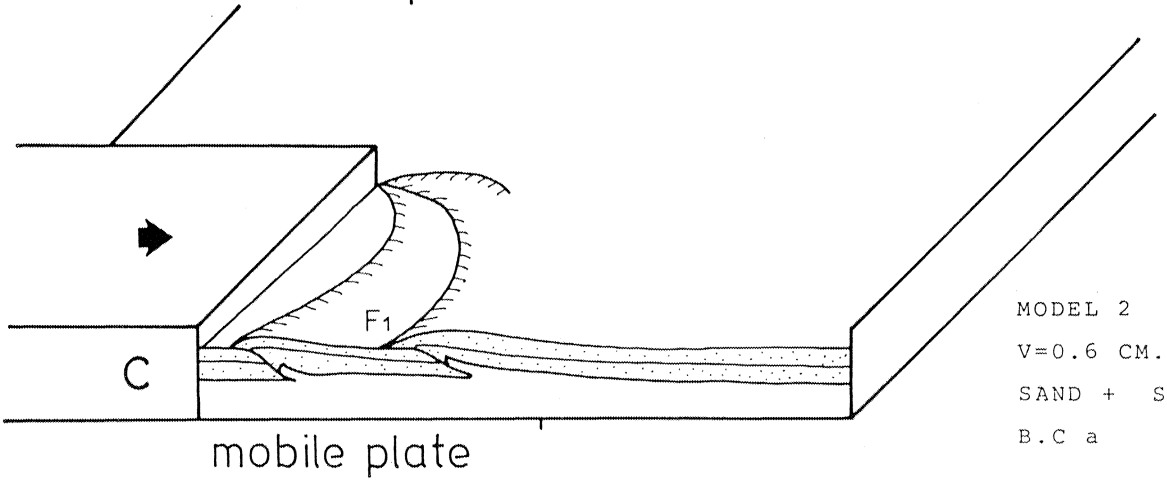
FIG 9



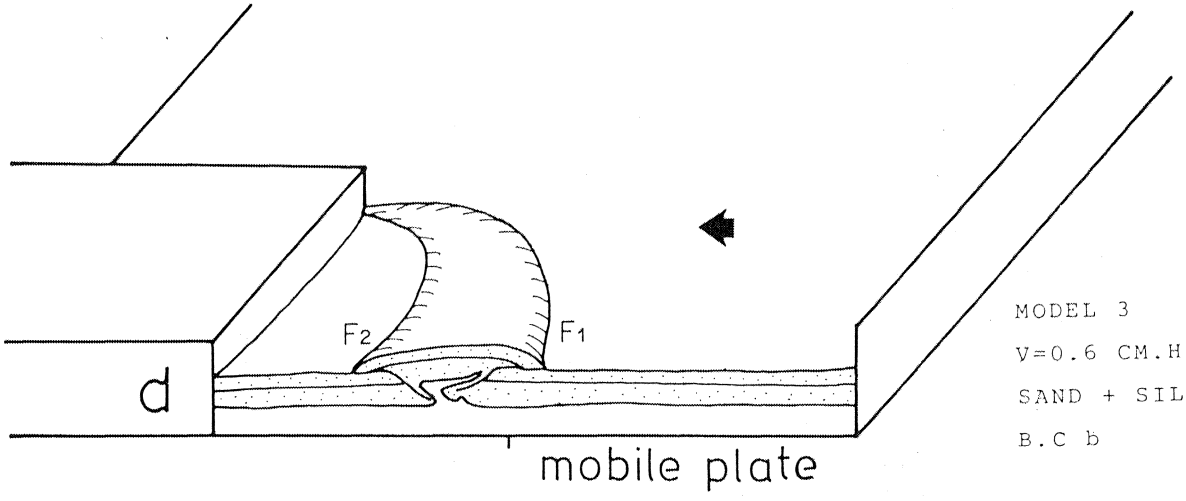
MODEL 0
V=10 CM.H
ONLY SAND
BOUNDARY CONDITIONS a



MODEL 1
V=10 CM.H
SAND + SILICONE
B.C a

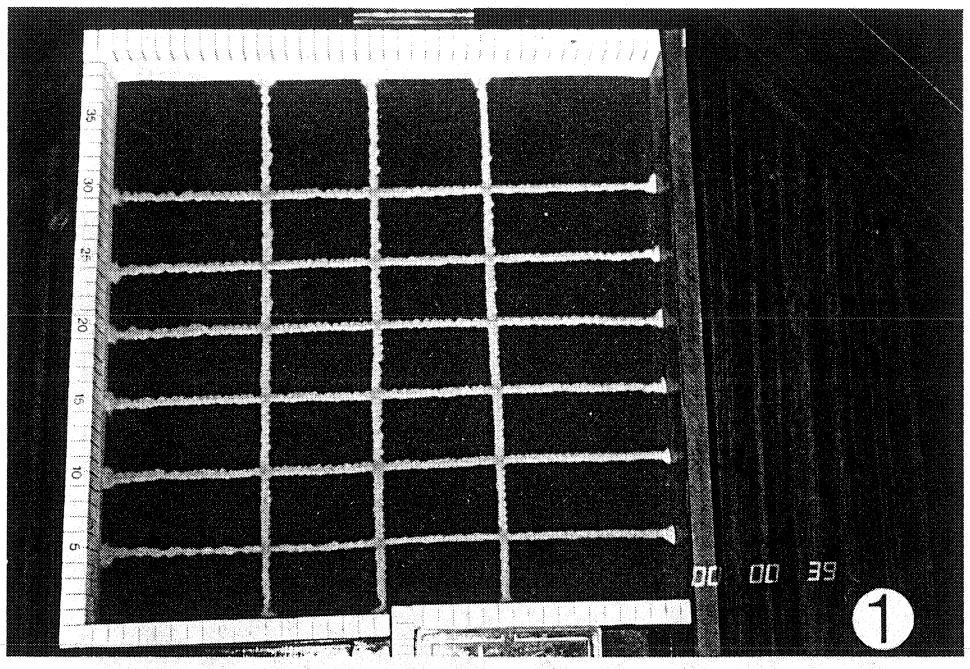


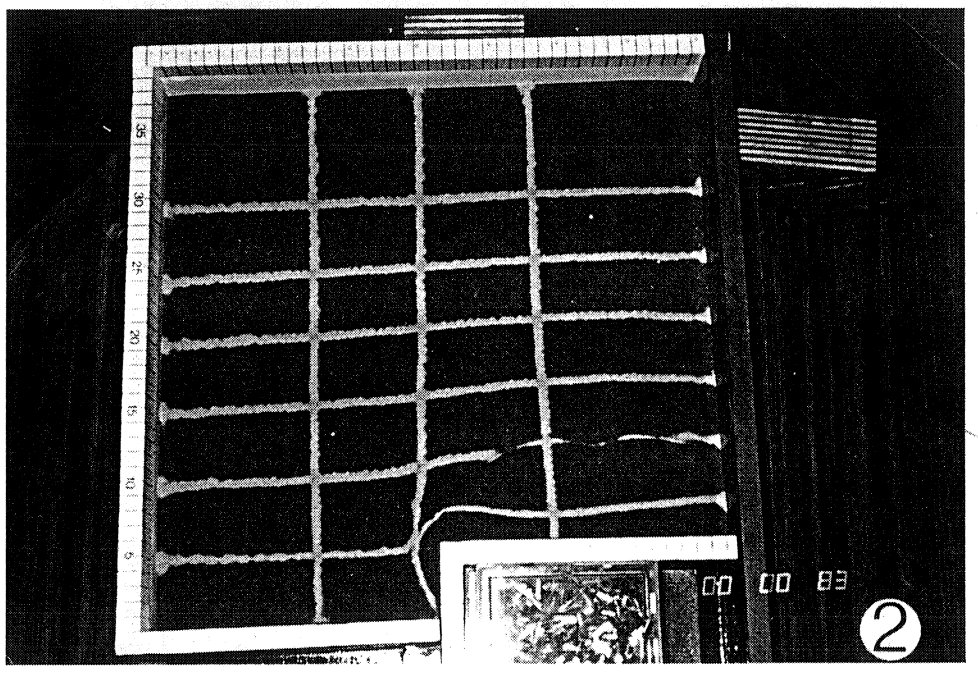
MODEL 2
V=0.6 CM.H
SAND + SILICONE
B.C a



MODEL 3
V=0.6 CM.H
SAND + SILICONE
B.C b

FIG 10





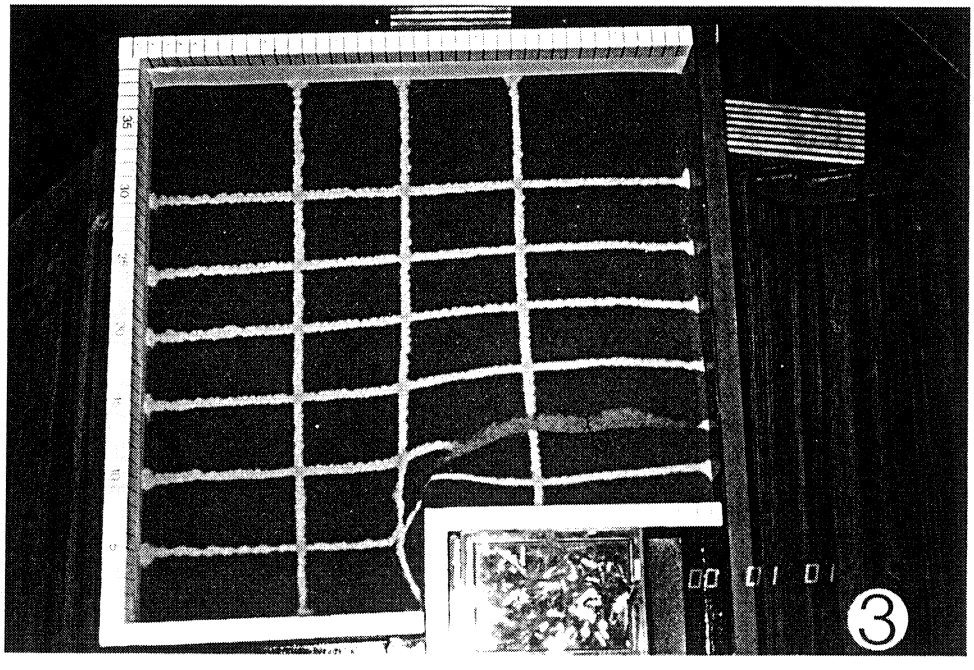


FIG 11

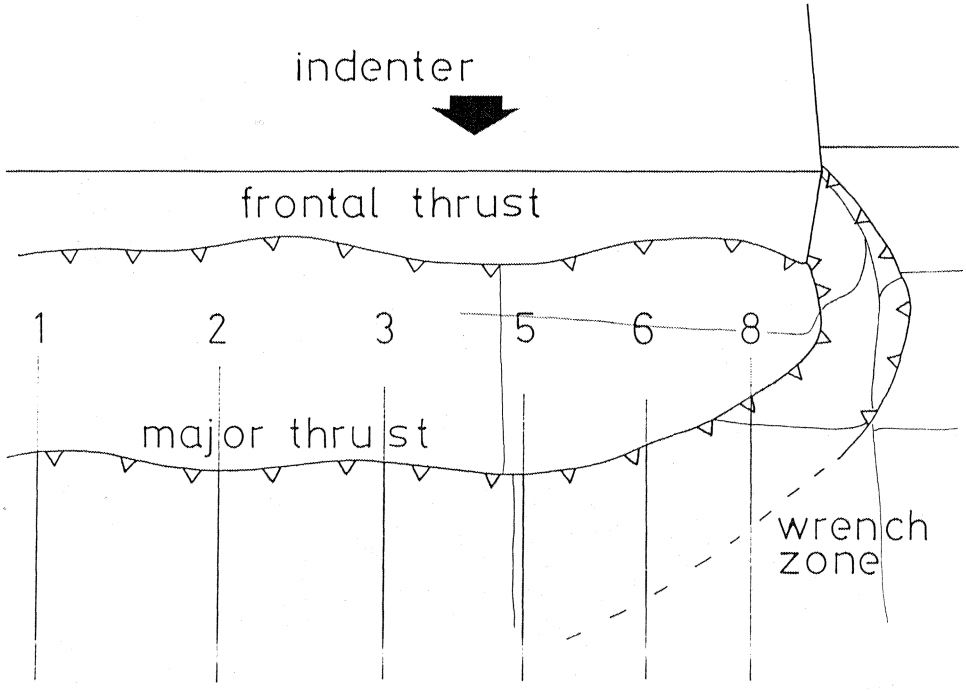
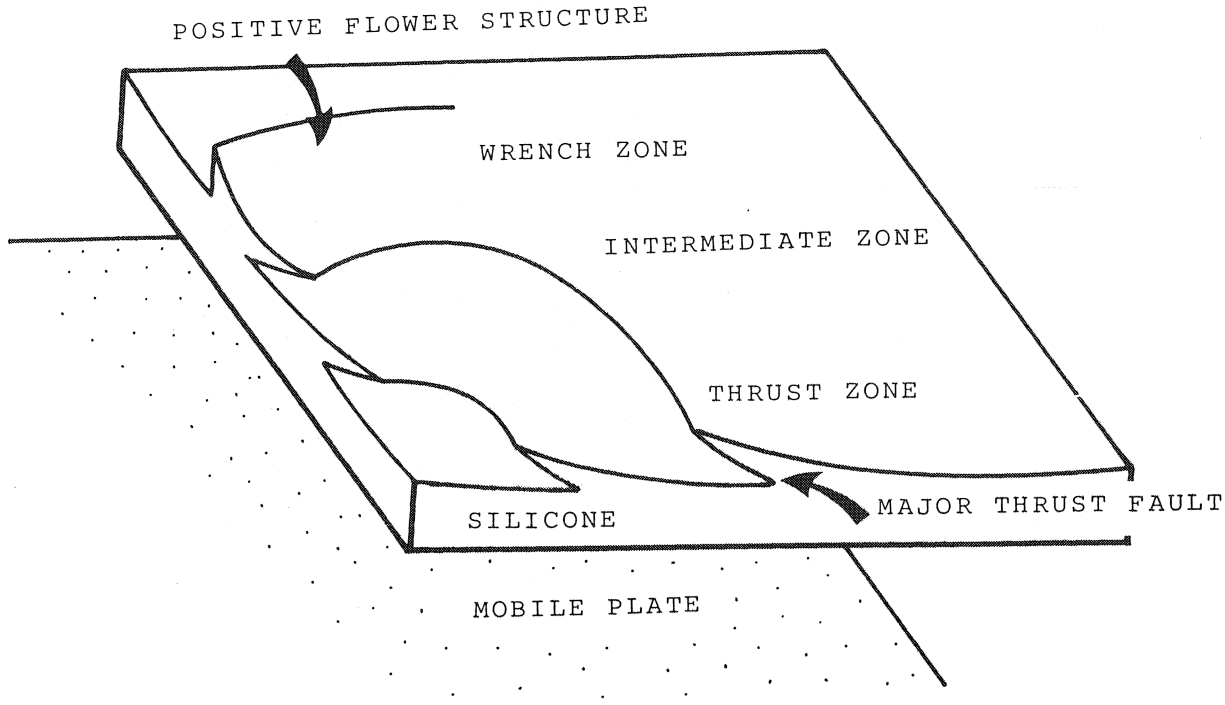


FIG 12


POSITIVE FLOWER STRUCTURE
WRENCH ZONE
INTERMEDIATE ZONE
THRUST ZONE
MAJOR THRUST FAULT
SILICONE
MOBILE PLATE

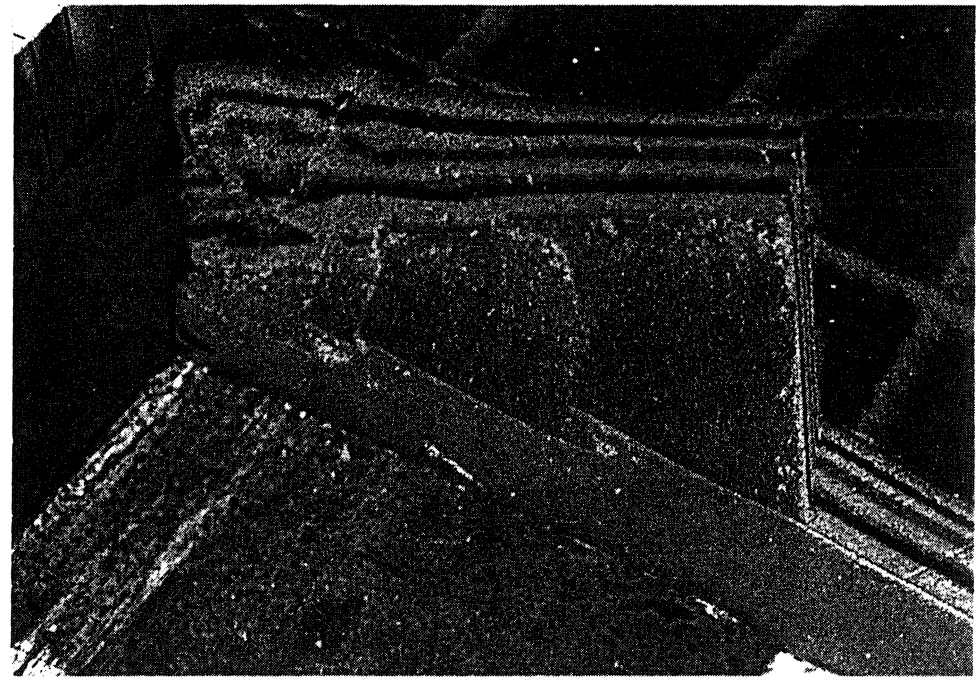
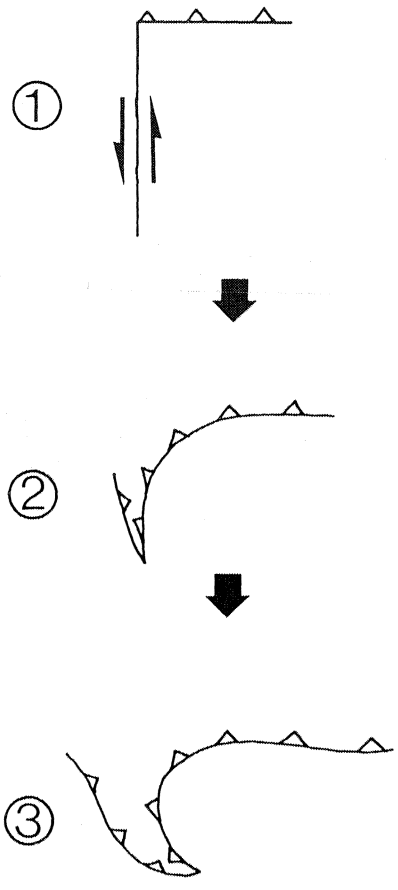


FIG 13



BASAL CONDITIONS

FIRST STAGE: INITIATION OF AN ARC

LAST STAGE: PROGRESSIVE DEFORMATION OF THE ARC WITH THE INCREASING CURVATURE. NOTE THE RADIAL THRUSTS.

FIG 14

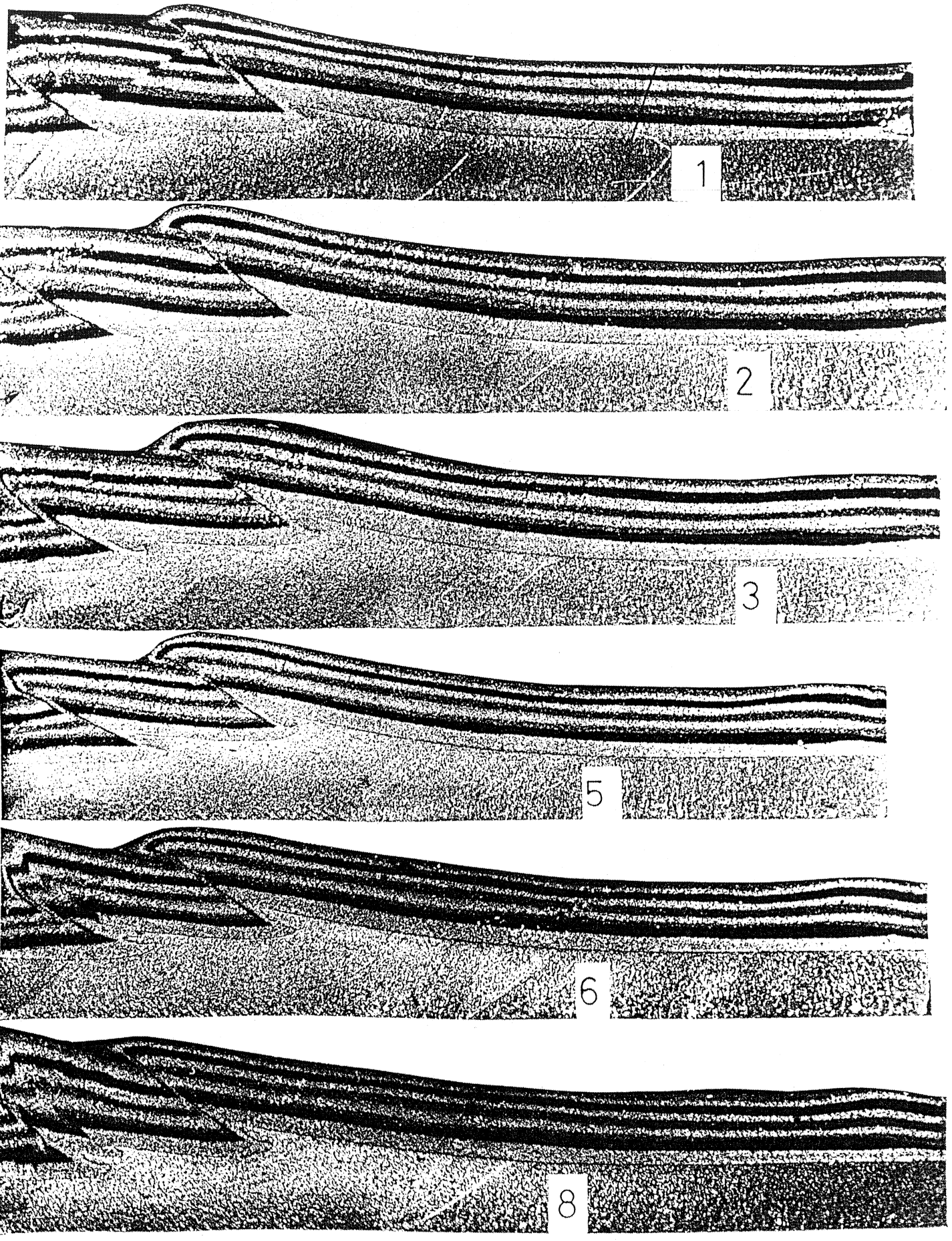
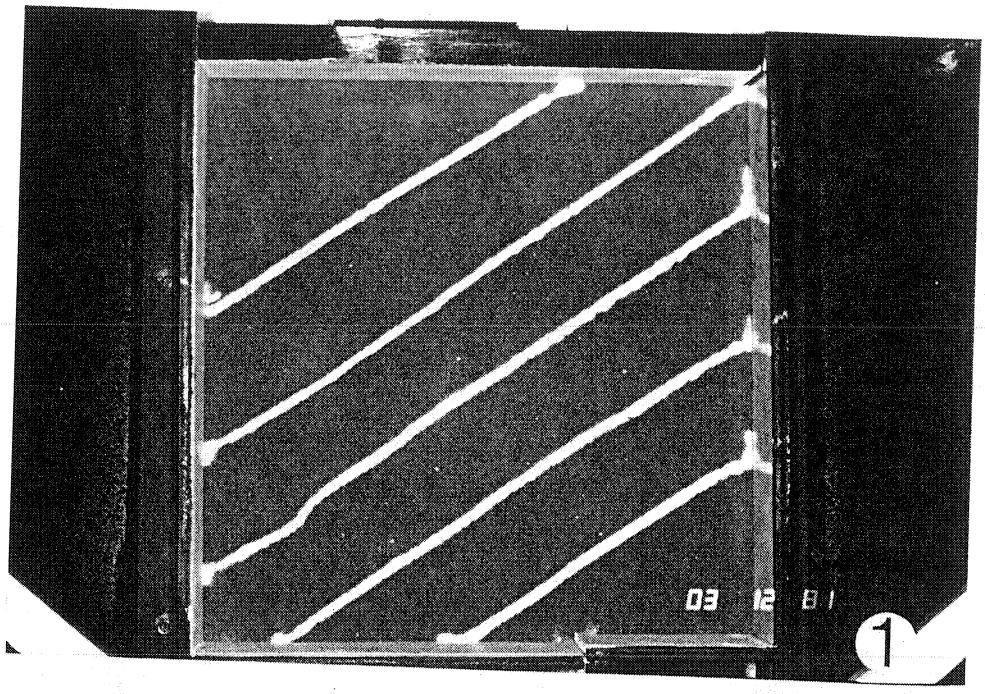
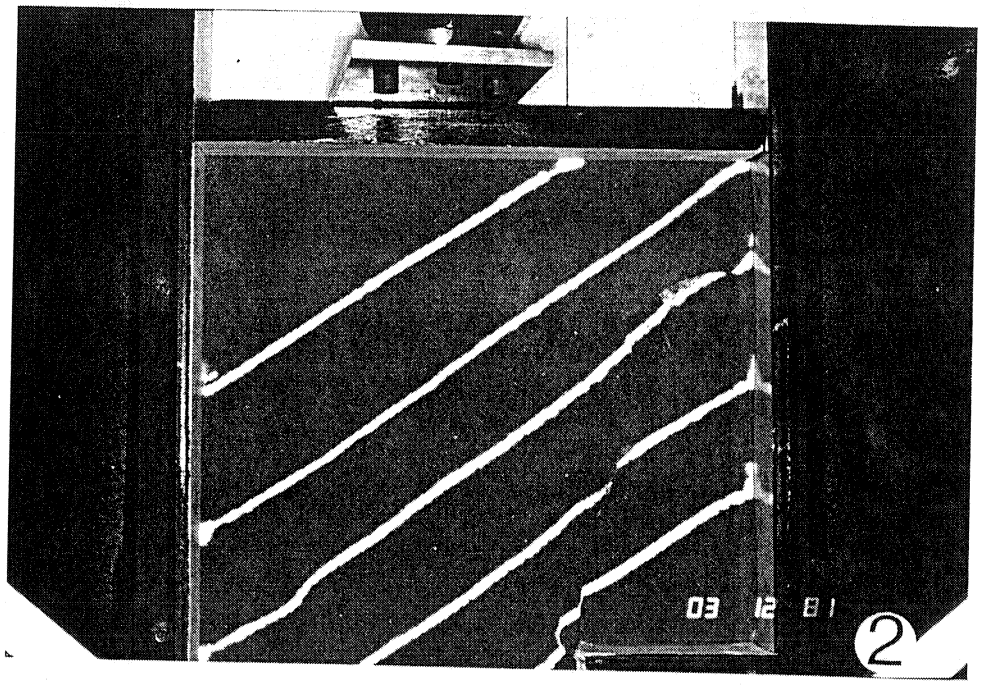


FIG 15





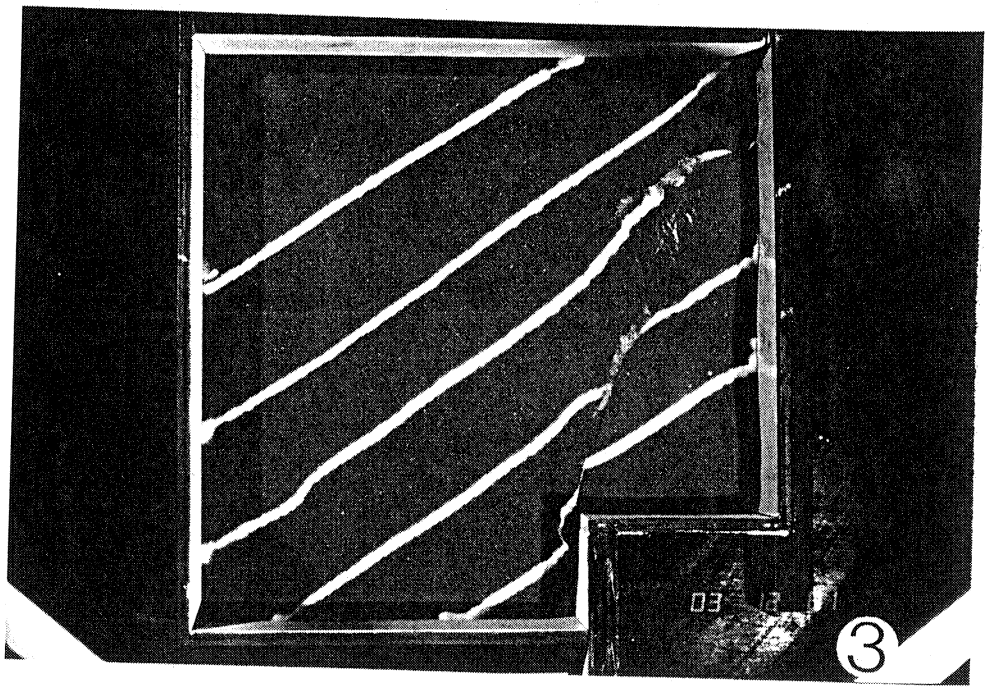
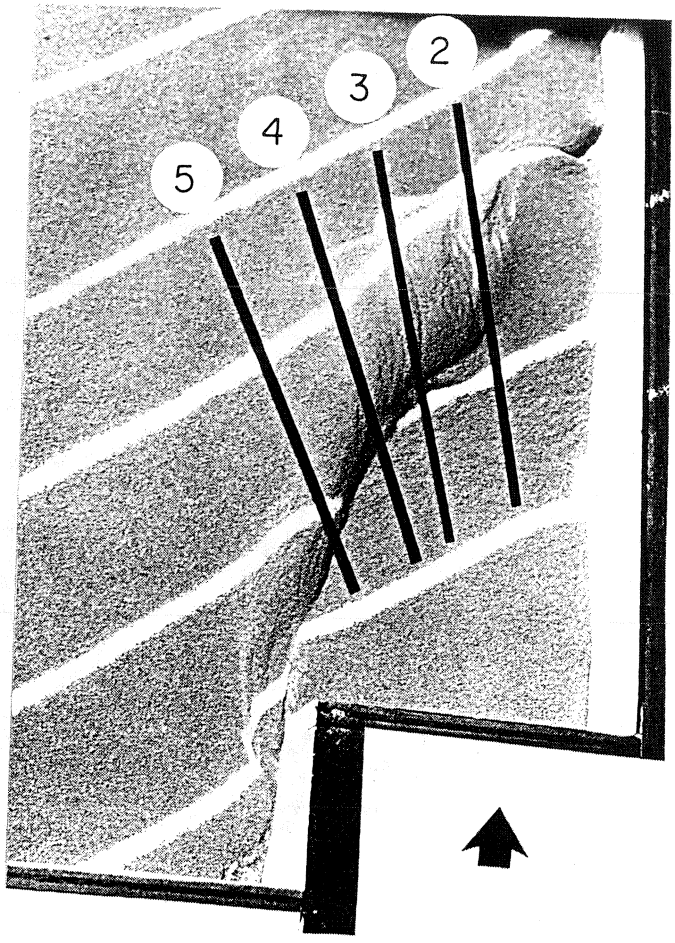


FIG 16



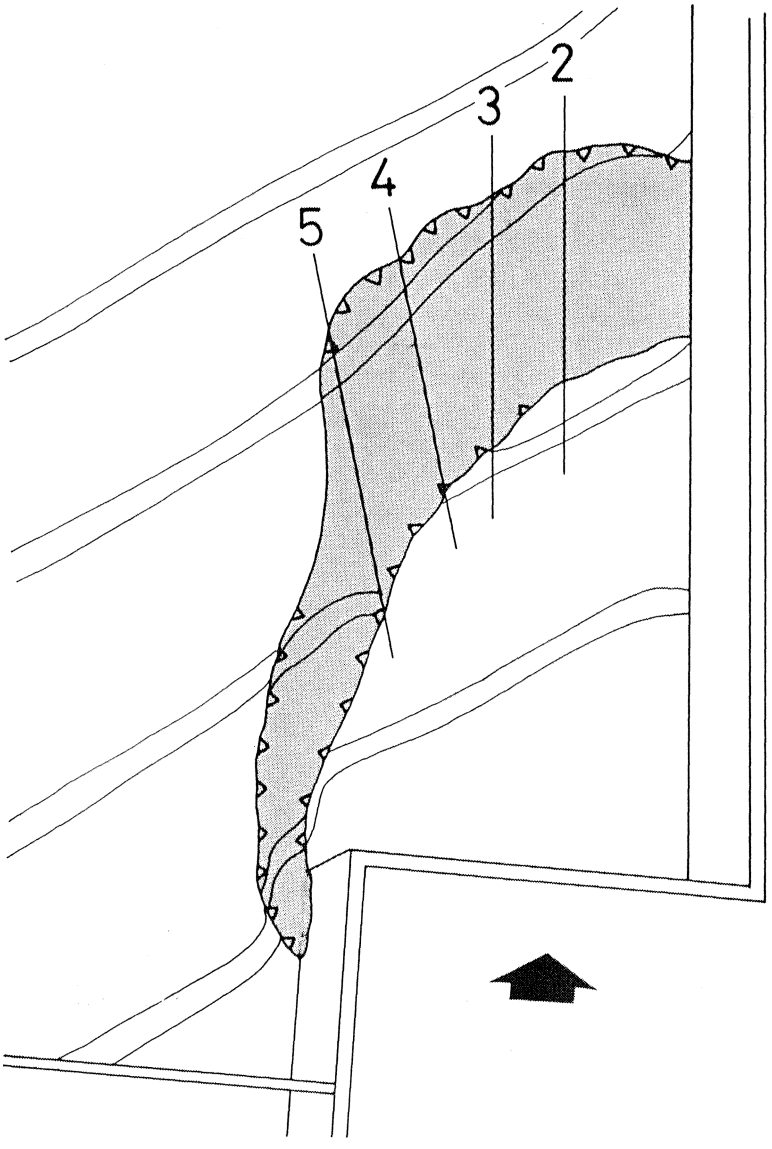


FIG 17

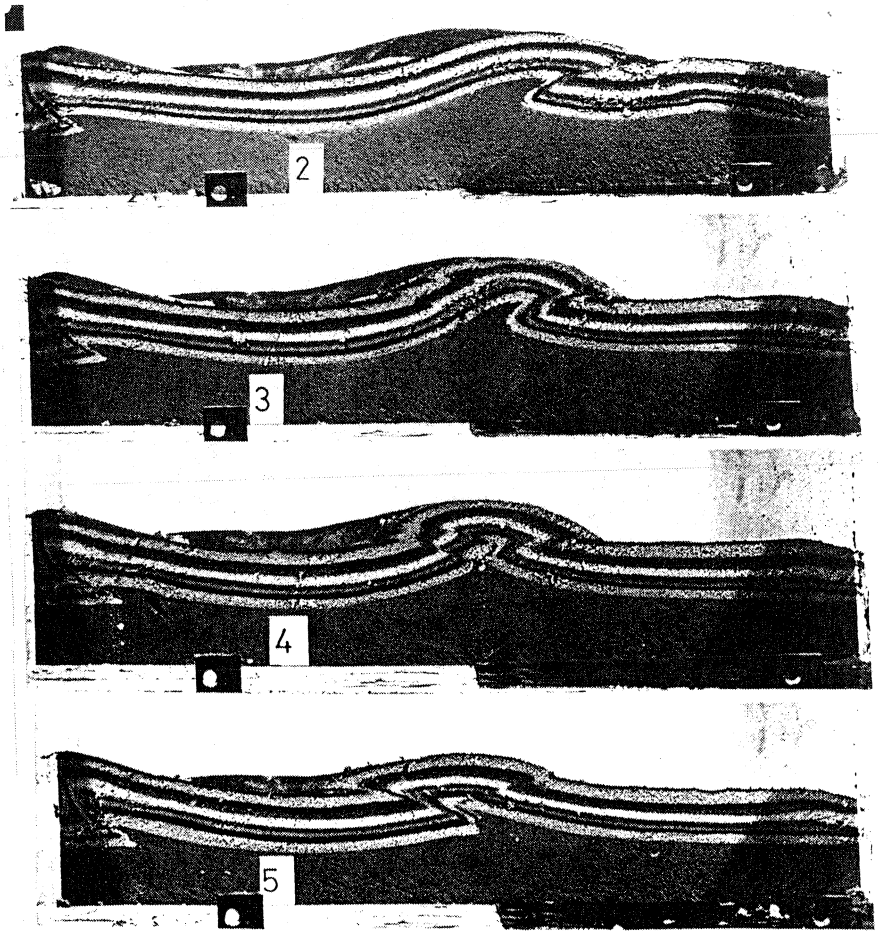


FIG 18

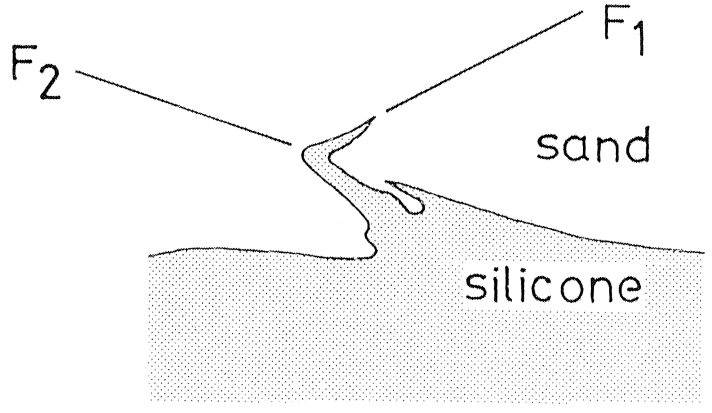


FIG 19

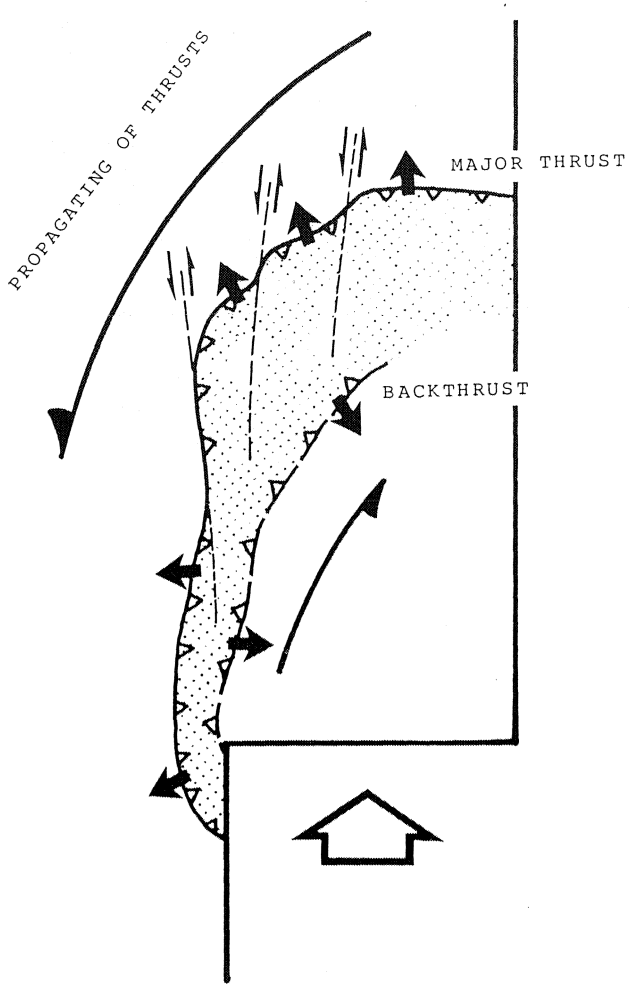
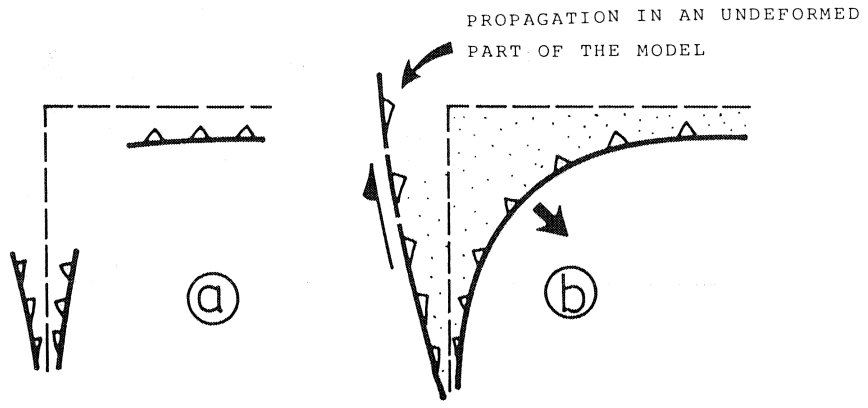
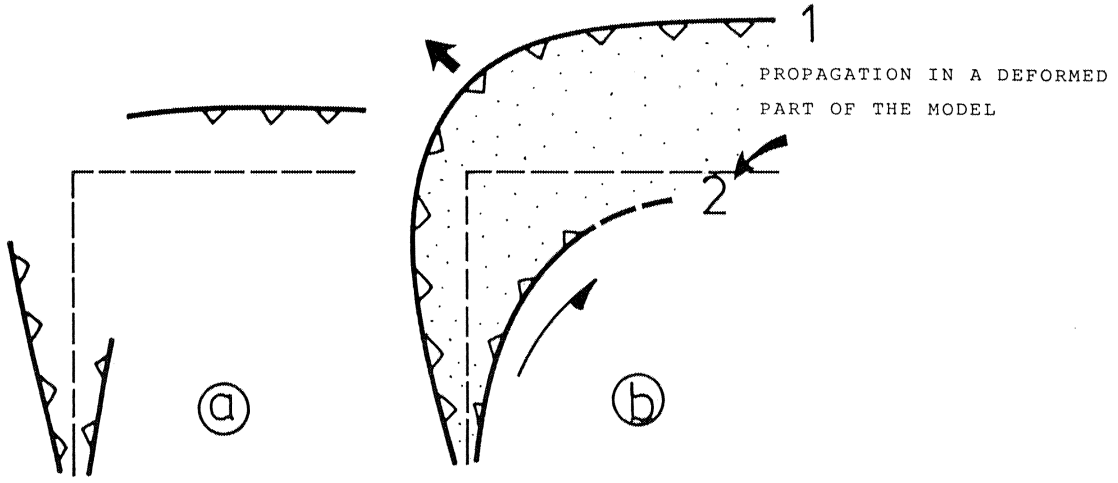


FIG 20



model 1 : centripetal arc



model 2 : centrifugal arc

deformed part of the model

FIG 21

CHAPITRE IV- DISCUSSION ET CONCLUSION GENERALE.

IV.1- DISCUSSION GENERALE: LA TECTONIQUE CADOMIENNE

IV.1.A- Les traits structuraux majeurs.

L'établissement du champ de déformation a aboutit à la mise en évidence de gradients. Deux zones de plus intense déformation peuvent être distinguées; ces déformations sont accomodées par deux chevauchements majeurs:

- La ligne St Cast-St Brieuc-Belle Isle en terre qui correspond à l'obduction du bassin de St Brieuc-Belle Isle sur la marge continentale (schistes et phtanites de Lamballe).
- La ligne Plouha-Baie de Lannion qui correspond au chevauchement de l'arc du Trégor sur le bassin de St brieuc-Belle Isle.

A l'intérieur de chaque système, des chevauchements imbriqués accomodent les déformations internes à chaque domaine.

La trace cartographique courbe de ces chevauchements s'accompagnant de la rotation de l'axe principal $\lambda 1$ de déformation finie ainsi que les critères de cisaillement associés montrent que ces chevauchements passent à des décrochements sénestres ductiles Nord 50 interprétés ici comme des rampes latérales de chevauchement. Chaque domaine devient alors délimité par des décrochements sénestres NE-SW et par des chevauchements vers le S-SW, les directions intermédiaires correspondant alors à des zones de décro-chevauchement cartographiquement caractérisées par des plans courbes.

Les mesures quantitatives de l'ellipsoide de

déformation finie permettent de préciser les modalités de la déformation et d'apporter des contraintes quant à la cinématique.

- La déformation est globalement de type déformation plane ($0.8<k<3$) dans la majeure partie du domaine Cadomien excépté à la limite externe NW (baie de Lannion) où l'ellipsoide est de type applatisement fini ($k<0.5$). Ceci indique un pourcentage de déformation coaxiale plus important le long de cette limite (limite de plaque ou zone de suture ?) et en aucun cas du cisaillement simple le long de plans de chevauchement ou de décrochement.

- Dans les zones de plus intense déformation et en particulier dans les gradients liés à des décrochements, l'ellipsoide de déformation se déplace vers le champ de la constriction quand l'intensité augmente.

IV.1.B- Déformations et déplacements en terme de tectonique des plaques.

La tectonique cadomienne est comprise entre 600 et 540 Ma. Elle affecte des unités précambriennes dont les ages se situent entre 650 et 600 Ma excéptés les noyaux de socle ancien à 2 Milliards d'années du Trégor. Elle peut se rattacher aussi bien par la succession lithologique en présence que par l'évolution structurale à une situation de type convergence puis collision en terme de tectonique des plaques. En effet, l'évolution de la chaine est tout à fait comparable à l'évolution mieux connue des chaines plus récentes (Hercynien, Alpes, Himalaya) aussi bien par les champs de déformation observés que par l'échelle

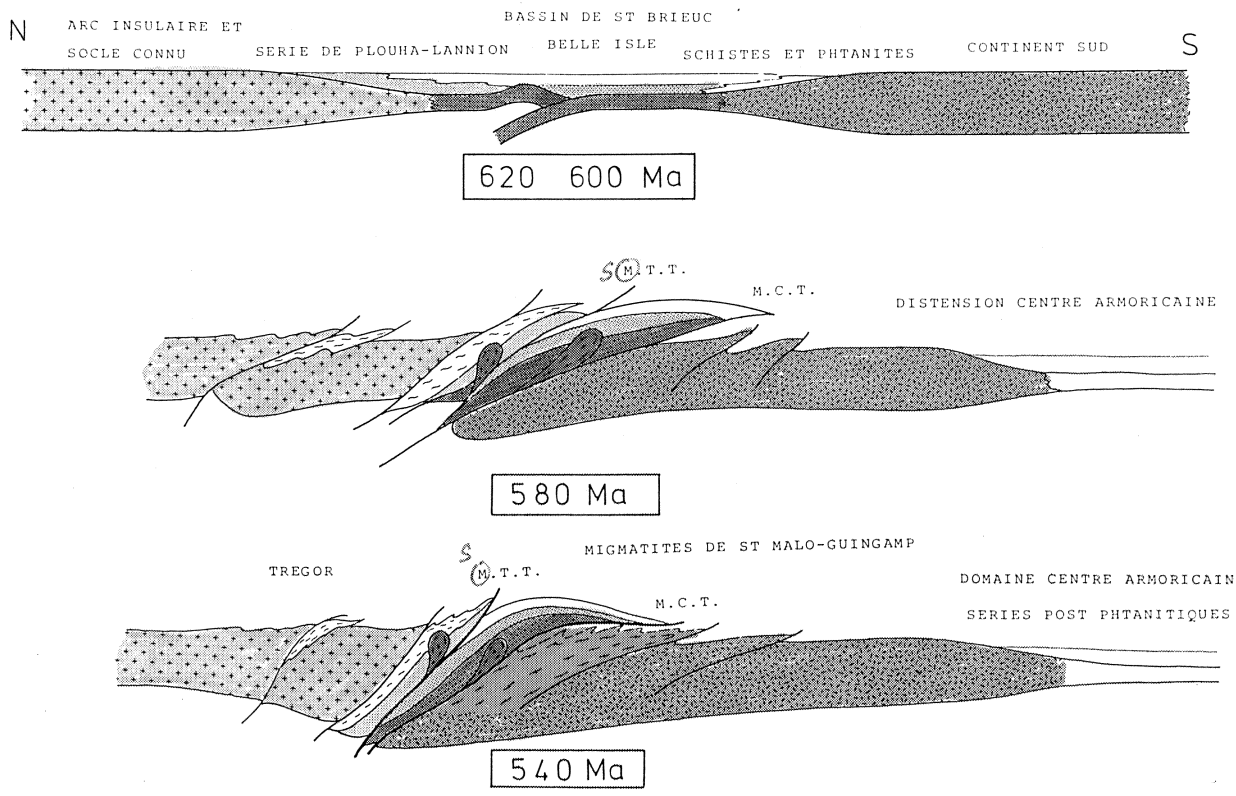


Fig IV.1.1: Modèle géodynamique de la tectonique cadomienne

de temps des déformations (Cadomien: 620-530 Ma; Hercynien: 440-300 Ma; Alpes 120-15 Ma; Himalaya: 50-actuel).

On peut résumer la tectonique cadomienne par la succession d'évènements suivante (fig IV.1.1):

- autour de 620 Ma : magmatisme induisant la formation d'un batholite trégorrois et d'unités volcaniques le bordant. Ce magmatisme de type calco alcalin est compatible avec le fonctionnement d'une zone de subduction (Auvray 1979) entrainant la formation d'un arc insulaire.

- à environ 600 Ma : existence d'un bassin océanique en ouverture daté par la cristallisation de gabbros à St Brieuc et belle Isle en terre. Ce bassin, composé de la succession gabbros-volcanites-sédiments peut être considéré comme un bassin marginal ou un bassin en voie d'océanisation. le début d'ouverture de ce bassin a pu débuter antérieurement.

- à 580-590 Ma : collision arc insulaire-continent avec obduction vers le S-SW du bassin océanique sur la marge continentale. Des plutons syn tectoniques datent cet évènement.

- à 540 Ma : formation de migmatites et de domes migmatitiques chevauchant vers le S-SW (Brun et Balé en prep.) dans les régions de ST Malo-Guingamp. Les migmatites se développent dans les unités chevauchées de la marge continentale (série de Lamballe) en conséquence du surépaississement crustal entrainé par les chevauchements.

- post 540 ma : des décrochements ou des mouvements verticaux tardifs font par endroit rejouer les grandes discontinuités (zones de suture) avec la possibilité d'ouverture de bassin en pull apart tardi cadomien (serie de la roche derrien, serie du

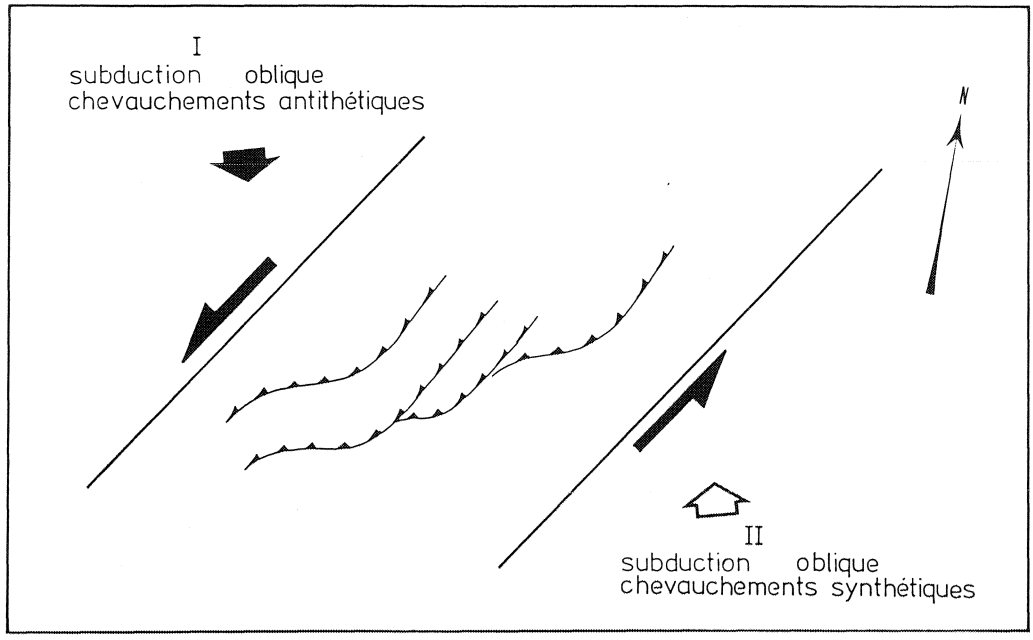


Fig IV.1.2: interaction décrochement-chevauchement et formation de micro-arcs dans un contexte de convergence oblique.

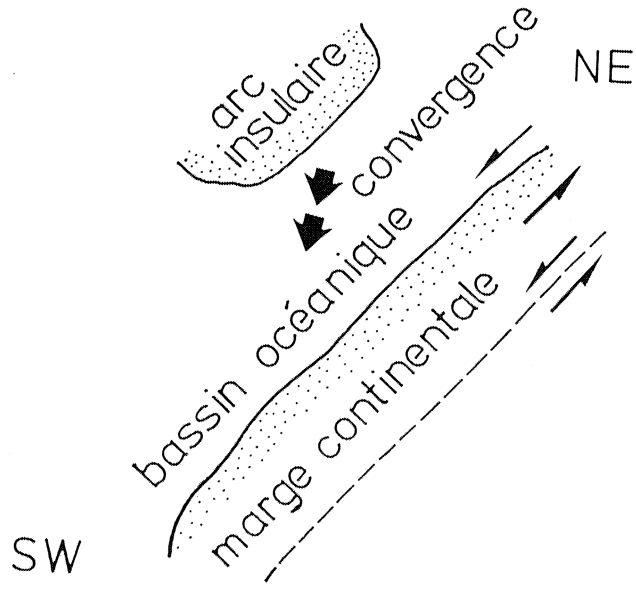


Fig IV.1.3: reconstitution géodynamyque possible avant la collision (autour de 600 Ma).

Minard ?).

IV.1.C- Interaction décrochement-chevauchement.

L'évolution géodynamique proposée reste cependant simpliste. En effet la chaine cadomienne de Bretagné ne présente pas des structures cylindriques, ce qui introduit des difficultés de continuité latérale (en particulier pour des coupes NW-SE). Le champ de déformation observé est interprété comme étant le résultat d'une interaction constante et simultanée entre une suite de chevauchements vers le S-SW et des décrochements ductiles senestres environ N50 entrainant la formation d'un enchainement de micro-arcs (fig IV.1.2). Cette hypothèse a été testée par une modélisation expérimentale simple. Les expériences ont été conduites sur des modèles analogiques bi-couches fragile-ductile. Différents types d'interactions entre un décrochement et un chevauchement ont été réalisés. Le principal résultat est que le champ de déformation obtenu dans toutes les expériences consiste en une structure en arc matérialisée par des plans de chevauchements courbes lelong desquels la composante de décrochement varie. Ces modèles, dimensionnés pour la croute, peuvent s'appliquer à la formation des grands arcs orogéniques mais aussi, à une échelle moindre, à des structures telles que celles observables dans la chaine cadomiennne de Bretagne.

Du point de vue tectonique globale, cette influence constante des décrochements senestres durant la déformation cadomienne doit avoir une signification géodynamique. On connait ce type d'influence lorsque la subduction ou la collision est oblique par rapport au continent collidé. Ce phénomène est invoqué par

exemple pour une partie de la cordillère Nord américaine où l'on fait appel à une accrétion de blocs du SW vers le NE obliquement à la marge Ouest americaine entrainant un sens de cisaillement dextre majeur lors de la formation de la chaine. La tectonique cadomienne peut être comparée (avec prudence vu les informations fragmentaires) a la tectonique Ouest americaine. il ne s'agirait pas à proprement parler d'une collision entre deux grands blocs continentaux mais plutot d'un phénomène d'accrétion: un arc insulaire (le Trégor) colliderait obliquement une marge continentale, entrainant un sens de décrochement senestre dominant (fig IV.1.3).

IV.1.D- Problèmes.

Les hypothèses et les modéles développés dans cette thèse, s'ils ont permis d'avancer dans la connaissance de la cinématique cadomienne, n'ont pas résolus tous les problèmes. Plusieurs points d'interrogation subsistent encore:

* la subduction et le batholite mancellien.

Il a souvent été évoqué le fonctionnement d'une zone de subduction pour expliquer la genèse de l'arc du Trégor et l'ensemble du magmatisme cadomien (Auvray 1979, Cogné et Wright 1980). La plupart des auteurs situent la zone de subduction au Nord du Trégor, en direction NE-SW et à pendage Sud. Une anomalie gravimètrique en Manche est d'ailleurs proposée par Lefort (1975) pour représenter la trace de cette zone de subduction. Si les arguments magmatiques (en particulier la zonation géochimique: Auvray 1979) sont en faveur d'une telle hypothèse, les arguments tectoniques n'y sont pas aussi favorables. En effet, l'ensemble des chevauchements sont

dirigés vers le S-SW (chevauchements correspondant à l'obduction du bassin océanique sur la marge continentale) c'est à dire systématiquement antithétiques de cette subduction proposée: or, dans la plupart des chaines de collision il est rare que les chevauchements antithétiques représentent la quasi totalité des grandes structures de la chaine (Alpes, chaine hercynienne, Himalaya). D'autre part, la genése du batholite mancéllien (ensemble granitique et granodioritique d'origine crustal daté à 550 Ma; Fig IV.1.4) peut difficilement se replacer dans le cadre de cette subduction: il faudrait pour ce faire admettre une subduction dont le pendage serait trés faible (c'est à dire une subduction rapide) or dans ce cas il est rare d'ouvrir un bassin d'arrière arc (Uyeda et Kanamori, 1979) comme cela était proposé. A l'inverse, si la subduction est assez fortement pentée, (subduction lente) elle ne permettra pas d'induire la genèse du batholite mancellien. Il serait, du point de vue tectonique, plus raisonnable d'invoquer une subduction à pendage Nord sous le Trégor autour de 620 Ma (subduction de la croute océanique représentée par le bassin de St Brieuc-Belle isle en terre) suivi d'une subduction de mème type sous la mancellia aprés la première collision autour de 550 Ma (anomalie du bassin de Paris ?). Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer la migration des ages des batholites vers le Sud, la position des chevauchements cadomiens, leur continuités à 540 Ma syn-migmatisation (Brun et Balé en prep.) et la présence d'un batholite dans des unités épimétamorphiques (batholite mancellien). Des mouvements tardifs (décrochements tardi

cadomiens ou hercyniens) peuvent décaler ces différents domaines.(Fig IV.1.5)

* Le métamorphisme.

Les unités affectées par la déformation cadomienne sont affectées d'un métamorphisme de type amphibolite faciès (limite schiste vert) qui évolue dans les zones chevauchées (St Malo-Guingamp) à un métamorphisme de haute température (migmatisation). Si cette zonation semble logique et "commune" il est à souligner qu'il n'existe apparemment aucun indice de métamorphisme de haute pression (éclogites ou schistes bleus) pouvant représenter les témoins précoces d'une obduction de matériel océanique. Ces témoins existent pourtant dans la chaine panafricaine, des éclogites ayant été trouvées dans les unités précambriennes du Togo (toutefois leur age exact n'est pas encore déterminé).

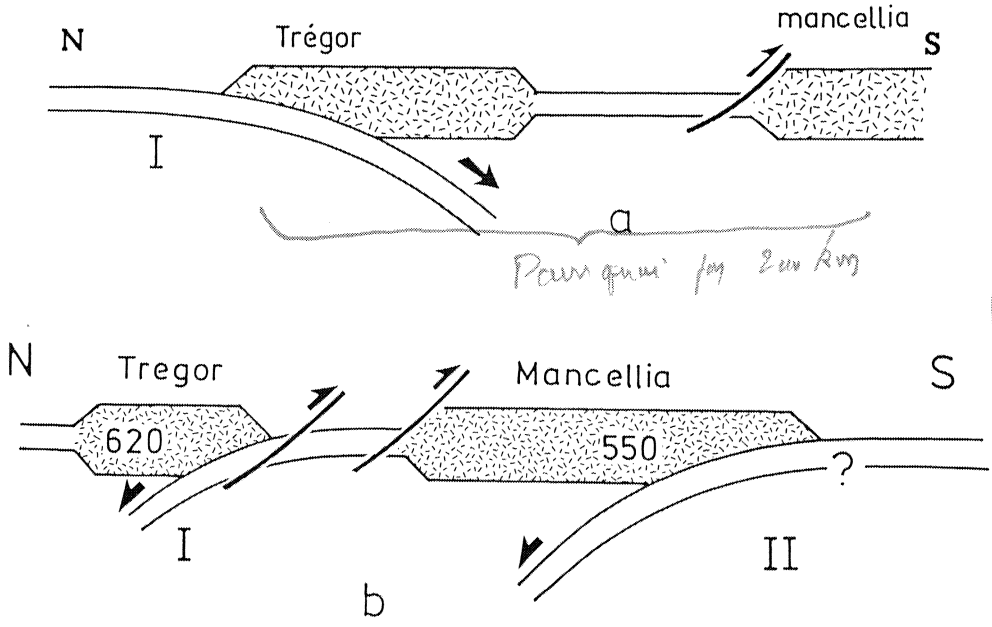


Fig IV.1.5: deux modèles d'évolution géodynamique cadomien
a- position de la subduction d'aprés Auvray (1979)
b- modèle proposant deux subductions successives vers le Nord (la première sous le Trégor autour de 620 Ma, la seconde sous la Mancellia autour de 550 Ma).

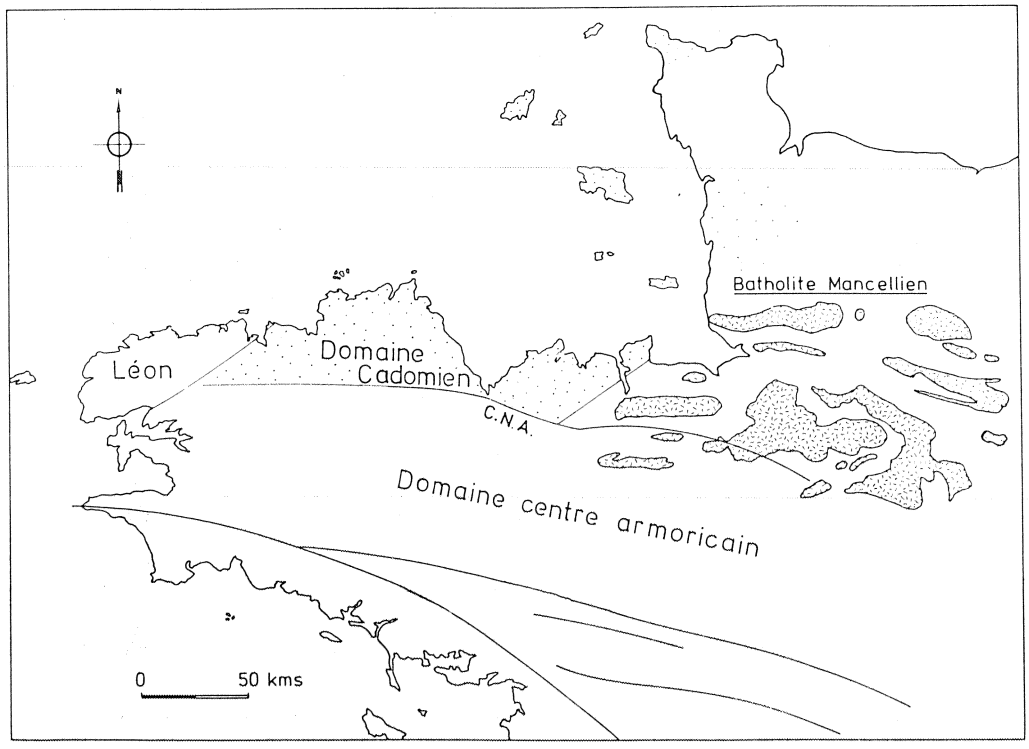


FIG IV.1.4: Le batholite mancellien par rapport au domaine cadomien.

* relation Bretagne centrale-Bretagne Nord.

Ce problème rejoint celui de la relation avec le batholite mancellien. Le modèle présenté ici propose que la série à phtanites (série de type Lamballe) représente la sédimentation de la marge Nord d'un continent dont le socle est inconnu. Ces séries sont affectées par les déformations cadomiennes et leur érosion fournit alors la sédimentation d'un bassin en ouverture en avant de la chaine cadomienne: cette sédimentation étant représentée par les séries post-phtanitiques de Bretagne centrale (Le Corre 1977, 1978). Il faut noter que dans un tel modèle les séries à phtanites ne se situent pas stratigraphiquement sous les séries post phtanitiques et ne représentent donc pas le soubassement du briovérien supérieur de bretagne centrale.

Les séries de Bretagne centrale ne sont affectées que par la déformation hercynienne; il se pose alors encore le problème du passage des séries affectées par la déformation cadomienne à celles affectées uniquement par la déformation hercynienne. Ce passage semble se faire brutalement et la limite géographique correspond la plupart du temps au cisaillement Nord armoricain ce qui renforce l'idée que ce cisaillement doit être la reprise à l'hercynien d'une discontinuité cadomienne majeure. La déformation hercynienne semble donc border le domaine cadomien par des zones de cisaillement sans avoir une grosse influence du point de vue déformation ductile à l'intérieur du domaine (à la rotation rigide prés).

IV.2- CONCLUSIONS

Les résultats majeurs de ce travail peuvent se résumer par les points principaux suivants:

(1) mise en évidence de chevauchements vers le S-SW associés à des décrochements NE-SW senestres à 580 Ma.

(2) définition d'une zonation tectonique comprenant:

(i) un domaine Nord avec des intrusions plutoniques et volcaniques dans un socle à deux milliards d'années (Trégor-baie de Lannion). cet ensemble est chevauchant sur le domaine central.

(ii) un domaine central comprenant un bassin océanique immature (gabbros, volcanites) avec une couverture sédimentaire à niveaux calco-silicatés. L'ensemble est chevauchant sur le domaine Sud.

(iii) un domaine Sud de type marge continentale dont le socle est inconnu avec une couverture sédimentaire à phtanites interstratifiées. On y retrouve les décrochements et les chevauchements associés à des domes migmatitiques.

(3) abandon de la notion:

(i) d'un socle pentévrien (Balé et Brun 1983)

(ii) d'une discordance intra briovérienne (Balé et Brun 1983, Rabu et al 1983)

(iii) de l'existence d'une évolution cadomienne dans le Léon (Balé et Brun 1986, Paquette et al 1986).

(4) la tectonique cadomienne est possiblement due à une collision oblique entre un arc insulaire et un continent.

(5) L'interaction entre un chevauchement et un décrochement oblique aboutit à la formation d'un arc:

- à petite échelle ce type de schéma est applicable à la tectonique cadomienne,

- à plus grande échelle, il peut s'appliquer à la formation des arcs orogéniques (Alpes, hercynien...).

BIBLIOGRAPHIE GENERALE.

ARNAUD G. 1980. L'intrusion gabbro-dioritique de Saint Quay Portrieux (C^otes du Nord). Thèse 3e cycle, Paris VI, ronéo.

AUDREN C., LE METOUR J. 1976. Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne méridonale). Bull. Soc. géol. minéral. Fr. (7) XVII, 4, 1041-1049.

AUTRAN A., CHANTRAINE J., RABU D. 1979. Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion. Implication sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. Bulletin du B.R.G.M. 2e série, section 1, n° 4, 277-292.

AUVRAY B., 1979. Genèse et évolution de la cro^ ute continentale dans le Nord du Massif Armoricain. Thèse d'Etat, Rennes, 681 p.

AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL Ph. 1979. Données nouvelles sur le Protérozo¨ ique inférieur du domaine Nord armoricain (France) : ^ age et signification. Can. J. of Earth Sci., 17.

BABIN C., DARBOUX J.R., DUEE G., GRAVELLE M., MORZADEC P., PLUSQUELLEC Y., THONON P. 1975. Tectoniques tangentielles et tectoniques superposées dans le Dévonien de la Rade de Brest (Nord Finistère). C. R. Acad. Sci., Paris, D, 280, 259-262.

BALE P. 1983 Légende de la feuille du 1/50 000 de Landerneau (sous presse)

BALE P., 1986. La tectonique cadomienne dans l'Est du Tregor. Bull. B.R.G.M. (soumis).

BALE P., BRUN J.P., 1983. Les chevauchements cadomiens de la Baie de St Brieuc. C.R. Acad. Sci. Paris, 297, Sie II, 359-362.

BALE P., BRUN J.P. 1984 Cinématique et chronologie de la tectonique cadomienne en Bretagne septentrionale. 10e Réun. Ann. Sci. Terre, Bordeaux.

BALE P., BRUN J.P. 1985 Experimental models of interaction between thrust and strike slip faults in a brittle-ductile crust-application to continental collision. Terra Cognita, 5, 2-3, p. 308.

BALE P., BRUN J.P., 1986. Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine éohercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. Bull. Soc. géol. France, (8), II, 3, 471-477.

BALE P., BRUN J.P. 1986 Late precambrian thrusts and wrench zones in northern Brittany (France). Soumis à J. Struct. Geol.

BALE P., GEORGET Y., GORE B., JAMGOTCHIAN A., LE CORRE C. 1986 Evolution géodynamique du NW armoricain : le Léon (Finistère). in "Géodynamique du massif armoricain. R.C..P. 705. S.G.F.

BALE P., VENDEVILLE B., COBBOLD P.R. 1986 Experiments on deep-seated wrench zones that converge or diverge. Geol. Soc. Newsletter, 15, 5, 24.

BALLEVRE M., BALE P. 1986 Pétrologie d'une éclogite amphibolitisée du Léon (NW Massif armoricain, France). In prep.

BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph., RIBEIRO A. 1980 La ch¨ ine hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 108, 233-246.

BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph. 1968 La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. In: Histoire Structurale du Golfe de

Gascogne, 1, Symp. I.F.P. C.N.E.X.O. (Technip, Paris), 1-4.

BARRIERE M., ROLET J., THONON P. 1983 Le magmatisme marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest armoricain. C. R. Acad. Sci., Paris, II, 296, 917-922.

BARROIS Ch. 1908 Feuille de Tréguier, carte géologique au 1/80 000. Edition du B.R.G.M.

BERNARD-GRIFFITH J., CORNICHET J. 1985 Origin of eclogites from south Brittany : a Sm-Nd isotopic and REE study. Chem. geol. (Iso. geosci. Sect.), 52, 185-201.

BERNARD-GRIFFITH J., PEUCAT J.J., CORNICHET J., IGLESIAS PONCE DE LEON M., IBARGUCHI I.G. 1985 U-Pb, Nd isotop and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain : an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high grade metamorphism. Chem. Geol. (Isot. Geosci., Sect.), 52, 217-225.

BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. 1979 a. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the examples of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., 1, 31-42.

BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D., 1979 b. Orientations préférentielles du QZ et orthogneissification progressive en régime cisaillant : l'exemple du Cisaillement Sud-Armoricain. Bull. Minéral., 102, 2-3, 265-272.

BODINIER J.L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. 1986 Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif central français et Chamrousse (Alpes). Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 1, 115-123.

BORRADAILE G.J. 1982 Tectonically deformed pillow lava as an indicator of bedding and way up. J. Struct. Geol., 4, 4, 469-479.

BORRADAILE G.J., PAILSEN K.H. 1981 Tectonic de formation of pillow lavas. Tectonophysics, 79, 17-26.

BRIERE Y. 1920 Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique, leur origine. Bull. Soc. Fr. Mineral., 43, 71-222.

BRUN J.P., 1977. La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple : le Massif de Saint-Malo (Massif Armoricain, France). Can. Jour. Earth Sci., 14, 1697-1707.

BRUN J.P. 1981 Instabilités gravitaires et déformation de la croute continentale. Thèse Sci., Univ. Rennes, 197 p.

BRUN J.P., BALE P., DAVY Ph. 1985 Thrust development in the lithosphere - 2D model experiments. Terra Cognita, 5, 2-3, 307-308.

BRUN J.P., BURG J.P. 1982 Combined thrusting and wrenching in the ibero-armorican arc: a corner effect during continental collision. Earth Planet. Sci. Lett., 61, 319-332.

BRUN J.P., CHOUKROUNE P., FAUGERE E. 1985 Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. Bull. Soc;. géol. France (8), I, 1, 139-144.

BRUN J.P., MARTIN H., 1978. Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution d'un dôme migmatique : le Massif de St Malo (France). Bull. Soc. géol. France, XX, 1, 91-101.

BRUN J.P., MARTIN H., 1979. The St-Malo Migmatite Belt : a late precambrian gneiss dome. A comment. Precamb. Res., 8, 137-143.^

BURG J.P. 1981 Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyr¨ ides à foliation horizontale. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 293, 849-854.

BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT P., MATTE Ph., RIBEIRO A. 1981 Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba Shear Zone (S.W. Iberian Peninsula). Tectonophysics, 78, 161-177.

CABANIS B. 1974 La tectogenèse hercynienne dans la région de Morlaix et la signification à l'échelle du NW de la Bretagne. Bull. Soc. géol. Fr. (7), XVI, 2, 230-237.

CABANIS B., 1976. Arguments en faveur d'un socle orothogneissique dans le Pays du Léon (Bretagne). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 282, 263-266.

CABANIS B. 1986 Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif armoricain. Implications géodynamiques. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments traces. Thèse d'Etat, Paris, 640 p.

CABANIS B., MICHOT J., DEUTSCH S. 1977 Remise en question de la datation géochronologique des gneiss de Brest (Bretagne occidentale). C. R. Acad. Sci., Paris, D, 284, p. 283.

CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. 1979a Le bassin de Morlaix, une unité circonscrite et indépendante dans le contexte géologique régional. Bull. Bur. Rech. géol. min. I, 4, 269-276.

CABANIS B., PEUCAT J.J., MICHOT J., DEUTSCH S. 1979b Remise en cause d'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord armoricain). Etude géochronologique par les méthodes Rb-Sr et U-Pb des orthogneiss de Treglonou et de Plounevez-Lochrist. Bull. Bur. Rech. géol. min., I, 4, 357-364.

CALVEZ J.Y., VIDAL P. 1978 Two billion years old relicts in the hercynian belt of western europe. Contrib. Mineral. Petrol., 65, 395-399.

CARON J.M. 1977 Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Sci. Géol., Mém. 48, 326 p.

CHAURIS L., 1972. Légende de la Feuille au 1/80 000. 3ème édition, Brest. B.R.G.M.

CHOPIN C., 1984 Coesite and pure pyrope in high grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 109-118.

CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O., VUICHARD J.P. 1986
Déformation and motion in the Western Alpine arc. Tectonic, 7, 2, 215-226.

CHOUKROUNE P., GAPAIS D. 1983 Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. J. Struct. Geol., 5, 411-418.

COBBOLD P.R., BALE P., MARQUER D., VENDEVILLE B. 1986 Indicators of sense of wrenching in crustal flower structures. Shear Criteria Meeting, London.

COBBOLD P.R., GAPAIS D. 1986 Slip-system domains - 1 Plane strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. Tectonophysics, in press.

COBBOLD P.R., QUINQUIS H. 1980 Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol., 2.

COGNE J., 1959. Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovéorien en Baie de St Brieuc (Côtes du Nord). Bull. Soc. géol. France, (7), 1, 112-118.

COGNE J. 1960. Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 382 p.

COGNE J. 1962. Le Briovérien, esquisse des caractères de l'antécambrien récent dans le Massif armoricain. Bull. soc. géol. Fr., (7) IV, 413-430.

COGNE J. 1972. Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 236, 193-218.

COGNE J., PEUCAT J.J. 1973. Une étape magmatique nouvelle

dans l'évolution hercynienne sud-armoricaine : le granite orthogneissique de Pors-Poulhan en baie d'Audierne. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 277, p. 2601.

COGNE J., SHELLEY D. 1966 Structure géologique du secteur des Abers. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, 19, 1, 1-40.

COGNE J., WRIGHT A.E., 1980. L'orogène cadomien. In : Coll. Géologie de l'Europe, 26e Congr. Géol. Intern., Paris, 29-55.

COGNE J.P., CHOUKROUNE P., COGNE J. 1983 Cisaillements varisques superposés dans le Massif de Lanvaux (Bretagne Centrale). C.R. Acad. Sci. Paris, 296, Sie II, 773-776.

COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.P., BRANNOCK W.W 1965 Eclogites and eclogites : their differences and similarities. Geol. Soc. America Bull., 76, 483-508.

DARBOUX J.R. 1981. Caractérisation du régime cisaillant de la déformation hercynienne dans les Monts d'Arrée (massif armoricain, France). C. R. Acad. Sci., Paris, D, 292, 1497-1500.

DARBOUX J.R., GARREAU J. 1976. Précisions sur la structure de l'Arrée et de ses piémonts dans leur temrinaison occidentale (Massif armoricain, France). C. R. Acad. Sci., Paris, D, 283, 1007-1010.

DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHATE A., ROLET J. 1977. L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre armoricain au Dévonien et au Carbonifère. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 284, 1151-1154.

DARBOUX J.R., PLUSQUELLEC Y. 1981. Tectonique du Dévonien inférieur de la presqu^ ile de Crozon : la coupe des capucins en Roscanvel (Massif armoricain, France). C. R. Acad. Sci., Paris, II, 292, 1409-1411.

DAVY Ph. 1986. Modélisation thermomécanique de la collision continentale.

DAVY Ph., COBBOLD P.R. 1986 Four layer strength profiles of continental lithosphere for modelling of large scale deformations; Tectonophysics, in press.

DAVY Ph., COBBOLD P.R., VENDEVILLE B. 1985. Experimental modelling of intralithospheric deformation in the field of gravity. Terra Cognita, 5, 2-3, p. 307.

DAVY Ph., GILLET Ph. 1986. The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. Tectonics, in press.

DENIS E. 1984 Les sédiments briovériens de Bretagne septentrionale : analyse sédimentologique de terrains rapportés au Protérozoique supérieur. R.C.P. "Géodynamique du Massif armoricain", Le Mans.

DUNNET D., 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, 7 (2), 117-136.

ELLIS D.J., GREEN D.H. 1979 An experimental study of the effect of Ca upon garnet-pyroxene Fe-Mg exhange equilibria. Contr. Miner. Petrol., 71, 13-22.

EMMONS R.C. 1969 Strike slip rupture patterns in sand models. Tectonophysics, 7 (1), 71-87.

FABRIES J., ARNAUD G., CONQUERE F., 1985. Paragenèse à biotite-cordiérite-
antophyllite dans l'auréole métamorphique au Sud du pluton gabbro-dioritique de St Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Bull. Soc. géol. France, (8), I, 3, 435-440.

FAUGERE E., BRUN J.P. 1984 Modélisation expérimentale de la

modélisation continentale. C.R. Acad. Sci. Paris, 29, 7, 365-370.

FLINN D., 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. Q. J. Geol. Soc. Lond., 118, 385-433.

FLINN D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. Geol. Mag., 102, 36-45.

GAPAIS D., 1979. Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne Centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio, Finlande). Thèse 3e Cycle, Rennes, 261 p.

GAPAIS D., BALE P., CHOUKROUNE P., COBBOLD P., MAHDJOUB Y., MARQUER D., 1986. Bulk kinematics from shear zone patterns : some field examples. J. Struct. Geol., submitted.

GAPAIS D., BRUN J.P. 1981 A comparison of mineral grain fabrics and finite strain in amphibolites from Eastern Finland. Ca, J. Earth Sci., 18, 6, 995-1003.
GAPAIS D., COBBOLD P., 1986. Slip system domains 2 : kinematic aspects of fabric development polycrystalline aggregates. Tectonophysics, in press.

GAPAIS D., LE CORRE Cl. 1980 Is the hercynian belt of Brittany a major shear zone ? Nature, 288, 5791, 574-576.

GENESTIER V., 1984. Pétrologie d'une intrusion calco-alcaline et de ses enclaves : le Massif cadomien de "Fort la Latte" (Bretagne Nord). Rapport DEA, Rennes, 52 p.

GEORGET Y. 1986 Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées (granites à deux micas-roches basiques): exemple des granitoides cadomiens et hercyniens du Massif Armoricain (France). Thèse, Rennes, 176

p.

GEORGET Y., MARTINEAU F., CAPDEVILA R. 1986. Age tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France) : conséquences sur l'interprétation des granites Nord armoricains. C. R. Acad. Sci., Paris, 302, II, 5, 237-242.

GILLET Ph., CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., DAVY Ph. 1986. Thickening history of the Western Alps. Earth and Planetary Science Letters, 78, 44-52.

GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C., DOSTAL J. 1984. Geochemistry of leptino-amphibolite complex from Haut Allier (French Massif Central). Lithos, 17, 203-214.

GODARD G. 1981. Lambeaux probables d'une croute océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif armoricain, France). Thèse de 3e cycle, Nantes, 153 p.

GODARD G., CABANIS B. 1985. Eclogites in the "pays de Léon", North-West Brittany, France. Terra Cognita, 5, 4, p. 421.

GORE B., LE CORRE C. 1986. Cinématique hercynienne du cisaillement Nord armoricain : l'exemple de granite syntectonique de St Renan-Kersaint (Finistère). S.G.F. (soumis).

GRAVIOU P. 1984 Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granit¨ ides cadomiens de la région Trégorroise (massif armoricain). Thèse 3e cycle, Rennes, 236 p.

GRAVIOU P., AUVRAY B., 1985. Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 8, 301, Sie II, 5, 1315-1318.

GRIFFIN W.L., BRUEKER H.K. 1985. REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies

of norvegian eclogites. Chem. geol. (Isot. Geosci., Sect.), 52, 227-247.

GUERROT C., 1985. Géochronologie et géochimie des roches basiques de la Baie de St Brieuc. Rapport DEA, Rennes, 33 p.

GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L., 1986. Age du Précambrien sédimentaire (Briovérien) dans le Massif Armoricain. 11e R.S.T., Clermont-Ferrand, p. 86.

GUILLET Ph. 1983. Les granites de Guérande et de Plouaret (Massif armoricain). Aspects structuraux et cinématiques de leur mise en place. Thèse de 3e cycle, Nantes, 162 p.

HARDING T.P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 4, 582-600.

HIRBEC Y., 1979. Le complexe basique de Belle-Ile-en-Terre (Côtes du Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain. Thèse 3e Cycle, Rennes, 146 p.

HOLLAND T.J.B., 1980 The reaction albite jadéite + quartz determined experimentally in the range 600°C-1200°C. Amer. Mineral., 65, 129-134.

HUBBERT M.K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Geol. Soc. Am. Bull., 48, p. 1459.

IGLESIAS M., CHOUKROUNE P. 1980. Shear zones in the Iberian arc. J. Struct. Geol., 2, 63-68

JAFFREZIC H., JORON J.L., TREUIL M. 1977. Trace elements determination in rocks powder. A study of the precision for a given analytical procedure. Journal of Radioanalytical Chemistry, 39, 185-188.

JAHN B.M. 1986. Mid ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan ophiolite : chemical and isotopic evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 92, 194-206.

JAHN B.M., AUVRAY B., BLAIS S., CAPDEVILA R., CORNICHET J., VIDAL F., HAMEURT J. 1980a. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish Greenstone belts. J. Petrol., 21, 201-244.

JAHN B.M., BERNARD-GRIFFITHS J., CHARLOT R., CORNICHET J., VIDAL Ph. 1980b. Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (holes 417 D and 418 A, legs 51, 52 and 53). Earth and Planet. Sci. Lett., 48, 171-184.

JEANNETTE D., 1972. Analyse tectonique des formations précambriennes : Etude du NE de la Bretagne. Sciences Géologiques (Strasbourg), Mém. N° 36, 175 p.

JEANNETTE D., COGNE J., 1968. Une discordance majeure au sein du Briovérien du Flanc Ouest de la Baie de St Brieuc. C.R. Acad. Sci. Paris, 226, 2211-2214.

JEGOUZO P. 1980. The South armorican shear zone. J. Struct. Geol., 2, 1/2, 39-47.

KROGH T.E. 1973. A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 3, 485-494.

LACROIX A. 1891. Etude pétrographique des éclogites de la Loire inférieure. Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest France, 1, 81-114.

LE CORRE Cl. 1977 Le Briovérien de Bretagne Centrale: essai de synthèse lithologique et structurale. Bull. B.R.G.M. (1), 3, 219-254.

LE CORRE Cl. 1978 Approche quantitative des processus synschisteux: l'exemple du segment hercynien de Bretagne Centrale. Thèse, Univ. Rennes, ronéo, 381 p.

LEFORT J.P. 1975 Le socle périarmoricain: étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, Univ. Rennes, ronéo, 217 p.

LEFORT J.P. 1978. Les prolongements submergés du Massif armoricain : étude de géologie et de géophysique marine. Mém. Soc. géol. France, LVI, 130, 68 p.

LEFORT J.P., RIBEIRO A. 1981. La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle controlé l'évolution de l'océan paléoz¨ ique sud-armoricain ? Bull. Soc. géol. Fr., 7, 455-462.

LE GALL 1983. La cˆaine hercynienne en Cornouaille anglaise : étude géologique du front du Lizard et des formations à blocs des zones du Meneage et de Roseland. Implications géodynamiques. Thèse de 3e cycle, Brest, 192 p.

LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMANN J.L. 1969. Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord Finistère (Massif armoricain). Sciences de la Terre, Nancy, 14, 331-358.

MacLEISH A.C. 1971. Strain analysis of deformed pipe Rock in the Moine Thrust zone, Northwest Scotland. Tectonophysics, 12, 469-503.

MALAVIEILLE J. 1984 Modélisation expérimentale de chevauchements imbriqués: application aux chaines de montagnes. Bull. Soc. géol. France, 7; XXVI, 1, 129-138.

MALAVIELLE J., LACASSIN R., MATTAUER M. 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., 7, 26, 895-906.

MARCHAND J. 1981. Ecaille d'un "mélange tectonique" profond :

le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). C. R. Acad. Sci., Paris, II, 293, 223-228.

MARCHAND J. 1982. Une véritable éclogite en Bretagne occidentale (baie d'Audierne, France). Terra Cognita, 2, 3, 312.

MASUDA A., NAKAMURA N., TANAKA T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 239-248.

MATTAUER M. 1975 Sur le mécanisme de la formation de la schistosité dans l'Himalaya. Earth Planet. Sci. Lett., 28, 144-154.

MATTAUER M. 1983 Subduction de la lithosphère continentale, décollement croute-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaine de la collision himalayenne. C.R. Acad. Sci. Paris, 296, 481-486.

MATTE Ph. 1968 La structure de la virgation hercynbienne de la Galice (Espagne). Geol. Alp., 44, 157-280.

MATTE Ph. 1983. Two geotraverses accords the ibero-armorican variscan arc of western europe. Geodynamics series, American Geophysical Union, 10, 53-81.

MATTE Ph. 1986. La chaine varisque parmi les chaines paléozoiques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. Fr., (8), II, 1, 9-24.

MATTE Ph., BURG J.P. 1981 Sutures, thrusts ans nappes in the variscan arc of Western Europe: plate tectonic implications. In: Thrust and Nappe Tectonics, ed. by K.R. MacClay and N.J. Price, Geol. Soc. London, 353-358.

MATTE Ph., RIBEIRO A. 1975. Forme et orientation de l'ellips¨

ide de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. C. R. Acad. Sci., Paris, 280, D, 2825-2828.

MENHERT K.R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, 393 p.

MONTIGNY R., ALLEGRE C.J. 1974. A la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croute océanique. C. R. Acad. Sci., Paris, 279, D, 543-545.

OTSUKI K. 1981. On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. J. Geol. Soc. Japan, 81, 11, 661-669.

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., MARCHAND J. 1985. Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the hercynian belt of south Brittany, France. Chem. geol. (Isot. Geosci. Sect.), 52, 203-216.

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., MENOT R.P. 1986. Are zircons in eclogites of crustal origin ? Terra Cognita, 6, 2, p. 245.

PERCEVAULT M.N. 1983. Problème inverse en déformation finie : application au segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse 3e cycle, Rennes, 141 p.

PERCEVAULT M.N., COBBOLD P.R. 1982 Removal of regional ductile strains in Central Brittany: evidence for wrench tectonics. Tectonophysics, 82, 317-328.

PERROUD H. 1981 Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. Thèse 3e Cycle, Univ. Rennes, 91 p.

PERROUD H., BONHOMMET N. 1981. Paleomagnetism of the

ibero-armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. Nature, 292, 5822, 445-448.

PERROUD H., COBBOLD P.R. 1984 L'aimantation rémanente comme marqueur de la déformation: exemple d'un pli à axe incliné dans les séries rouges siluro dévoniennes à Cabrillanes, Asturies (Espagne). Bull. Soc. géol. France (7), XXVI, 1, 169-184.

PEUCAT J.J., 1982. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb). Examples choisis du Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kabylie. Thèse Etat, Mém. CAESS, Rennes.

PEUCAT J.J. 1983. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le massif armoricain et en grande Kabylie. Soc. géol. minéral. Bret., Mém. 28, Rennes.

PEUCAT J.J., AUVRAY B., HIRBEC Y., CALVEZ J.Y. 1984 Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricain: géochronologie Rb/Sr. Bull. Soc. géol. Fr., 7, 26, 1365-1373.

PEUCAT J.J., COGNE J. 1974. Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Sud Finistère). Un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 278, 1809-1812.

PEUCAT J.J., COGNE J. 1977. Geochronology of some blue schists from Ile de Groix, France. Nature, 268, 5616, 131-132.

PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNE J., CORNICHET J., 1981. Late proterozoic zircon age from a basic ulltrabasic complex. A possible cadomian orogenic complex in the hercynian belt of Western Europe. Geology, 9, 1981, 169-173.

PEUCAT J.J., VIDAL Ph., GODARD G., POSTAIRE B. 1982. Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the West European hercynian belt ? Earth and Planet. Sci. Lett., 60, 70-78.

PIN C., PEUCAT J.J. 1986. Age des épisodes de métamorphisme paléozoiques dans le massif central et le massif armoricain. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, 3, 461-469.

PLATT J.P., VISSERS R.L.M. 1980. Extentional structures in anisotropic rocks. J. Struct. Geol., 2, 4, 397-410.

QUINQUIS H. 1980. Schistes bleus et déformation progressive : l'exemple de l'ile de Groix (Massif armoricain). Thèse 3e cycle, Rennes, 145 p.

RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J. 1982. Le domaine interne de la chaine
cadomienne dans le Massif armoricain. Rapport du B.R.G.M., 82 SGN 351 PAL.

RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J., 1983. Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en Baie de St Brieuc (Massif Armoricain). Bull. Soc. géol. France, 1983, (7), XXV, 4, 615-621.

RAMBERG H. 1981 Gravity, deformation and the earth's crust (2nd edition). Academic Press, 195-226.

RAMSAY J., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, New York, 568 p.

RAMSAY J.G. 1981. Tectonics of the Helvetic nappes. **in** McClay, K.R. and Price, N.J. (eds), Thrust and nappe tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 9, 293-309.

RAMSAY J.R., HUBERT M.I. 1983. The techniques of modern structural geology. vol. 1 : Strain analysis. Academic press inc. London ltd.

RANALLI G. 1977. Correlation between length and offset in strike slip faults. Tectonophysics, 37, 1-7.

RAUTENSCHLEIN M., JENNER G.A., HERTOGEN J., HOFFMANN A.W., KERRICH R., SCHMINKE A.U., WHITE W.M. 1985. Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akaki Canyon, Cyprus : implications for the origin of the Troodes ophiolite. Earth and Planet. Sci. Lett., 75, 369-383.

RICOU L.E. 1986. Les Alpes occidentales : chaine de décrochement. Bull. Soc. géol. Fr., 7, XXVI, 5, 861-874.

RICOU L.E., SIDDANS A.W.B. 1986. Collision tectonics in the Western Alps. From Collision tectonics, Geological Society Special publication, 19, 229-244.

RIES A.C., SHACKLETON R.M.V. 1976 Patterns of strain variation in arcuate fold belts. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 283, 281-288.

RYAN P.D., ROACH R.A. 1975. The brioverian-pentevrian boundary at Palus Plage (armorican massif-France). Soc. Geol. minéral. Bret., série C, 7, 1.

SANDERSON D.J., DEARMAN W.R. 1973. Structural zones of the Variscan fold belt in Southwest England, their location and development. J. Geol. Soc. London, 129, 527-536.

SCHILLING J.G. 1975. Rare earth variations across "normal segments" of the Reykjanes ridge, 60 N-53 N, mid Atlantic ridge, 29 S, and East Pacific rise 2-19 S, and evidence on the composition of the underlaying low velocity layer. Journal of Geophysical Research, 80, 11, 1459-1473.

SUN S.S., NESBITT R.B., SHARASKIN A.Y. 1979. Geochemical caracteristics of mid ocean ridge basalts. Earth and Planet. Sci. Lett., 44, 119-138.

TALBOT C.J., 1970. The minimum. Strain ellipsoid using deformed quartz veins. Tectonophysics, 9, 47-76.

TAPPONNIER P. 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIX, 3, 437-460.

VENDEVILLE B., COBBOLD P.R., DAVY Ph., BRUN J.P., CHOUKROUNE P. 1986. Physical models of extensional tectonics at various scales. J. Geol. Soc. London, in press.

VERDIER P. 1968. Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion, Cotes du Nord, Finistère). Thèse 3e cycle, Strasbourg, ronéo, 51 p.

VIDAL Ph. 1980. L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Mém. B.R.G.M., 21, 162 p.

VIDAL Ph.? AUVRAY B., CHARLOT R., COGNE J., 1981 Precadomien relicts in the Armorican Massif: their age and role in the evolutioon of the Western and Central European Cadomian-Hercynien Belt. Precambrian Research, 14, 1-20.

VIDAL Ph., AUVRAY B., CHAUVET J.F., COGNE J., 1972. L'âge radiométrique de la diorite de St Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Ses conséquences sur le Briovérien de la Baie de St Brieuc. C.R. Acad. Sci. Paris, 275, D, 1323-1326.

WATTS M.J., WILLIAMS G.P., 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. J. Struct. Geol., 1, 4, 323-332.

WILCOX R.E., HARDING T.P., SECLY D.R. 1973. Basic wrench

tectonics. AAPG Bulletin, 57, 74-96.

WILKINSON P., SOPER N.J., BELL A.M. 1975. Skolithos pipes as strainmarkers in mylonites. Tectonophysics, 28, 143-157.

YORK D. 1966. Least square fitting of a straght line. Can. J. Phys., 44, p. 1079.

YOXHALL W.H. 1983 Dynamic models in earth science instruction. Cambridge University, Press, 210 p.