



HAL
open science

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE PÉTROLOGIQUE
GÉOCHIMIQUE ET STRUCTURALE DU DIAPIR
MIGMATITIQUE HENNEBONT-VANNES.
BRETAGNE MÉRIDIONALE**

Joël Le Métour

► **To cite this version:**

Joël Le Métour. CONTRIBUTION A L'ÉTUDE PÉTROLOGIQUE GÉOCHIMIQUE ET STRUCTURALE DU DIAPIR MIGMATITIQUE HENNEBONT-VANNES. BRETAGNE MÉRIDIONALE. Géochimie. Université de Rennes, 1976. Français. NNT: . tel-01759413

HAL Id: tel-01759413

<https://insu.hal.science/tel-01759413>

Submitted on 5 Apr 2018

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.



CONTRIBUTION A L'ÉTUDE PÉTROLOGIQUE GÉOCHIMIQUE

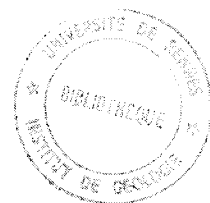
ET STRUCTURALE DU DIAPIR MIGMATITIQUE

HENNEBONT-VANNES. BRETAGNE MÉRIDIONALE.

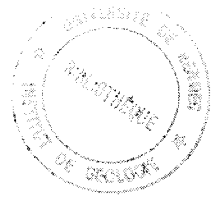
par

Joël LE MÉTOUR

RENNES 1976







Série : C
N° d'ordre : 410
N° De série : 139

THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES
U.E.R. STRUCTURES ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir

le titre de Docteur en troisième cycle -

Spécialité : GEOLOGIE

par

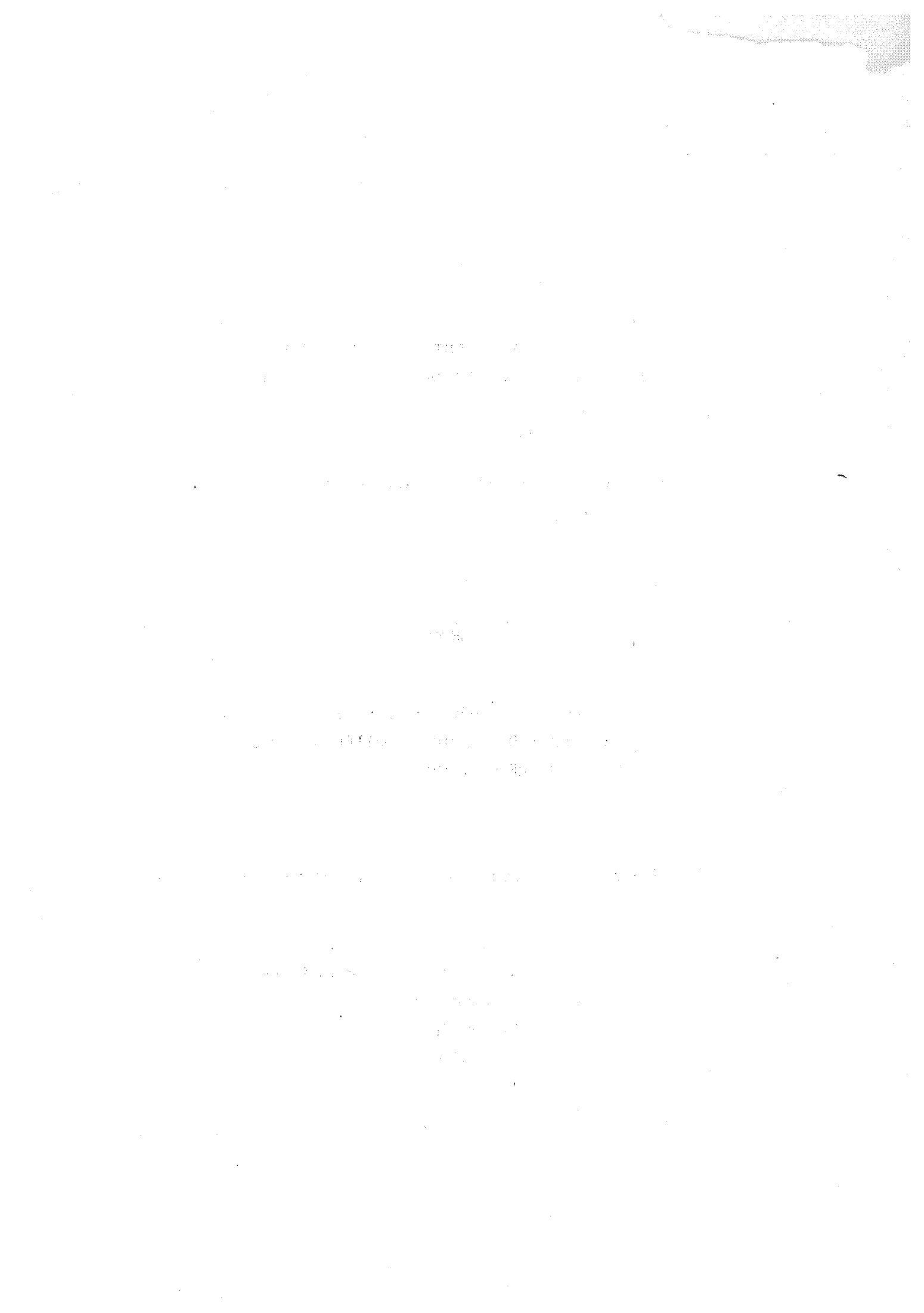
Joël LE METOUR

CONTRIBUTION A L'ETUDE PETROLOGIQUE GEOCHIMIQUE
ET STRUCTURALE DU DIAPIR MIGMATITIQUE HENNEBONT-
VANNES. BRETAGNE MERIDIONALE.

Soutenue le 20 mai 1976 devant la Commission d'Examen

MM. J. COGNE Président
J. HAMEURT Examineurs
P. CHOUKROUNE
Cl. DUPUY
Cl. AUDREN

INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Nomero d'inventaire Bibliothèque	1714



AVANT-PROPOS

QUE LES PERSONNES QUI ONT CONTRIBUE A L'ELABORATION
DE CE TRAVAIL EN SOIENT SINCEREMENT REMERCIÉES.

SOMMAIRE

Avant propos.

INTRODUCTION

A. Situation géographique	P. 1
B. Travaux antérieurs	
C. Problèmes posés et buts de ce travail	3
D. Méthodes de travail.	

Chapitre I : PETROGRAPHIE ET METAMORPHISME.

A. <u>Les métamorphites résiduelles peu ou non mobilisées.</u>	4
I. <u>Les gneiss acides</u>	
1. Les gneiss à grain fin	
2. Les leptynites.	5
II. <u>Les gneiss calcomagnésiens</u>	6
1. Les gneiss à pyroxène	
2. Les gneiss à amphibole.	7
3. Le métagabbro.	8
III. <u>Les gneiss alumineux : les morbihannites</u>	9
1. Description	
2. Les silicates d'alumine.	10
B. <u>Les migmatites.</u>	11
I. <u>Les métatexites</u>	
1. Structure et aspect macroscopique	
2. Pétrographie.	12
3. Composition minéralogique quantitative.	15
II. <u>Les diatexites.</u>	16
1. Structure et aspect macroscopique	
2. Pétrographie	
3. Composition minéralogique quantitative.	18

III. <u>Les granites d'anatexie</u>	19
1. Structure et aspect macroscopique	
2. Pétrographie	20
3. Composition minéralogique quantitative	21
IV. <u>Processus de mobilisation.</u>	22
C. <u>Les granitoïdes précoces par rapport à la migmatisation.</u>	23
I. <u>Les gneiss ocellés de Roguédas.</u>	
1. Structure et aspect macroscopique	
2. Pétrographie	24
II. <u>Granodiorite de Polvern.</u>	25
1. Structure et aspect macroscopique	
2. Pétrographie	
3. Conclusions	27
D. <u>Evolution métamorphique.</u>	
I. Minéraux reliques	
II. Réactions minérales	28
III. Stabilité de la cordiérite	30
IV. Conditions de mise en place des granitoïdes d'anatexie	
V. Conclusion	31
E. <u>Zonéographie des migmatites.</u>	32
I. Zone des métatexites	
II. Zone des diatexites	33
III. Zone du granite d'anatexie	
 <u>Chapitre II : GEOCHIMIE DES MIGMATITES.</u>	
A. <u>Géochimie des éléments majeurs.</u>	34
I. <u>Rappel des données expérimentales de l'anatexie</u>	
1. Le système granitique approché	
2. Le système granitique	35

II. <u>Origine du matériel</u>	
1. Les amphibolites et pyroxénites	
2. Les gneiss silico-alumineux	36
III. <u>Le processus de mobilisation dans les métatexites.</u>	
1. Les mobilisats dans le système granitique	37
2. Bilans géochimiques des métatexites	38
IV. <u>Genèse des granitoïdes d'anatexie</u>	40
1. Chimisme	
2. Les granitoïdes d'anatexie dans le système granitique	
3. Différenciation des granitoïdes d'anatexie	42
V. <u>Processus de mobilisation = anatexie.</u>	43
B. <u>Géochimie des éléments en trace.</u>	44
I. <u>Données analytiques</u>	
1. Distribution de Rb en fonction de K ₂ O	
2. " Rb " Ba	45
3. " Ba " Sr	
4. " Li " MgO	
5. " Rb " Sr	46
II. <u>Comportement des éléments en trace au cours de la fusion.</u>	
1. Modèles de fusion partielle	
2. Calcul des modèles.	50
3. Application aux migmatites	51
4. Conclusion.	53

Chapitre III : LES DEFORMATIONS.

A. <u>Les phases de déformation.</u>	54
I. <u>Les gneiss et métatexites.</u>	
1. La déformation D ₁	
2. La déformation D ₂	56
3. La déformation D ₃	58
4. Les superpositions D ₁ -D ₂ -D ₃	59
5. Age relatif de la migmatisation	60
II. <u>Déformation des granitoïdes précoces.</u>	

III. <u>Les granitoïdes d'anatexis : le rubanement.</u>	61
1. Etude macroscopique	
2. Microstructures	62
3. Structure de flux	
4. Age relatif du rubanement	
B. <u>Analyse de la déformation.</u>	63
I. <u>Déformation D₂ dans les gneiss et métatexites</u>	
1. Géométrie des plis P ₂	
2. La déformation finie	65
II. <u>Déformation des granitoïdes</u>	69
C. <u>Zonéographie de la déformation.</u>	70
 <u>CONCLUSION.</u>	
A. <u>Processus de mobilisation et anisotropie.</u>	71
B. <u>Hypothèse du monocyclisme.</u>	75
I. <u>Relations métamorphisme - déformation</u>	
II. <u>Métamorphisme progressif plurifaciel.</u>	
C. <u>Le diapir migmatitique.</u>	77
I. <u>Introduction</u>	
II. <u>Structure de la zone étudiée.</u>	78
D. <u>Conclusion régionale.</u>	80
Planches photographiques.	
Bibliographie.	

INTRODUCTION

A. Situation géographique (fig. 1)

Située en Bretagne méridionale, la région étudiée s'étend de Hennebont jusqu'à St Gildas de Rhuys. La zone étudiée plus en détail concerne le Golfe du Morbihan, la presqu'île de Rhuys et la coupe de la rivière d'Auray. Les affleurements, bien découverts en bordure de mer, le sont moins autour du Golfe et dans l'arrière pays ; ils ne permettent pas d'établir une coupe continue, ni une cartographie détaillée. L'altération est toujours bien marquée et constitue un inconvénient majeur, cependant, quelques carrières en exploitation permettent de recueillir un échantillonnage utilisable notamment en géochimie.

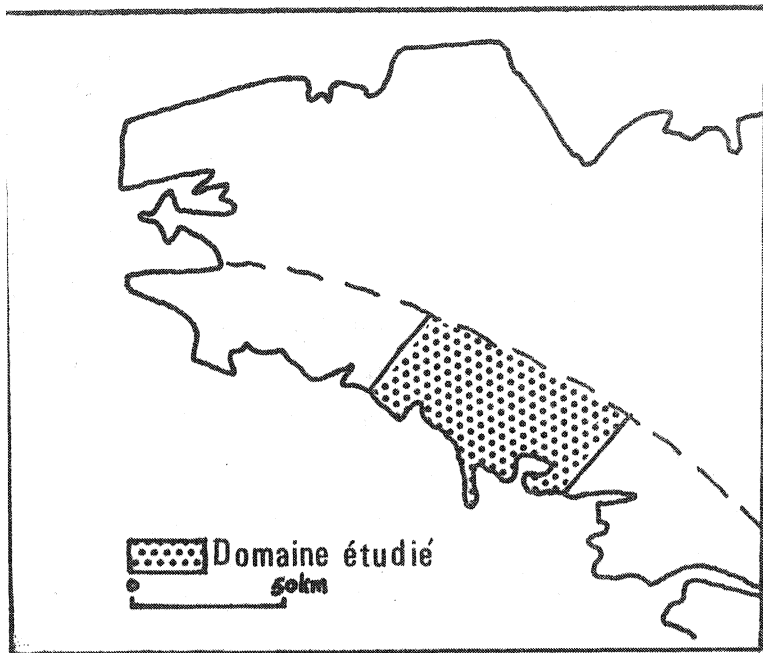
B. Travaux antérieurs.

C'est à Ch. Barrois (1890-1896) que l'on doit la première cartographie géologique. Au Sud de la bande de granites à deux micas Pluvigner - Muzillac il distingue :

- une bande de granite porphyroïde gneissique et de gneiss granitiques à deux micas.
- Une bande de gneiss micacés et feldspathisés intercalés de niveaux amphibolitiques, pyroxéniques et graphitiques.
- les micaschistes de la presqu'île de Rhuys
- et une trainée de granite à deux micas allant de Port - Louis au Golfe du Morbihan.

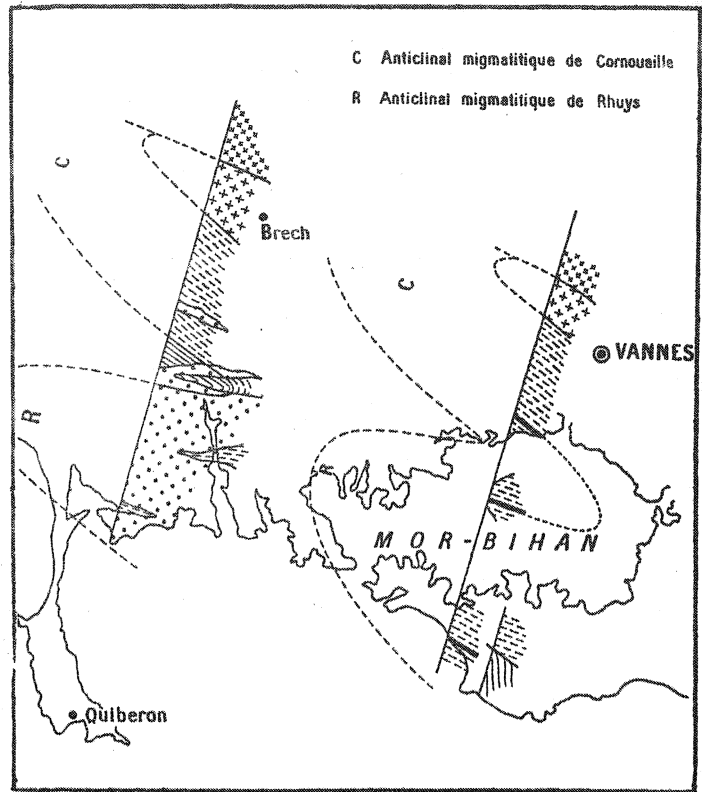
Cet agencement de bandes orientées NW-SE, montrant d'intenses plissements le conduisent à émettre l'hypothèse d'une disposition en "voûte anticlinale dirigée NO" (Ch. Barrois, 1897).

Ch. Pussenot (1907) distingue une série d'anticlinaux et de synclinaux orientés NW-SE à la suite de la cartographie des bandes de gneiss graphitiques.



a

b



c

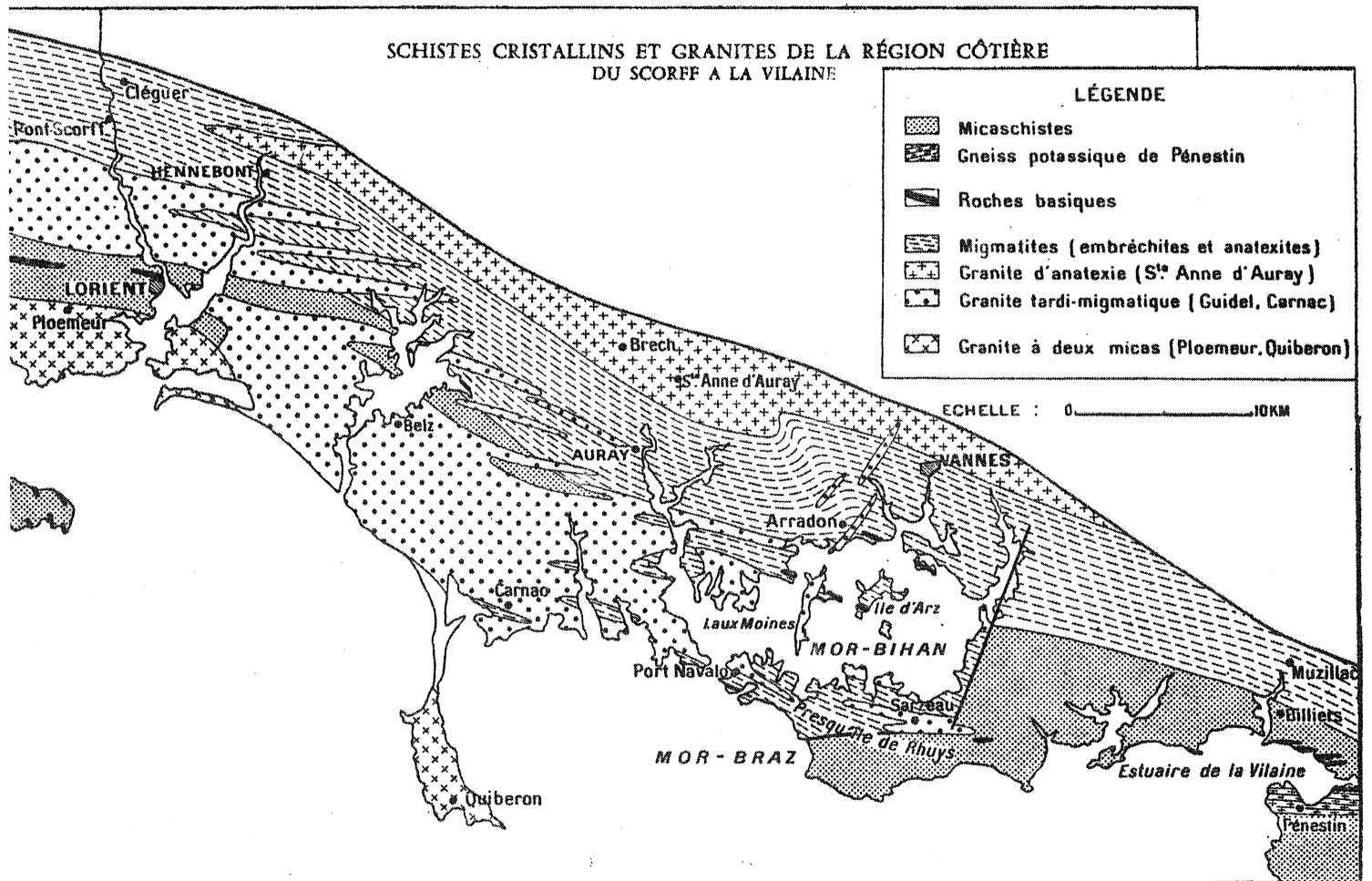


Fig. 1-a : Situation géographique du domaine étudié.

b et c : Unités géologiques de l'Anticlinai de Cornouaille
(extrait de J. COGNÉ, 1957).

A. Demay (1952) décrit des "plis isoclinaux souvent redressés et généralement déversés vers le Sud" dans les "gneiss d'injection" et migmatites associés aux granites à biotite.

J. Cogné (1953-1957) étudiant en détail le "Domaine de l'anticlinal de Cornouaille", reconnaît plusieurs unités géologiques et structurales au sein des schistes cristallins : les micaschistes (ectinites) et les migmatites (fig. 1).

Ces dernières présentent une série complète depuis les embréchites jusqu'au granite d'anatexie. De ces migmatites dérive en particulier le granite à biotite de Carnac considéré comme tardimigmatitique. Au point de vue structural, J. Cogné distingue une "zone synclinoriale ectinitique de l'estuaire de la Vilaine" et une zone anticlinoriale au niveau des régions migmatitiques, pour laquelle il reprend le terme proposé par Ch. Barrois, d'Anticlinal de Cornouaille (fig. 1c). Pour J. Cogné cette évolution est le résultat de deux cycles métamorphiques et structuraux distincts. Le cycle primitif, développé aux dépens de sédiments rapportés au Briovérien, consiste en un métamorphisme responsable de la constitution de micaschistes et de gneiss s'achevant par le développement de granites type Moëlan. Au cours de cette première étape se développent des plis principalement E-W. Le second cycle, hercynien, affecte ce matériel rapporté aux temps cadomiens et sa couverture paléozoïque éventuelle. Il se caractérise par un métamorphisme consistant en une "rétromorphose dynamique" des séries anciennes (cataclase et recristallisation métamorphique régionale), suivi par la migmatisation et la mise en place des granites anatectiques hercyniens. Cette migmatisation correspond, pour J. Cogné à une période précoce de l'orogène hercynien, qu'il rapporte à la phase bretonne et responsable de "l'intumescence" ou voussure de l'Anticlinal de Cornouaille. A cette phase succèdent les reprises tectoniques hercyniennes et la mise en place des "granites intrusifs tardimigmatitiques" puis des leucogranites en feuillets accompagnant les mouvements de la "zone broyée sud-armoricaine".

Cette évolution polycyclique aboutit à la distinction au sein de l'orogène hercynien d'une infrastructure migmatitique et d'une superstructure micaschisteuse polymétamorphiques.

C. Problèmes posés et buts de ce travail.

Ce mémoire est consacré à l'étude des migmatites et des granites du Golfe du Morbihan, et plus particulièrement à l'étude des relations entre déformation et migmatisation. Nous tenterons de préciser davantage, par rapport aux travaux antérieurs, les liens entre la succession des paragénèses minérales et les déformations.

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'un programme de l'A.T.P. du C.N.R.S. : "Intéactions entre mécanismes géochimiques et structuraux générateurs d'échanges de matière dans le domaine de la migmatisation" réalisé en Bretagne méridionale en collaboration avec Cl. Audren, parallèlement à une étude homologue des migmatites du Massif de Saint Malo (J.P. Brun, 1975 au plan structural, Y. Le Marec, 1974 et H. Martin, 1975, au plan pétrographique et géochimique).

D. Méthodes de travail.

La reconstitution de l'évolution métamorphique et l'étude des modalités de la migmatisation ont nécessité en premier lieu une étude pétrographique et géochimique nouvelle plus précise des principaux types de roches reconnus sur le terrain.

L'étude à l'affleurement et au microscope des plis, des figures d'interférences, des objets déformés, par les techniques de l'analyse structurale et de la déformation finie, a permis en outre de préciser les phases de déformation et d'estimer qualitativement leur type.

Enfin, l'étude des relations cristallisation-déformation a été entreprise en vue d'associer les événements métamorphiques et tectoniques et notamment les relations entre migmatisation et déformation.

Chapitre I :

PETROGRAPHIE ET METAMORPHISME

Dans ce premier chapitre nous rappellerons les caractères pétrographiques des séries métamorphiques et cristallines déjà décrites par J. Cogné (1957), en limitant notre étude à l'infrastructure migmatitique de l'Anticlinal de Cornouaille, afin de préciser leur évolution métamorphique et les modalités de l'anatexis.

Dans son ensemble, en effet, cette région migmatitique est constituée par :

- des gneiss ou métamorphites résiduelles acides et basiques, dont un faciès particulier : les morbihannites.
- des migmatites de faciès variés.
- des roches granitiques plus ou moins liés à ces dernières.

A. Les métamorphites résiduelles peu ou non mobilisées.

I. Les gneiss acides.

1. Les gneiss à grain fin.

Ce type de gneiss est bien représenté dans les secteurs méridionaux du Golfe du Morbihan (Presqu'île de Rhuys) où la migmatisation est moins intense. A l'affleurement, c'est une roche grise rubanée, l'épaisseur du litage variant du centimètre au décimètre. Par place la blastèse du plagioclase lui confère un aspect perlé (plagioblastite). Au sein des métatexités, ces bancs de gneiss à grain fin sont boudinés ; parfois ils sont injectés de filonnets leucocrates discordants sur le rubanement.

Au microscope, la texture apparaît granolépido-blastique. Le grain est submillimétrique. Le quartz xénomorphe corrode le plagioclase (An 15 - 30) maclé suivant la loi de l'albite. L'orthose peu abondante développe des bourgeons myrmékinitiques au contact du plagioclase.

La biotite brun-rouge souligne le plan de foliation, son abondance déterminant le rubanement. Le zircon et l'apatite sont constants, les cristaux d'apatite sont abondants dans certains niveaux.

Dans les plagioblastites, la texture est nettement cloisonnée, le grain atteint 5 mm. L'oligoclase en "as de carreau" présente une extinction roulante et des fractures emplies de quartz et chlorite. Chaque cristal est tapissé de lanières flexueuses de biotite, massées en bourrelets dans les zones d'ombre. Le quartz en petits cristaux imbriqués ou en lanières, atteste d'un début de cataclase.

Les filonnets dans les gneiss à grain fin sont soit monominéraux (quartz), soit de composition granitique. Nous étudierons ce dernier type dans le cadre des migmatites.

2. Les leptynites.

Le terme leptynite est employé dans le sens redéfini par J. Cogné et J.P. Von Eller (1961) : "roches métamorphiques acides de composition quartzo-feldspathique".

Ce type de gneiss constitue des bancs métriques à décamétriques ou des lentilles disséminées dans les migmatites. C'est une roche leucocrate souvent piquetée de cristaux de grenat rougeâtre, la biotite en faible quantité l'accompagne.

La texture est granoblastique, le quartz et les feldspaths constituent l'essentiel de la roche. Le feldspath potassique apparaît en cristaux subautomorphes ou en plages corrodées par le quartz, c'est de l'orthose truffée de perthites d'exsolution en films fins et parallèles ; quand elle englobe le plagioclase, ce dernier est rempli de gouttelettes de quartz. Le plagioclase subautomorphe parfois antiperthitique en damier, est moins abondant. Le quartz est dentelliforme ou lobé, formant de larges golfes au contact du plagioclase notamment. Le grenat craquelé à habitus en chaînons apparaît résiduel, il se déstabilise au profit de biotite et chlorite.

II. Les gneiss calcomagnésiens.

Nous regroupons sous ce terme les roches à pyroxène ou amphibole en bancs décimétriques intercalés dans les migmatites ou en lentilles métriques aux maximum.

1. Les gneiss à pyroxène.

Ce type de gneiss forme des bancs massifs bien exposés dans la presqu'île de Rhuys (Port Navalo) et au Sud de Vannes (Roguédas). Ils représentent une faible proportion des métamorphites résiduelles ; pour J. Cogné (1957) ce sont d'anciens bancs dolomitiques recristallisés. A l'affleurement, ils présentent un rubanement dessiné par l'alternance de lits à pyroxène et plagioclase et de lits à quartz et plagioclase.

Au microscope, la texture apparaît granoblastique. Le pyroxène monoclinique légèrement pléochroïque (teinte vert-clair) appartient à la série diopside-hédenbergite (J. Cogné, 1957, p. 152) ; il se présente en cristaux sub-automorphes, partiellement ouralitisés ; cette transformation s'accompagne d'un développement de calcite et aboutit à la cristallisation de plages xénomorphes d'amphibole vert-clair (fig. 2). Le plagioclase (An 50-70) forme de grandes plages englobant le pyroxène, il est maclé suivant la loi de l'albite et du péricline. J. Cogné (1957, p. 152) signale la formation de Wollastonite en fines aiguilles aux dépens du labrador. Ces deux minéraux (pyroxène et plagioclase) déterminent souvent une texture granuloblastique - sutures rectilignes faisant un angle de 120°. Dans certains niveaux, le grenat poecilitique est en voie de résorption (photo n° 4). Le sphène abondant automorphe ou en grains arrondis atteint le millimètre, le quartz, la zoisite, la calcite et le zircon sont accessoires.

Les lits leucocrates sont constitués de plagioclase automorphe de petite taille (40-100 μ) regroupés autour de rares cristaux de pyroxène ouralitisé. Ces agrégats sont disséminés dans les plages xénomorphes de quartz.

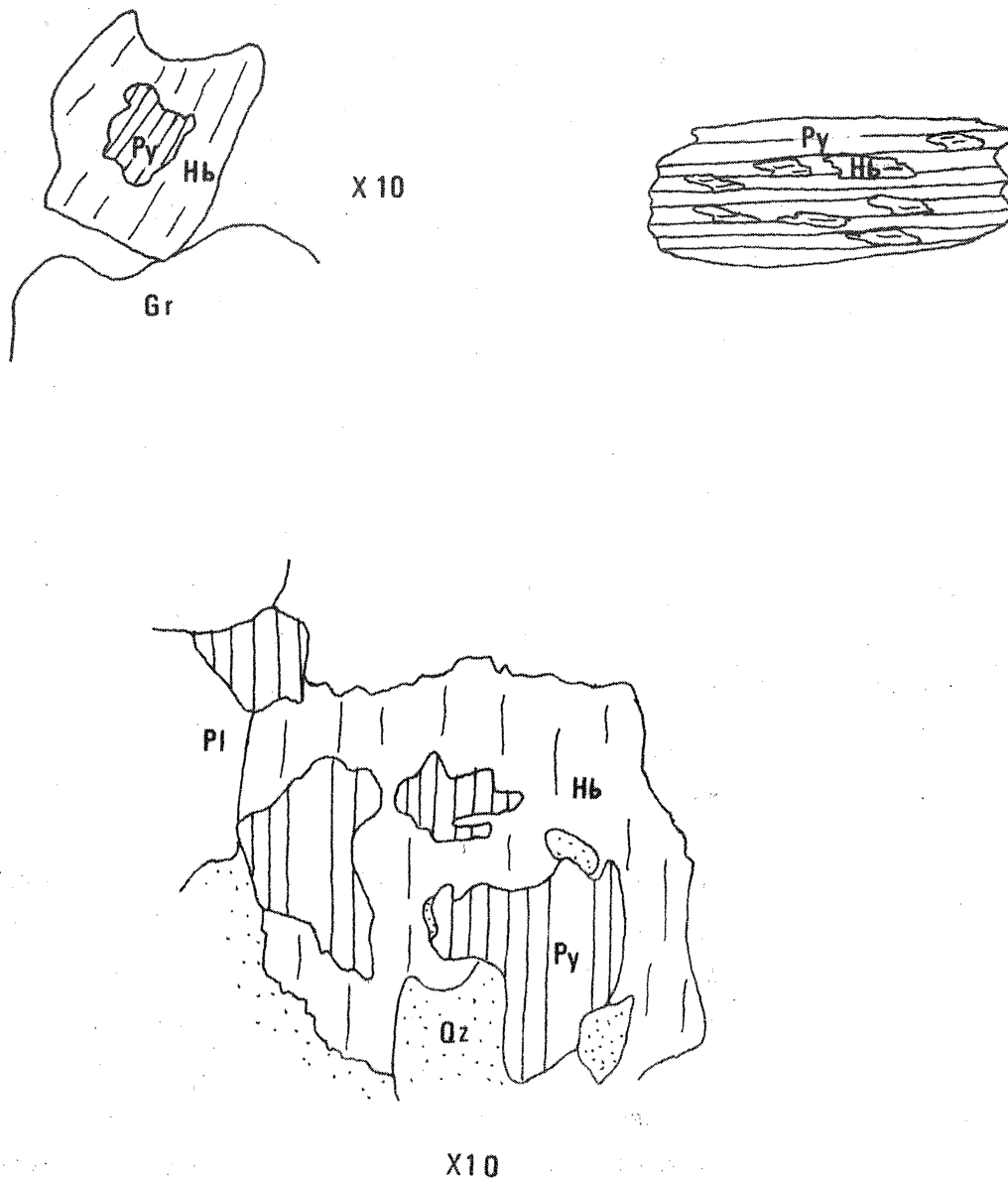


Fig. 2 : Gneiss à pyroxène : aspects micrographiques de l'ouraliti-
sation du diopside (PY) se transformant en hornblende (Hb).
Les autres minéraux présents sont le quartz (Qz) le pla-
gioclase (Pl) et le grenat (Gr).

2) Les gneiss à amphibole.

Nous distinguons trois types d'amphibolites suivant leur mode de gisement et leur aspect à l'affleurement.

a) Les amphibolites massives.

Ce type, de couleur gris bleu affleure en bancs massifs décimétriques compétements au sein des gneiss à grain fin.

La texture est granoblastique isogranulaire ($\approx 400 \mu$). Le plagioclase souvent automorphe, est du labrador. L'amphibole de teinte brun-jaune suivant Z est une hornblende ($Z \wedge C = 25^\circ$) en cristaux sub-automorphes. Le quartz a des contours rectilignes au contact de l'amphibole et du plagioclase. Les minéraux opaques sont abondants ; le sphène, le zircon, la zoisite et l'apatite sont accessoires.

b) Les amphibolites rubanées (photo n° 1)

La cristallinité de ces gneiss est plus forte (1 - 5 mm).

Ils constituent des bancs métriques compétements caractérisés par un rubanement centimétrique discontinu : le boudinage et les cisaillements internes aux bancs sont fréquents et donnent naissance à des filonnets et à des étoiles de cristallisation leucocrates.

La texture est nématoblastique ; la hornblende brun-vert suivant Ng, automorphe, dessine une linéation sub-horizontale. Le plagioclase (An 35-55) possède un système de macles complexes, ses contours sont lobés au contact de l'amphibole. Les angles de sutures entre ces deux minéraux sont proches de 120° . Le grenat est en voie de déstabilisation au coeur de couronnes leucocrates. La biotite poecilitique tardive, inclut de petits grains arrondis de hornblende zonée à bordure décolorée. Le quartz, l'apatite, les opaques et le zircon sont accessoires.

c) Les lentilles de gneiss à amphibole.

Disséminées dans les migmatites, elles résultent du boudinage de niveaux sans doute continus. C'est une roche massive bleu-noire plus claire en bordure, la taille varie du nodule centimétrique à la lentille "ellipsoïde" décimétrique. Dans les migmatites, le gneiss à amphibole est toujours entouré d'une couronne de gneiss à grain très fin d'aspect corné.

Le grain est fin (submillimétrique), la texture est blastique. L'amphibole, une hornblende peu colorée (vert olive ou brun jaune), apparaît en association diablastique avec le plagioclase ou la biotite ou l'ilménite graphique. Le quartz dessine des petites plages interstitielles. Les minéraux opaques particulièrement abondants ont été déterminés en lumière réfléchie : ilménite graphique et en plaque, pyrite, chalcopyrite et sulfures sont présents. Le sphène, l'apatite et le zircon sont accessoires.

3) Le métagabbro.

Enclavée dans le granite de Port Navalo, cette bande étroite de cinquante mètres à l'affleurement présente les caractères d'une roche gabbroïque métamorphisée dans le faciès amphibolite. La structure apparaît grenue légèrement flaserisée.

Les reliques nombreuses de texture intersertale (photo n° 3), la présence de clinopyroxène schillerisé au coeur de la hornblende brun-vert, de grandes lattes de labrador à macles complexes confirment l'origine magmatique de cette roche. La cristallisation de hornblende s'accompagne du développement de grains de zoisite. Enfin, le début de chloritisation de la hornblende, la présence de biotite et la séricitisation du plagioclase sont des phénomènes tardifs.

III. Les gneiss alumineux : les morbihannites.

1) Description.

Ces roches décrites sous le terme de morbihannites (De Limur, 1884 ; Ch. Barrois, 1890 ; J. Cogné, 1957) affleurent en bancs décamétriques au sein des migmatites, souvent associées aux gneiss à pyroxène et aux amphibolites. Elles sont le plus souvent très altérées, cependant, la roche fraîche bleutée très sombre affleure au Nord d'Auray (Le Crélin) : elle montre un rubanement discontinu déformé, les lits leucocrates ont un aspect stromatitique. Des nodules de cordiérite, de sillimanite et de grenat se distinguent à l'oeil nu et l'ensemble figure un assemblage assez hétérogène de trame micacée et de lits leucocrates.

La texture est granulolépidoblastique, le grain peut atteindre le centimètre. La trame sombre est constituée de grandes lamelles de biotite rouge acajou dessinant des lentilles au coeur desquelles la cordiérite englobe de nombreux prismes de sillimanite ou des amas de fibrolite. Souvent ces lentilles ont une composition différente : au coeur s'observe un grain de grenat relictuel séparé de la cordiérite par un liseré ou des golfes de quartz (photo n° 9) ; inclus dans la cordiérite mais situés à la périphérie de la lentille se disposent les prismes trapus de sillimanite ; enfin, le plus souvent à l'extérieur les grandes lamelles de biotite tapissent cette structure, le bord interne des cristaux étant nettement corrodés, le bord externe étant rectiligne au contact du quartz et du plagioclase (photo n° 5). Dans les gneiss kinzigitiques des Vosges, J. Hameurt (1967) décrit des structures semblables qu'il désigne "nappes à cordiérite". Dans les morbihannites que nous avons étudiées, ces structures sont souvent incomplètes : soit la bordure externe de biotite manque, soit le cristal de grenat est entièrement résorbé. D'autre part, au coeur de quelques nodules de cordiérite figurent des grains ou des vermicules de spinelle vert (hercynite) associés à du quartz (photo n° 6). La cordiérite apparaît soit homogène, soit maclée (macle à 120°), elle est rarement piritisée. La trame sombre est en outre constituée de quartz, oligoclase et orthose perthitique.

Les lits leucocrates sont plus ou moins développés, la texture granoblastique devient pegmatitique, leur donnant l'aspect de leucosomes pegmatoïdes. Le quartz est le minéral le plus répandu, il cristallise en grandes plages xénomorphes. Le plagioclase (albite ou oligoclase) est subautomorphe souvent très allongé, il inclut des grains de cordiérite, quartz et sillimanite. L'orthose perthitique est rare, elle corrode le plagioclase qui est alors lardé de gouttellettes de quartz, elle paraît blastique. Les perthites d'exsolution sont de deux types : des films fins et rectilignes et des films lenticulaires irréguliers et sécants. La muscovite se développe souvent au contact de la cordiérite et des silicates d'alumine : elle paraît nettement secondaire.

Les minéraux accessoires communs aux deux niveaux mais irrégulièrement répartis sont : le graphite en plaquettes denticulées allongées dans le plan de foliation, le zircon en grains, le rutile maclé sagénite et l'apatite.

Ces roches ont une composition minéralogique identique aux *Kinzigites* (Fisher, 1860), aussi nous proposons de les désigner par ce terme.

2) Les silicates d'alumine.

L'étude microscopique nous a permis d'observer plusieurs types de silicates d'alumine, la sillimanite prismatique est le plus fréquent. La sillimanite fibrolitique cristallise en nodules à extinction chatoyante, elle est plus rare. D'autre part, il est fréquent de distinguer au coeur des lentilles à cordiérite une variété proche de la sillimanite prismatique mais toujours de plus grande taille, à extinction légèrement oblique (5 à 10°) et allongement positif ; ces cristaux nettement corrodés sont craquelés et le clivage y est souvent estompé.

Ce polymorphe de $Al_2 Si_2 O_5$ serait intermédiaire entre le disthène et la sillimanite, il s'agirait d'un type semblable au disth-sillimanite décrit par A. Leyreloup (1973) dans le Velay et par J. Marchand (1974) dans le Haut Allier, dans les gneiss kinzigitiques.

Enfin, il existe parfois des reliques de disthène indubitable, blindées dans le plagioclase, associé au grenat au spinelle vert (hercynite) et au quartz (photo n° 7).

B. Les migmatites.

Dans la région étudiée, les migmatites représentent par leur étendue les trois quarts environ des roches métamorphiques et cristallines. Du Sud vers le Nord, J. Cogné (1957) distinguait la succession des embréchites aux anatexites puis au granite d'anatexie. Ce dernier formant une bande orientée NW-SE depuis Hennebont jusqu'à Vannes (fig. 1b).

Nous préciserons la pétrographie des différents types de migmatites classés suivant la nomenclature de K. R. Mehnert (1968) à savoir : les métatexites correspondant aux embréchites de J. Cogné, les diatexites aux anatexites et les granites d'anatexie. Nous discuterons enfin le processus de mobilisation donnant naissance à l'ensemble de ces roches.

I. Les métatexites.

1) Structure et aspect macroscopique.

Les métatexites ont une structure stromatitique où l'on distingue trois parties :

- *Le paléosome* est un gneiss peu ou pas modifié par rapport aux gneiss à grain fin encaissants décrits précédemment.

Il présente une foliation nette, le grain est millimétrique, la biotite abondante. Quelques lentilles ou rubans quartzo-feldspathiques s'individualisent dans les paléosomes modifiés, ce sont des filonnets injectés ou des lits de différenciation métamorphique.

- *Le leucosome* clair constitue des bandes conformes à la foliation du paléosome, d'épaisseur millimétrique à décimétrique. Généralement le grain est de grande taille (pegmatoïde), le quartz et les feldspaths constituent l'essentiel de sa composition.

- *Le mélanosome* sombre sépare les deux premières parties ou parfois est inclus dans le leucosome. Il dessine des niveaux d'épaisseur variable centimétrique au maximum, constitués de minéraux mafiques : biotite, cordiérite, grenat, sillimanite, opaques et d'une petite fraction de quartz et de feldspaths.

Les limites entre ces différentes parties sont nettes, les formes convexes de leucosomes au contact des mélanosomes sont fréquentes.

2) Pétrographie.

a) Le paléosome. La texture granolépidoblastique a tendance à devenir cloisonnée, le grain régulier est millimétrique. La foliation est déterminée par la biotite. Les minéraux essentiels sont le quartz, le plagioclase (An 20-25) et la biotite ; le feldspath potassique est peu abondant ; le grenat, la cordiérite et la sillimanite sont fréquents mais non ubiquistes. Aussi, nous distinguerons trois types de paléosomes suivant leur minéralogie.

- Type 1 : Le quartz constitue des plages xénomorphes blastiques à contours flexueux au contact des feldspaths et rectilignes contre la biotite. Les cristaux de plagioclase (oligoclase) maclés suivant la loi de l'albite, sont sub-automorphes plus ou moins imbriqués avec le quartz. Le feldspath potassique (orthose) est rare, il se présente en grains arrondis. La biotite brun rouge forme des lamelles sub millimétriques orientées suivant le plan de foliation, elle inclut souvent des aiguilles de rutile maclé sagénite. Le zircon et l'apatite constituent les minéraux accessoires.

- Type 2 : Celui-ci est caractérisé par la présence de feldspath potassique perthitique, corrodé par le quartz et le plagioclase. Le quartz, le plagioclase et la biotite sont identiques au type 1.

- Type 3 : Les gneiss plus alumineux semblables au type 1 contiennent en outre de la sillimanite fibrolitique gainée par de la cordiérite, et du grenat inclus dans le plagioclase ou dans les "nappes de cordiérite" ; d'autre part, la biotite a une teinte rouge acajou dénotant une teneur élevée en titane (A.J. Hall, 1941).

Les paléosomes ont donc une composition minéralogique variable,; les plus fréquents appartenant au type 1 (plagiogneiss). Ils contiennent tous du quartz, du plagioclase dont la composition varie sensiblement An 20-An 35, et un ou plusieurs minéraux potassiques (orthose, biotite).

b) Le leucosome.

La texture est grenue ou pegmatitique, le grain pouvant atteindre deux centimètres. Nous avons distingué trois types de mobilisats suivant leur composition minéralogique.

- Type 1 : Ce sont des leucosomes essentiellement biminéraux pegmatoïdes. Le plagioclase An 17 - An 21 est sub-automorphe, la macle de l'albite est systématique, les macles de Carlsbad et du péricline l'accompagnent parfois. Il contient souvent des inclusions globuleuses (quartz, apatite, biotite, sillimnaïte) piégées et corrodées lors de la cristallisation. Optiquement, le plagioclase a une composition homogène malgré sa grande taille (jusqu'à un centimètre). Le quartz forme de grandes plages à extinction roulante ou se développe entre le plagioclase qu'il corrode. Quelques cristaux de biotite et de grenat semblent être entraînés dans le leucosome. (le feldspath potassique perthitique est peu développé). Le feldspath potassique perthitique est peu représenté. Le zircon est peu abondant, plus fréquents sont les cristaux arrondis d'apatite.

- Type 2 : Les leucosomes à composition granitique contiennent du quartz et de l'oligoclase identiques au type 1, de l'orthose homogène ou perthitique xénomorphe renfermant des inclusions de quartz et de grenat. L'apatite en grains et le zircon sont accessoires ; les myrmékites sont rares. Le grain est millimétrique et la texture est granuloblastique imbriquée.

- Type 3 : Cette catégorie, moins fréquente, se distingue par la présence de biotite sous forme de petites plaquettes rectangulaires et de nodules de fibrolite déformés en plus des minéraux habituels : quartz, oligoclase, et feldspath potassique (orthose ou microcline).

Les faits structuraux tels que l'obliquité avec la foliation établissent le caractère intrusif des leucosomes de type 3 : ce sont soit des filonnets injectés dans les gneiss, soit des fentes de tension emplies de matériel granitique. Par contre, les mobilisats de type 1 et 2 sont caractéristiques d'une formation in situ car ils sont toujours bordés par le mélanosome et parallèles au rubanement du paléosome.

TABLEAU I : Analyses modales des métatexites et granitoïdes d'anatexie, exprimées en pourcentages volumétriques des minéraux.

N° échantillon	type de roche	Qz	PI	FK	Bi	Ms	Acc.	Qz	PI	FK	Qz	Fsp	Maf.
PS40b	leucosome	37,5	38,7	19,3	1,25	3,25		39,3	40,5	20,2	37,5	58	4,5
PS12	"	37,5	37	25	0,25	0,25		38	37	25	37,5	62	1,5
R4	"	33	35	27	5			34	32	34	33	62	5
PM9	"	43	47	7,6	2,4			44	48	8	42	55	3
CT5	"	23	30	42	5			24	32	44	23	72	5
PM15	"	33	64,5	0,5	1	1		33,7	65,8	0,5	33	65	2
PM7a	"	40	50	2,5	5,5			43	54	3	40	50	10
KG2a	"	25	64	1,5	7,8		1,6	27	71	2	25	66	9
KG2b	"	59	33		6		2	65	35	0	59	33	8
CT6b	"	38	52	3	5		2	41	56	3	38	55	7
PM4d	"	30	60	5	5			31	63	6	30	65	5
PM7b	"	34	57	4	5			36	59	5	35	60	5
CR	"	36	55,5	5,5	3			37	57	6	36	61	3
PM7	mélanosome										43	6	51
R4	"										30	17	53
KG2a	"										13	19	68
CT6b	"										16	8	76
CR	"										28	22	50
KG2a	Paléosome	49	27	2	22			62	34	4	49	29	22
R4	"	36	25	13	24		2	48	33	19	36	38	26
PM7	"	39	32,5	1,5	21		6	50	43	7	39	34	27
YC7	granitoïde	32,8	22,6	41	3,8	0,4		34	23	43	33	63	4
YC6	"	27,2	35,8	28,5	7,9	0,6		30	39	31	27	64	9
Yd2	"	28,8	25,3	37,4	4,1	3	1,4	31	28	41	29	63	8
Yd3	"	35,8	29,7	27,7	5,1	1,2	0,4	38	32	30	35	58	7
V19	"	29	31,3	30	9,7			32	35	33	29	61	10
V91	"	36	44	18,5	1,5			36	45	19	36	62,5	1,5
H2	"	30,4	32,6	29,6	6,7	0,5	0,2	33	35	32	30	62	8
PHb	"	33	25,8	32,1	1	8,1		36	28	36	36	63	1

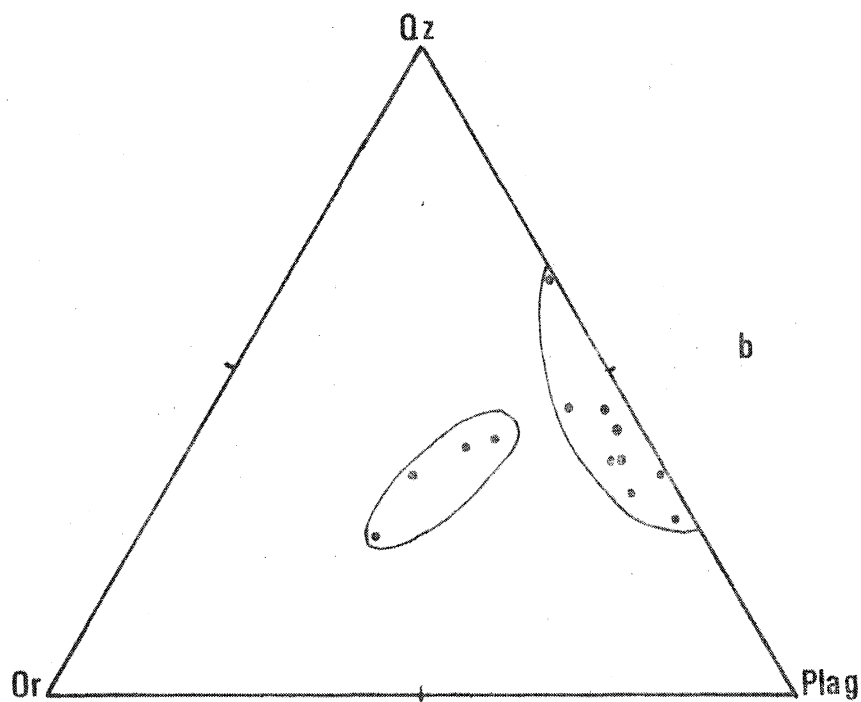
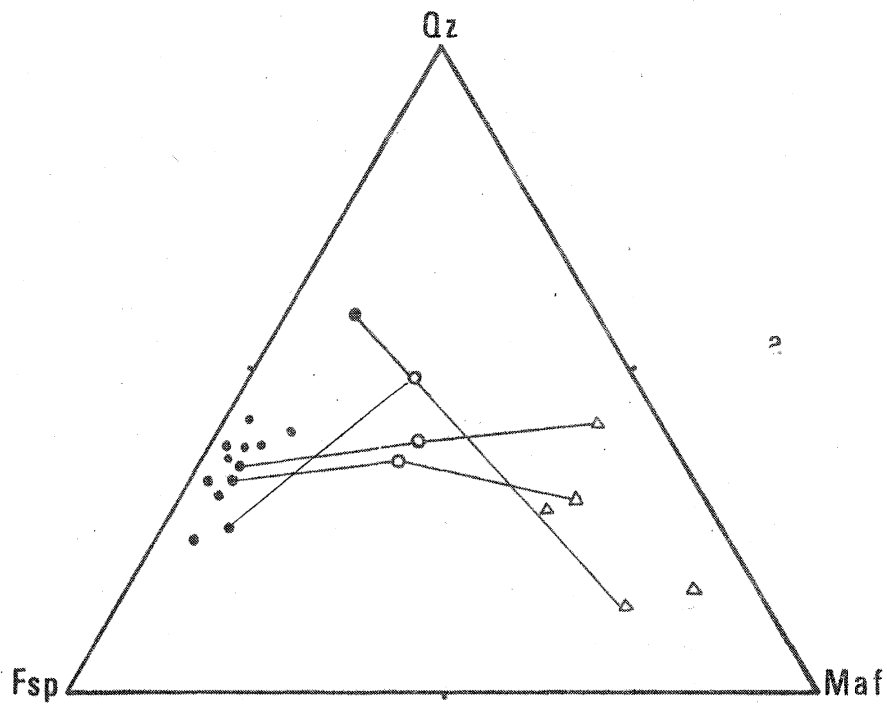


Fig. 3 : Composition minérale des métatexites.

a : analyses modales des leucosomes (●) paléosomes (○) et mélanosome (Δ) dans le triangle Quartz - Feldspaths - Mafiques.

b : analyses modales des leucosomes dans le triangle Quartz - Orthose - Plagioclase.

C) Le mélanosome (photo n° 12).

Il est principalement constitué de grandes lamelles de biotite dont la taille varie de 1 mm à 1 cm et l'orientation détermine la foliation conforme à celle du paléosome ; les inclusions de zircon et surtout d'apatite sont nombreuses. Les plages xénomorphes de quartz corrodent les autres minéraux. La biotite et le quartz sont les deux phases minérales omniprésentes et parfois uniques, le plagioclase et le feldspath potassique sont peu fréquents et paraissent toujours résiduels. La cordiérite en lentille incluant sillimanite et parfois grenat se développe au contact des paléosomes de type 1 et 3. Les minéraux opaques concentrés dans les plans de clivage de la biotite ou individualisés, l'apatite pouvant atteindre 1 mm et le zircon constituent jusqu'à 5% du mélanosome.

3) Composition minéralogique quantitative.

La représentation graphique triangulaire quartz-feldspaths-minéraux mafiques (fig. 3 a) différencie nettement les trois composants des métatexites. Les teneurs moyennes de ces trois termes ont tendance à s'aligner ; de même que les points représentatifs d'un leucosome, d'un paléosome et d'un mélanosome adjacents. Ainsi, cette disposition est le résultat d'un processus de différenciation :

$$\text{paléosome} = \text{leucosome} + \text{mélanosome.}$$

Cependant, le non alignement de certains triplets amène à envisager un processus plus complexe.

Les types de leucosomes se différencient nettement dans le triangle quartz - plagioclase - orthose (fig. 3b) ; le type 1 s'étalant sur le côté quartz - plagioclase, tandis que les types 2 et 3 se placent au centre du triangle indiquant une composition granodioritique. Cette variation des compositions n'est pas liée ni à la zonéographie des migmatites, ni à des variations de conditions thermodynamiques : elle est essentiellement due à l'inhomogénéité des gneiss encaissants.

II. Les diatexites.

1) Structure et aspect macroscopique.

Les diatexites situées surtout dans l'arrière pays affleurent mal. Par contre, sur la côte, par place au sein des métatexites se développe progressivement une roche granitoïde nébulitique riche en enclaves gneissiques et en schlierens biotitiques alignés. Elle présente un rubanement souvent discontinu attribuable à une structure de flux.

Le granite d'anatexie, vers le Nord, est bordé ainsi par une zone de roches (fig. 1 b) hétérogènes nettement rubanées, qui le sépare des métatexites. Ces roches sont constituées de deux parties : un matériau d'aspect granitique grenu ou pegmatoïde et des enclaves de gneiss ou de métatexites. A partir de la bordure Sud de ces diatexites, vers le granite d'anatexie, la proportion de matériau granitique augmente, la taille et le nombre des enclaves gneissiques et des amas biotitiques diminuent. Ainsi, l'on passe progressivement des diatexites hétérogènes à enclaves, aux diatexites nébulitiques, puis aux diatexites homogènes rubanées où les rares enclaves et schlierens étirés soulignent la surface de flux ; ces dernières sont déjà pratiquement le granite d'anatexie. Ce plan d'écoulement est marqué par ailleurs, par le rubanement décimétrique de la roche et par l'alignement des phénocristaux de feldspaths potassique.

2) Pétrographie.

L'étude microscopique portera uniquement sur le matériau granitique grenu ou pegmatoïde, les xénolithes ayant la composition et la texture des métamorphites décrites précédemment.

La texture grenue isogranulaire du faciès commun grenu et l'idiomorphisme du plagioclase lui confère un aspect granuleux caractéristique.

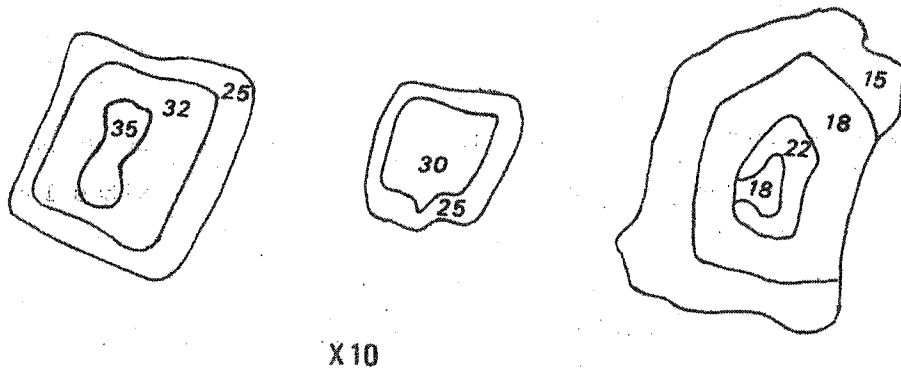


Fig. 4 : Zonage des plagioclases dans les diatexites.

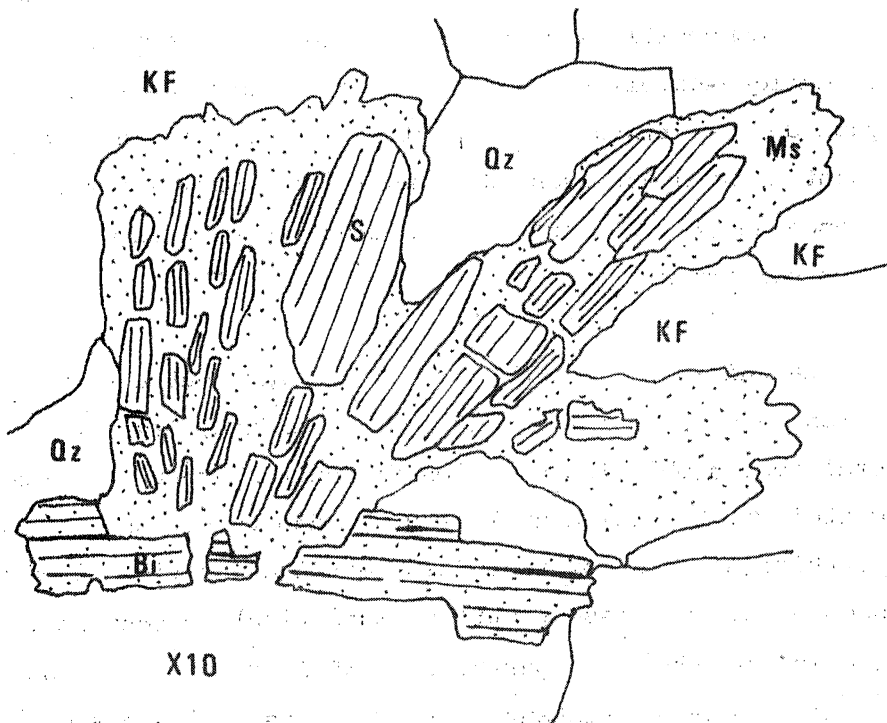


Fig. 5 : Déstabilisation de la sillimanite (S) au contact du feldspath potassique (KF) donnant naissance à muscovite (Ms) et quartz (Qz).

Le faciès pegmatoïde s'individualise par la présence de grands cristaux de feldspath potassique. Dans ces deux types de diatexites les minéraux ne sont pas répartis uniformément, la biotite et les nodules de cordiérite constituent des lanières ou des amas : ces hétérogénéités confèrent à la roche une structure nébulitique plus ou moins marquée.

Le *quartz* se présente sous deux habitus : en inclusions globuleuses dans les feldspaths, et en plages xénomorphes.

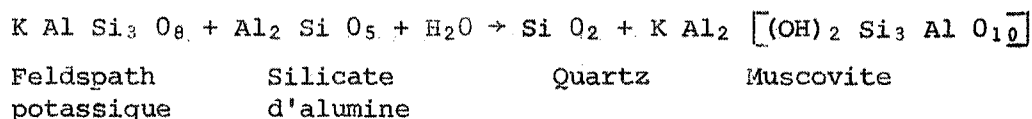
Le *plagioclase* souvent automorphe, isométrique, maclé suivant la loi de l'albite, est souvent bordé d'une couronne albitique non maclé surtout quant il est inclus dans le feldspath potassique. Le zonage et surtout le zonage inverse y sont bien marqués, le coeur étant corrodé : certains cristaux montrent un agencement complexe des zones de compositions différentes (fig. 4) : ceci atteste une histoire magmatique compliquée et rapide d'une part, et la nature héritée des noyaux de ces cristaux. Les inclusions arrondies de quartz et grenat sont moins nombreuses que dans les leucosomes des métatexites, notons cependant la présence de tablettes rectangulaires de biotite paraissant primaires.

La taille des *feldspaths potassiques* peut atteindre deux centimètres dans le faciès pegmatoïde. Cependant, les caractères de ce minéral sont semblables dans les diatexites grenues et les diatexites pegmatoïdes. Généralement le seul feldspath potassique est l'orthose perthitique subautomorphe (les perthites lenticulaires sont systématiques, elles paraissent être d'exsolution), cependant le quadrillage du microcline se développe parfois. La macle de Carlsbad est seulement visible dans les phénocristaux d'orthose. Les inclusions de petits plagioclases à bordure albitique, de quartz globuleux et de biotite sont toujours abondantes.

La *biotite* se présente en petites lamelles rectangulaires submillimétriques ou en plages plus xénomorphes de plus grande taille.

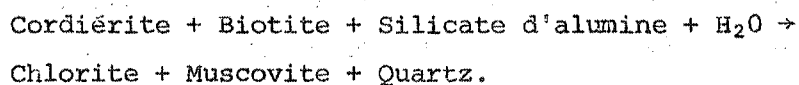
Elle est de couleur brun-rouge. Sa transformation peu fréquente en chlorite s'accompagne d'exsudation de rutile maclé sagénite.

Les silicates d'alumine sont surtout la sillimanite prismatique, la fibrolite et l'andalousite sont moins fréquentes. Ils sont toujours isolés du feldspath potassique par une couronne de muscovite associée à du quartz (fig. 5). Cette déstabilisation des silicates d'alumine s'explique aisément par la réaction classique (Althaus et al, 1970).



Elle contribue ainsi au développement secondaire de la muscovite.

La cordiérite pinitisée se présente en nodules millimétriques à centimétriques. Elle se déstabilise au contact de l'andalousite et de la biotite en donnant naissance à un amas de chlorite muscovite et quartz. Cette déstabilisation de la cordiérite est une rétro-morphose que l'on peut écrire sous la forme (Hirschberg et Winkler, 1968) :



Les zircons inclus surtout dans la biotite, et l'apatite en grains arrondis, sont accessoires.

3) Composition minéralogique quantitative.

Dans le cas des diatexites, une analyse du matériau granitique grenu ou pegmatoïde seul a une signification pétrologique quant au processus d'anatexie envisagé, car il représente le bain fondu dans lequel sont entraînées les enclaves.

Cette phase granitique apparaît identique au granite d'anatexie que nous allons étudier maintenant, aussi, nous les avons regroupé sous le terme granitoïdes d'anatexie dans le tableau I et sur la figure 6. Nous discuterons ces résultats dans le prochain paragraphe.

III. Les granites d'anatexie.

En 1957, J. Cogné distinguait dans la région étudiée ici deux types de granites d'anatexie : le granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray au Nord, situé au coeur de l'Anticlinal de Cornouaille, et le granite tardimigmatique de Carnac (fig. 1 b).

1) Structure et aspect macroscopique.

Le massif de Ste Anne d'Auray dessine une bande, au coeur des diatexites, recoupée au NE par le complexe de la zone broyée sud armoricaine. La coupe Tréauray - Brech le long du Loch montre le passage progressif des diatexites rubanées ou granite d'anatexie : la roche devient plus leucocrate, parsemée de nodules de cordiérite pin-
tisée, de quelques enclaves centimétriques à décimétriques de gneiss et de schlieren à biotite et sillimanite ; ces éléments sont aplatis dans le plan de flux matérialisé également par l'alternance de bandes décimétriques de granite grenu plus ou moins biotitique et de granite pegmatoïde à porphyroblastes alignés de feldspath potassique. Les nodules de cordiérite sont souvent entourés d'une zone de granite leucocrate à gros grain, cet agencement est bien visible à Hennebont (carrière de Polvern). Au Nord de Vannes (St Léonard) le granite devient nettement pegmatoïde ; les phénocristaux de feldspath potassique allongés et alignés, dont le plan de macle de Carlsbad se parallélise avec le plan de flux, se développent dans une matrice grenue ; ces phénoblastes peuvent atteindre dix centimètres.

Le massif de Carnac présente des caractères identiques quant à la structure rubanée, à la minéralogie et à la présence d'enclaves semblables. A la suite de J. Cogné (1957) nous pensons que ce granite est également lié à l'anatexie, il est intrusif vers le Sud et vers l'Est dans les micaschistes gneiss et métatexites. Ce granite de Carnac est considéré par cet auteur comme une forme déplacée du granite anatectique fondamental, il ne possède pas de bordure de diatexites.

2) Pétrographie.

Nous étudierons plus particulièrement le granite grenu commun puis les caractères propres au granite pegmatoïde.

La texture grenue, isogranulaire apparaît plus ou moins fluidale selon l'homogénéité de la roche. Le plan de flux est matérialisé par l'alignement de la biotite et du plagioclase.

Le quartz se présente sous deux habitus comme dans les diatexites : des grains arrondis inclus dans les feldspaths, plus rarement dans la biotite, et des plages de cristaux imbriqués à extinction roulante attestant une légère cataclase.

Le plagioclase automorphe quadrangulaire, souvent allongé dans le plan de flux, est maclé albite et parfois Carlsbad. Le zonage systématique est typique : le coeur des cristaux (An 20-30) est nettement xénomorphe et apparaît résiduel, puis l'oligoclase (An 10-20) est automorphe, souvent il existe une dernière bordure albitique notamment autour des grains englobés par le feldspath potassique. Les cristaux tabulaires sont fréquemment accolés et alignés. Cependant, les syneusis sont rares. D'autre part, les inclusions sont nettement moins abondantes que dans les cristaux de plagioclase des diatexites, ce sont des globules de quartz, rarement de grenat, et de petites tablettes de biotite.

Les feldspaths potassiques sont rarement automorphes. Le plus fréquent est de l'orthose perthitique poecilitique, les inclusions sont des grains de plagioclase, de quartz, de biotite, d'apatite et de zircon. Le microcline se développe peu. Les bourgeons myrmélositiques sont également peu abondants.

La biotite est le mica primaire. Elle se présente soit en petites tablettes automorphes incluses dans les feldspaths, soit en cristaux (1 à 3 mm) subautomorphes souvent regroupés en amas flexueux et contenant de nombreux grains de zircon. Sa richesse en titane est attestée par sa couleur brun rouge (A.J. Hall, 1941) et par l'abondance des aiguilles de rutile maclé sagénite dans les plages secondaires de chlorite ou muscovite provenant de sa déstabilisation. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite en grains automorphes à globuleux. Les silicates d'alumine (*andalousite* et surtout *sillimanite*) sont gainés par de la muscovite. *La cordiérite*, localement abondante, est toujours pinitisée ; parfois sa transformation en nodules sombres de muscovite, chlorite et quartz est complète. *Le grenat*, rare, se présente exclusivement en granules arrondis inclus dans le plagioclase.

Le granite porphyroïde est caractérisé par l'abondance et l'automorphie du feldspath potassique perthitique et poecilitique maclé suivant la loi de Carlsbad. L'allongement de ces porphyroblastes en tablettes définit le plan de flux.

3) Composition minéralogique quantitative des granitoïdes d'anatexie.(fig. 6)

Nous étudierons donc ici les analyses modales des diatexites et granites d'anatexie du massif de Ste Anne d'Auray. Les résultats figurent dans le tableau I, regroupés sous le terme granitoïdes.

Dans le triangle quartz - feldspaths - mafiques, les points sont nettement groupés entre 25% et 35% de quartz, la proportion de minéraux mafiques (biotite essentiellement) ne dépasse guère 10% dans quelques cas.

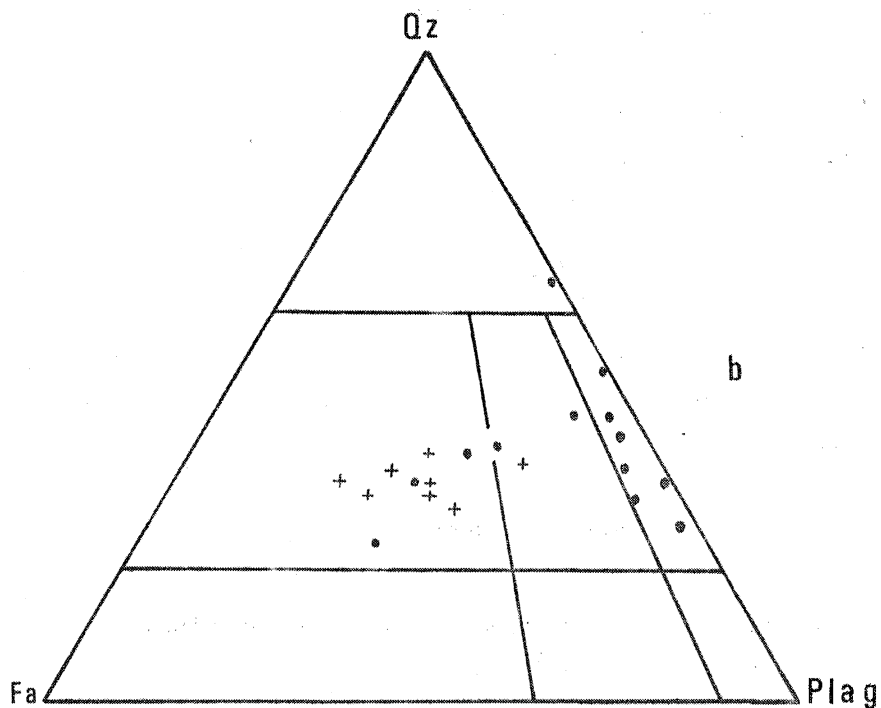
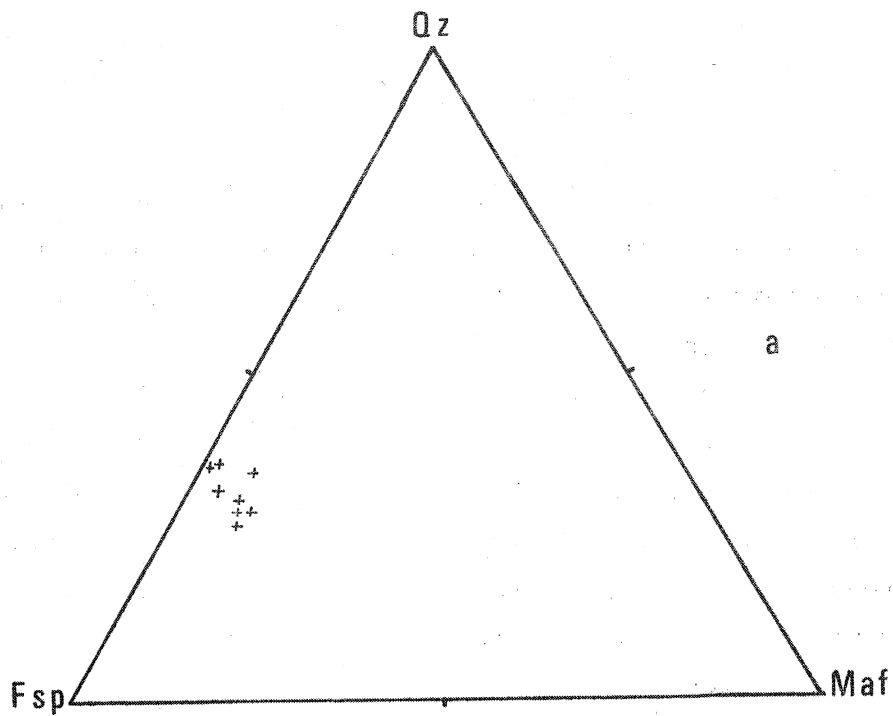


Fig. 6 : Composition minérale des diatexites et granites d'anatexie (+).
 a : analyses modales dans le triangle quartz - feldspaths - mafiques.
 b : analyses modales dans le triangle quartz - feldspath-alcalin - plagioclase (classification de Strekeisen). Pour comparaison les leucosomes ont été reportés sur ce diagramme (•).

Par contre, dans le triangle quartz - plagioclase - feldspath alcalin, les points s'étalent depuis le champ des granodiorites jusqu'à celui des granites ; ce champ de répartition se confond avec celui des leucosomes granitiques.

Il apparaît donc que les granitoïdes d'anatexie représentent la concentration de mobilisats granitiques dus au même phénomène que celui ayant donné naissance aux métatexites, ce phénomène étant nettement plus développé ici puisque le paléosome (enclaves gneissiques, schlierens...) n'existe qu'à l'état d'enclaves de plus en plus réduites au fur et à mesure que l'on s'éloigne des métatexites.

IV. Processus de mobilisation.

Les observations pétrographiques et les analyses quantitatives minérales dans les migmatites nous permettent déjà d'élaborer un mécanisme de genèse de ces formations.

La structure stromatitique et le rubanement des *métatexites* sont des arguments en faveur d'une différenciation par *fusion partielle du paléosome*. Les données quantitatives confirment cette hypothèse, mais l'équation :

$$\text{paléosome} = \text{leucosome} + \text{mélanosome}$$

n'est pas toujours respectée, il y a certainement modification d'un ou plusieurs des trois termes.

Les *diatexites* et *granites d'anatexie* ont des structures de migmatites granitoïdes, la texture est celle de roches plutoniques, elles ont cristallisé à partir d'un magma ; les enclaves et schlierens représentent des matériaux réfractaires. La nature de ces résidus et la composition minéralogique quantitative semblable à celle des leucosomes granitiques sont des arguments en faveur de la *fusion des gneiss encaissants produisant un magma granitique*.

Ainsi, les métatexites seraient le résultat d'une anatexie limitée de certains gneiss, les diatexites et granites d'anatexie (granitoïdes d'anatexie) représenteraient des stades plus avancés du processus.

C. Les granitoïdes précoces par rapport à la migmatisation.

I. Les gneiss ocellés de Roguédas.

1) Structure et aspect macroscopique.

Au Sud de Vannes, à la pointe de Roguédas notamment,affleure un complexe de roches gneissiques non décrites dans cette région dans la littérature antérieure. Trois types de gneiss passent progressivement de l'un à l'autre sur le terrain. Au contact Sud avec les gneiss à grain fin, c'est un *gneiss ocellé leucocrate*, puis vers le Nord la proportion de biotite croît : c'est un *gneiss ocellé sombre*, enfin au Nord de ce complexe, au contact avec les kinzigites, le grain devient nettement plus fin, la roche est plus claire : c'est le *gneiss grenu leucocrate*.

Etant fortement tectonisés, les caractères intrusifs de ce complexe plutonique acide sont en partie estompés par la foliation. Cependant, au contact Sud, des enclaves étirées de gneiss à grain fin (fig. 7) et les filons boudinés de gneiss ocellé leucocrate sont des arguments de terrain indubitables en faveur de *l'origine magmatique de ce complexe* : intrusion de filons granitiques et aplitiques. De plus, dans sa masse ce complexe contient de nombreuses enclaves décimétriques de gneiss à grain fin et de métatexites.

D'autre part, ce complexe est recoupé par des *filons d'aplite* parallélisés à la foliation S_2 et par une autre famille de *filons de granite à biotite* sécants sur le rubanement de l'orthogneiss mais affectés par la foliation S_2 (fig. 8).

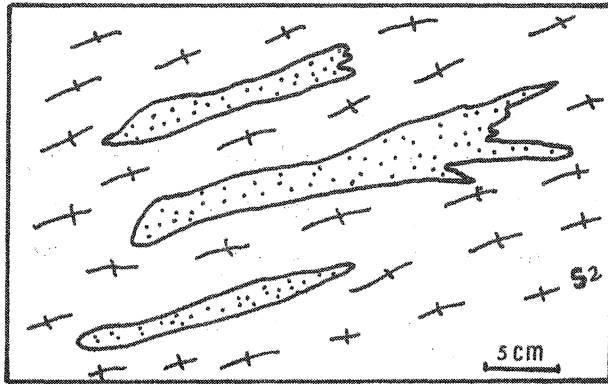


Fig. 7 : Enclaves de paragneiss à grain fin dans l'orthogneiss de Roguédas.

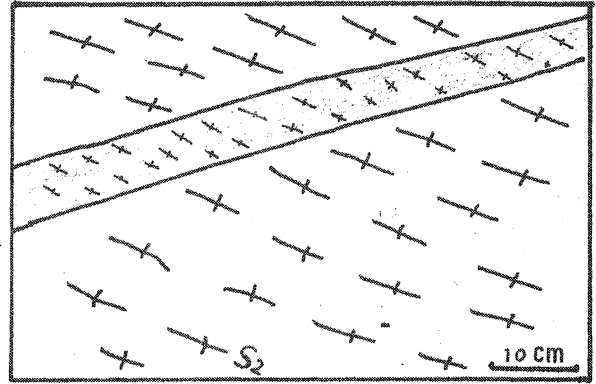


Fig. 8 : Filon de granite à biotite intrusif dans l'orthogneiss de Roguédas. Les deux matériaux sont affectés par la foliation S_2 .

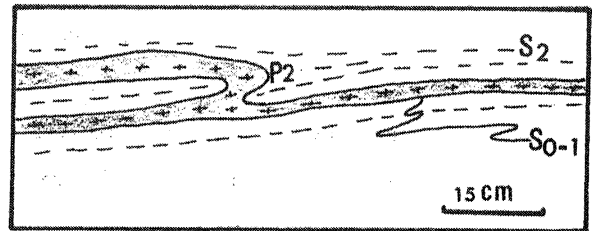
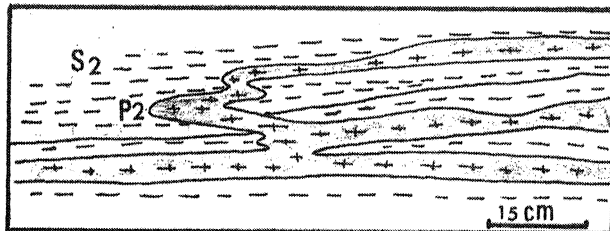


Fig. 9 : Filons de granite à biotite intrusifs dans les paragneiss à grain fin, déformés par les plis P_2 et la foliation S_2 .

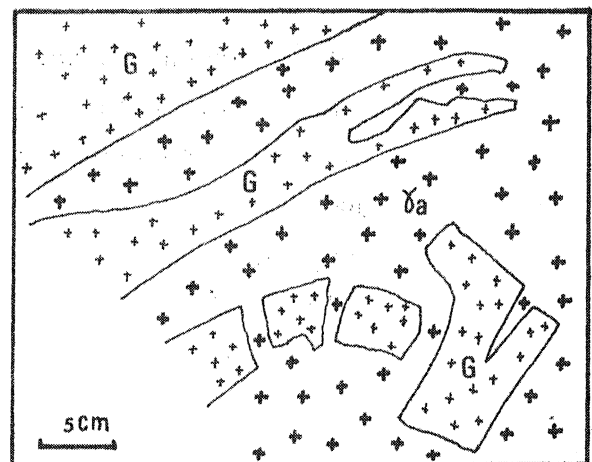
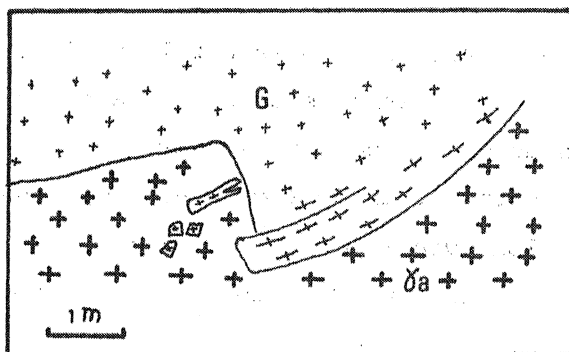


Fig. 10 : Carrière de Polvern (Hennebont) : relations entre la granodiorite (G) et le granite d'anatexie (γ_a).

Ces derniers filons recouperont par ailleurs le rubanement initial des gneiss à grain fin (fig. 9).

Enfin, près du contact Sud, le gneiss ocellé leucocrate est recoupé par un *sill de microgranite* paraissant nettement tardif.

2) Pétrographie.

Nous n'étudions ici que la minéralogie des roches du complexe plutonique et plus particulièrement les caractères principaux des gneiss ocellés sombres et leucocrates et des gneiss grenus leucocrates. Cependant, une étude détaillée de ces roches permettrait de préciser davantage leur nature et leur origine, mais déjà nous désignerons cet ensemble par le terme *orthogneiss de Roguédas*.

La texture est granoblastique, souvent ocellée ; le rubanement millimétrique à centimétrique dû à l'abondance relative de biotite et de minéraux leucocrates (quartz et feldspaths) semble être d'origine métamorphique. *Le quartz* apparaît en plages polycristallines étirés, et en inclusions globuleuses dans le feldspath potassique. *Le plagioclase (oligoclase)* est toujours corrodé au contact du feldspath potassique, il est alors truffé de gouttelettes de quartz semblables à celles des myrmékites. Les feldspaths potassiques, *orthose perthitique et microcline*, sont nettement blastiques, les sutures amiboïdes avec le quartz et le plagioclase sont fréquentes, ils renferment des inclusions corrodées de ces deux minéraux et des petites tablettes de biotite. *La biotite*, outre les cristaux émoussés inclus dans les feldspaths et le quartz se présente en cristaux rectangulaires déterminant la foliation. *Le zircon* est le minéral accessoire le plus répandu, il est souvent automorphe, il inclut des oxydes et nous avons observé une inclusion de biotite dans un cristal ; notons également la présence de cristaux accolés. *L'apatite* en grains arrondis est plus rare. D'autre part, *le grenat*, à aspect chagriné, est abondant localement, il se déstabilise en donnant de la biotite verte et des oxydes.

II. Granodiorite de Polvern.

1) Structure et aspect macroscopique.

Au Nord de Hennebont, la carrière de Polvern fait apparaître actuellement deux types de granitoïdes : le granite d'anatexie à nodules de cordiérite et une granodiorite finement grenue mélanocrate. Les critères d'antériorité de cette granodiorite sont : des enclaves dans le granite d'anatexie, un début de cataclase l'atteste au contact, des figures d'arrachements de bordure et des filonnets de granite d'anatexie intrusifs (fig. 10).

La granodiorite a un grain et une composition homogène, le fond bleu-noir de la roche est piqueté de feldspaths blancs, atteignant rarement le centimètre. Les nombreuses enclaves ont des tailles variables, du centimètre à plusieurs décimètres, leur forme est arrondie à nettement aplatie ; les plus fréquentes sont sombres, très biotitiques, les enclaves leucocrates ont un grain pegmatoïde. Les contacts enclave-granodiorite sont toujours nets.

2) Pétrographie.

a) La granodiorite a une texture grenue isogranulaire.

Le quartz se présente en petites inclusions lobées dans le plagioclase et en plages xénomorphes à extinction roulante.

Le plagioclase (albite, oligoclase) est automorphe, finement mâclé suivant la loi de l'albite, parfois s'y ajoutent les macles de la péricline et de Carlsbad. Le zonage est fréquent. Les inclusions d'apatite aciculaire, de biotite et de quartz sont nombreuses.

Le feldspath potassique est de l'orthose subautomorphe et perthitique. Un peu de microcline se développe. L'orthose est souvent zonée, témoignant de sa cristallisation à haute température.

Elle inclut de nombreuses aiguilles d'apatite, des grains de zircon, des cristaux de plagioclase regroupés en syneusis et des petites tablettes de biotite brun-vert.

La biotite se présente en lattes souvent regroupées en agrégats. La couleur brun-vert est systématique. Elle inclut apatite, zircon et parfois de l'épidote.

Accessoires : L'apatite aciculaire est abondante, la longueur des aiguilles atteint 300 μ , le rapport longueur/largeur varie de 5 à 15. Elle est toujours incluse dans les minéraux précédents. L'apatite granulaire est plus rare. Le zircon inclus dans la biotite en général, certains grains sont accolés entre eux ou aux aiguilles d'apatite. La pistachite cristallise en agrégats avec l'allanite et la biotite. Le sphène, la calcite et les opaques sont nettement moins répandus.

b) Les enclaves leucocrates contiennent surtout de l'orthose perthitique automorphe maclée Carlsbad. Le plagioclase automorphe (albite-oligoclase) finement maclé est moins abondant. Le quartz est xénomorphe. Le sphène automorphe losangique est abondant, la biotite de même teinte que dans la granodiorite se chloritise. Apatite aciculaire, pistachite et allanite sont systématiques.

c) Les enclaves mélanocrates sont de deux types :

Les enclaves à texture microgrenue porphyrique pseudo-doléritique sont constituées de grandes lattes de biotite vert brun, le fond de la roche étant composé de petites tablettes de biotite de même couleur, de grains de quartz, plagioclase zoné et orthose. Apatite aciculaire et zircon sont toujours très abondants. Les enclaves à texture finement grenue de couleur noire ont la même minéralogie, ici la biotite n'est pas porphyrique.

3) Conclusions.

Les enclaves mélanocrates ayant la même composition minéralogique que la granodiorite et des caractères magmatiques typiques, sont interprétées comme des précurseurs dans l'évolution magmatique de la granodiorite. Les enclaves leucocrates sont considérées comme fragments de bordure de refroidissement développées pendant des pauses lors de la mise en place du granite (Didier, 1973, p. 84).

La présence de ce type de granodiorite est signalée ici pour la première fois en Bretagne méridionale. Sa genèse et les conditions de sa mise en place posent un nouveau problème. Il semble que cette vaste enclave d'ampleur au moins hectométrique ait été *extrudée dans la zone profonde de genèse des granites d'anatexie et remontée lors de leur mise en place.*

D. Evolution métamorphique.

L'étude pétrographique permet d'identifier des associations minérales en déséquilibre. Il nous est apparu que dans l'ensemble de la zone étudiée les mêmes phases minérales sont présentes dans les roches ayant le même aspect. Ainsi, ne sera-t-il possible de déterminer que les conditions thermodynamiques de certaines étapes de l'évolution métamorphique de ces matériaux. Si celle-ci est continue (métamorphisme prograde plurifaciel), il sera alors possible de définir le gradient géothermique. Si au contraire, il s'agit d'un polymétamorphisme, seules les conditions thermodynamiques de chaque épisode pourront être définies.

I. Minéraux reliques.

Dans les gneiss à grain fin et les métatexites, le grenat et le disthène sont toujours blindés dans le plagioclase ou dans la cordiérite.

Dans les gneiss basiques, les grands cristaux de diopside, le grenat et le plagioclase basique (labrador) apparaissent résiduels. Le grenat poecilitique renfermant des tablettes d'oxyde et des grains de quartz dessinant des structures hélicitiques, est toujours nettement corrodé et entouré d'une couronne leucocrate de plagioclase (oligoclase) et d'amphibole.

II. Réactions minérales.

La structure des nappes de cordiérite fréquentes dans les kinzigites (morbiannites) résulte de la déstabilisation de l'association résiduelle grenat + disthène, produisant du quartz, de la cordiérite et parfois du spinelle vert (hercynite). Ceci s'accompagne de la cristallisation de sillimanite, la transformation des polymorphes d' $Al_2 Si O_5$ s'effectuent dans le sens : disthène \rightarrow sillimanite prismatique ou fibrolitique. Les associations spinelle + quartz au coeur de la cordiérite, ou sillimanite + spinelle permettent d'invoquer les réactions suivantes :

- a) Grenat + Disthène ou Sillimanite \rightarrow Cordiérite + Spinelle + Quartz
(voir J. Marchand, 1974).
- b) 15 Disthène + 5 Biotite \rightarrow 3 Cordiérite + 5 Orthose + 5H₂O + 9 Spinelle.
- c) Grenat + 2 Disthène (ou sillimanite) \rightarrow Cordiérite + Spinelle
(voir J. Marchand, 1974).

La réaction (a) semble se produire rarement. Comme la réaction (c) elle se développe surtout dans les lits leucocrates des kinzigites. Par contre, la réaction (b) apparaît typique des nappes de cordiérite, en effet, la biotite est corrodée au contact de la cordiérite ou apparaît résiduelle au sein de la cordiérite comme l'avait déjà signalé P. Jégouzo (1973). Cette réaction (b) libère le constituant Or et l'eau entrant dans le bain anatectique des gneiss généralement pauvres en feldspath potassique.

En effet, ces structures particulières de lentilles de cordiérite gainées par la biotite se rencontrent fréquemment dans le mélanosome des métatexites ; ici l'on peut invoquer une autre réaction citée par J. Hameurt (1967) :



Tout ceci indique la succession de deux associations minérales M_1 et M_2 dans les gneiss silico-alumineux en général et les gneiss kinzigitiques en particulier :

M_1 : biotite I + grenat + disthène + orthose + oligoclase + quartz + graphite.

M_2 : biotite II + cordiérite + sillimanite + hercynite + orthose + oligoclase + quartz.

Ces deux paragenèses correspondent à des conditions thermodynamiques différentes pour M_1 et M_2 , indiquant soit une baisse de la pression, soit une augmentation de la température, soit les deux à la fois.

Par la suite, l'association M_2 est déstabilisée en partie : la pinitisation de la cordiérite et la cristallisation de muscovite + quartz aux dépens de sillimanite + orthose, sont les principales rétro-morphoses tardives dans l'évolution des migmatites. Nous les analyserons dans le paragraphe réservé à la mise en place des granitoïdes d'anatexie.

Dans les gneiss calcomagnésiens, le pyroxène se transforme en hornblende, le labrador en oligoclase + wollastonite et le grenat est déstabilisé. L'amphibole stable, contemporaine de la migmatisation est une hornblende brun-vert de haute température.

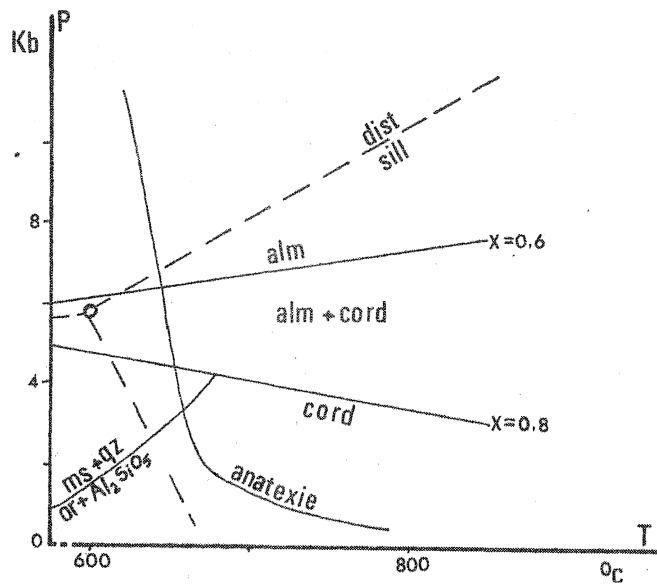


Fig. 11 : Diagramme P-T de stabilité de l'association cordiérite + almandin + sillimanite + quartz pour des rapports $X = \text{FeO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$ de la roche dans le domaine de l'anatexie. Extrait de H.G.F. Winkler (1974).

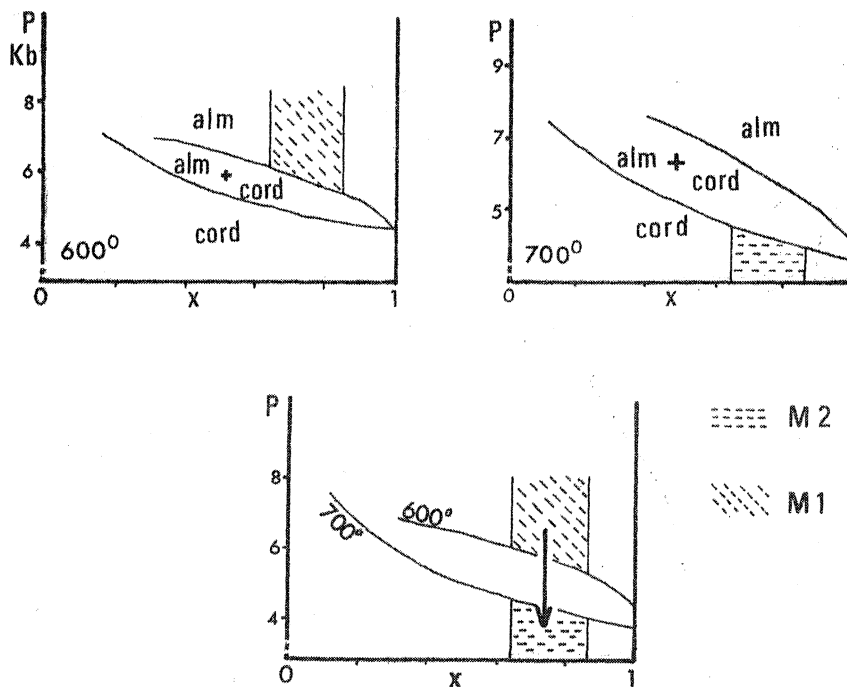


Fig. 12 : Diagrammes P-X de stabilité de cordiérite + almandin (extrait de Currie, 1971). Détermination des conditions P et T des épisodes métamorphiques M_1 et M_2 .

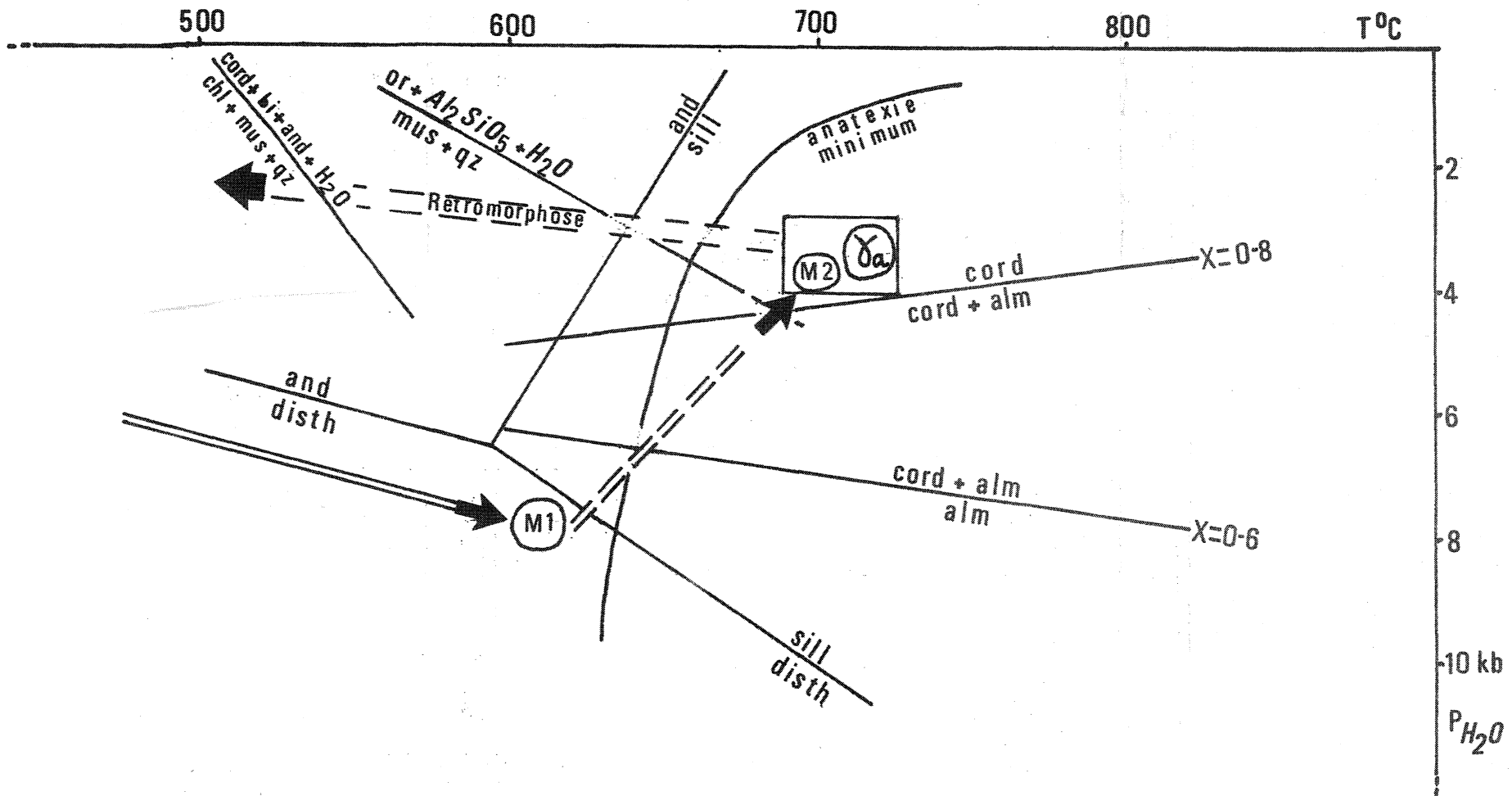


Fig. 13 : Représentation des deux épisodes métamorphiques M₁ et M₂ dans le diagramme P-T. Les courbes utilisées sont inspirées de H.G.F. Winkler (1974) et Currie (1971).

Sur ce diagramme sont indiquées les positions des épisodes M₁ M₂ et γa (genèse des granitoïdes d'anatexie). Le double trait plein fléché représente le gradient géothermique jusqu'à M₁. Le double trait tireté et fléché M₁ → (M₂, γa) figure l'évolution entre M₁ et l'anatexie dans l'hypothèse d'un métamorphisme progressif. Puis le double trait tireté fléché partant de (M₂, γa) représente la rétrogression finale.

III. Stabilité de la cordiérite.

Les champs de stabilité des minéraux almandin et cordiérite ont été particulièrement étudiés par Hirschberg et Winkler (1968), Hensen et Green (1970-71-72) et Currie (1971-74). Winkler (1974) résume ces travaux et établit un diagramme P-T (fig. 11) montrant qu'en présence de sillimanite et quartz, la cordiérite est stable aux plus basses pressions et l'almandin aux plus hautes, l'association de ces deux minéraux étant possible dans des conditions intermédiaires. De ces études, il ressort que les champs de stabilité (fig. 12) sont gouvernés principalement par le rapport $X = \text{FeO}/\text{MgO} + \text{FeO}$ des gneiss. Nous avons calculé ce rapport dans les roches où se développent le mieux les réactions étudiées : les kinzigites. Pour les valeurs de X obtenues $0,66 < X < 0,85$, la pression $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ne peut être supérieure à 4 Kb et la température dépasse 660°C pendant la migmatisation, ces conditions correspondent au champ de stabilité de l'association cordiérite + sillimanite + quartz. D'autre part, ce diagramme met en évidence les conditions thermodynamiques nettement différentes de l'association résiduelle disthène + almandin : $P_{\text{H}_2\text{O}} > 6 \text{ Kb}$, $T < 650^\circ\text{C}$.

IV. Conditions de mise en place des granitoïdes d'anatexie.

Les grains corrodés de grenat inclus dans le plagioclase sont des reliques blindées attribuables à des restites de l'anatexie des gneiss. Par contre, la cordiérite apparaît avoir été stable pendant le stade magmatique des granitoïdes d'anatexie ; l'auréole leucocrate entourant parfois ce minéral indique sa cristallisation dans le magma en voie de refroidissement. Les silicates d'alumine ont également été stables pendant la genèse de ces matériaux anatectiques, la sillimanite à plus haute température, puis l'andalousite est apparue pendant la remontée à température inférieure. Il apparaît donc que les granitoïdes d'anatexie se sont formés dans le climat métamorphique, correspondant au champ de stabilité de l'association minérale : *cordiérite + sillimanite + orthose + quartz.*

Ceci implique les conditions suivantes : $P_{H_2O} < 5 \text{ Kb}$ et $T = 650-700^\circ\text{C}$ semblables à celles établies précédemment pour la migmatisation M_2 (fig. 13).

La mise en place, s'accompagne d'une rétro-morphose limitée, déstabilisant l'association silicate d'alumine (sillimanite ou andalousite) + orthose en présence d'eau pour donner muscovite + quartz, cette réaction étudiée par Althaus et al (1970) se produit pour les conditions suivantes (fig. 13).

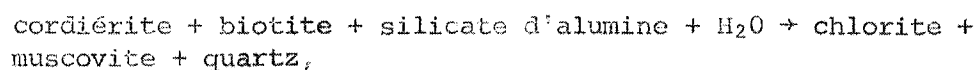
$$P_{H_2O} = 1 \text{ Kb} , \quad T = 580^\circ \pm 10^\circ\text{C}$$

$$P_{H_2O} = 2 \text{ Kb} , \quad T = 620^\circ \pm 10^\circ\text{C}$$

$$P_{H_2O} = 3 \text{ Kb} , \quad T = 655^\circ \pm 10^\circ\text{C}$$

Dans le cas des granitoïdes étudiés la pression P_{H_2O} doit être voisine de 3 Kb puisque sillimanite et andalousite sont impliquées dans cette réaction.

Pour la pinitisation de la cordiérite la réaction inverse de celle étudiée par Hirschberg et Winkler (1968) a été invoquée :



entre 0,5 et 4 Kb pour P_{H_2O} la température obtenue par ces auteurs varie de $505^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ à $555^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ (fig. 13).

V. Conclusion.

Au cours de cette étude, il apparaît deux paragenèses principales successives dans les métamorphites résiduelles et dans les migmatites, les phénomènes rétro-morphiques terminaux sont surtout bien visibles dans les granitoïdes d'anatexie.

Pour ce qui est des transformations des paragenèses M_1 aux associations minérales M_2 correspondant à deux épisodes successifs dans le temps, deux hypothèses pétrogénétiques seront émises :

- Elles correspondent à un *polymétamorphisme*, le premier épisode M_1 appartenant à une lignée de type Barrow, le second M_2 à une lignée de type Abukuma.
- Elles caractérisent un *métamorphisme plurifaciel progressif*, au cours duquel le gradient géothermique d'abord peu penté jusqu'à M_1 ($\approx 20^\circ\text{C}/\text{km}$), se relève sensiblement jusqu'à M_2 , ce dernier phénomène étant matérialisé par une augmentation de température et une baisse de la pression au cours de l'anatexie. (fig. 13).

E) Zonéographie des migmatites.

L'étude pétrographique des principaux types de roches observés vient confirmer la zonéographie établie par J. Cogné (1957) (fig. 1 b), soit un complexe zoné à coeur anatectique au Nord Est et le massif tardimigmatitique de Carnac au Sud (fig. 14).

I. Zone des métatexites.

Dans cette zone, la proportion des métatexites stromatitiques représente environ 20% de la surface à l'affleurement ; elles sont dispersées au sein des gneiss non mobilisés. Cette dispersion apparaît être liée à la composition chimique et minéralogique. Dans les métatexites elles-mêmes, le mobilisat constitue le plus souvent 50% de la roche, il est cependant fréquent d'observer des proportions plus élevées où des bandes décimétriques à métriques entièrement constituées de leucosomes et de mélanosomes en rubans. Il apparaît sur l'ensemble de cette zone que la variation des proportions du mobilisat n'est pas liée à un gradient thermique mais qu'elle est plutôt en relation avec la composition initiale des gneiss.

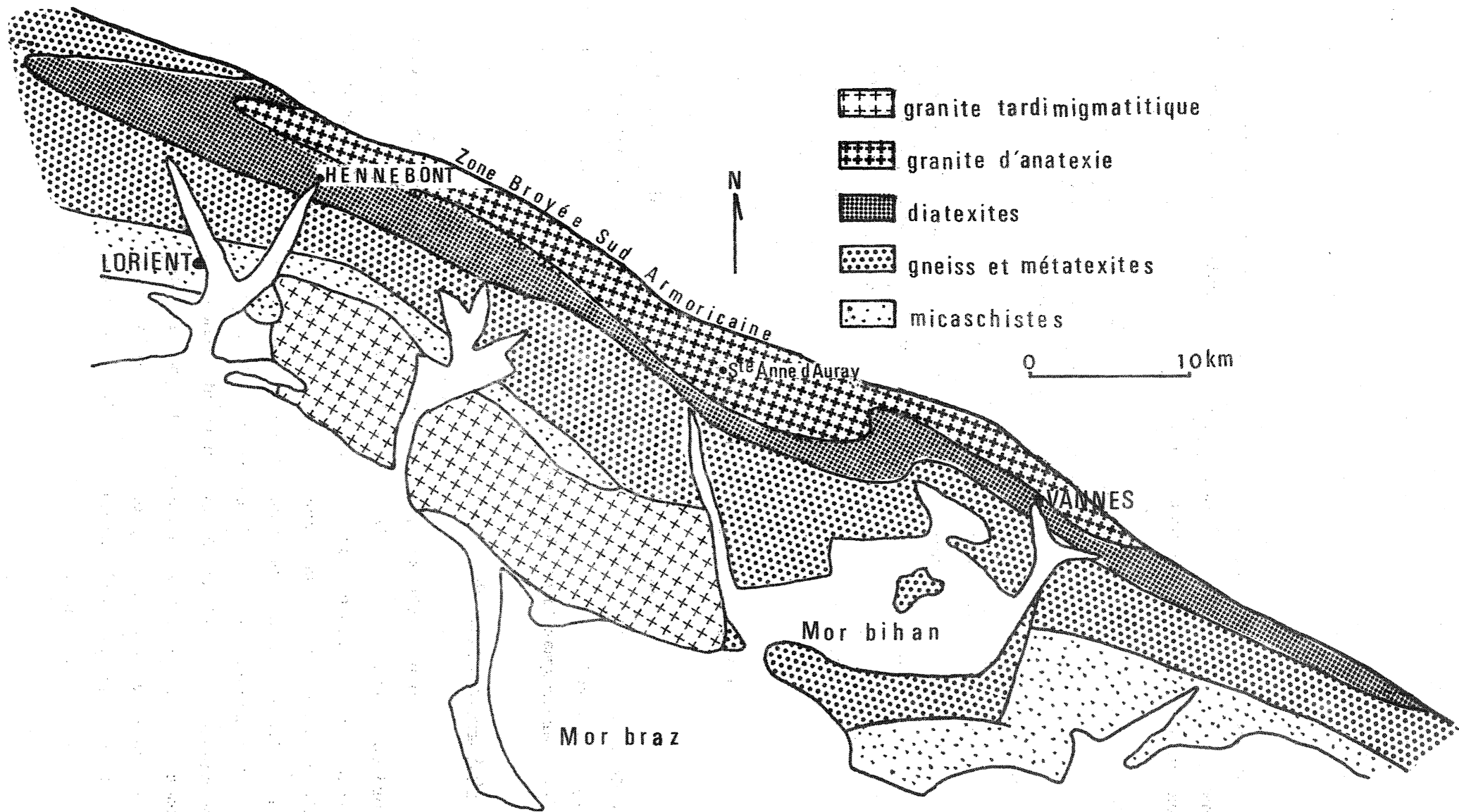


Fig. 15 : Carte des types pétrographiques montrant la zonéographie migmatitique centrée sur le granite d'anatexie Hennebont-Vannes.

Nous avons émis l'hypothèse de la fusion partielle pour l'origine des métatexites ; ces roches représentent le premier stade du processus, la proportion de matériel fondu recristallisé étant encore faible.

II. Zone des diatexites.

Située au nord des métatexites, cette bande a une largeur irrégulière. Les conditions d'affleurement de l'arrière pays ne permettent pas d'estimer précisément les proportions de mobilisat et de paléosome. Cependant, les surfaces offertes font apparaître un matériel nébulitique ou rubané où le néosome granitoïde apparaît nettement majoritaire, bien supérieur aux 20% de la zone précédente avec laquelle il n'a pas été observé de passage progressif. Cette absence d'évolution entre les deux zones semble résulter de la remontée des granitoïdes d'anatexie au sein des métatexites déterminant le caractère parautochtone des diatexites et granite d'anatexie.

Dans cette zone, le processus d'anatexie est nettement plus avancé, il n'existe plus le rubanement caractéristique des métatexites mais un rubanement lié à l'écoulement de la roche indiquant un état visqueux magmatique. Le mobilisat en proportion plus importante dissocie la structure gneissique et englobe sous forme d'enclaves les résidus réfractaires à la fusion (paléosome, schlieren de mélanosome, gneiss à amphibole...).

III. Zone du granite d'anatexie.

Le passage des diatexites au granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray se fait progressivement. Ici le matériel mobilisé constitue la totalité de la roche si l'on excepte les rares enclaves gneissiques. L'autre type de granite d'anatexie (massif de Carnac) est intrusif dans les micaschistes et métatexites. Ces granites représentent l'aboutissement de l'anatexie.

Chapitre II :

GEOCHIMIE DES MIGMATITES

A. Géochimie des éléments majeurs.

La géochimie des éléments majeurs a permis grâce aux travaux expérimentaux d'argumenter l'hypothèse de la fusion partielle pour expliciter la genèse des migmatites. Après un rappel de ces données expérimentales, nous analyserons les migmatites étudiées en envisageant le processus anatectique.

I. Rappel des données expérimentales de l'anatexie.

L'anatexie des gneiss a fait l'objet de nombreuses études expérimentales afin d'élucider les problèmes de l'origine des migmatites et de la formation de magmas granitiques par fusion partielle de roches crustales. H.G.F. Winkler (1957) puis H.G.F. Winkler et H. Von Platen (1960) montrent que l'anatexie de certains gneiss produit un liquide de composition granitique en présence d'eau, ce bain contient essentiellement les constituants Qz, Ab, An, Or, à 700°C la pression $P_{H_2O} = 4 \text{ Kb}$.

1) Le système granitique approché. ($SiO_2, Na Al Si_3 O_8, K Al Si_3 O_8, H_2O$)

Expérimenté par O.F. Tuttle et N.L. Bowen (1958) il présente une ligne cotectique $E_1 - E_2$ avec un minimum thermique M (Fig. 16), dont les positions varient avec la pression. Cette ligne cotectique sépare les champs du quartz et du feldspath alcalin. Lors de la fusion à pression constante, la composition du premier bain se situe sur la ligne cotectique, sa position exacte dépend de la composition de la roche initiale et ne se situe pas obligatoirement au minimum thermique M (H.G.F. Winkler, 1974). Cependant, pour $P_{H_2O} > 2,2 \text{ Kb}$ (S.A. Morse, 1970) ou $P_{H_2O} > 3 \text{ Kb}$ (H.A. Seck, 1971) un eutectique apparaît dans le système et deux feldspaths alcalins (albite et orthose) coexistent : ce point eutectique indique la température et la composition du premier bain issu de la fusion pour une valeur de P_{H_2O} donnée.

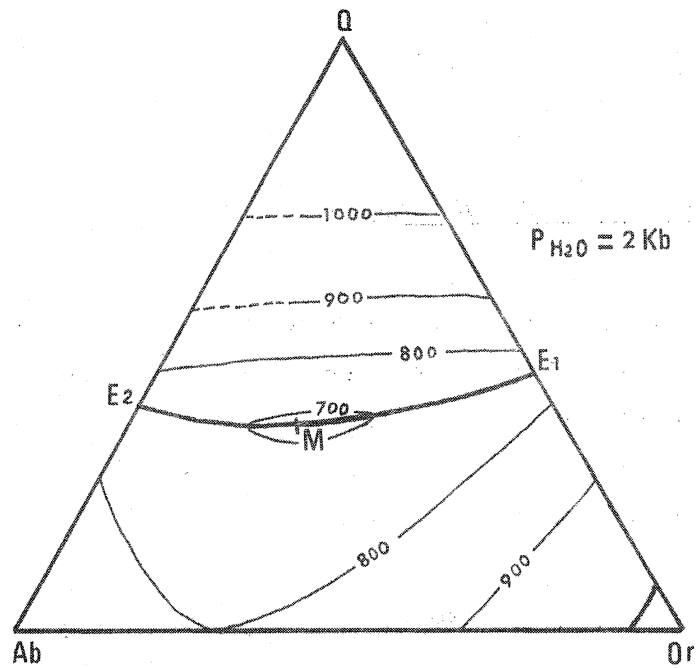


Fig. 16 : Projection des isothermes et de la ligne cotectique E_1-E_2 du système Q-Ab-Or à $P_{H_2O} = 2 \text{ Kb}$. Extrait de H.G.F. Winkler (1974, p. 276).

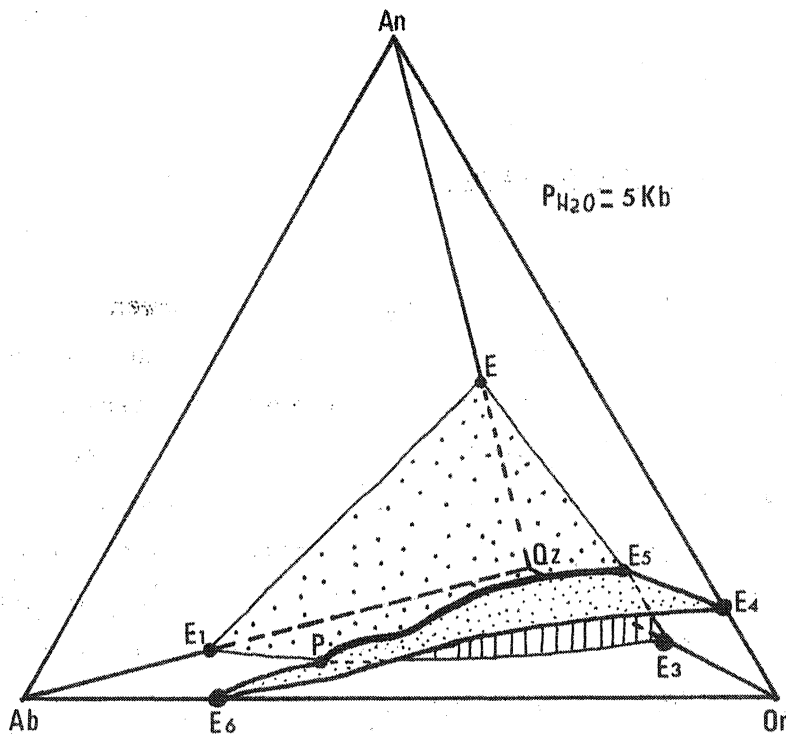


Fig. 17 : Système granitique Q-Ab-Or-An à $P_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$ (extrait de H.G.F. Winkler, 1974, p. 278).
 A l'intérieur du tétraèdre sont dessinées les trois surfaces cotectiques $PE_1E_2E_5$, $PE_5E_4E_6$ et PE_3E_5 représentées par des figurés différents, et la ligne cotectique PE_5 figurée par un trait fort.

2) Le système granitique (SiO_2 , Na Al Si_3O_8 , KAl Si_3O_8 , $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, H_2O).

Il est décrit par H.G.F. Winkler (1974) (Fig. 17). Le premier bain obtenu se situe sur la ligne cotectique PE_5 , puis à température croissante le bain se déplace vers E_5 sur cette même ligne jusqu'à fusion totale d'une des trois phases solides du gneiss originel (quartz, plagioclase ou orthose). La position de la ligne cotectique PE_5 dépend de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ et du rapport Ab/An du gneiss. Puis le bain quitte PE_5 et se déplace sur une surface cotectique. Le point représentatif du bain évolue sur cette surface en traversant les courbes isothermes tracées expérimentalement par H.G.F. Winkler, M. Boese et T. Marcopoulos (1975). La deuxième phase minérale du solide initial étant résorbée le point représentant le bain quitte la surface cotectique et se déplace dans le champ du seul minéral restant à fondre.

Pour la cristallisation d'un magma granitique, le cursus inverse de la fusion est déterminé par la composition normative du magma et les conditions P et T du stade magmatique.

II. Origine du matériel.

La composition chimique permet de discuter l'origine des différents types de gneiss. Dans le cadre de ce travail, nous ne les avons pas analysés systématiquement, seuls les paléosomes des métatexites, les gneiss amphiboliques et pyroxéniques, et les morbihanites sont étudiés. Les résultats des analyses figurent dans le tableau II.

1) Les amphibolites et pyroxénites.

B. Moine et H. De la Roche 1968, distinguent deux domaines dans un diagramme rectangulaire (Al + Fe + Ti) en fonction de (Ca + Mg) : les roches basiques d'origine ignée et les grauwackes dolomitiques.

Tableau II : analyses chimiques effectuées au Centre Armoricaïn d'Etudes des Socles
(Analyste : F. VIDAL) (*) : analyses extraites de la thèse de J. COGNE
(1957).

Roche	N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
Paléosomes	PN9P	65,37	15,02	6,11	n.d.	0,10	2,78	2,57	3,44	2,50	0,98	0,20	1,08
	PS4P	68,52	14,61	4,90	"	<0,10	1,98	1,54	3,42	2,52	0,62	<0,10	1,48
	PS11P	60,92	17,35	5,94	"	<0,10	2,19	1,98	4,20	3,73	0,77	"	0,91
	PS12P	70,46	13,41	4,90	"	<0,10	1,74	1,79	3,14	2,35	0,79	0,19	0,78
	TM1P	67,87	15,46	5,30	"	<0,10	2,81	1,00	2,25	2,88	0,66	<0,10	0,36
	TM2P	72,73	13,02	3,58	"	<0,10	1,49	1,68	2,69	2,69	0,60	0,19	0,61
	CT1G	69,14	14,90	3,62	"	<0,10	1,09	1,70	3,98	3,68	0,55	0,18	0,62
	CT81	69,00	15,10	4,29	"	0,08	1,27	1,79	3,33	3,14	0,66	0,19	1,31
	CT5	65,27	14,19	4,53	"	0,07	1,28	1,84	3,69	3,80	0,67	0,24	0,94
	R41	66,86	14,95	5,41	"	0,09	2,30	2,39	3,61	2,63	0,79	0,19	1,42
	R11	75,93	11,75	2,69	"	0,07	<0,10	0,73	2,46	4,31	0,25	0,05	0,51
	R2	65,12	14,09	4,38	"	0,08	1,42	1,36	4,17	2,18	0,67	0,20	2,29
	35*	64,50	17,90	1,10	3,85	0,08	1,94	2,11	1,75	3,15	1,00	0,31	2,25
36*	61,81	21,56	0,70	6,96	0,05	1,48	1,15	1,36	2,50	0,73	<0,10	1,60	
Mélanosomes	PN9M	57,65	14,47	11,14	n.d.	0,10	4,50	1,29	1,79	3,93	1,77	0,24	1,72
	PS4M	51,82	19,48	11,68	"	0,19	4,46	0,96	2,21	3,95	1,34	<0,10	2,50
	PS11M	64,11	11,62	10,51	"	0,10	4,09	0,91	1,32	3,74	1,42	0,10	1,22
Leucosomes	PN9L	79,07	12,43	0,55	"	<0,10	0,40	1,74	3,55	1,24	0,07	<0,10	0,74
	PS4L	75,80	13,71	0,75	"	<0,10	0,43	1,60	4,10	1,95	0,08	"	1,03
	TM2L	72,38	15,29	0,91	"	<0,10	0,32	2,10	4,40	2,53	0,12	"	1,90
	PS12L	73,24	15,04	0,60	"	<0,10	0,28	2,03	4,28	1,89	0,09	"	0,47
	PS11L	71,37	15,23	2,09	"	<0,10	0,82	2,21	4,54	2,35	0,26	0,13	0,64
	TM1L	70,31	15,83	1,48	"	<0,10	0,61	1,55	3,19	4,03	0,22	0,27	0,89
Granitoïdes d'anataxie	V9	75,66	14,00	0,43	"	<0,10	0,23	1,96	3,95	2,44	0,08	<0,10	0,77
	V15	71,07	15,16	2,10	"	"	0,86	1,42	3,10	4,41	0,32	"	0,67
	V19	70,85	15,22	1,56	"	"	0,68	1,88	3,75	3,88	0,02	"	0,58
	V91	74,69	13,86	0,60	"	"	0,10	0,93	2,90	5,17	0,07	0,11	0,79
	V91M	67,36	16,71	2,89	"	"	1,19	1,61	3,76	4,71	0,44	<0,10	0,87
	40*	67,01	15,27	1,39	2,48	0,02	2,24	1,57	3,48	5,14	0,04	0,65	0,70
	41*	70,40	15,80	1,13	0,70	0,03	1,05	1,90	2,50	5,80	0,60	0,15	0,55
	H2	72,56	14,75	1,99	n.d.	<0,10	0,78	1,34	2,56	4,00	0,38	<0,10	0,76
	H3	71,54	15,50	1,61	"	"	0,65	1,47	3,74	3,54	0,03	"	0,92
	H4	71,40	15,31	1,92	"	"	0,59	1,26	3,60	3,61	0,34	"	1,08
	42*	69,70	15,60	0,60	1,40	0,03	1,31	1,30	2,85	5,10	0,65	0,32	0,80
	43*	69,35	14,18	1,37	2,40	0,02	1,00	2,25	3,67	4,42	0,04	0,51	0,60
	44*	68,10	14,70	1,40	2,40	0,05	1,00	2,65	3,45	4,20	0,55	0,19	0,80
	45*	70,05	15,90	n.d.	1,35	0,02	0,87	3,18	2,83	3,90	0,75	0,15	0,70
YC	71,09	15,63	1,99	n.d.	<0,10	0,57	1,90	4,21	2,95	0,35	<0,10	0,79	
Amphibolites et Pyroxénites	PM6I	49,94	15,05	12,46	"	0,17	7,50	7,39	1,45	1,58	1,91	0,28	1,75
	PM6	59,82	17,02	6,56	"	0,09	2,73	9,39	1,08	0,40	0,80	0,24	1,56
	CTI	47,96	15,76	13,70	"	0,18	5,82	7,31	0,48	2,41	3,69	0,64	1,18
	PN10	53,62	14,79	11,79	"	0,18	6,90	7,28	0,52	0,73	2,16	0,39	1,50
	39*	48,50	16,35	3,92	3,90	0,11	9,73	13,10	2,15	0,80	0,35	0,05	0,65
	25*	51,20	16,15	5,55	6,30	0,29	5,85	6,50	4,40	0,65	1,15	0,16	1,27
	26*	48,35	15,80	1,30	8,00	0,19	8,60	11,40	2,10	0,90	0,95	0,10	1,95
	A*	56,54	16,19	n.d.	7,65	<0,10	2,59	14,52	0,72	1,01	n.d.	n.d.	0,73
	B*	47,92	19,55	1,27	3,34	"	3,45	18,90	1,68	1,09	1,24	0,47	1,11
	38*	56,96	14,43	1,15	5,10	0,15	3,40	12,65	1,90	1,50	0,65	0,67	1,00
	C*	52,72	16,43	2,00	2,57	<0,10	4,11	14,52	2,76	2,21	1,39	0,11	1,16
	D*	55,18	13,53	3,09	3,21	"	3,77	12,28	4,00	2,11	0,99	0,47	0,99
	E*	57,60	9,05	2,58	4,83	"	2,84	13,82	4,43	1,47	1,62	0,23	0,45
	F*	64,36	10,03	2,71	2,76	"	0,83	11,52	2,94	1,85	1,27	0,17	0,51
	48*	56,80	14,05	1,28	4,80	0,11	3,20	11,60	2,70	1,80	1,00	0,36	1,23
	49*	47,05	16,25	3,35	7,40	0,14	6,65	14,60	1,78	0,50	1,00	0,15	1,02

N° Echantillon	Q	Ab	Or	altitude An	Ab	Or	An	altitude Q	
Leucosomes	PN9L	57	34,6	8,4	9,3	65	15,7	19,3	51,5
	PS4L	49	39	12	8,3	64,3	20,6	15,1	44,8
	TM1L	37	35	28	8	50	38	12	34
	TM2L	40,5	43,7	15,8	10,1	61,5	22	16,5	36,4
	PS12L	37,7	46	16,3	10,7	62	22	16	37,7
	PS11L	38,5	50	11,5	11,6	67,5	15	17,5	33,9
Granitoïdes d'anatexie	γC	37	47	16	11	63	21	16	33
	H2	47	29	24	8	47	39	14	43
	H3	40	41	19	8	58	28	14	36
	H4	40	40	20	7	58	30	12	37
	V91	39	29	32	5	44	48	8	37
	V19	37	42	21	10	56	28	16	33
	V9	43	42	15	10	61	23	16	38
	V15	42	35	23	8	52	34	14	38
	40*	36	44	20	6	62	29	9	34
	41*	35	28	37	10	37	49	14	32
	42*	39	33	28	8	48	40	12	36
	43*	37	42	21	9	58	29	13	34
	44*	39	40	21	14	52	27	21	34
	45*	47	34	19	16	47	25	28	39

Tableau III : Normes CIPW obtenues après correction pour les granitoïdes, pour la biotite, la cordiérite et Al_2SiO_5 .

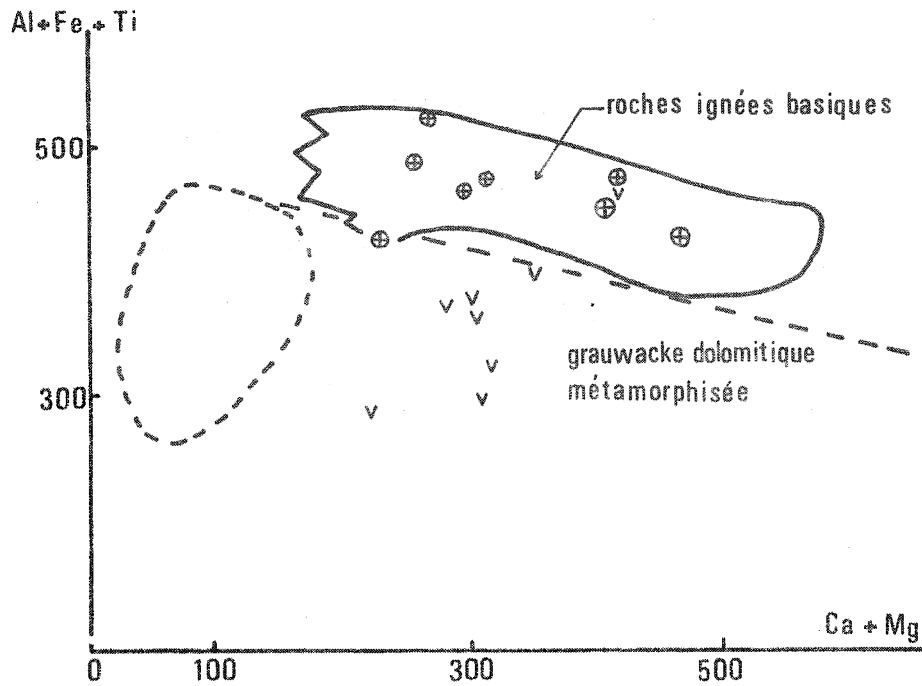


Fig. 18 : Représentation des amphibolites (⊕) et pyroxénites (∇) dans le diagramme de B. Moine et H. De La Roche (1968).

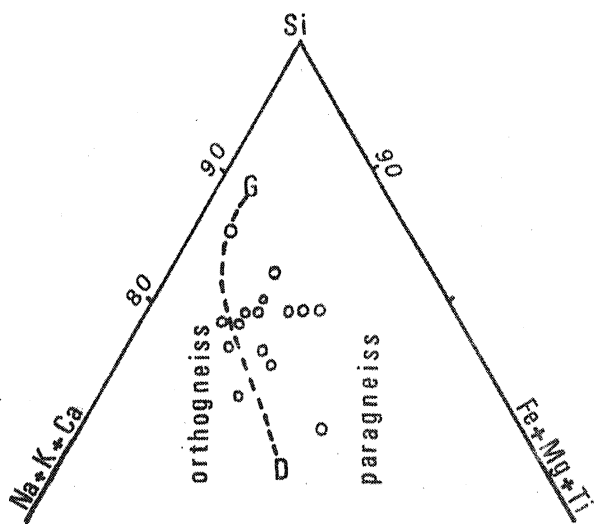


Fig. 19 : Diagramme de G. Guitard (1970) séparant les orthogneiss des paragneiss. Les petits cercles représentent les gneiss silico-alumineux.

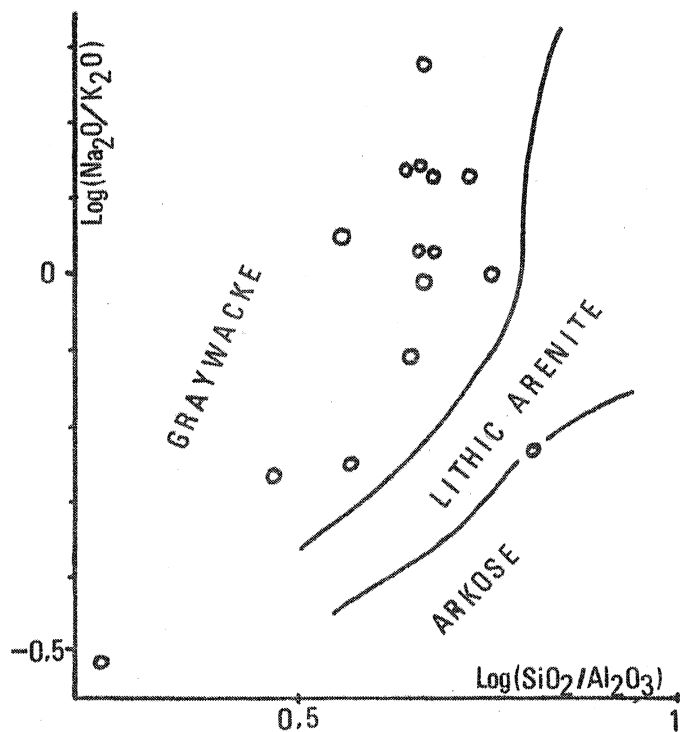


Fig. 20 : Diagramme de Pettijohn (1972). Sont représentés les gneiss silico-alumineux (O).

Reportées sur ce diagramme (Fig. 18) les amphibolites se situent dans le champ des roches volcaniques basiques elles semblent donc constituer des intrusions précoces antérieures à l'épisode métamorphique M_1 , cependant, aucun témoin de texture initiale n'est conservé.

Les points représentant les pyroxénites se placent, à l'exception d'un seul, dans le champ des grauwackes dolomitiques métamorphisées : ces roches constituent sans doute le produit de la recristallisation de sédiments calcaires dolomitiques impurs. La présence de pyroxénites d'origine ignée n'est cependant pas à exclure.

2) Les gneiss silico-alumineux.

La nature plagioclasique de ces gneiss apparaît par leur répartition dans le champ des grauwackes où $Na > K$ dans le diagramme $Al/3 - K$ en fonction de $Al/3 - Na$ (H de la Roche, 1968). Les gneiss hyperalumineux (morbihannites) se différencient nettement, ils semblent dériver de sédiments plus argileux. L'ensemble de ces gneiss se situent dans le champ des paragneiss dans le diagramme triangulaire $Si / Na + K + Ca / Fe + Mg$ utilisé par Guitard (1963) (Fig. 19) dans les Pyrénées, cependant, trois points appartiennent au domaine ortho, ces gneiss riches en porphyroblastes d'orthose, pourraient avoir subi une légère métasomatose.

La nature originelle de ces sédiments est précisée sur le diagramme de Pettijohn (1972) : tous les gneiss et morbihannites occupent le champ des graywackes (Fig. 20).

III. Le processus de mobilisation dans les métatexites.

Dans le premier chapitre, l'étude pétrographique nous a permis d'émettre l'hypothèse de fusion partielle dans les métatexites. L'étude de la composition chimique des mobilisats permet de tester cette hypothèse et de préciser les conditions thermodynamiques de la migmatisation.

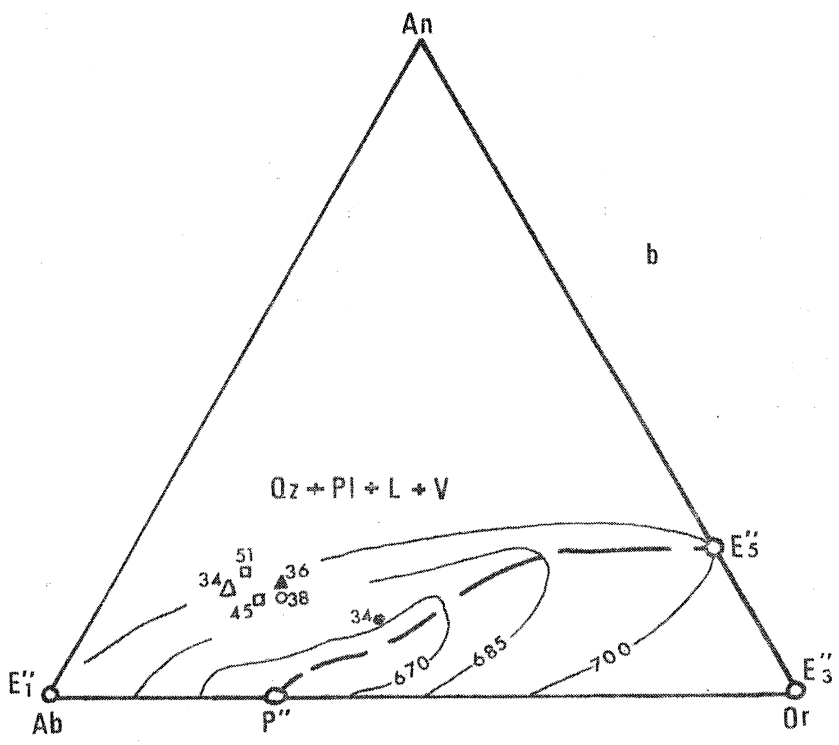
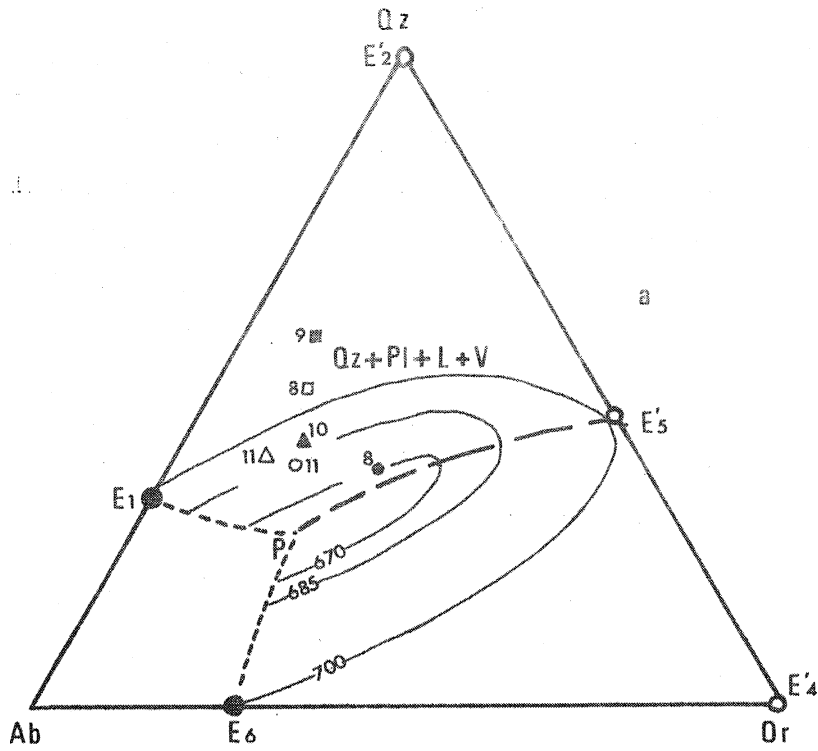


Fig. 21 : Les leucosomes dans le système Q-Ab-Or-An. Les isothermes sont tracés pour $P_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$ (extrait de Winkler, Boese et Marcopoulos, 1975). Chaque leucosome est représenté par un figuré analogue sur les deux triangles a et b : son exposant indique la valeur An sur Qz-Ab-Or et Qz sur Ab-An-Or.

De plus, le calcul du bilan géochimique des éléments majeurs permet de conclure sur les modalités du processus de mobilisation.

1) Les mobilisats dans le système granitique Q, Ab, Or, An, H₂O.

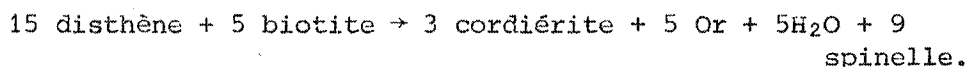
Les leucosomes étant constitués essentiellement de quartz, plagioclase et de feldspath potassique, il convient d'étudier leur composition chimique dans le système $\text{SiO}_2 - \text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8$ représenté par un tétraèdre. L'absence de minéraux colorés ne nécessite pas de correction des normes figurant dans le tableau III.

Les leucosomes contenant toujours une quantité d'An non négligeable, il est indispensable d'étudier leur composition dans le système granitique complet pour établir les conditions de leur genèse, en tenant compte des résultats obtenus lors de l'étude du métamorphisme, à savoir que la migmatization s'est déroulée à une pression $P_{\text{H}_2\text{O}} < 4 \text{ Kb}$ et à une température supérieure à 660°C . Les diagrammes Qz - Ab - Or et An - Ab - Or utilisés ont été établis expérimentalement par H.G.F. Winkler, M. Boese et T. Marcopoulos (1975) pour une pression $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ Kb}$, aussi il est nécessaire de corriger pour des pressions de l'ordre de 3-4 Kb les pourcentages de quartz et d'anorthite comme l'indiquent ces auteurs.

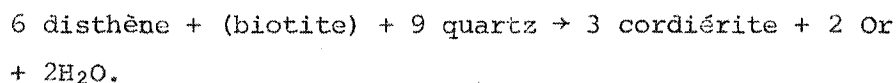
Sur la figure 21, chaque leucosome est représenté par un symbole particulier affecté d'un indice égal à la quatrième norme (An dans le triangle Q-Ab-Or, Qz dans Ab-An-Or). La détermination de la position exacte de chaque point dans le tétraèdre est déduite de la comparaison de ses indices avec les chiffres expérimentaux inscrits sur les isothermes. De cette étude, il apparaît qu'aucun leucosome ne se situe ni sur la ligne cotectique, PE_5 , ni sur aucun des plans cotectiques, les points représentatifs figurent dans le champ du plagioclase, très près de la surface cotectique quartz + plagioclase + bain + vapeur, seuls deux points se situent nettement dans le champ du quartz.

Ceci signifie que l'anatexie des gneiss débute à 650° environ, quartz + plagioclase + orthose fondent ; puis à partir de 670°C seuls quartz + plagioclase ont contribué à l'élaboration du bain ; enfin, au-dessus de 685° un minéral fond soit le plagioclase, soit le quartz. Cependant, ce cursus de fusion n'est valable que si le leucosome représente uniquement le bain recristallisé, or les points situés nettement en dehors de la surface cotectique impliquent des températures sans doute supérieures à 800°C, trop élevées dans ce cas, aussi nous pensons que le décalage de ces leucosomes par rapport à la surface cotectique quartz + plagioclase est en partie due à la présence de minéraux hérités.

Ce cursus s'explique par la composition minéralogique des gneiss riches en plagioclase + quartz, très pauvres en orthose. Le constituant Or du bain provient à la fois de cette faible quantité de feldspath potassique et de réactions minérales produisant le constituant Or, parmi ces réactions, nous avons déjà invoqué :



Nous citerons également celle utilisée par J. Marchand (1974) pour les roches alumineuses du Haut-Allier :



La rareté du spinelle nous amène à pencher en faveur de cette dernière réaction pour les migmatites étudiées.

2) Bilans géochimiques des métatexites.

L'alignement des points représentatifs des compositions minérales du leucosome, paléosome et mélanosome d'une métatexite est considéré par K.R. Mehnert (1968) comme le résultat de la "différentiation anatectique" in situ. De l'égalité des deux termes (2/3 leucosome + 1/3 mélanosome - paléosome), du bilan géochimique il tire la même conclusion.

Cependant, cela signifie que le néosome résulte de la fusion totale d'un gneiss identique au paléosome actuel. En première analyse, il semble paradoxal que ce paléosome n'ait pas fondu. Aussi, avons nous analysé les bilans géochimiques de trois métatexites en respectant le rapport volumétrique déduit des observations de terrain : 1/3 mélanosome, 2/3 leucosome. Nous donnons ci-dessous la différence entre le néosome et le paléosome pour les analyses chimiques des échantillons PN 9, PS 4 et PS 11 figurant dans le tableau II, l'oxyde en excès est signalé par le signe positif, celui en déficit par le signe négatif :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
PN 9	+ 6,56	- 1,91	- 2,03	-1,01	- 0,98	- 0,47	- 0,36	- 0,34
PS 4	- 0,72	+ 1,02	- 0,51	-0,20	- 1,18	+ 0,05	+ 0,10	- 0,12
PS 11	+ 8,03	- 3,33	- 1,05	-0,28	- 0,20	- 0,57	- 0,91	- 0,01

Ce tableau montre que l'équation :

leucosome + mélanosome = paléosome, n'est pas réalisée pour les éléments majeurs ; l'excès de silice dans le néosome pour deux échantillons semble dû notamment aux nombreuses inclusions de quartz dans les feldspaths, ces inclusions seraient des minéraux hérités. L'excès de Fe₂O₃ , MgO, TiO₂ , CaO dans le paléosome indique une accumulation des oxydes réfractaires à l'anatexie. Ces observations mettent en évidence le caractère résiduel du paléosome, celui-ci ne représentant pas exactement le gneiss initial ayant fondu. Il est plus juste de proposer l'équation de différenciation anatectique suivante :

néosome leucocrate = paléosome - réfractaires.

Finalement, le processus de mobilisation dans les métatexites serait plus complexe que la différenciation anatectique strictement in situ : le néosome est issu à la fois de la fusion du gneiss originel dont il prend la place et de l'apport de bain par transfert intergranulaire à travers le paléosome. Ce processus rend compte de la structure stromatitique des métatexites, et de l'enrichissement en oxydes réfractaires du paléosome ; d'autre part, il explique également le non alignement des compositions minérales du leucosome, du paléosome et du mélanosome. Au cours de ce processus des minéraux sont piégés par le néosome, globules de quartz notamment.

IV. Genèse des granitoïdes d'anatexie.

1) Le chimisme.

Sous le terme de granitoïdes d'anatexie, nous avons regroupé les diatexites et les granites d'anatexie. Les résultats des analyses chimiques sont regroupés dans le tableau II. Notons tout d'abord l'inhomogénéité des compositions, les teneurs en silice varient de 67,01% à 75,66%, la soude de 2,50% à 4,21%, la potasse de 2,44% à 5,80% ; les teneurs en oxydes de fer et de magnésium varient largement. Ce fait correspond à la variation des compositions minéralogiques des types pétrographiques analysés. En outre, le diagramme $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ (fig. 22a) montre une dispersion assez importante, cependant, l'ensemble des points s'allonge suivant une droite de pente négative indiquant une variation inverse des teneurs de ces deux alcalins.

2) Les granitoïdes d'anatexie dans le système Qz, Ab, An, Or, H₂O.

Ces normes ont été calculées à partir des analyses chimiques et corrigées suivant les quantités de biotite, cordiérite et silicate d'alumine obtenues par comptages de points.

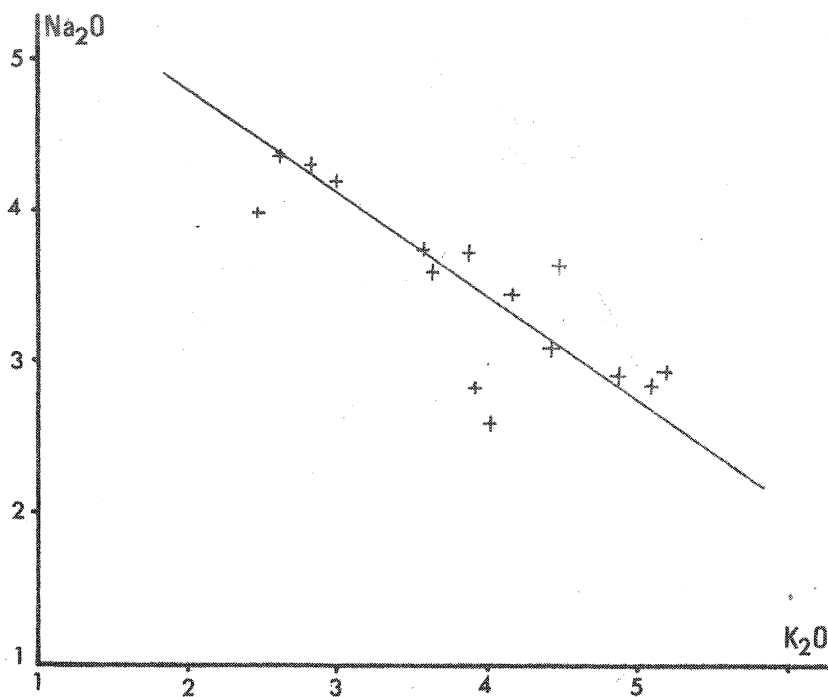


Fig. 22 a : Corrélation négative entre Na_2O et K_2O dans les granitoïdes d'anatexie.

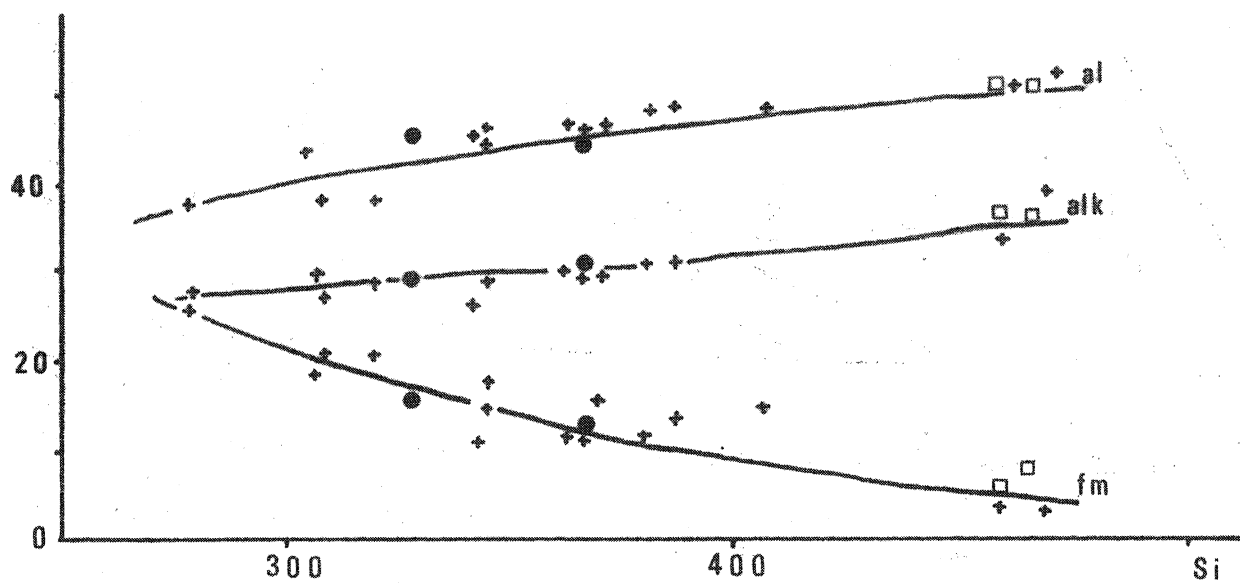
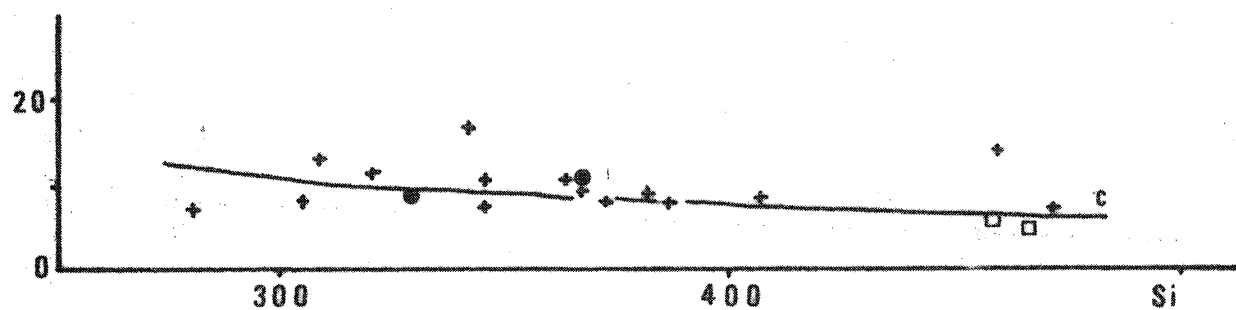


Fig. 22 b : Diagramme de Niggli pour les granitoïdes d'anatexie du massif Hennebont - Vannes (+), le granite d'anatexie de Carnac (●) et les filons de leucogranite tardifs de Port-Navalo (□).

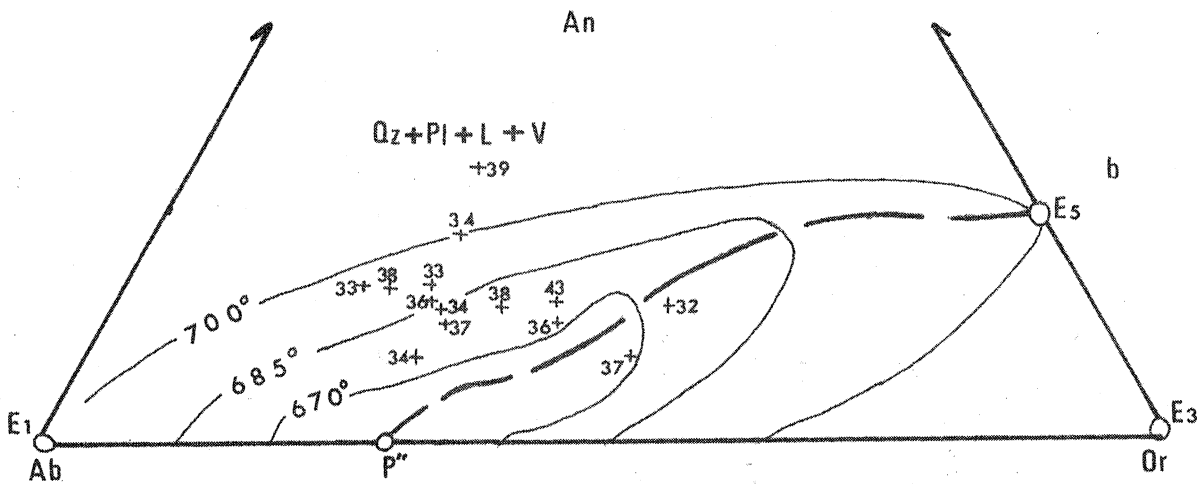
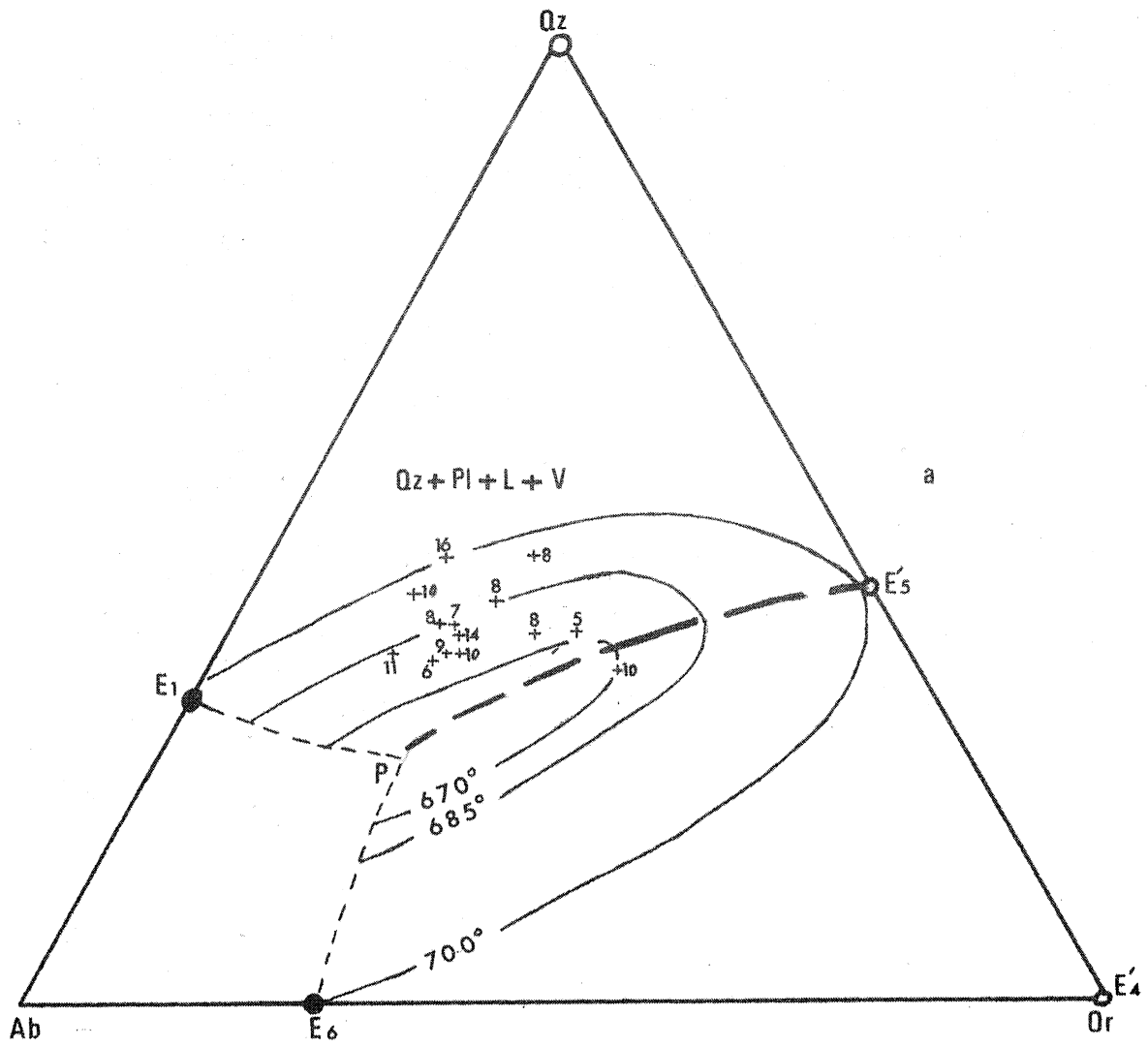


Fig. 29 : Les granitoïdes d'anatexie dans le système Qz-Ab-Or-An pour $P_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$. L'exposant de chaque point représentatif (+) figure la valeur de la norme An dans Qz-Ab-Or (a) et de Qz dans Ab-An-Or (b).

Nous avons ensuite recalculé les normes Qz, Ab, Or et Ab, An, Or, ramenées à 100% , accompagnées de l'altitude An d'une part, Qz d'autre part, pour chaque représentation triangulaire. Ces résultats figurent dans le tableau III.

Les diagrammes utilisés sont ceux établis par Winkler, Boese et Marcopoulos (1975) pour $P_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$, cependant la discussion des résultats a nécessité les corrections proposées par ces auteurs pour une pression de l'ordre de 3 à 4 Kb.

La figure 23 fait apparaître le caractère inhomogène du chimisme. Cependant, de l'analyse de la position de chaque couple de points sur les deux diagrammes Qz, Ab, Or et Ab, An, Or il ressort que :

- quatre granitoïdes sont situés sur la surface cotectique quartz + plagioclase + liquide + vapeur, à proximité de l'isotherme 685°C,
- huit dans le champ des plagioclases mais très peu éloignés de la surface cotectique précédente,
- deux seulement dans le champ du quartz, toujours à proximité de cette même surface cotectique.

Ces résultats montrent tout d'abord que le processus de fusion partielle peut être à l'origine de la production de ces granitoïdes, puis que les compositions des granites obtenus s'écartent nettement de l'eutectique et de la ligne cotectique PE₃ ; enfin, ces compositions sont comparables à celles des leucosomes des métatexites (proximité de la surface cotectique Quartz + plagioclase + liquide + vapeur). Il apparaît également que la température minimum du magma granitique est de 685°C, cependant, la fusion totale des phases leucocrates a nécessité une température supérieure à 700°C pour une pression P_{H_2O} de l'ordre de 3 à 4 Kb.

Cette étude permet d'autre part de préciser l'ordre de cristallisation des granitoïdes (Winkler, Boese et Marcopoulos, 1975) suivant la position de chaque couple de points. Ainsi, à 700°C environ l'un des deux minéraux, le plagioclase ou plus rarement le quartz, cristallise seul, puis à partir de 685°C plagioclase + quartz se solidifient, le point représentatif du bain se déplace sur la surface cotectique Quartz + Plagioclase + liquide + vapeur, vers la ligne cotectique PE₅. Cette dernière est atteinte à 670°C environ, température à partir de laquelle la cristallisation des trois phases minérales Quartz + plagioclase + orthose s'effectue, le stade magmatique s'achève à 650°C environ.

3) Différenciation des granitoïdes d'anatexie.

Les observations pétrographiques et chimiques ont montré l'existence de variations importantes au sein des granitoïdes d'anatexie. Nous avons porté sur le diagramme de NIGGLI les points représentatifs des granitoïdes d'anatexie du Massif Hennebont - Vannes, des massifs de Carnac et Guidel et deux points représentant les filons granitiques tardifs de Port Navalo (Fig. 22b). Il apparaît une légère différenciation aboutissant aux filons tardifs et à certains faciès anatectiques riches en silice. Les granites tardimigmatitiques de Carnac et Guidel (J. COGNE, 1957) apparaissent cogénétiques du massif de Hennebont - Vannes.

Au sein des granitoïdes d'anatexie la différenciation semble liée à un processus de cristallisation fractionnée faisant suite à l'anatexie. Cependant, la non homogénéisation des mobilisats issus de l'anatexie n'est pas à exclure.

Roche	N° Echantillon	Li	Ba	Rb	Sr	K/Rb	K/Ba	Ca/Sr	Mg/Li	Rb/Sr
Paléosome	PN 9 P	28	590	92	272	226	35	67	596	0,34
"	PS 4 P	26	410	138	187	152	51	58	456	0,74
"	PS 11 P	23	730	172	240	180	42	59	571	0,72
"	PS 12 P	27	362	168	200	116	54	63	386	0,84
"	TM 1 P	69	566	137	140	174	43	51	244	0,98
"	TM 2 P	25	640	107	199	208	35	60	358	0,54
Leucosome	PN 9 L	14	459	31	421	332	22	29	171	0,07
"	PS 4 L	10	485	66	273	245	33	42	258	0,24
"	PS 11 L	14	490	86	302	227	40	52	351	0,28
"	PS 12 L	7	1264	88	444	265	20	32	240	0,20
"	TM 1 L	12	1170	110	281	304	28	39	305	0,39
"	TM 2 L	5	640	69	316	305	32	47	384	0,22
Mélanosome	PN 9 M	51	670	215	178	152	49	51	529	1,21
"	PS 4 M	71	350	350	152	94	94	45	377	2,30
"	PS 11 M	46	370	315	90	99	84	72	533	3,50
GRANITOÏDE D'ANATEXIE	V 91 m	39	663	320	257	122	59	44	183	1,25
"	V 91	11	715	281	251	153	60	26	55	
"	V 19	28	630	163	289	197	51	82	146	1,12
"	V 15	30	660	252	205	145	56	49	184	0,56
"	V 9	18	175	136	179	149	115	78	77	1,23
"	H 2	29	643	224	234	149	51	41	161	0,76
"	H 3	41	626	203	190	144	47	55	95	0,96
"	H 4	47	550	218	170	138	55	53	75	1,07
"	Y C	46	380	205	182	120	65	74	74	1,28
"										1,13

TABLEAU IV. Teneurs en éléments en trace (valeurs exprimées en p. p. m.) dans les métatexites et les granitoïdes d'Anatexie. Analyses effectuées au Centre Armoricaïn d'Etudes des Socles (Analyste : F. VIDAL).

V. Processus de mobilisation : anatexie.

La géochimie des éléments majeurs confirme l'hypothèse de fusion partielle des gneiss silico-alumineux et précise les modalités de l'anatexie. Les résultats obtenus se résument ainsi :

- le leucosome des métatexites représente en partie le bain issu de la fusion partielle des paragneiss silico-alumineux. Le paléosome n'est pas tout à fait identique au paragneiss initial.
- Ce bain anatectique évolué, proche de la surface cotectique quartz + plagioclase + liquide + vapeur, a été élaboré dans les conditions P, T du métamorphisme régional M₂ : T = 700°C, P_{H₂O} = 3 à 4 Kb.
- Les diatexites et les granites d'anatexie sont issus de la cristallisation d'un bain anatectique de composition normative semblable à celui des métatexites, dans les mêmes conditions P, T et à partir du même type de paragneiss.
- Dans le cas des granitoïdes d'anatexie, la fusion partielle est plus importante mais les bains ne sont pas homogénéisés.
- Les compositions normatives des leucosomes et granitoïdes sont éloignées de l'eutectique et de la ligne cotectique du système granitique du fait de l'état avancé de l'anatexie.

Il apparaît que la zonéographie cartographique (métatexites, diatexites et granite d'anatexie) traduit différents stades du processus d'anatexie des paragneiss silico-alumineux, celui-ci étant contemporain du paroxysme du métamorphisme régional M₂.

B. Géochimie des éléments en trace.

Nous étudions dans ce paragraphe la distribution des éléments en trace Rb, Sr, Ba et Li dans les métatexites et les granitoïdes d'anatexie. A partir de ces données nous considérons le fractionnement de ces éléments entre eux et par rapport aux éléments majeurs associés dans le cadre de l'anatexie afin de tester l'hypothèse de fusion partielle.

I. Données analytiques.

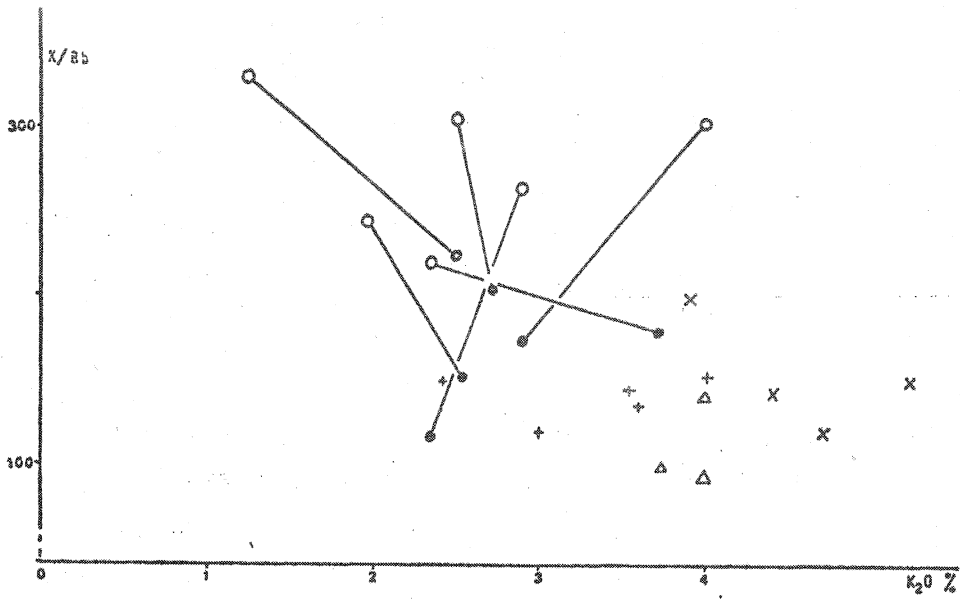
Les dosages des éléments en trace ont été effectués sur poudres en fluorescence X pour Rb, Sr et Ba, et en absorption atomique pour Li. Les résultats sont reportés dans le tableau IV.

1. Distribution de Rb en fonction de K₂O.

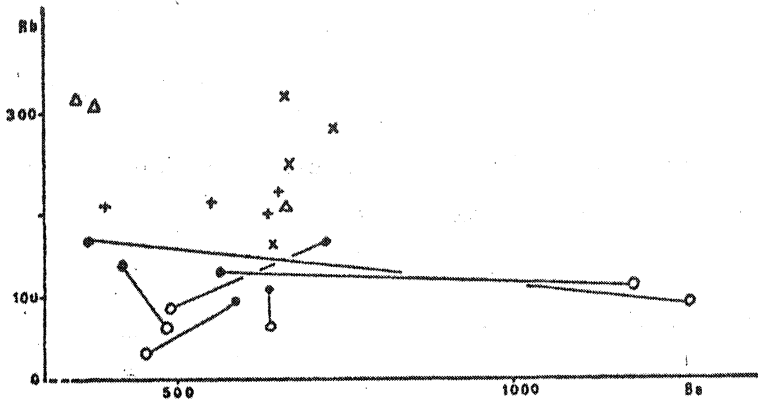
Dans les métatexites, le leucosome est appauvri en Rb par rapport au paléosome ; les plus fortes teneurs en rubidium se rencontrent dans le mélanosome. Deux types de distribution des leucosomes en fonction des paléosomes distinguent les deux familles de mobilisats (Fig. 24a).

- La première famille est caractérisée par une augmentation du rapport K/Rb et de la teneur en K₂O. Dans ce cas, le paléosome a une composition granitique.
- La deuxième se caractérise par une diminution de K₂O quand le rapport K/Rb augmente. Ici le paléosome ne contient pratiquement pas d'orthose.

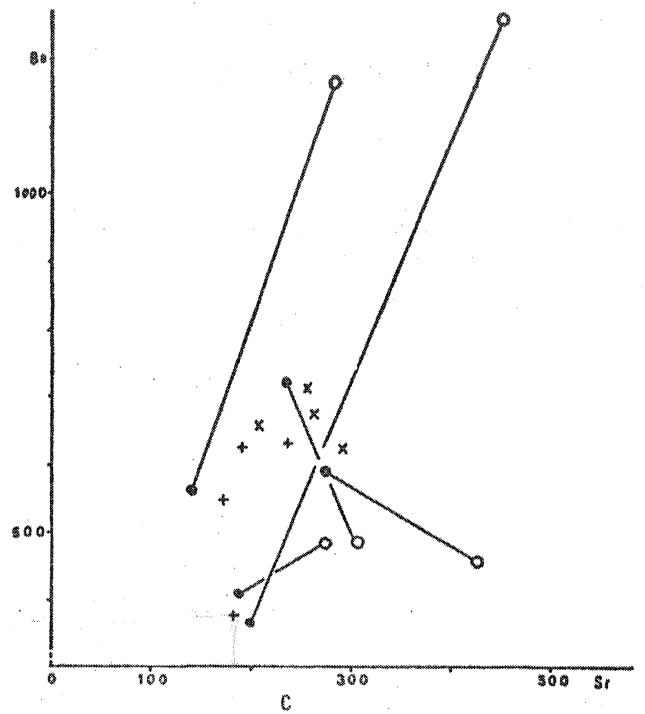
Notons que tous les mobilisats montrent par rapport à leur paléosome adjacent une nette ~~diminution~~ ^{augmentation} du rapport K/Rb : ce caractère semble être la règle dans les migmatites (voir J.M.L. Bertrand, 1974 p. 210).



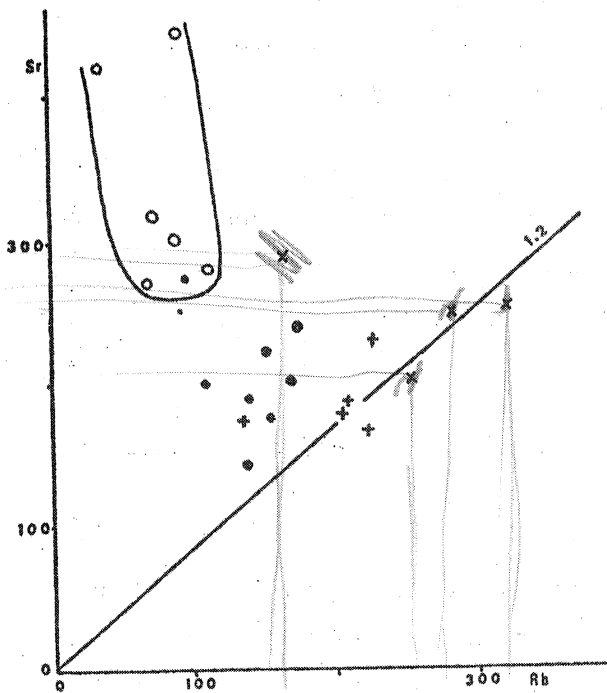
a



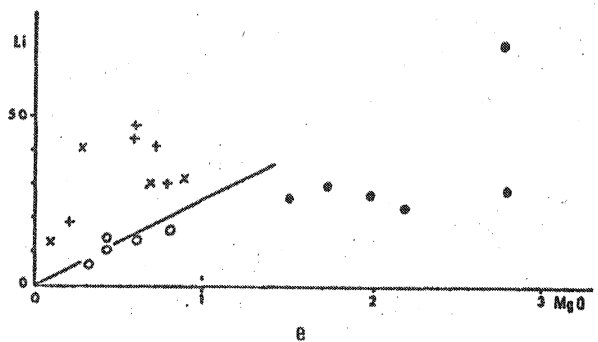
b



c



d



e

Fig. 24 : Les éléments en trace dans les migmatites. Les teneurs en K, Rb, Sr, Ba, Li sont exprimées en ppm. paléosomes (●), leucosomes (○), mélanosomes (Δ), diatexites (x), granites d'anatexie (+).

Les granitoïdes d'anatexie sont dispersés surtout pour les teneurs en K_2O , plus élevées dans les diatexites. Cependant, les rapports K/Rb se regroupent à 150 environ. Le champ des paléosomes se superpose pratiquement à celui des granites d'anatexie seuls.

2) Distribution de Rb en fonction de Ba.

Dans les métatexites, les deux familles de mobilisats se distinguent à nouveau (Fig. 24b) :

- dans la première, le baryum s'enrichit fortement dans le leucosome, les teneurs en rubidium ne varient pas par rapport au paléosome.

- dans la deuxième, Rb s'appauvrit dans le leucosome, Ba varie peu.

- Le baryum se concentre donc préférentiellement dans les mobilisats riches en feldspath potassique.

- les granitoïdes d'anatexie sont dispersés dans ce diagramme, par rapport aux paléosomes ils sont enrichis en rubidium.

3) Distribution de Ba en fonction de Sr.

Les relations paléosome - leucosome n'apparaissent pas aussi clairement sur ce diagramme (Fig. 24c), la première famille de mobilisats s'enrichit en baryum et strontium, dans la deuxième famille Sr croît nettement mais Ba croît ou décroît par rapport au paléosome.

Ce diagramme met à nouveau en évidence l'hétérogénéité des granitoïdes d'anatexie dont le champ de répartition se superpose à celui des paléosomes.

4) Distribution de Li en fonction de MgO . (Fig. 24e)

Mis à part un gneiss très biotitique, les paléosomes ont des teneurs constantes en Li (= 25 ppm) alors que MgO varie. Les leucosomes sont pratiquement alignés et nettement appauvris en lithium et magnésium, l'alignement des mobilisats indiquerait la participation de la biotite à la fusion partielle des gneiss (Voir J.M.L. Bertrand, 1974, p. 207).

Les granitoïdes d'anatexie sont nettement dispersés dans ce diagramme, par rapport aux paléosomes, MgO décroît nettement. Cette dispersion semble due aux variations des concentrations en biotite et cordiérite dans ces roches.

5) Distribution de Rb en fonction de Sr. (Fig. 24d).

Dans les métatexites, les leucosomes sont enrichis en strontium et appauvris en rubidium, par rapport aux paléosomes. Ceci est à mettre en relation avec l'augmentation des teneurs en plagioclase dans les mobilisats.

Le champ des granitoïdes d'anatexie recoupe en partie celui des paléosomes, généralement les premiers sont enrichis en rubidium seulement, la majorité des points se regroupent autour du rapport $Rb/Sr = 1,20$.

II. Comportement des éléments en trace au cours de la fusion.

1) Les modèles de fusion partielle.

Les éléments en trace se substituent aux éléments majeurs par substitution isomorphique dans les solutions solides. La loi de distribution de Berthelot - Nernst régit la distribution d'un élément en trace entre deux phases coexistantes. Aussi, les coefficients de partage des éléments en trace ont été établis par de nombreux auteurs, le plus souvent dans les roches volcaniques.

Le partage d'un élément en trace au cours de la fusion partielle d'un assemblage multiminéral a été étudié théoriquement, P. Gast (1968) établit l'expression du coefficient de distribution de l'élément (a) entre le solide initial et le liquide formé.

$$D = C_a^O / C_a^L = \Delta\chi^L + \frac{X_o^\alpha - \chi^\alpha}{K_a^{1/\alpha}} + \frac{X_o^\beta - \chi^\beta}{K_a^{1/\alpha} \cdot K_a^{\alpha/\beta}} \quad (1)$$

Nous donnons ici la liste des symboles utilisés et leur signification :

X_o^α = fraction de masse de la phase α dans le solide initial.

χ^α = fraction de masse de la phase minérale α ayant fondu
 $\chi^\alpha + \chi^\beta + \dots = \Delta\chi^L$

$\Delta\chi^L$ = fraction massique de liquide formé.

p^α = fraction de la phase minérale α contribuant au liquide.

$K_a^{1/\alpha}$ = Coefficient de partage de l'élément a entre le liquide et la phase minérale α .

D = coefficient de distribution global entre le solide et le liquide.

F = degré de fusion, proportion de liquide produit.

C_a^O = concentration initiale de l'élément a dans le solide.

C_a^S = concentration de l'élément a dans le solide résiduel.

C_a^L, C_a^{-1}, C_a^1 = concentration de l'élément a respectivement dans le liquide formé en équilibre avec le solide, dans l'agrégat de liquides et dans une fraction de liquide incrémentale formée pendant la fusion fractionnée.

L'expression de P.W. Gast permet de suivre l'évolution du coefficient de distribution à fusion partielle croissante ($\Delta\chi^L \rightarrow 1$), et d'étudier le fractionnement élément majeur - élément en trace entre le liquide et le solide initial. Ainsi, on peut présenter ce modèle sur un diagramme $(\frac{M}{T}, T)$ (Cl. Dupuy, 1970).

A la suite des travaux de Shilling et Winchester (1967) et de Gast (1968), D.M. Shaw (1970) établit les expressions simplifiées de la fusion partielle. Il donne l'expression du coefficient de distribution de l'élément a entre le liquide et le solide résiduel :

$$D = C_a^S / C_a^L = \left[\frac{X_o^\alpha - \chi^\alpha}{K_a^{1/\alpha}} + \frac{X_o^\beta - \chi^\beta}{K_a^{1/\alpha} \cdot K_a^{\alpha/\beta}} + \dots \right] \quad (2)$$

Il développe les expressions de la distribution des éléments en trace en utilisant des variables continues, pour les différents modèles de fusion partielle ; il distingue ainsi :

- le modèle où le liquide reste en équilibre avec le solide résiduel (batch melting).
- le modèle où chaque fraction de liquide est séparée continuellement des liquides précédents (fractional melting).

Dans chaque modèle, il distingue à nouveau deux cas :

- cas 1 : les phases minérales fondent dans des proportions égales à celles du solide initial : $p^\alpha = X_o^\alpha$, alors D est constant (D_o).
- cas 2 : les phases minérales fondent dans les proportions p^α, p^β, \dots , le coefficient de distribution D est fonction de F et de P :

$$D = \frac{D_o - P.F}{1 - F} \quad (3)$$

$$\text{ou } P = \frac{p^\alpha}{K_a^{1/\alpha}} + \frac{p^\beta}{K_a^{1/\alpha} \cdot K_a^{\alpha/\beta}} + \dots \quad (4)$$

Maintenant, nous allons exposer les expressions pour les deux modèles.

a) Modèle à l'équilibre.

Dans le premier cas :

$$\frac{C_a^L}{C_a^O} = \frac{1}{D_o + F(1 - D_o)} \quad (5)$$

Dans le deuxième cas :

$$\frac{C_a^L}{C_a^O} = \frac{1}{D_o} (1 - F) \left(\frac{1}{D_o} - 1 \right) \quad (6)$$

$$\text{et } \frac{C_a^{-1}}{C_a^O} = \frac{1}{F} (1 - (1 - F)^{1/D_o}) \quad (7)$$

b) Modèle de fusion fractionnée.

Dans le premier cas :

$$\frac{C_a^L}{C_a^O} = \frac{1}{D_o + F(1 - P)} \quad (8)$$

Dans le deuxième cas :

$$\frac{C_a^L}{C_a^O} = \frac{1}{D_o} \left(1 - \frac{PF}{D_o} \right) \left(\frac{1}{P} - 1 \right) \quad (9)$$

$$\text{et } \frac{C_a^{-1}}{C_a^O} = \frac{1}{F} \left(1 - \left(1 - \frac{PF}{D_o} \right)^{1/P} \right) \quad (10)$$

2) Calcul des modèles.

Les données expérimentales de l'anatexis des gneiss quartzo-feldspathiques montrent que les proportions des phases minérales quartz, plagioclase et feldspath potassique constituant le bain fondu, varient suivant la composition du gneiss initial, les conditions P et T : elles sont généralement différentes de celles du gneiss initial. D'autre part, l'anatexis se développe in situ, le liquide produit reste en équilibre avec le gneiss originel, du moins dans les métatexites, cependant nous considérons également que le magma granitique dans le cas des diatexites et des granites d'anatexis reste en équilibre avec le gneiss initial. Ces remarques conduisent à choisir le modèle de fusion partielle à l'équilibre où le coefficient de distribution D est variable.

Dans le calcul du modèle, le paléosome des métatexites sera le gneiss initial, aussi nous utiliserons les deux types de paléosomes observés : le gneiss granitique et le plagiogneiss dont les compositions moyennes sont reportées dans le tableau. Parallèlement deux types de mobilisats sont utilisés (tableau V). Les coefficients de partage des éléments étudiés sont pris dans la littérature internationale (tableau VI).

a) Fractionnement K - Rb. (Fig. 26a)

La fusion des deux gneiss entraîne un enrichissement en Rb et une diminution du rapport K/Rb au début du processus. Les plus fortes valeurs de K/Rb sont obtenues dans les mobilisats granitiques.

b) Fractionnement Rb - Sr (Fig. 26b)

Les premiers bains sont appauvris en strontium par rapport au gneiss initial, le rapport Rb/Sr augmente sensiblement. Les courbes de fusion des deux types de gneiss sont pratiquement confondues, cependant, il existe un net décalage des points selon le pourcentage de fusion. Le bain s'enrichit fortement en Sr à partir de 50% (gneiss I) et 30% (gneiss II) de fusion, le rapport Rb/Sr restant constant.

	Gneiss I α X α	Gneiss II α X α	Liquide I α p α	Liquide II α p α
α_1 : plagioclase	0,25	0,27	0,29	0,55
α_2 : orthose	0,13	0,02	0,34	0,06
α_3 : biotite	0,25	0,22	0,06	0,03
α_4 : quartz	0,36	0,49	0,31	0,36
Rb \circ	170	150		
Sr \circ	200	200		
Ba \circ	600	600		
(K/Rb) \circ	170	140		
(K/Ba) \circ	48	35		
(Ca/Sr) \circ	71	53		

Tableau V : Valeurs numériques utilisées dans le calcul des modèles de fusion partielle.

	Rb	Ba	Sr	K	Ca
K $^{1/\alpha_1}$	12,8	0,376	0,103	10,72	2,42
K $^{1/\alpha_2}$	1,27	0,033	0,24	0,46	4,10
K $^{1/\alpha_3}$	0,91	0,066		0,74	

Tableau VI : Coefficients de partage entre le liquide et le plagioclase (α_1), l'orthose (α_2) et la biotite (α_3). Les valeurs sont extraites de C. Dupuy (1970).

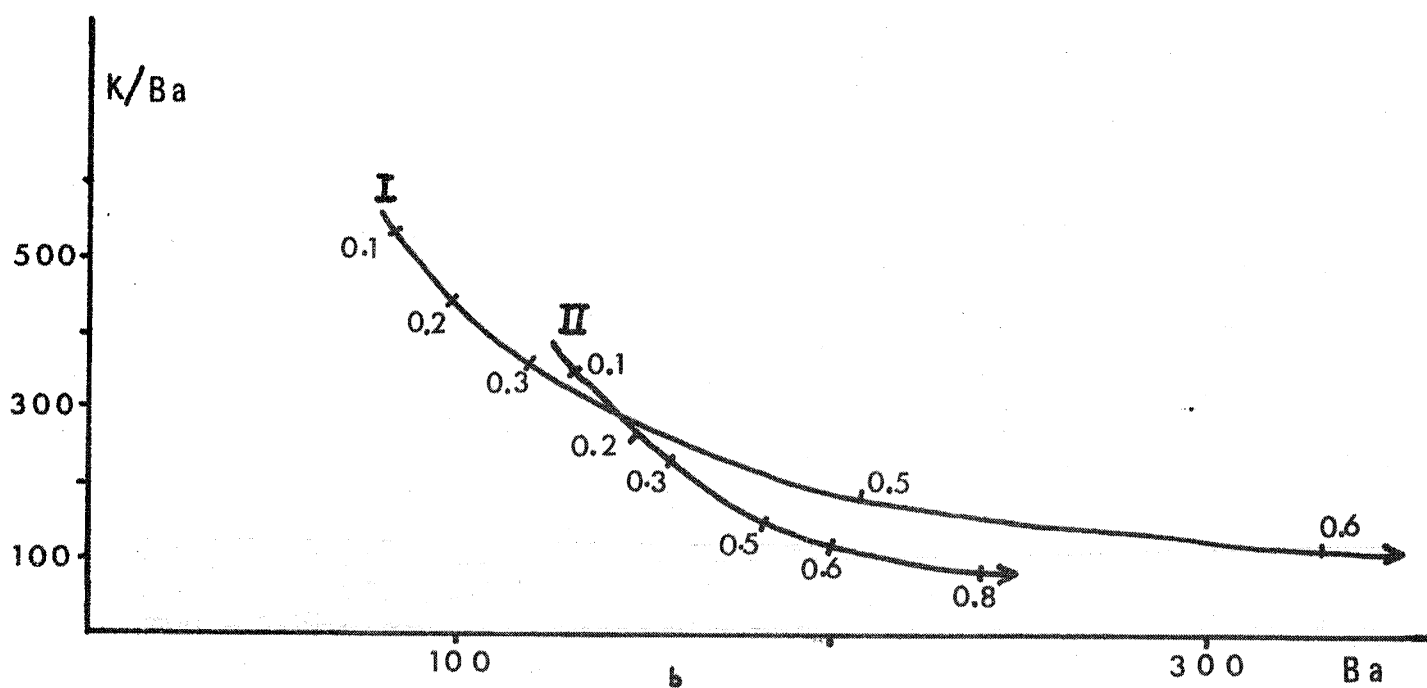
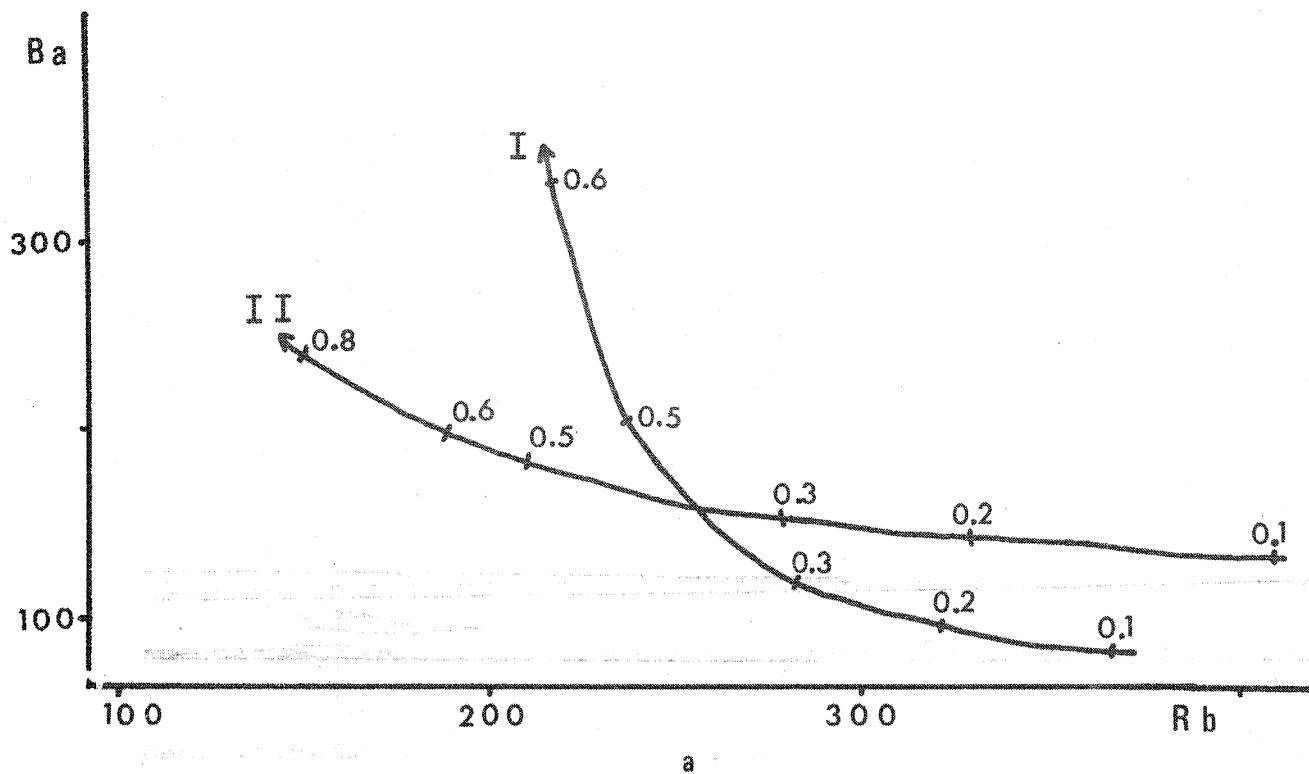


Fig. 25 : Modèles de fusion partielle d'un gneiss granitique (courbes I) et d'un plagiogneiss (courbes II). Les taux de fusion sont représentés par les chiffres (0,1, 0,2 ...) correspondant à 10%, 20%... de fusion.

c) Fractionnement Ba - Rb (fig. 25a)

Le début de fusion est caractérisé par une très forte diminution des teneurs en Ba par rapport aux gneiss initiaux. Puis à fusion croissante le liquide s'enrichit en Ba surtout dans les mobilisats granitiques.

d) Fractionnement K - Ba (25b)

Les premiers bains formés présentent les plus forts rapports K/Ba. Le pourcentage de fusion augmentant, le liquide s'enrichit de plus en plus en Ba alors que les rapports K/Ba diminuent.

3) Application aux migmatites.

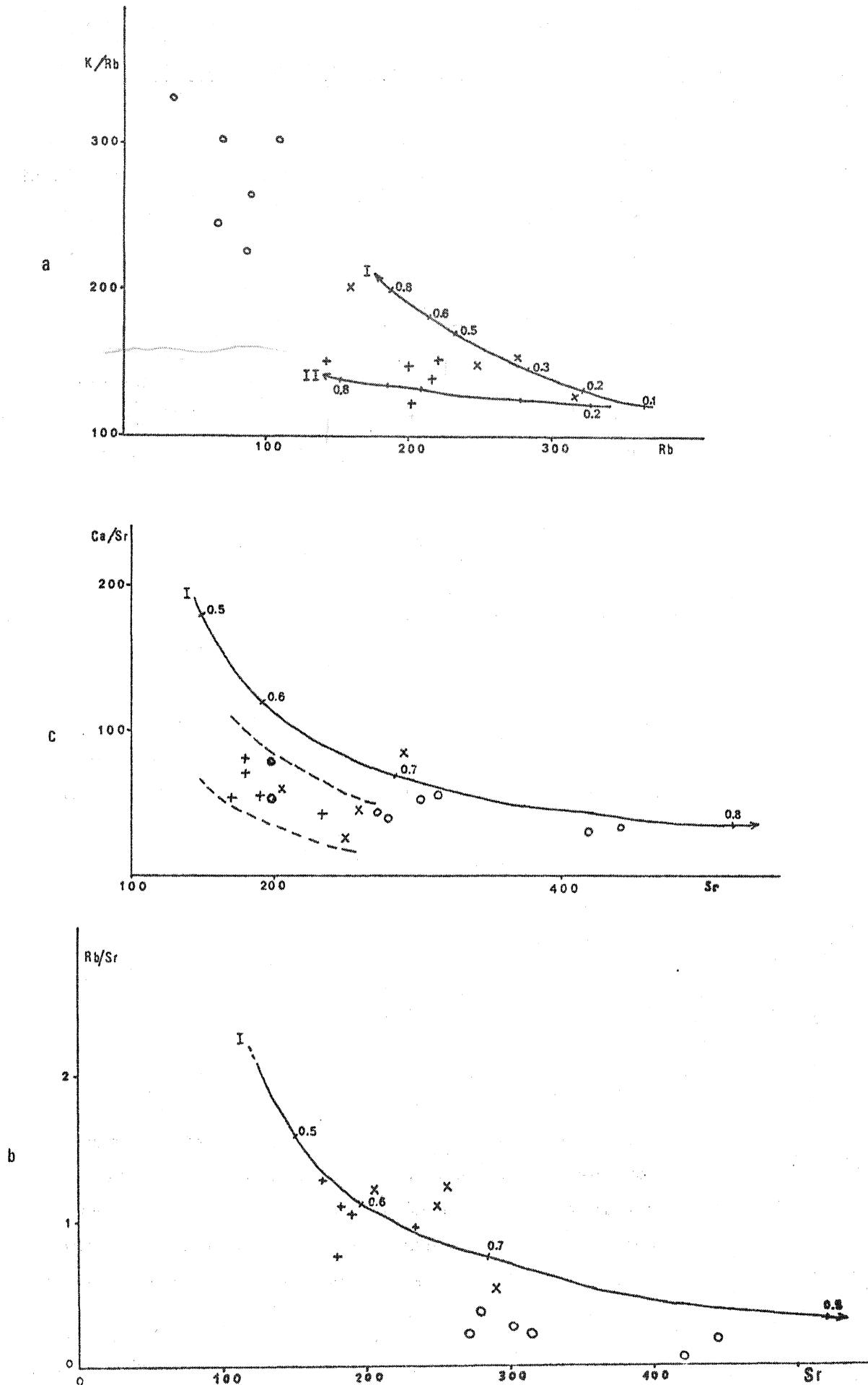
Nous avons reporté nos données analytiques des leucosomes et des granitoïdes d'anatexie sur les diagrammes établis théoriquement dans le paragraphe précédent. La répartition des points s'accorde seulement aux courbes théoriques K/Rb - Rb, Rb/Sr - Sr et Ca/Sr - Sr. Pour le baryum, les teneurs de nos roches sont nettement supérieures à celles prévues par le calcul des modèles de fusion partielle.

a) Diagramme K/Rb - Rb (fig. 26a)

La position des leucosomes est décalée vers les plus fortes valeurs de K/Rb et les plus faibles de Rb. La fusion partielle des gneiss seule ne peut être à leur origine.

Par contre, les courbes calculées se superposent aux granitoïdes d'anatexie. Leur hétérogénéité serait en partie due à des pourcentages de fusion variable de gneiss de composition différente (gneiss granitiques et plagiogneiss). Les granites d'anatexie seuls seraient le produit de la fusion de 50 à 80% du gneiss initial. La répartition des points atteste la non homogénéisation du magma granitique issu de l'anatexie, cependant, un début de cristallisation fractionnée n'est pas à exclure.

Fig. 26 : Modèles de fusion partielle des gneiss I et II et application aux migmatites : leucosomes (o), diatexites (x), granite d'anatexie (+) gneiss initial (*).



b) Diagramme Rb/Sr - Sr (fig. 26b)

La situation des points représentant les leucosomes nettement au-dessous des courbes calculées ne s'accorde pas avec une origine de ces mobilisats par fusion partielle uniquement. Seul l'enrichissement en Sr par rapport aux paléosomes est en faveur de l'anatexie.

La position des granitoïdes d'anatexie est en accord avec une origine par fusion partielle de 60 à 70% du gneiss granitique initial dans les proportions du modèle. La dispersion des points confirme la non homogénéisation du magma granitique issu de l'anatexie de gneiss de composition variable.

c) Diagramme Ca/Sr - Sr (fig. 26c)

L'étalement des leucosomes à proximité des courbes calculées et l'enrichissement en strontium des mobilisats par rapport aux paléosomes sont en accord avec le processus de fusion partielle, cependant, les valeurs basses du rapport Ca/Sr des mobilisats intermédiaires entre ceux du liquide du modèle et ceux des gneiss originaux indique la présence de plagioclases hérités dans les leucosomes.

Les granitoïdes d'anatexie à l'exception d'un point, ne se superposent pas aux courbes calculées mais aux points représentatifs des gneiss originaux, nous émettrons deux hypothèses pour expliquer ce phénomène :

- Les granitoïdes d'anatexie sont le produit de la fusion totale des gneiss, les minéraux fondent dans les proportions du gneiss initial.
- les granitoïdes d'anatexie résultent pour partie de la fusion de 60 à 70% du gneiss initial et de l'héritage de minéraux, notamment le plagioclase.

Cette deuxième hypothèse est confirmée par la présence de noyaux au coeur des plagioclases et par l'étalement du champ des granitoïdes parallèlement aux courbes théoriques de fusion entre 60 et 70%.

4) Conclusion.

Le modèle de fusion partielle rend compte de la distribution des éléments en trace pour certains éléments seulement dans les granitoïdes d'anatexie :

- Les fractionnements de K en fonction de Rb, de Rb en fonction de Sr et dans une certaine mesure de Ca en fonction de Sr s'accordent avec le processus de fusion partielle atteignant un pourcentage du gneiss initial de l'ordre de 70% environ.

- Il semble que ces granites ne représentent pas exclusivement le bain fondu, mais contiennent également des minéraux hérités (quartz et plagioclase notamment).

Par contre, dans les métatexites, le modèle de fusion partielle ne s'accorde que très peu à la distribution des éléments en trace étudiés. Notons que seul l'enrichissement en Sr des mobilisats est conciliable avec le processus. D'autre part, la présence de minéraux hérités contribue en partie à écarter les points représentant les leucosomes des courbes calculées.

Chapitre III :

LES DEFORMATIONS

A. Les phases de déformation.

Cette partie de ma thèse a été réalisée en collaboration avec Claude Audren que je remercie particulièrement. Les résultats de ce travail sont en cours de publication (Cl. Audren et J. Le Métour, 1976).

L'analyse des structures et textures des gneiss et migmatites met en évidence trois phases de déformation plastique dont nous étudierons les caractères dans les gneiss et métatexites d'une part et dans les granitoïdes d'anatexie d'autre part.

I. Les gneiss et métatexites.

1) La déformation D₁.

A l'échelle de la carte et de l'affleurement, il apparaît une alternance de bancs de roches gneissiques variées : paragneiss à grain fin, gneiss leptynitiques, gneiss kinzigitiques, quartzites graphitiques, gneiss à pyroxène et gneiss à amphibole. A l'échelle de l'échantillon et de la lame mince, il existe une juxtaposition de lits millimétriques à centimétriques de composition minérale et granularité différentes : par exemple, les paragneiss à grain présentent une alternance de lits différenciés par l'abondance relative de biotite et de minéraux leucocrates (quartz et feldspaths) d'une part, et par la taille hétérogène du grain. Ces alternances apparaissant à diverses échelles matérialisent *le rubanement* (R.V. Dietrich, 1960) ou *litage*. Ces termes uniquement descriptifs sont employés dans le sens de "location fabric" (J. Watterson, 1968) : occurrence de minéraux ou d'associations minérales suivant des lits. Ce rubanement ou litage témoigne l'hétérogénéité du matériel originel que nous pensons être sédimentaire (rubanement supracrustal). A grande échelle, il doit représenter *le litage sédimentaire*, à plus petite échelle, sa nature sédimentaire n'est pas évidente. Dans les gneiss non mobilisés, c'est *la première surface décelable*, point de départ des déformations décrites dans ce chapitre ; aussi nous le désignons So.

a) La foliation S_1

Dans les paragneiss à grain fin non migmatisés elle apparaît parallèle au rubanement S_0 et constitue le plan d'anisotropie pénétratif S_0-1 . Cette foliation S_1 est déterminée par l'agencement planaire des cristaux de biotite (foliation minérale S_1) et par le plan de différenciation métamorphique accentuant le rubanement S_0 d'origine sédimentaire. Il est important de distinguer dans l'étude des structures des roches cristallophylliennes les notions de litage ou rubanement et de foliation minérale : le rubanement désigne la distribution préférentielle des minéraux selon des lits ou des rubans (ce terme correspond à "location fabric" de J. Watterson (1968), la foliation minérale désigne l'agencement planaire d'une phase minérale ou d'une association minérale ("mineral fabric" de J. Watterson (1968)).

b) Les plis P_1 (photos n° 14)

Ils sont peu nombreux, leur ampleur est métrique au maximum. Ce sont des plis isoclinaux asymétriques déformant un rubanement *supra-crustal* S_0 et admettant une foliation S_1 comme plan axial ; celle-ci recoupe S_0 dans les charnières aiguës et se parallélise dans les flancs. Les axes et plans axiaux apparaissent subverticaux mais la direction axiale originelle du plissement P_1 n'est pas déterminable étant donnée l'intensité et le type des déformations postérieures. Aussi, est-il difficile de préciser l'ampleur et la direction de ces plis et de les rattacher à la formation de *nappes profondes syntectoniques* (J. Cogné, 1962). Nous rejoignons plutôt les conclusions de J. P. Brun (1975) quant à l'origine des plis P_1 dans les domaines métamorphiques profonds, émettant l'hypothèse proposée par Fyson (1971) d'une translation horizontale de la pile sédimentaire, déplacement accompagné de déformations mais sans plissement à grande échelle.

2) La déformation D₂.

a) Le rubanement métatexitique S₂.

Les métatexités à structure stromatitique présentent une alternance centimétrique de bandes quartzofeldspathiques (leucosome) essentiellement biotitiques (mélanosome) et gneissiques (paléosome). Ce rubanement souvent discontinu, prenant parfois l'aspect de lentilles, a une origine anatectique (cf. Chapitre II) et se parallélise au rubanement So-1 des gneiss non migmatisés ; cette concordance s'explique par le fait que la fusion partielle s'effectue dans les niveaux de paragneiss ayant une composition chimique et minéralogique adéquate.

b) La foliation S₂.

Dans les paragneiss non mobilisés et les paléosomes des métatexités, la biotite recristallise pendant le métamorphisme M₂ et la différenciation métamorphique s'accroît : la foliation S₂ reste parallèle à So-1. La biotite du mélanosome cristallise dans le plan de rubanement métatexitique S₂. Une foliation S₂ de plan axial dans les plis P₂ se développe localement.

c) Les linéations L₂.

Les gneiss à amphibole sont caractérisés par un rubanement métamorphique S₂ et une linéation minérale Lm₂ matérialisée par l'alignement des cristaux de hornblende dans ce plan.

Dans les paragneiss non mobilisés et les métatexités, la direction d'extension maximum des cristaux de grenat déformés inscrit sur la foliation S₂ la linéation d'étirement Le₂. Dans ces mêmes roches les charnières des microplis P₂ inscrivent une linéation de corrugation Lc₂.

Ces trois types de linéations L_2 apparaissent parallèles entre elles et aux axes des plis P_2 .

d) Les plis P_2 (photos n° 15-16).

La surface structurale $So-1$ est déformée par les plis sub-isoclinaux P_2 centimétriques à plurimétriques, à plans axiaux sub-verticaux et à axes subhorizontaux de direction $N 110^\circ$ - $N 120^\circ$. Le rubanement métatexitique S_2 est également déformé : la biotite se dispose en arc polygonal et le leucosome est épaissi dans les têtes de plis (fig. 27) ; *il n'y a jamais développement de néosome dans le plan axial des plis P_2 .*

Les charnières sont toujours arrondies, aussi bien dans les gneiss et métatexités que dans les gneiss à amphibole ou pyroxène. Les plis P_2 sont généralement asymétriques ; faiblement déversés vers le Sud Ouest au Sud (fig. 28) et vers le Nord-Est à l'approche des diatexités.

e) Le double boudinage.

La déformation D_2 développe des boudins dans les roches compétentes interstratifiées dans les métatexités : leptynites, paragneiss non mobilisés, gneiss à amphibole ou à pyroxène. L'allongement de ces boudins se fait parallèlement et perpendiculairement à L_2 donnant souvent naissance à des lentilles de gneiss à amphibole ou à pyroxène notamment.

Ce double boudinage affecte également les gneiss mobilisés : le rubanement métatexitique S_2 n'apparaît jamais rectiligne, l'épaisseur du leucosome notamment varie dans la direction des axes des plis P_2 et perpendiculairement, parfois même il est sectionné ductilement. Ceci dénote un étirement dans deux directions perpendiculaires dont l'une correspond à la direction axiale des plis P_2 et donne naissance aux figures typiques de "pinch and swell" et de boudinage ductile.

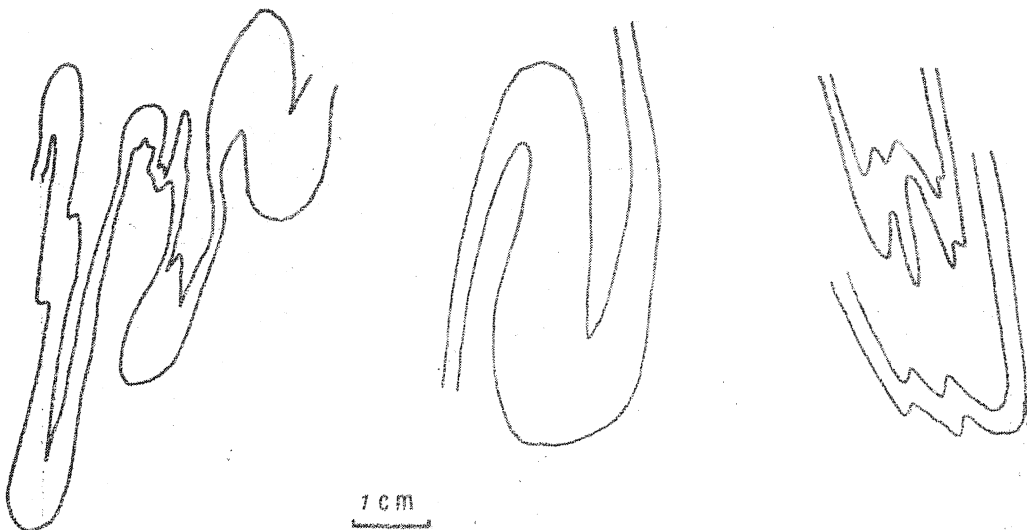


Fig. 27 : Déformation D_2 : plis P_2 affectant les leucosomes, les charnières des plis sont nettement épaissies.

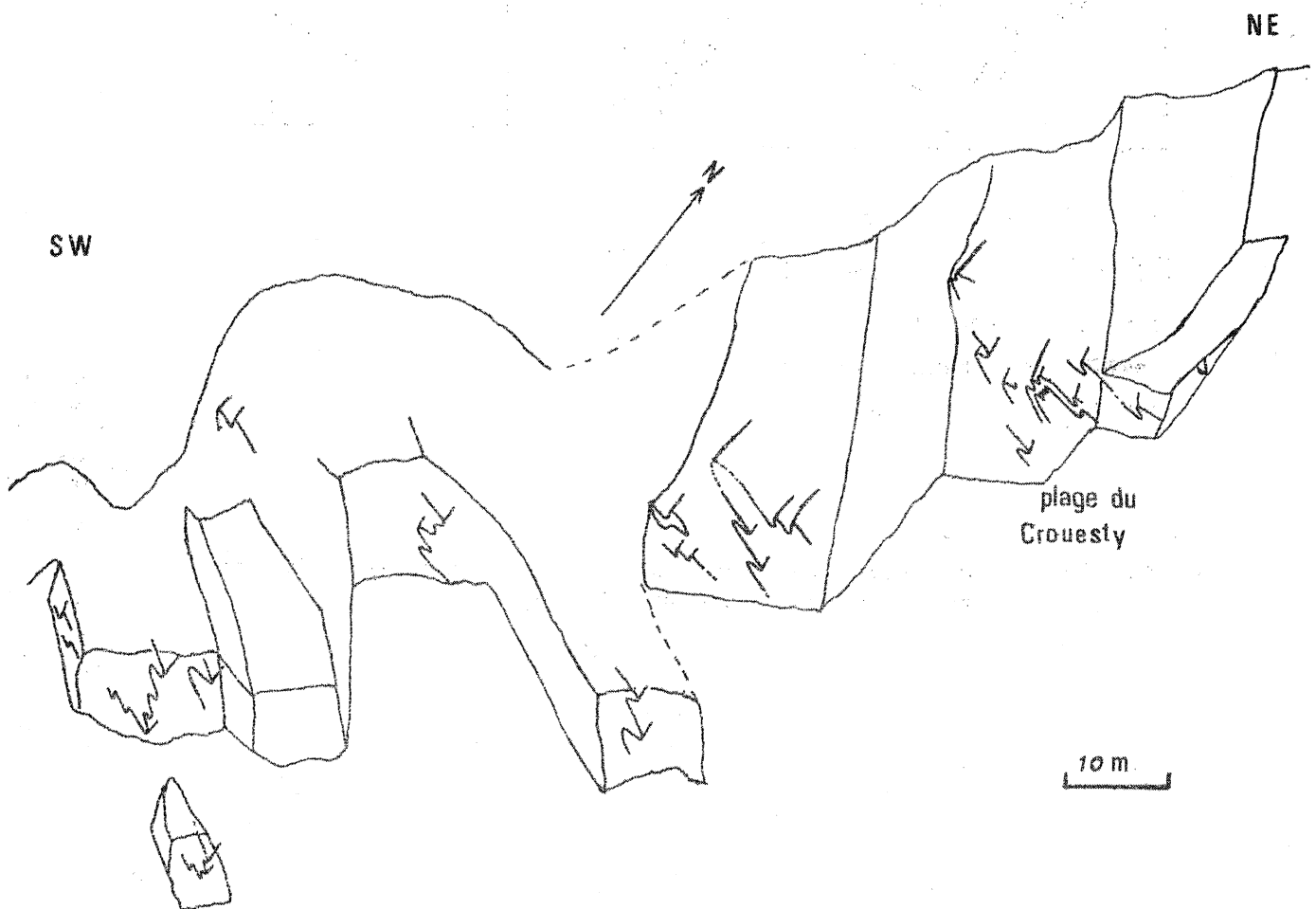
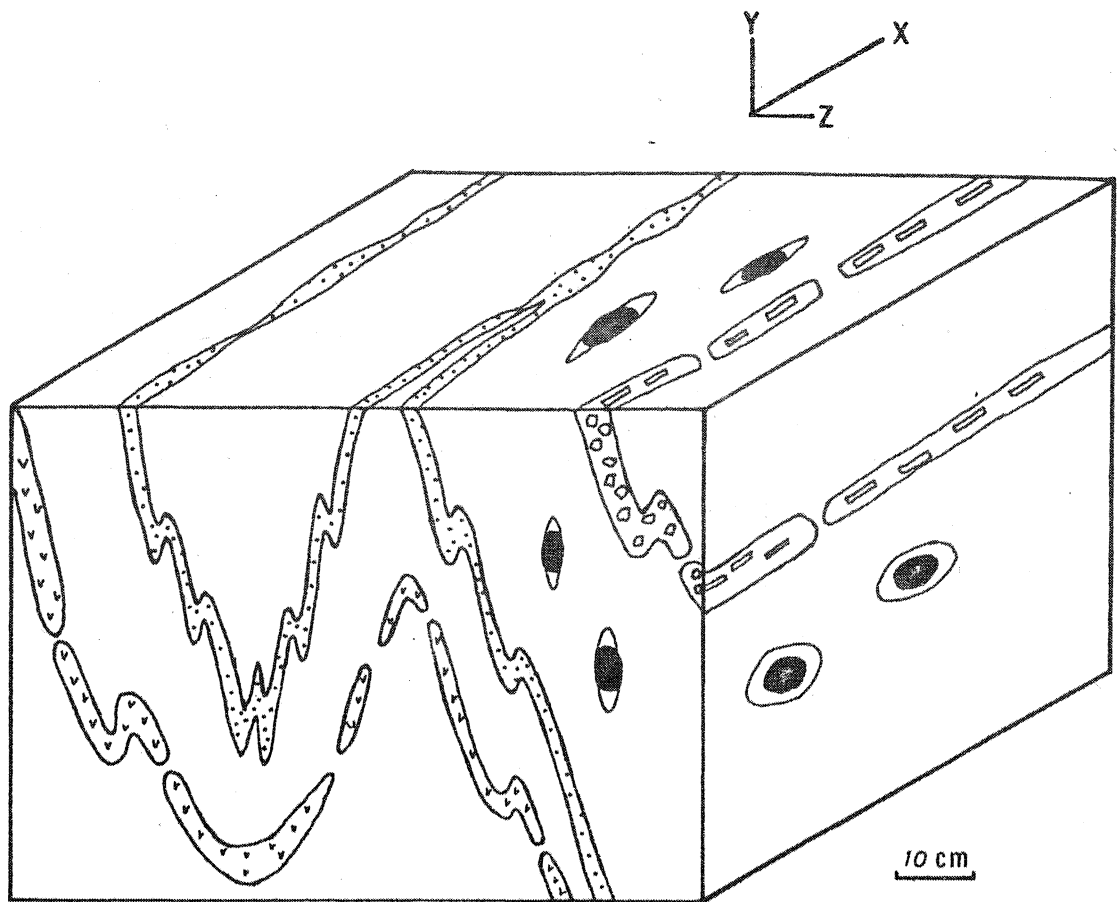


Fig. 28 : Déformation D_2 : schéma de la côte (Port du Grouesty - Port Navalo) montrant l'aspect dissymétrique des plis P_2 déversés vers le S-O.



- Gneiss à pyroxène
- Gneiss à amphibole
- Leucosome
- Cristaux de grenat déformés.
- Gneiss à grain fin.

Fig. 29 : Bloc diagramme schématique représentant les éléments structuraux de la déformation D_2 .

Les relations géométriques de ces déformations D_2 dans les gneiss et métatexites sont résumées sur le diagramme schématique (fig. 29). Les conditions d'affleurements discontinues ne permettent pas de mettre en évidence des structures de grande ampleur, ni de préciser l'asymétrie des plis au contact des granitoïdes d'anatexie.

3) La déformation D_3 .

a) Les plis P_3 (photos n° 17-19)

Ce sont des plis généralement métriques cylindriques ou non, nettement disymétriques au Sud (Port Navalo) et à tendance symétrique vers le Nord (Roguédas, Le Paluden, Port Blanc). Les plans axiaux subverticaux déversés vers le S-W ou le N-E et les axes plongeant de 45° à 90° , ont des directions variables même à l'échelle de l'affleurement (cf. Fig. 30 stéréogramme 2).

Les niveaux compétents dessinent des plis ouverts (40 à 80°) à charnières arrondies. Les métatexites sont déformées par des plis disharmoniques à charnières aiguës, coffrées ou arrondies, disymétriques dans les flancs des plis P_3 de deuxième ordre, symétriques et très serrés dans les têtes. Il apparaît nettement pendant la déformation D_3 une différence de comportement rhéologique entre les gneiss non mobilisés et les métatexites plus ductiles, pouvant entraîner des glissements couche à couche lors du plissement.

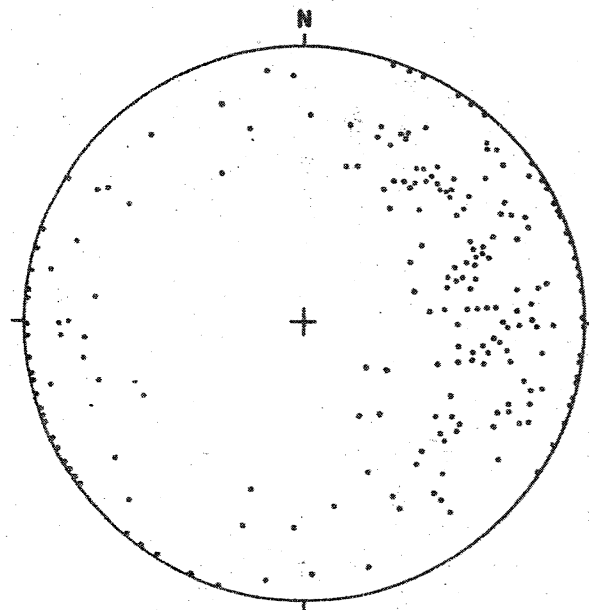
Ces plis affectent la foliation et le rubanement métatexitique S_2 mais ne développent pas de nouvelle foliation de plan axial (fig. 30), dans les charnières la biotite recristallise en arc polygonal dénotant une température encore importante au cours du plissement P_3 .

b) Les cisaillements (photo n° 18).

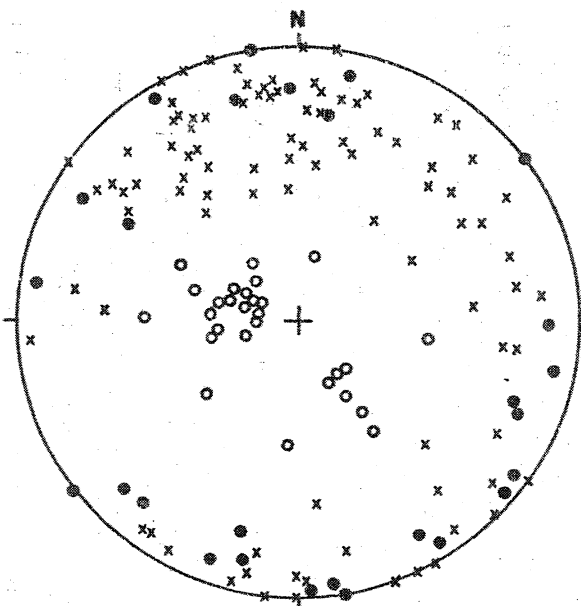
La disymétrie des plis P_3 se manifeste par un flanc long et un flanc court souvent cisailé approximativement suivant leur plan axial dans les paragneiss non mobilisés et les métatexites.

Secteur de Port-Navalo.

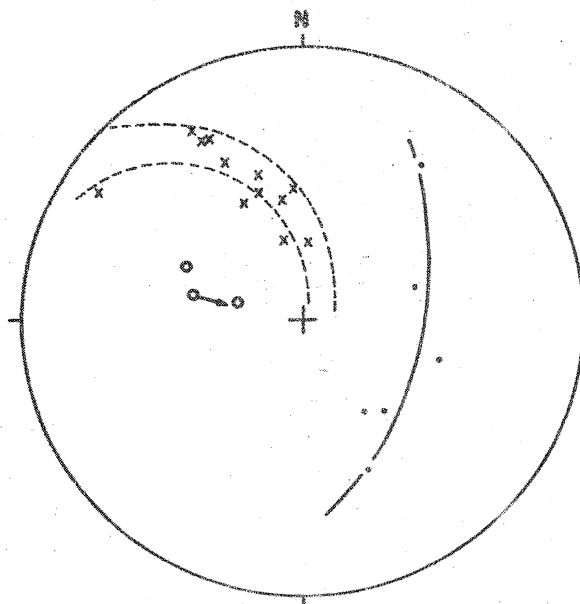
Pli P_3 à Port-Navalo.



STEREOGRAMME I



STEREOGRAMME 2



STEREOGRAMME 3

Fig. 30 : LEGENDE DES STEREOGRAMMES

Canevas de Wulff - proj. sphère sup.

• Rubanement S_2 ($S_0//S_1//S_2$)

● axe de pli P_2

X Linéation de corrugation L_{2p} par axe de pli de détail P_2 (mesurée dans le plan de rubanement S_2)

○ Axe de pli P_3 mesuré.

○→ Axe P_3 construit.

Ces plans de cisaillement sont discontinus : la charnière P_3 passe progressivement à une zone lenticulaire où le rubanement S_2 est étiré et sectionné ; souvent dans ce couloir de cisaillement cristallise un matériel granitoïde contenant des enclaves de gneiss ou des schlieren de biotite.

Quand ce phénomène se développe intensément (Le Crouesty, Le Petit Mont) il donne naissance à une pseudo-schistosité de "strain slip" à grande échelle ayant une direction voisine de N 120.

Il est possible que la dispersion des plans axiaux et des axes des plis P_3 provienne de ce phénomène d'une part et des positions du rubanement S_2 avant le plissement P_3 .

4) Les superpositions $D_1 - D_2 - D_3$.

a) Interférences $P_1 - P_2$ (fig. 31a)

Le rubanement supracrustal S_0 est déformé par les plis sub-isoclinaux P_1 à axes plongeant de 60° vers le N-W situés dans le flanc et opposés aux plis de détail d'un synforme P_2 dont l'axe plonge de 20° au S-E.

D'autre part, les plis isoclinaux P_1 observés en d'autres endroits (Kerjouanno, Port Blanc, Roguédas) sont toujours situés sur le flanc de plis P_2 .

b) Interférence $P_1 - P_3$ (fig. 31b)

Le plan de la figure, horizontal à l'affleurement, montre une figure d'interférence de type 3 (J. G. Ramsay, 1967) dans les paragneiss non mobilisés. Le pli isoclinal P_1 à plan axial vertical et à axe subvertical est repris par un pli P_3 à plan axial subvertical dont l'axe plonge de 40° vers le N-NW.

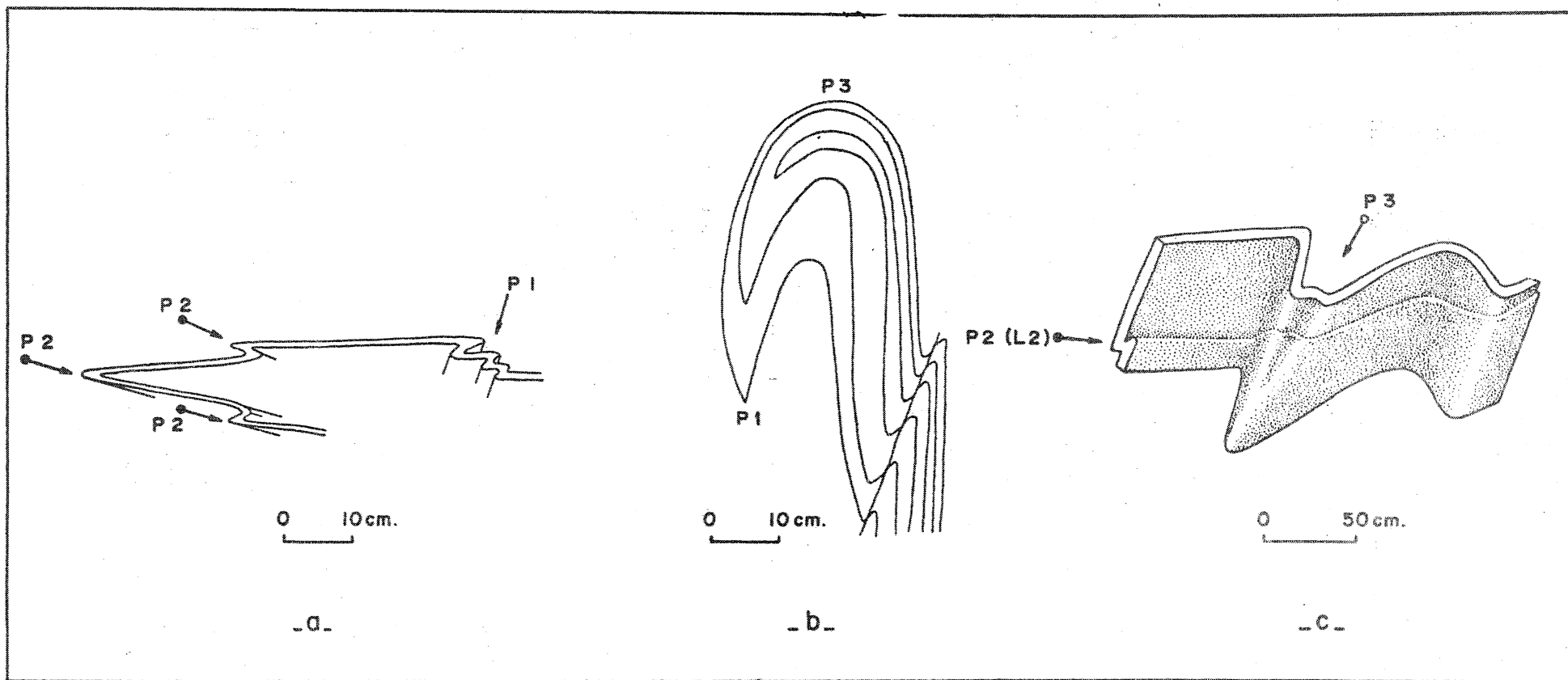


Fig. 31 : Figures d'interférences (explications dans le texte).
 Extrait de Cl. Audren et J. Le Métour (1976).

c) Interférences $P_2 - P_3$ (fig. 31c).

Ce type de figure s'observe couramment dans les gneiss et métatexites notamment à Port Navalo. Le rubanement métatexitique S_2 porte la linéation de corrugation L_2 : ces deux éléments sont déformés par un pli disymétrique P_3 . Le stéréogramme (fig. 30 (3)) montre la distribution du rubanement sur un grand cercle régi par l'axe construit P_3 (50° au 105°) et de la linéation L_2 sur une courbe proche d'un petit cercle.

5) Age relatif de la migmatisation.

Nous avons vu que le rubanement métatexitique n'est pas affecté par la phase de déformation D_1 ; il se développe parallèlement au rubanement S_0-1 et à la foliation S_1 ; il est déformé par les plis P_2 montrant des arcs polygonaux, un épaissement des charnières dû au bourrage du bain fondu (leucosome) et de néosome dans le plan axial.

Ainsi, il apparaît que *l'anatexie partielle des paragneiss silico-alumineux a débuté avant et se poursuit pendant la déformation D_2 , l'essentiel de la fusion s'étant effectué avant le plissement P_2 .*

II. Déformation des granitoides précoces.

L'orthogneiss de Roguédas présente un rubanement d'origine métamorphique auquel se parallélise une foliation minérale de la biotite ; les filonnets de granite sécants sur le rubanement de l'orthogneiss (fig. 8) et affectés par cette même foliation sont déformés par les plis P_2 dans les gneiss et métatexites (fig. 9). La foliation minérale de plan axial pour les plis P_2 est une anisotropie S_2 , le rubanement de l'orthogneiss apparaît plus ancien, il s'agit du plan de ségrégation métamorphique S_1 développé dans *le granite anté à syn D_1 .*

III. Les granitoïdes d'anatexie : le rubanement.

1) Etude macroscopique.

Au sein des métatexites, se développent progressivement des "bouffées" de diatexites constituées d'un matériel granitique grenu incluant des enclaves de gneiss non mobilisé, de métatexites, de schlieren biotitiques ou de lentilles quartzofeldspathiques. Toutes ces enclaves sont aplaties et alignées définissant un rubanement irrégulier discontinu bien marqué quand la proportion d'enclaves est importante.

La grande masse des diatexites se situe en bordure nord des métatexites au contact du granite d'anatexie auquel elles passent progressivement (cf. chapitre I), ce phénomène étant dû "plutôt à une tendance naturelle vers l'homogénéisation qu'à une uniformité absolue dans la composition des roches-mères" (J. Cogné, 1957). Ici la roche présente un rubanement plus régulier, marqué à la fois par l'alternance de niveaux de composition minéralogiques et de granularités différentes et par l'alignement d'amas biotitiques et d'enclaves de gneiss aplaties suivant un plan.

Le granite d'anatexie est caractérisé par un rubanement matérialisé par l'alternance de bandes continues de :

- granite finement grenu leucocrate
- granite finement grenu biotitique à nodules de cordiérite
- granite grenu à porphyroblastes de FK.

Ce rubanement, bien exposé au Nord d'Auray (Tréauray), à St Léonard (Vannes) et à Polvern (Hennebont), est semblable au "regular banding" décrit par Pitcher et Berger dans le granite du DONEGAL (1972). Notons également l'alignement des porphyroblastes de FK dans le plan du rubanement définissant une linéation minérale et la direction moyenne d'allongement maximum des nodules de cordiérite et des enclaves dans ce même plan : ces deux linéations sont parallèles.

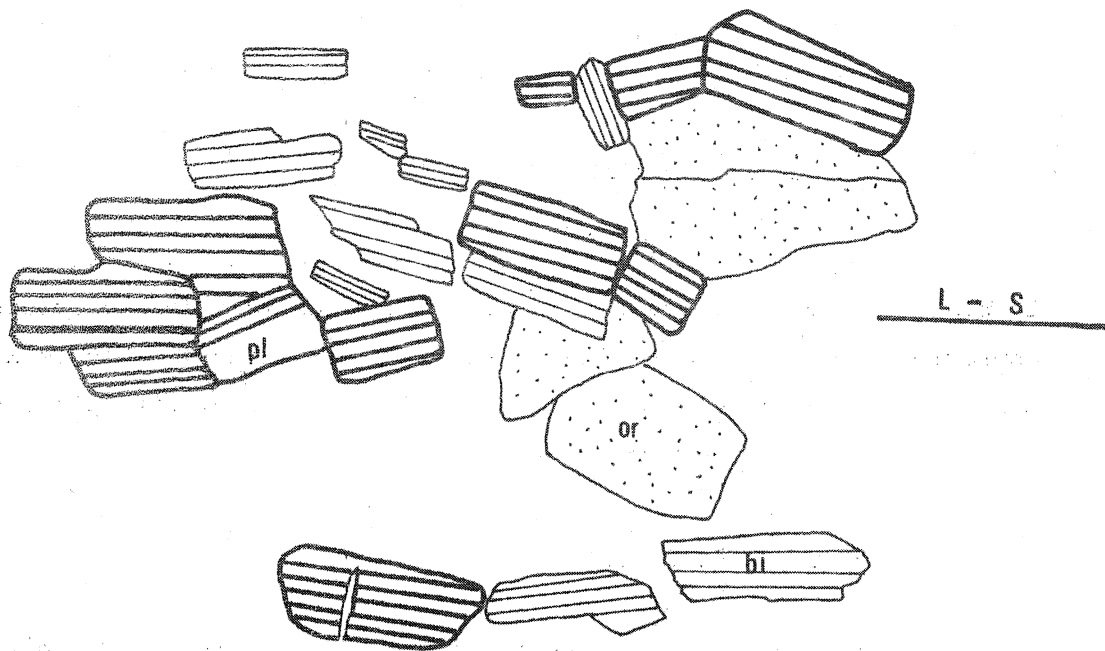
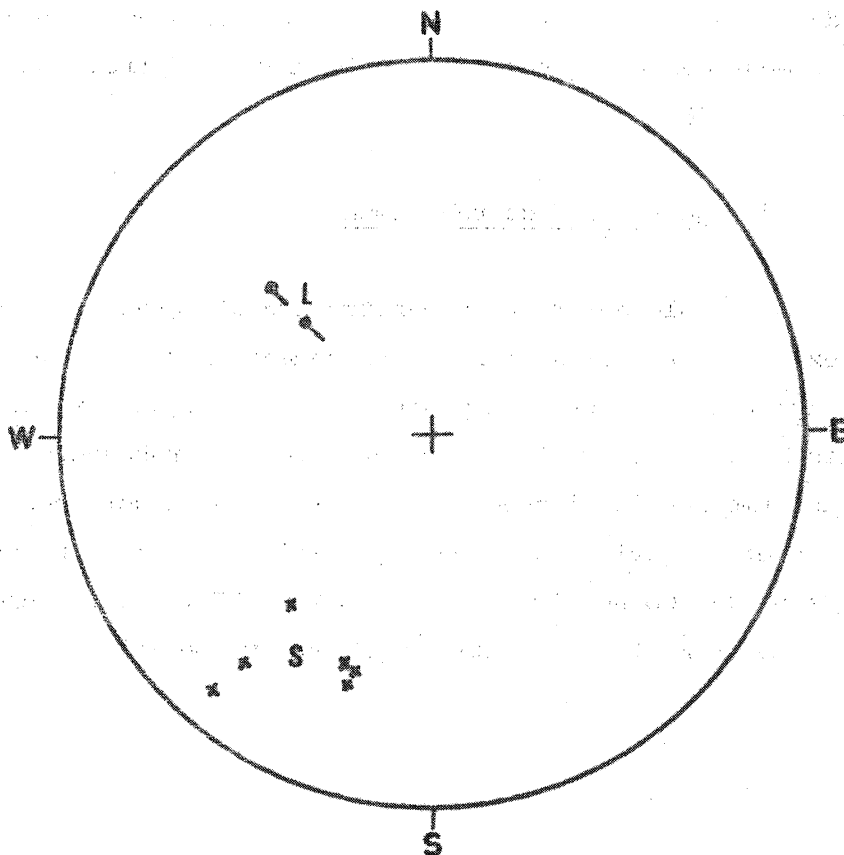


Fig. 32 : Granite d'anatexie : agencement des cristaux de plagioclase (Pl) biotite (Bi) et orthose (Or) dans le plan perpendiculaire au rubanement S et parallèle à la linéation L.

Fig. 33 : Granite d'anatexie : rubanement de flux (s) et linéation de flux (L). Projection de l'hémisphère supérieur.



2) Microstructures.

Les faces (001) de la biotite et du plagioclase (fig. 32), et le plan de macle de Carlsbad du feldspath potassique sont disposés approximativement dans le plan de rubanement du granite d'anatexie. Les seuls minéraux déformés sont les nodules de cordiérite pinitisée et le quartz légèrement cataclasé.

3) Structure de flux.

Ces structures caractéristiques des granitoïdes d'anatexie étudiés correspondent au développement d'un *plan et d'une ligne de flux* (Balk, 1937 ; Pitcher et Berger, 1972) lors de l'écoulement de ces matériaux visqueux se mettant en place. Cette anisotropie traduit la déformation des granitoïdes depuis le commencement de leur consolidation sous contraintes.

L'analyse structurale du rubanement et de la ligne de flux dans les granitoïdes fait apparaître une direction moyenne N 130 du plan déversé vers le NE (50° à 80°), la linéation de glissement plongeant de 30° à 50° vers le SE (fig. 33) le rubanement des diatexites est nettement déformé par un pli P₃ de grande amplitude au Nord de Vannes (fig. 34).

4) Age relatif du rubanement.

La seule déformation pénétrative affectant les granitoïdes d'anatexie se matérialise par le rubanement, structure de flux déversée au NE, ayant une direction moyenne NW-SE identique aux plans axiaux des plis P₂ dans les gneiss et métatexites. Ce rubanement est d'autre part, déformé par le plissement P₃ et recoupé au Nord par les granites à biotite et muscovite eux-mêmes mylonitisés par la zone broyée sud-armoricaine (J. Cogné, 1957 ; P. Jegouzo, 1973). Il recoupe des plis P₂ et le rubanement métatexitique (Tréauray, Le Paluden).

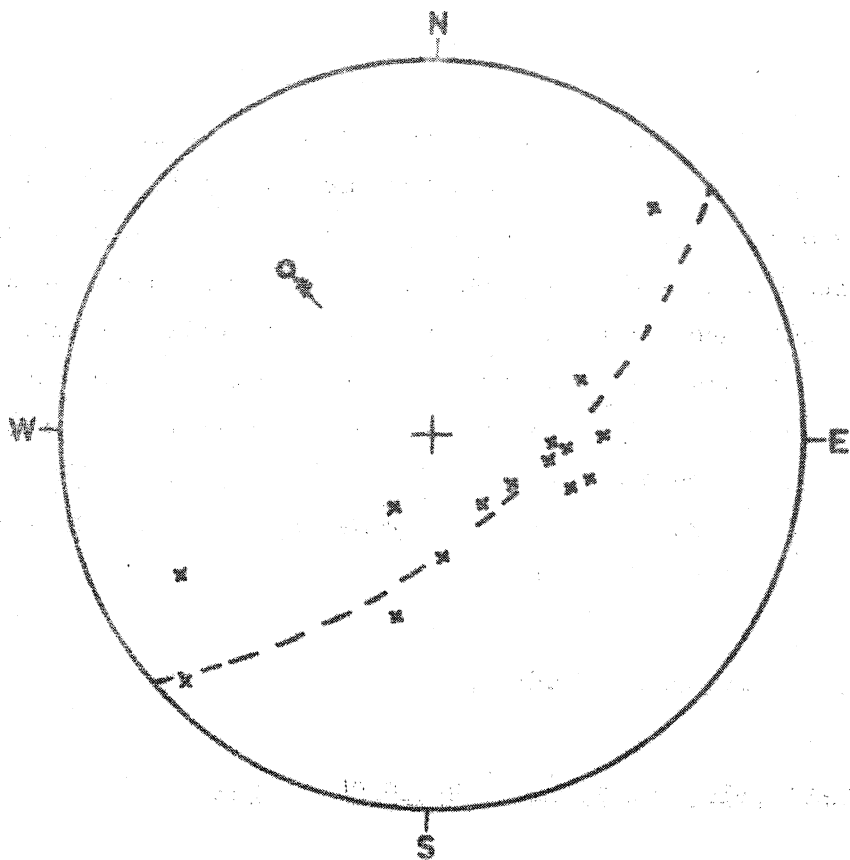


Fig. 34 : Diatexites : le rubanement de flux (x) est déformé par un pli P_2 d'amplitude kilométrique au Nord de Vannes. Projection de l'hémisphère supérieur.

Ces relations permettent de dater la remontée des *granitoïdes d'anatexie* au sein de l'infrastructure migmatitique : elle apparaît *syn à post P₂ et antérieure à la phase D₃*. La position structurale du granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray au sein des diatexites indique une faible ascension et lui confère un caractère parautochtone. Par contre, *le granite d'anatexie de Carnac* nettement intrusif dans les gneiss et métatexites ne présente pas de bordure diatexitique, il apparaît allochtone ; *sa mise en place est plus tardive* puisqu'il contient de grandes enclaves hectométriques de gneiss déformés par les plis P₃ : il paraît post D₃.

B. Analyse de la déformation.

I. Déformation D₂ dans les gneiss et métatexites.

1) Géométrie des plis P₂.

a) Méthode d'étude.

L'étude du profil des plis dans le plan orthogonal à l'axe par le tracé des isogones de plongement (fig. 35) et par la mesure des variations d'épaisseur d'une couche plissée, parallèlement au plan axial du pli (J.G. Ramsay, 1967), permet de distinguer cinq classes de plis : 1A, 1B, 1C, 2 et 3 (fig. 35).

b) Résultats.

Il existe une variation assez importante des profils, liée à la nature du matériel déformé et à la compétence de celui-ci au cours du plissement. Dans les paragneiss silico-alumineux, les niveaux quartzofeldspathiques montrent une convergence des isogones et sont représentés par des courbes T'_{α} en fonction de α contenues dans le champ des plis de classe 1C (fig. 35-37) ;

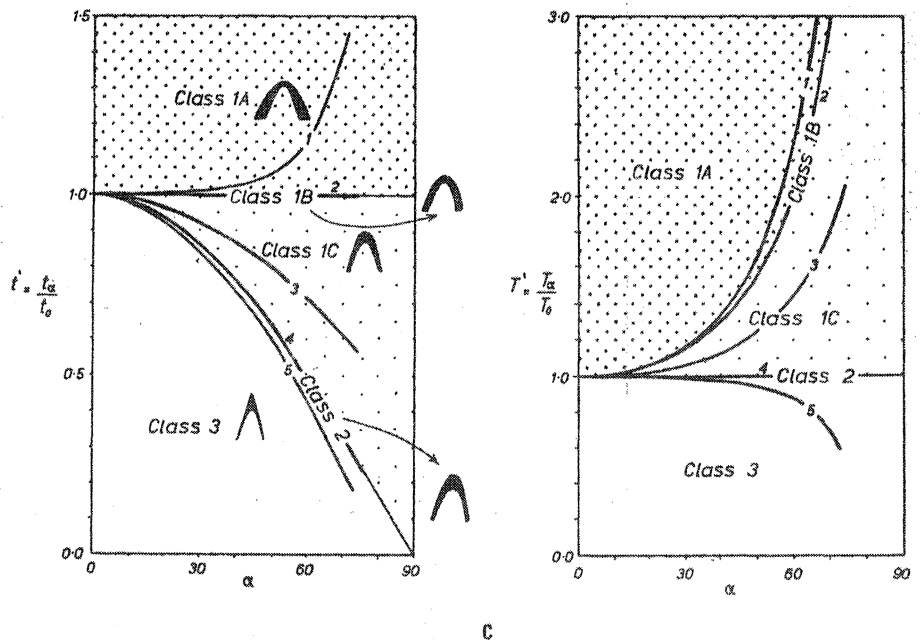
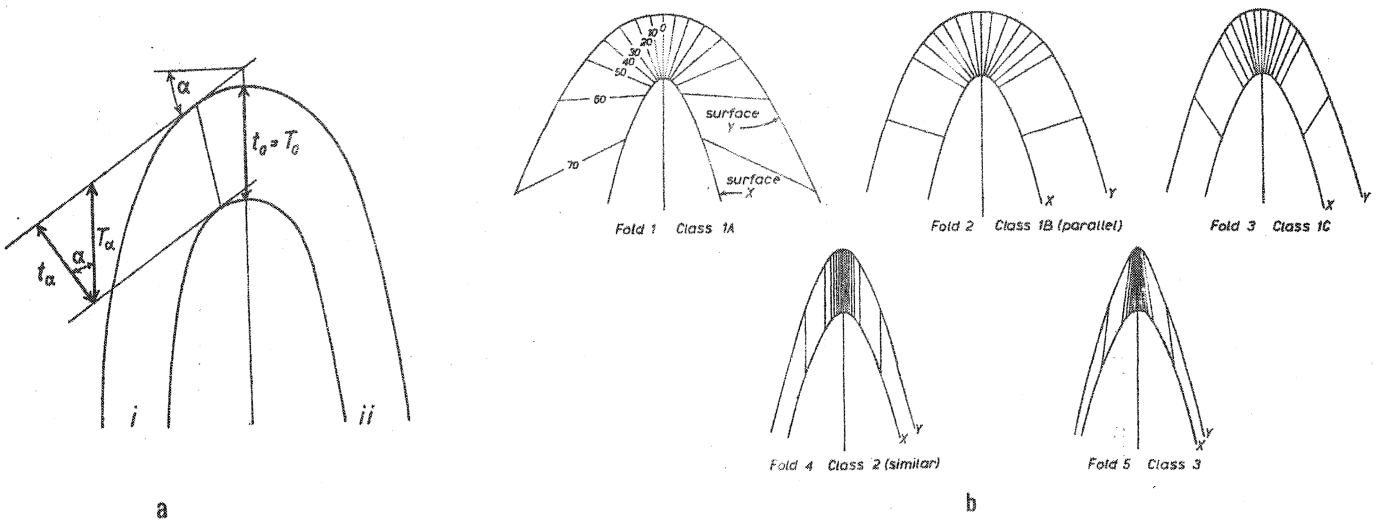


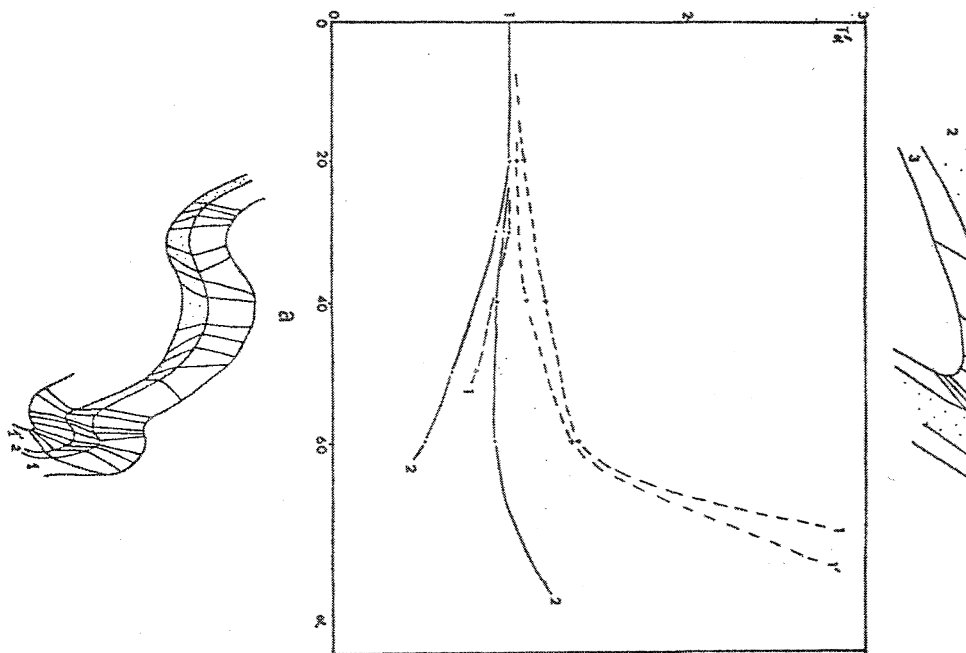
Fig. 35 : Classification des plis, extrait de J. G. Ramsay, 1967.

- a : mesure des paramètres t_α et T_α et tracé des isogones.
- b : l'allure des isogones par rapport au plan axial du pli détermine les 3 classes de plis.
- c : représentation de t'_α et T'_α en fonction de α déterminant les 3 classes de plis.

Fig. 36 : Etude des profils de plis P₂.

a : paragneiss silico-alumineux
feldspathiques,
2 = niveaux biotitiques.

b : paragneiss silico-alumineux
feldspathiques,
2 = niveaux biotitiques.



: 1 et 1' = niveaux quartzo-

: 1 et 3 = niveaux quartzo-

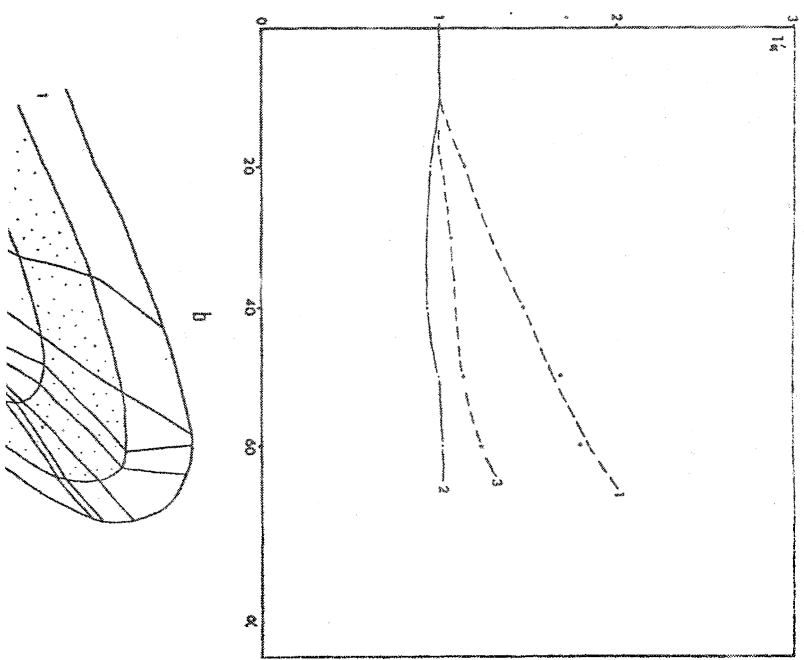
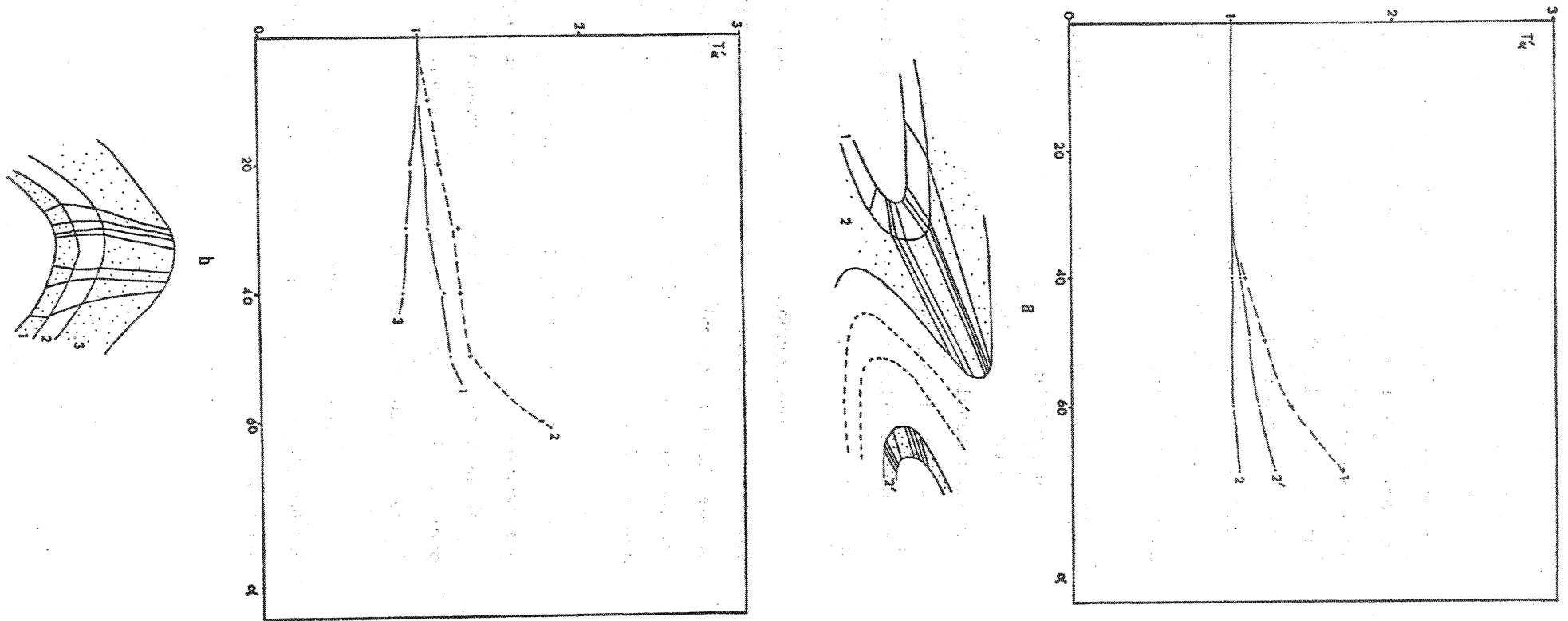


Fig. 37 : Etude des profils de plis P₂.

a : paragneiss silico-alumineux : 1 = niveaux quartzo-feldspathiques,
2 et 2' = niveaux biotitiques.

b : paragneiss silico-alumineux : 2 = niveaux quartzo-feldspathiques,
1 et 3 = niveaux biotitiques.



Les niveaux pélitiques plus riches en biotite ont des isogones faiblement convergents, le plus souvent parallèles voire divergeants : la tendance générale de ces profils et des courbes $T'_\alpha - \alpha$ est l'appartenance à la classe 2 (fig. 36-37). Ainsi, dans les paragneiss silico-alumineux les plis P_2 sont de type *concentrique aplati pour les niveaux quartzofeldspathiques et sub-semblables pour les niveaux pélitiques* ; ceci dénote une compétence plus grande de ces derniers au cours du plissement P_2 .

Dans les métatexites, les mobilisats et les veines de quartz ont des profils appartenant aux classes 1C, 2 et 3 assez bien regroupés autour de la classe 2 (fig. 38). Ceci dénote une compétence de ces lits semblable ou légèrement inférieure aux niveaux pélitiques encaissants impliquant un état rhéologique visqueux des leucosomes pendant le plissement P_2 confirmé par le bourrage des charnières de ces plis.

Nous venons de voir que les plis analysés appartiennent surtout aux classes 1C et 2 : ce sont des plis concentriques aplatis ou semblables. Ce résultat permet d'envisager *le mécanisme de plissement suivant : flexion des couches (Buckling) et aplatissement surimposé parallèlement au plan axial* (J.G. Ramsay, 1967).

D'autre part, les variations de profil suivant la nature des couches indique des caractères rhéologiques différents au cours du plissement confirmés par l'observation du boudinage, ainsi l'on peut établir un classement des matériaux allant des plus ductiles jusqu'aux plus incompétents :

niveaux pélitiques et mobilisats > gneiss grenus quartzofeldspathiques > gneiss à grain fin > leptynites, amphibolites, pyroxénites.

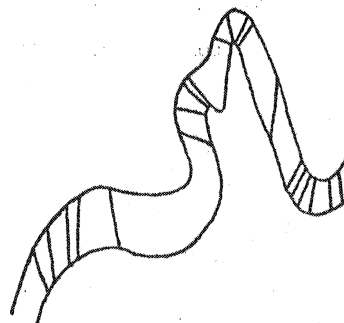
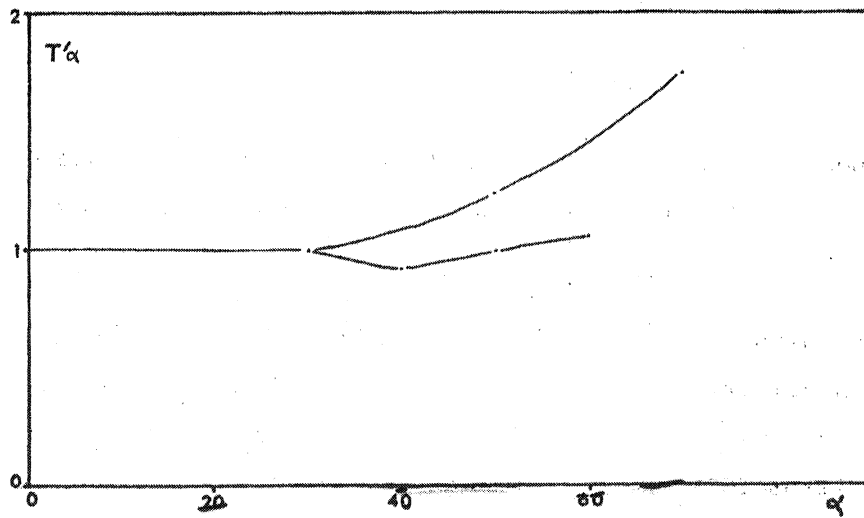
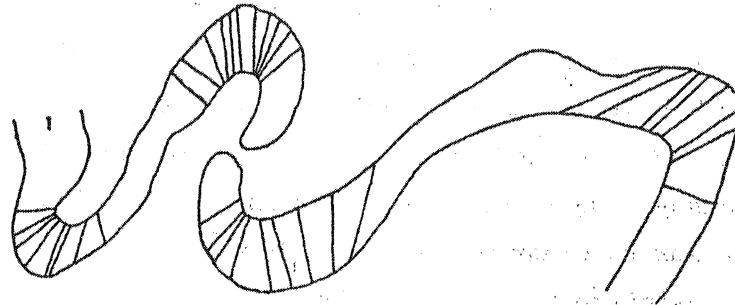
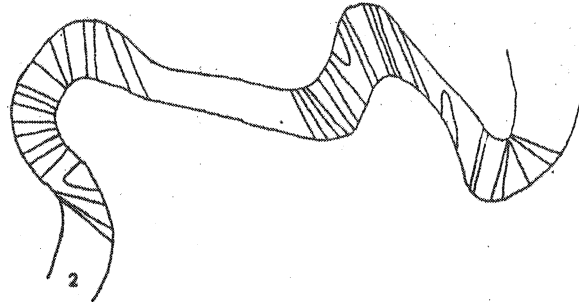
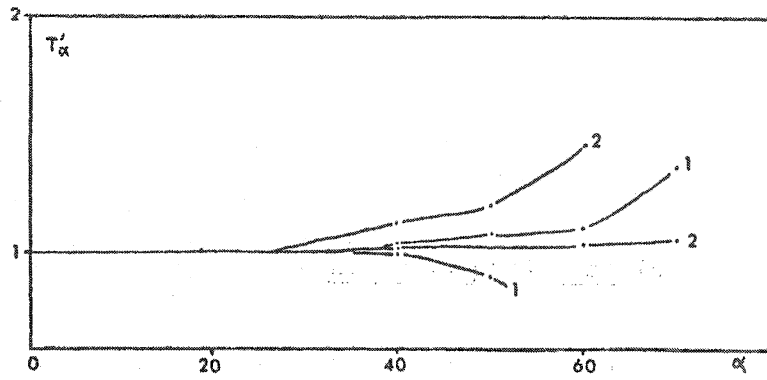


Fig. 38 : Etude des profils de plis P_2 affectant les leucosomes.

2) La déformation finie.

L'analyse des éléments structuraux montre que la déformation majeure des gneiss et métatexites est liée à la phase D₂ ; le dernier épisode D₃ ne produit pas de structures pénétratives et les plis liés à cette phase apparaissent localement. Aussi, la déformation finie déduite de ces roches a été principalement acquise au cours de D₂.

Le but de cette étude est de déterminer les trois directions principales de la déformation : Z correspondant au raccourcissement, X à l'allongement maximum et Y à la direction intermédiaire ; ce résultat s'obtient par l'analyse des directions de plissement, de bouclinage et de la forme des marqueurs anté ou syntectoniques. Ces axes $X \geq Y \geq Z$ sont les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie, résultat de la transformation d'une sphère initiale (D. Flinn, 1962 ; J.G. Ramsay, 1967). La représentation bidimensionnelle de cet ellipsoïde se fait sur un diagramme ($a = \frac{X}{Y}$, $b = \frac{Y}{Z}$) où chaque type est représenté par le paramètre k (D. Flinn, 1962) :

$$k = \frac{\frac{X}{Y} - 1}{\frac{Y}{Z} - 1}$$

Les dimensions X, Y, Z sont les demi axes de l'ellipsoïde résultant du changement de longueur (e) du rayon de la sphère initiale (r = 1), ainsi :

$$X = \sqrt{\lambda_1} = 1 + e_1, Y = \sqrt{\lambda_2} = 1 + e_2, Z = \sqrt{\lambda_3} = 1 + e_3.$$

Le diagramme (fig. 40) délimite les champs des ellipsoïdes aplatis ou en galette ($0 \leq k < 1$), des ellipsoïdes étirés ou en cigare ($1 < k \leq \infty$) ; ces deux champs sont séparés par la droite $a/b = 1$: ce sont les ellipsoïdes où Y est invariant. Dans le cas d'une déformation sans changement de volume, on parlera de déformation par aplatissement, par étirement et de déformation plane.

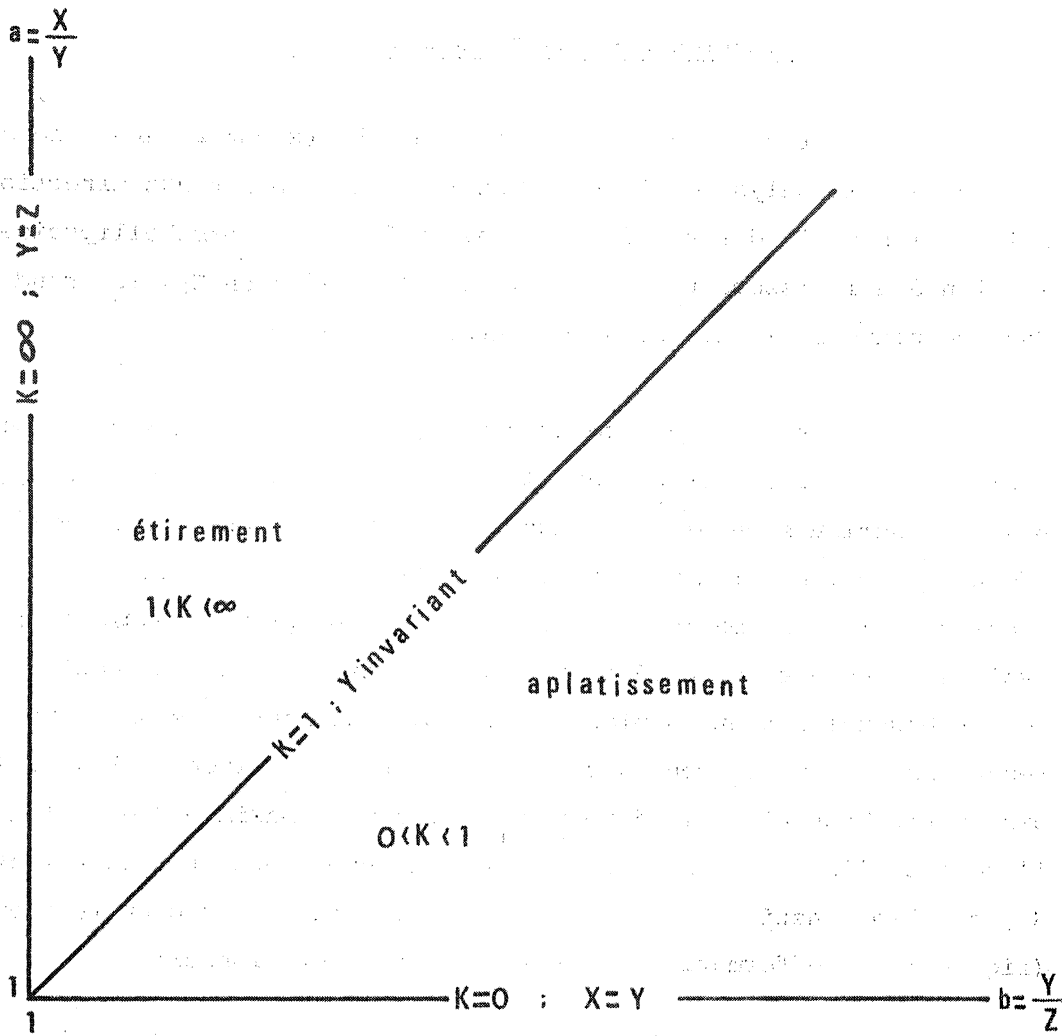


Fig. 40 : Diagramme $a = \frac{X}{Y}$ en fonction de $b = \frac{Y}{Z}$ pour la représentation des ellipsoïdes de déformation finie.

a) Déformation des objets antétectoniques.

Les cristaux de grenat sont des objets antérieurs à la déformation D_2 ; l'analyse de leurs dimensions par rapport aux directions principales de la déformation fait apparaître une forme^d ellipsoïde dont le plan d'aplatissement est parallèle à la foliation S_2 , le grand axe dans ce plan est la direction d'étirement maximum X.

Ces cristaux de grenat sont donc des particules non rigides englobées dans une matrice ductile. Au cours de la déformation D_2 , ces objets sphériques ou ellipsoïdaux à l'origine se sont déformés et ont adopté une orientation préférentielle par rapport aux directions principales de la déformation (N.C. Gay, 1968). Le grand axe (a) des cristaux ovoïdes tend à se paralléliser à la direction X, le plus petit axe (c) est orthogonal à X et au plan XY. A l'affleurement, les axes (a) se répartissent dans un cône d'ouverture réduite (environ 20°) dont la bissectrice constitue la direction d'étirement maximum X parallèle à l'axe des plis P_2 , l'axe c est normal au rubanement et à la foliation S_2 , ce plan constitue donc XY, et c la direction de raccourcissement Z (fig. 45). La déformation apparaît être non rotationnelle.

D'autre part, les rapports des axes a, b, c, des cristaux de grenat dépendent de la forme de l'ellipsoïde de déformation, du rapport de viscosités R entre le grenat et la matrice, et de la concentration des cristaux de grenat dans cette matrice (N.C. Gay, 1968). La concentration étant faible (<1%) les rapports des axes a, b, c, sont proportionnels aux rapports des demi axes, X, Y, Z au coefficient de viscosité R près :

$$\ln (a/b) = \ln (a_i/b_i) + \left[\frac{5}{2R + 3} \right] \ln \frac{\sqrt{\lambda_1}}{\sqrt{\lambda_2}}$$

où : $\sqrt{\lambda_1} = X$ et $a_i, b_i, c_i =$ longueurs des axes initiaux des particules.

$$\sqrt{\lambda_2} = Y$$

$$\sqrt{\lambda_3} = Z$$

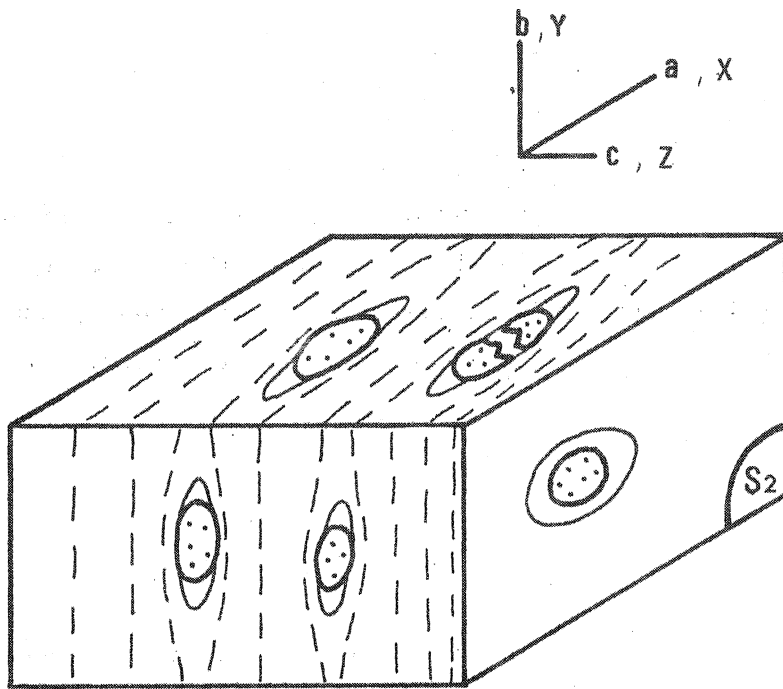


Fig. 41 : Déformation des cristaux de grenat dans les métatexites et développement des ombres de pression suivant x et y.

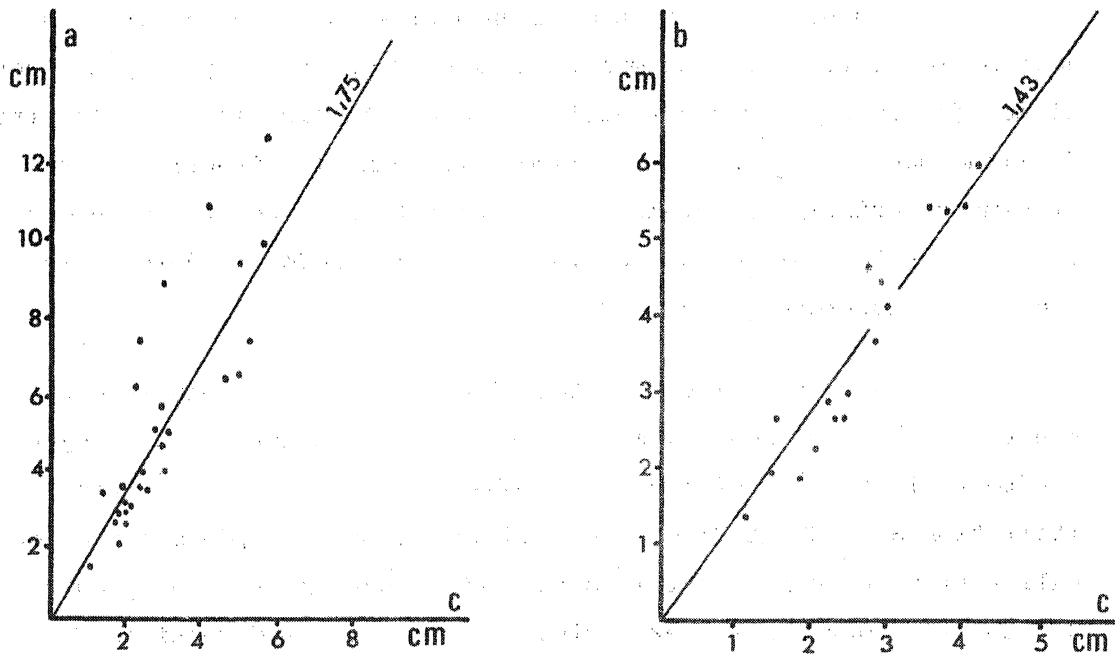


Fig. 42 : Représentation graphique des axes, a, b, c, des cristaux de grenat déformés dans les métatexites de Port Navalo.

En admettant que les cristaux de grenat étaient sphériques avant la déformation D_2 ($a_1 = b_1 = c_1$), l'estimation du rapport R permettrait de quantifier cette déformation. Dans le cas étudié, nous avons établi les valeurs moyennes des rapports $\frac{a}{b}$, $\frac{a}{c}$ et $\frac{b}{c}$ (fig. 41).

Ces rapports impliquent :

$$\frac{X}{Z} > \frac{Y}{Z} > \frac{X}{Y}$$

correspondant à un ellipsoïde aplati $0 < k < 1$ et à *une déformation par aplatissement* non rotationnel dans le cas de non changement de volume.

b) Cristallisations syntectoniques dans les zones abritées.

Pendant la déformation d'un gneiss constitué de cristaux peu déformables (grenat par exemple) emballés dans une matrice plus ductile, il se développe des zones abritées de cristallisation dans la direction d'allongement et des zones de dissolution dans la direction de raccourcissement (principe de Riecke). La répartition de ces zones autour de l'objet antéectonique indique le type d'ellipsoïde de déformation finie (P. Choukroune, 1971, 1974).

Dans les gneiss et métatexites, le grenat almandin est antérieur à la déformation D_2 , pour cette phase il constitue des objets antéectoniques peu déformables. L'observation des trois sections XY (foliation S_2), XZ et YZ met en évidence la présence de zones de cristallisation de quartz et feldspaths autour des cristaux de grenat. Ces zones se développent exclusivement suivant les directions X et Y, principalement suivant X (fig. 41). Il apparaît que ces deux axes principaux de l'ellipsoïde sont des directions d'étirement (X étant supérieur à Y) et que l'axe Z orthogonal à la foliation S_2 constitue la direction de raccourcissement. Ce type d'ellipsoïde ($0 < k < 1$) indique *une déformation finie par aplatissement* dans l'hypothèse de non changement de volume.

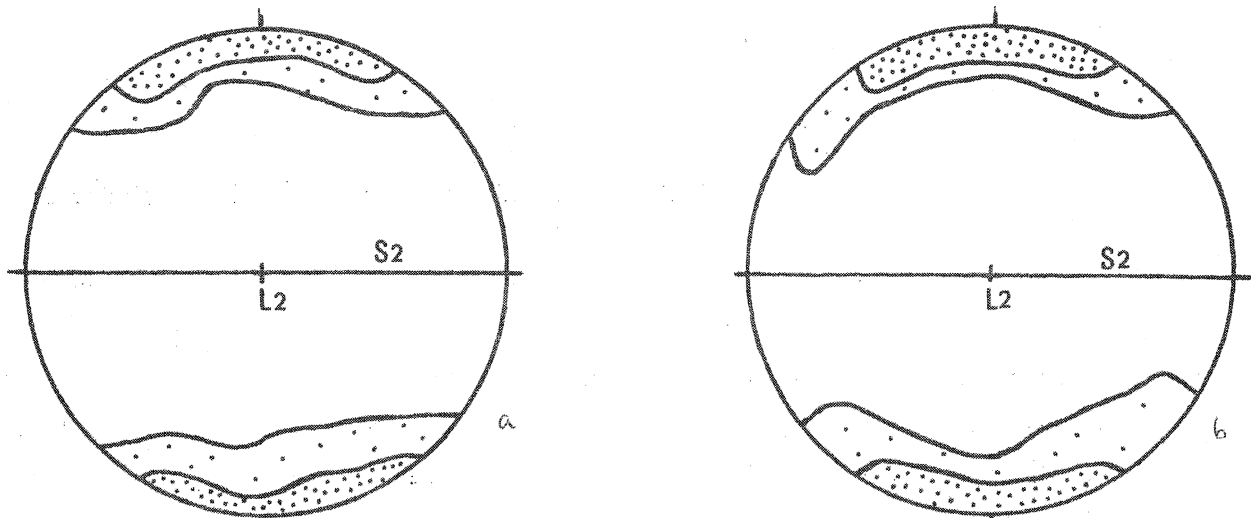


Fig. 43 : Dispersion des pôles des plans (001) des cristaux de biotite dans deux échantillons de paragneiss : Port Navalo (a), Le Rohu (b).

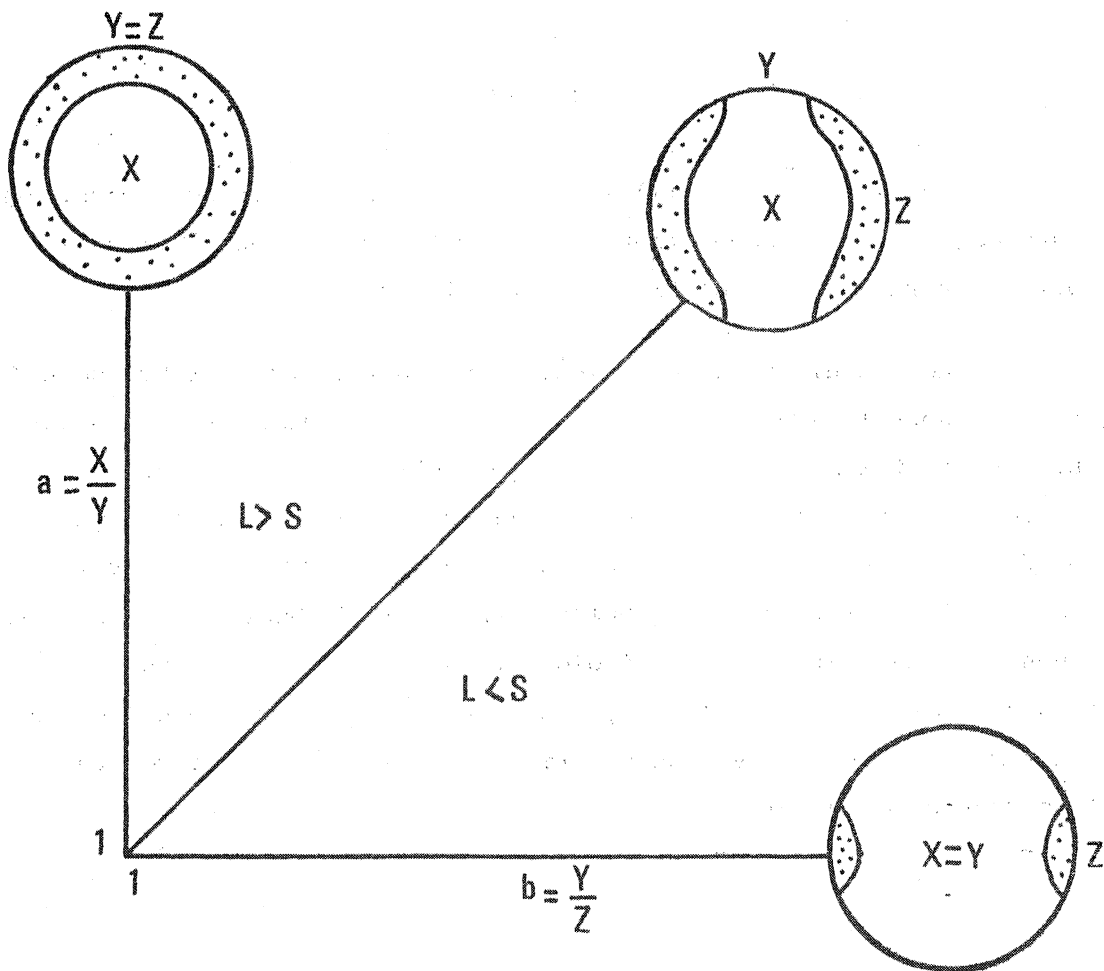


Fig. 44 : Diagramme de D. Flinn (1965) montrant les relations entre les fabriques L-S et l'ellipsoïde de déformation finie. Les stéréogrammes figurent les dispersions des pôles des minéraux planaires.

c) Le rubanement S_2 et la fabrique minérale de la biotite.

Dans les gneiss et métatexites, *au rubanement métamorphique et métatexitique se parallélise la foliation minérale de la biotite S_2 .* L'analyse de la symétrie de la fabrique d'une tectonite permet de déterminer la symétrie de l'ellipsoïde de déformation finie (D. Flinn, 1965) fig. 44. Il suffit d'établir pour cela le type de fabrique L - S d'un minéral planaire cristallisant pendant la déformation D_2 : la biotite. Sur un échantillon, on repère les directions principales X, Y et Z telles que :

- la foliation S_2 correspond au plan XY
- la linéation d'étirement matérialise X
- Z est orthogonal au plan XY.

Une lame mince taillée dans le plan YZ suffit pour construire le stéréogramme sur lequel figurent les poles des plans (001) de la biotite déterminés à la platine universelle (fig. 43).

Les résultats obtenus sont significatifs d'une fabrique L < S (fig. 44) dont la symétrie est en accord avec un ellipsoïde de déformation finie triaxial aplati dont le paramètre $0 < k < 1$. Cette détermination précise sur quelques échantillons permet ensuite d'estimer le type de tectonite L - S rapidement en d'autres points. Il apparaît ainsi que l'ensemble des paragneiss à biotites et des métatexites constituent des tectonites L < S, indiquant *une déformation finie de type aplatissement* $0 < k < 1$ s'il n'y a pas eu changement de volume pendant la déformation D_2 . Ce type de déformation finie est en accord avec l'observation du double boudinage.

II. Déformation des granitoïdes.

Les structures majeures des diatexites et granites d'anatexie ont été analysées dans le chapitre précédent, elles correspondent à un écoulement au cours duquel la roche acquiert un plan et une ligne de flux. Ces structures peuvent être discutées non seulement en termes de mouvement à l'intérieur d'un fluide visqueux mais également en termes de déformation finie (Pitcher et Berger, 1972). L'étude des alignements minéraux permet d'établir le type de fabric L - S (D. Flinn, 1965) et de déterminer l'importance relative des composantes linéaire et planaire de l'écoulement. D'autre part, l'étude de la forme des objets déformés (enclaves, nodules...) confirme le type de déformation déduit de la fabrique L - S.

La linéation minérale le long de la direction de flux apparaît être la direction maximum d'allongement X de l'ellipsoïde de déformation finie aplatie ou étirée obtenue par "pure shear" (N.C. Gay, 1966) plutôt que l'axe X de l'ellipsoïde obtenue par "simple shear" (Bhattacharyya, 1966). En effet, d'une part il faudrait une déformation infinie par "simple shear" pour que X soit contenue dans le plan de glissement, d'autre part, l'observation de lames minces normales à la surface de flux et parallèles à la linéation montre que les cristaux allongés de plagioclase (fig. 33) notamment sont disposés dans un cône étroit ayant pour direction moyenne la linéation de flux, on observe le même agencement des axes d'étirement des nodules de cordiérite déformés. De plus, aucun critère de déformation rotationnelle n'a été observé. Ainsi, il semble qu'à petite échelle, le mécanisme de déformation lié à l'écoulement soit du type "pure shear".

L'observation de l'alignement minéral bien exprimé par l'allongement des cristaux de plagioclase et de feldspath potassique dans le plan de flux des granitoïdes d'anatexie indique une fabrique L > S.

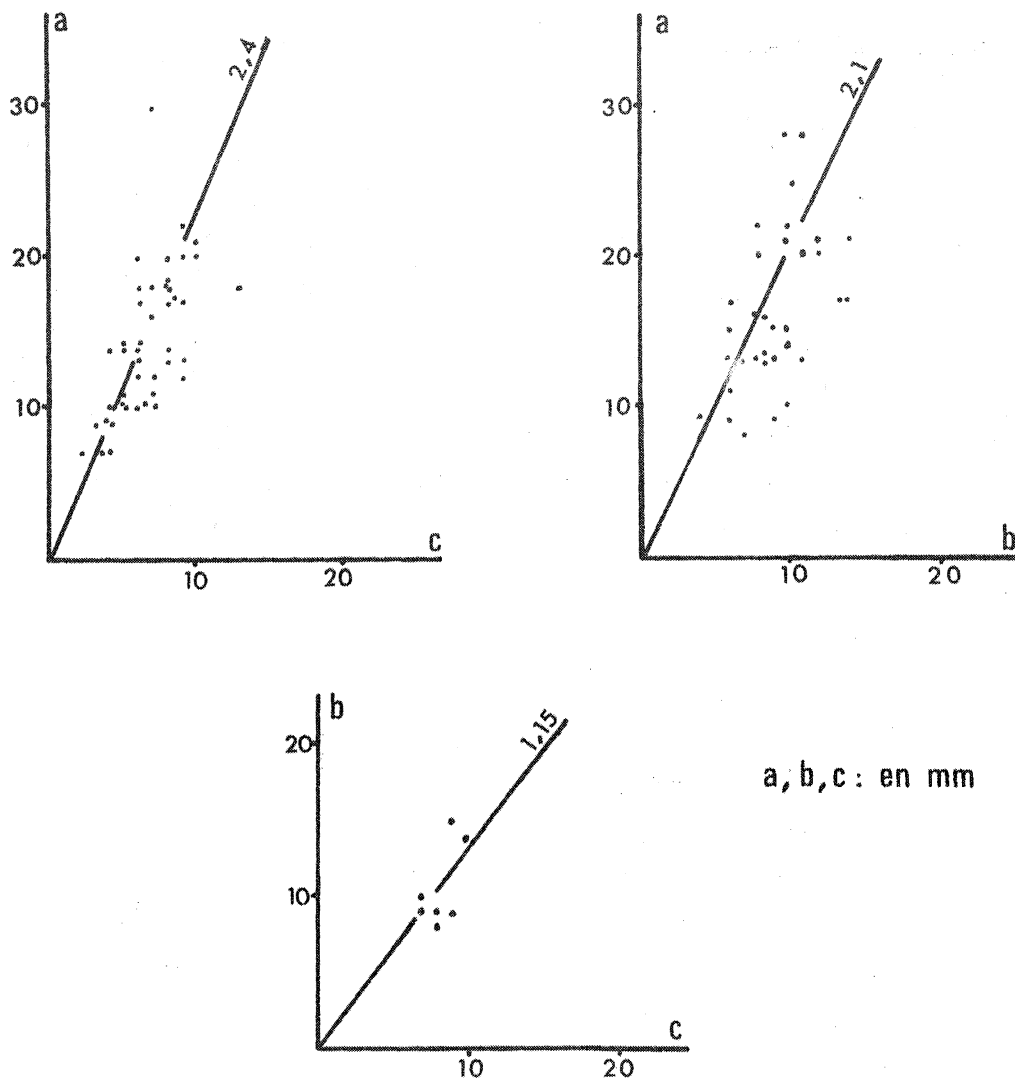


Fig. 45 : Représentation graphique des axes a, b, c, des nodules de cordiérite dans le granite d'anatexie.

La cristallisation de la cordiérite dans le stade magmatique antérieur à contemporain de l'écoulement du granite ou l'héritage de celle-ci, font que ces marqueurs sont assimilables à des particules non rigides englobées dans une matrice visqueuse et que leurs forme et orientation indiquent le type et l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie (N.C. Gay, 1968). Comme précédemment, dans le cas des cristaux de grenat déformés dans les gneiss nous avons calculé les rapports des axes a, b, c, des nodules de cordiérite (fig. 45) ; nous en déduisons les relations suivantes :

$$\frac{X}{Z} > \frac{X}{Y} > \frac{Y}{Z} : \text{ ellipsoïde étiré } 1 < k < \infty$$

Suivant l'hypothèse de non changement de volume, *la déformation finie apparaît être de l'étirement* ou constriction $k > 1$. Ce résultat est en accord avec la fabrique $L > S$ estimée précédemment.

3) Zonéographie de la déformation (fig. 46).

La déformation D_2 dans les gneiss et métatexites se développe dans un régime d'aplatissement $0 < k < 1$ caractérisé par l'orientation subhorizontale de *la direction d'étirement X* suivant *l'axe des plis P_2* .

La remontée des granitoïdes d'anatexie au cours de cette phase D_2 s'effectue dans un régime d'étirement $1 < k < \infty$ avec *X* *parallèle à la ligne de glissement* plongeant de 40° au SE représentant l'axe cinématique de mouvement de la matière.

Ainsi, il existe parallèlement à la zonéographie pétrographique marquant l'évolution de l'anatexie, une zonéographie du type de déformation pendant la phase majeure D_2 , accompagnée d'un changement d'attitude de la direction d'étirement maximum X.

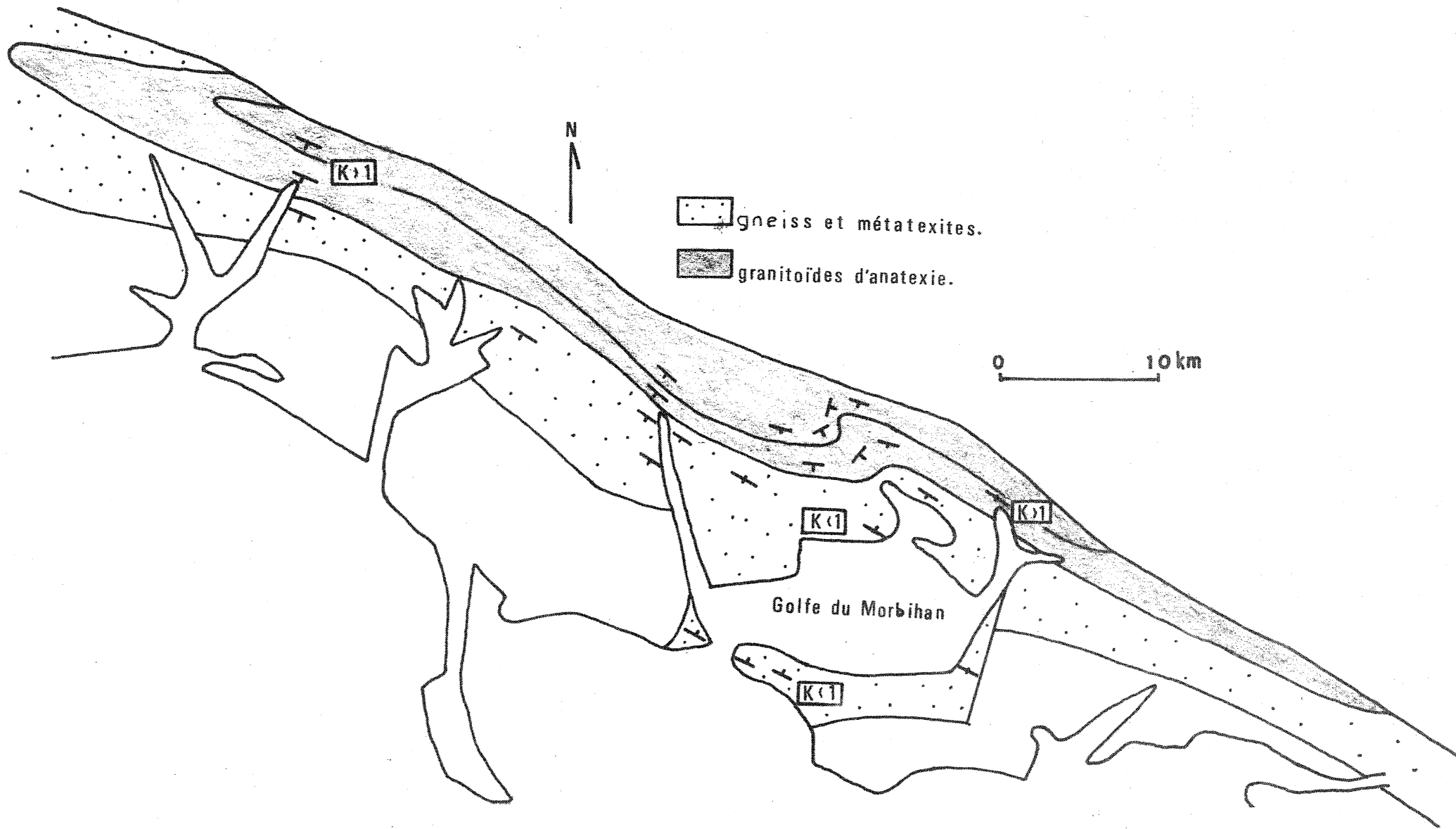


Fig. 46 : Zonéographie de la déformation D₂. Attitudes de la foliation et du rubanement métatexitique S₂ dans les gneiss et métatexites, et du rubanement de flux dans les granitoïdes d'anatexie.

CONCLUSION

A. Processus de mobilisation et anisotropie.

Les travaux expérimentaux de Mehnert, Büsch et Schneider (1973) sur l'anatexie de gneiss silico-alumineux, montrent que le premier bain apparaît au point triple des sutures des phases minérales quartz - plagioclase - orthose. De ce premier stade de l'anatexie à la formation des métatexites puis des diatexites et granites d'anatexie le mécanisme de mobilisation apparaît se développer selon le modèle que nous allons élaborer à la suite de l'analyse pétrographique, géochimique et structurale des migmatites et que nous allons exposer.

Les premiers bains fondus sont transportés dans le gneiss sous forme de fluide suivant des directions déterminées par l'état de contrainte et l'état d'anisotropie de la roche, pendant le phénomène. Les hétérogénéités de composition et de concentration minérales du gneiss favorisant l'anatexie dans des zones préférentielles ; la fusion se développant, la proportion de bain augmente par rapport aux cristaux réfractaires. Ainsi, la taille de ces zones croît à la fois par fusion strictement in situ et par apport de bain suivant le mécanisme de transfert intergranulaire. La proximité de ces zones et leur vitesse de croissance entraînent leur coalescence. La composition chimique du bain continuellement homogénéisé est régie à la fois par les conditions P, T, et par les compositions de la phase gazeuse et de la roche sujette à l'anatexie.

La croissance des zones de concentration du bain fondu s'effectue par réaction du bain avec les minéraux du gneiss immédiatement adjacents et par transfert intergranulaire. Ces deux mécanismes impliquent la formation de deux types de résidus réfractaires à la fusion :

- le premier entraîne une accumulation des résidus à l'interface gneiss - bain.
- le second draine le gneiss qui devient un solide résiduel.

La forme des zones d'accumulation du bain ainsi que les directions de transfert intergranulaire dépendent principalement du type et de l'intensité de l'anisotropie du gneiss initial d'une part, et de son état de contrainte. Il semble que au cours de l'anatexie d'un gneiss, une forte anisotropie planaire du gneiss et un état de contrainte hydrostatique ou à plus forte raison non hydrostatique, détermineront une disposition rubanée des zones d'accumulation du bain. Dans la plupart des cas, ce rubanement d'origine anatectique se parallélisera au rubanement initial du gneiss.

Il apparaît que ce mécanisme de différenciation anatectique soit semblable à la différenciation par pression-solution et transfert de solution dans les roches épimétamorphiques décrit notamment par D.W. Durney (1972). Au cours de l'anatexie, trois processus de genèse du rubanement peuvent également être invoqués (nous utiliserons la terminologie suivante : veine = zone d'accumulation du bain, lentille = zone de concentration des résidus réfractaires à la fusion) ; ces trois processus sont (fig. 47) :

1 : les résidus sont extraits du gneiss initial pour se déposer dans les lentilles.

2 : le bain est extrait du gneiss et se rassemble dans les veines, le gneiss ainsi drainé devient une lentille.

3 : les processus 1 et 2 agissent simultanément. Le processus 1 n'est pas applicable car le bain est nettement plus mobile que les résidus, la croissance des lentilles selon la direction de raccourcissement fini Z le rejette également. Le processus 2 est en accord avec la mobilité du bain et peut contribuer à un raccourcissement suivant Z, c'est-à-dire perpendiculairement au rubanement. Le processus 3 est rejeté pour les mêmes raisons que le 1. Ainsi, le processus 2 rend compte des modalités de la différenciation anatectique produisant un rubanement dans le gneiss constitué de 3 parties :

- le mobilisat se concentre dans les veines.

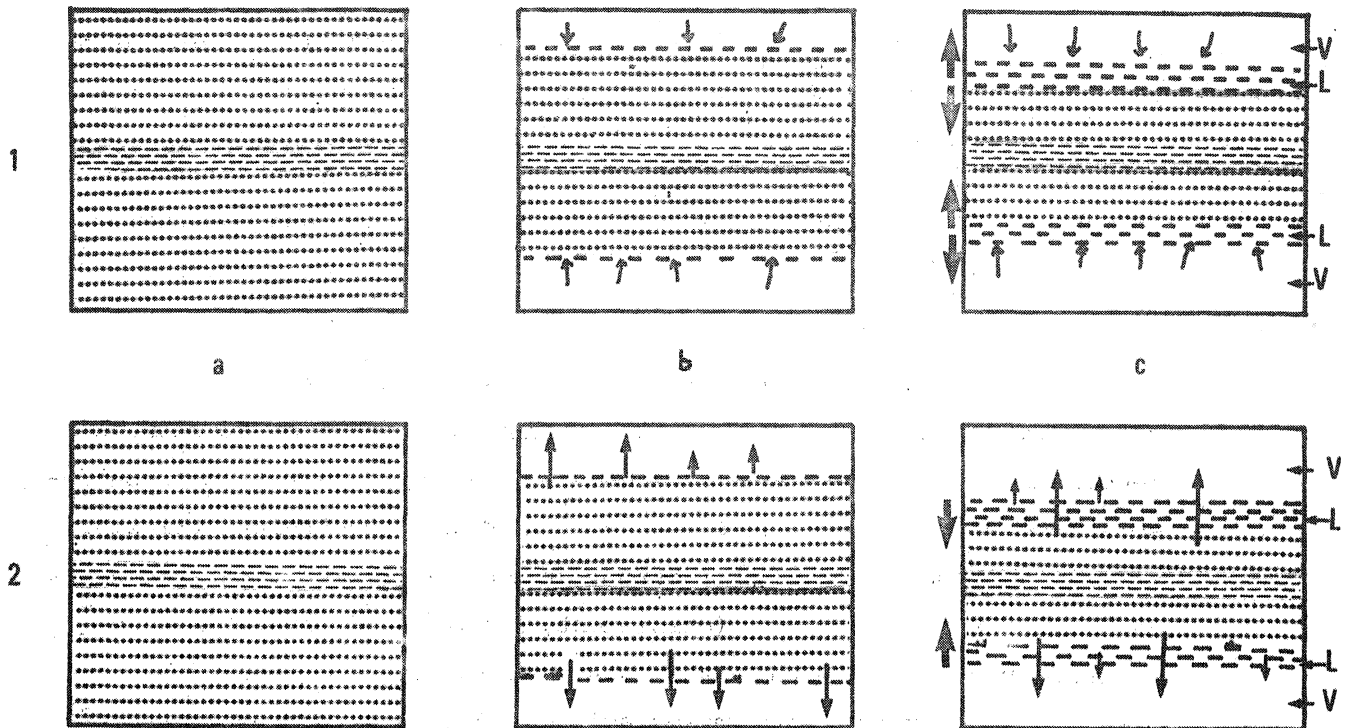


Fig. 47 : Mécanisme de genèse du rubanement métatextitique.

a₁ et a₂ : gneiss initial à forte anisotropie planaire.

b₁ et c₁ : les résidus de la fusion sont extraits du bain pour se déposer dans les lentilles (L). Le volume occupé initialement par le gneiss est occupé par la veine leucocrate fondue (V). La croissance des lentilles (⇐), se fait perpendiculairement au rubanement.

b₂ et c₂ : le bain est extrait du gneiss et se concentre dans les veines (V), le gneiss ainsi drainé devient une lentille (L). La croissance des lentilles contribue au raccourcissement fini perpendiculaire au rubanement (⇐).

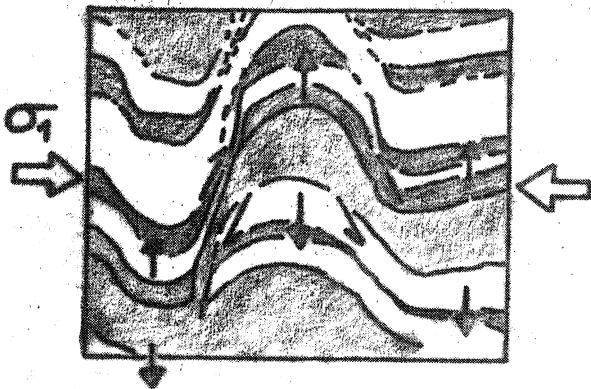


Fig. 48 :

Mécanisme de formation de la schistosité de crénulation dans une roche rubanée (calcaire : niveaux clairs, marne : niveaux sombres) par "buckling". Les lits calcaires sont atténués ou tronqués dans les zones d'inflexion des plis : ces structures sont expliquées par Durney par le phénomène de pression-solution avec transfert de calcite des flancs vers les charnières des plis.

Extrait de D.W. Durney (1972, fig. 75c).

- à l'interface gneiss - mobilisat s'accumule la plus grande proportion des résidus issus de la fusion strictement in situ.
- le gneiss ayant été drainé par le bain constitue également un résidu.

L'arrêt de l'anatexie entraîne la cristallisation du bain et de l'ensemble de la migmatite sous son aspect rubané où alternent le leucosome (mobilisat), le mélanosome (résidu réfractaire) et le paléosome (gneiss drainé). L'application d'un état de contrainte triaxial sur cette roche fortement anisotrope en voie de cristallisation induit une déformation hétérogène (plissement, boudinage), accompagnés de déplacements du mobilisat des flancs de plis vers les charnières : en effet, les contraintes maximales agissent à l'interface mélanosome - leucosome dans les flancs, alors que dans les charnières les contraintes sont minimales (fig. 48). Ici également nous retrouvons un mécanisme semblable au processus de "pression-solution" et "solution-transfert" dans le plissement des roches épimétamorphiques (D.W. Durney, 1972).

Ce modèle s'applique aux métatexites rubanées ; dans le cas des diatexites et granites d'anatexie, le taux de fusion du gneiss initial est plus important, le résultat de l'anatexie est un mélange de bain, de cristaux résiduels et d'enclaves de gneiss réfractaires.

Dans les métatexites, les différents stades du processus proposé semblent avoir été conservés, à part le stade initial de fusion intergranulaire. En effet, ces roches présentent un rubanement typique, l'observation du paléosome met en évidence de petites lentilles millimétriques leucocrates de même composition que le mobilisat : elles doivent représenter des zones initiales de fusion du gneiss restées isolées. La corrosion parfois intense des minéraux du paléosome atteste le transfert intergranulaire du bain fondu.

La présence de minéraux hérités (globules de quartz, plagioclase et biotite) indiquent leur entraînement dans le leucosome au cours de la genèse des veines.

Enfin, l'observation des plis D₂ indique une migration du mobilisat leucocrate des flancs vers les charnières.

B. Hypothèse du monocyclisme.

J. Cogné (1957) interprète l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale comme la superposition de deux cycles orogéniques majeurs : le cycle hercynien et un cycle pré ou anté-hercynien qu'il rapporte au cycle cadomien ; le cycle hercynien responsable d'une rétro-morphose dynamique régionale dans les étages structuraux supérieurs et marqué par la migmatisation et l'anatexie dans les zones profondes. Cette hypothèse d'évolution polycyclique aboutissant à la dualité infra-superstructure hercynienne, est reprise par cet auteur (J. Cogné, 1960, 1962, 1965, 1967, 1970) et dans les études récentes des domaines de Bretagne méridionale par B. Hassenforder (1969), Cl. Horrenberger (1970), Cl. Audren (1971, 1974), P. Jégouzo (1973), J.J. Peucat (1973). Dans le domaine des migmatites de Basse Loire pour B. Hassenforder (1969) et J. Cogné et B. Hassenforder (1976) les deux cycles développent des migmatites : le cycle cadomien produit tardivement les métatexites, le cycle hercynien donne naissance aux diatexites et aux granites d'anatexie. Dans la région de la Roche Bernard, P. Jégouzo (1973) conclut que la mobilisation anatectique est unique et appartient au cycle hercynien (phase bretonne).

Nous allons discuter cette hypothèse en analysant la suite des événements métamorphiques, migmatitique et tectoniques décrits dans cet ouvrage.

I. Relations métamorphisme - déformation.

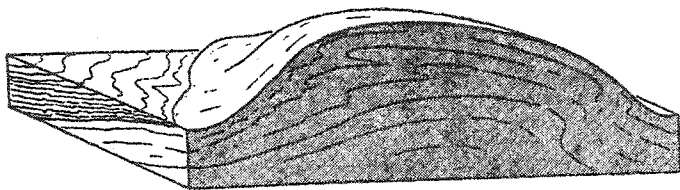
Nous avons établi le synchronisme de la déformation D_1 et de l'épisode métamorphique M_1 caractérisé par l'association minérale : grenat almandin + disthène + sillimanite, dans les gneiss silico-alumineux et les kinzigites, cet épisode M_1 ne produit pas de migmatites.

L'épisode métamorphique M_2 à cordiérite + sillimanite + orthose développant l'anatexie des gneiss silico-alumineux, débute avant la déformation D_2 et se poursuit pendant cette phase ; au cours de celle-ci et jusqu'après la phase D_3 , les granitoïdes d'anatexie remontent à des niveaux de plus en plus élevés de l'orogène.

II. Métamorphisme progressif plurifaciel.

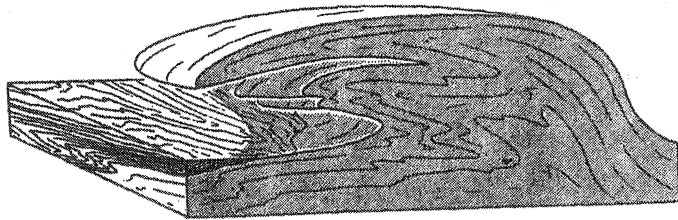
Au cours de l'évolution métamorphique et tectonique c'est la même surface d'anisotropie S_0-1 qui se régénère par différenciation métamorphique et ségrégation anatectique, et qui se déforme. Aucun indice de polycyclisme tel que discordance ou filons post orogéniques repris par la déformation D_2 , n'a été décelé. A l'encontre de l'hypothèse du polycyclisme, se pose le problème du développement d'une anatexie aussi puissante aux dépens d'un éventuel socle remobilisé.

Ces remarques nous conduisent à penser que la succession des événements métamorphiques et tectoniques étudiés, s'intègre dans un seul cycle orogénique au cours duquel (fig. 13) le gradient géothermique d'abord très penté ($\approx 20^\circ\text{C}/\text{km}$) se relève ensuite progressivement dans l'interphase $D_1 - D_2$ à la faveur de la diminution de l'intensité des contraintes D_1 et d'un apport thermique important provoquant l'anatexie des paragneiss silico-alumineux jusqu'à production des granitoïdes d'anatexie. Cette masse migmatitique acquerrant du fait de son état partiellement fondu, une densité et une viscosité moindres, bien inférieures à la superstructure micaschisteuse, tend à remonter par gravité pendant la phase D_2 . Les granitoïdes moins visqueux continuent leur ascension dans l'orogène jusqu'après la phase D_3 . La mise en place du granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray a été datée à 363 ± 12 MA (Ph. Vidal, 1973). Nous pensons que cet âge dévonien moyen à supérieur date la fin de la déformation D_2 et de l'épisode M_2 , donc l'arrêt de la tectonique gravitaire que l'on peut ainsi rattacher à une phase hercynienne précoce (phase bretonne).



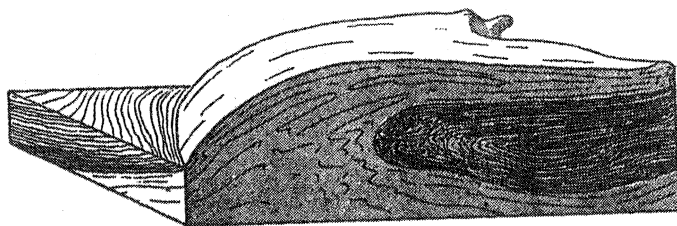
DOME

30 KM



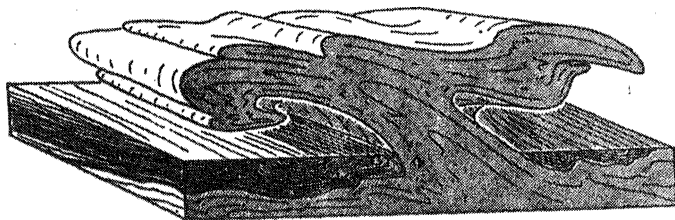
DIAPIR

5 KM



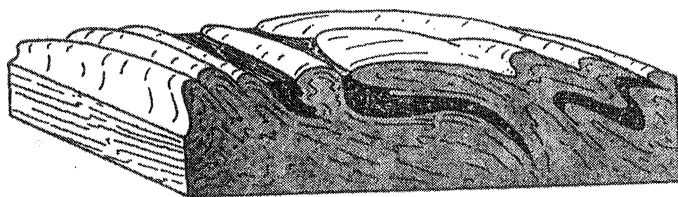
NAPPE

25 KM



CHAMPIGNON

12 KM



COMPLEXE

35 KM

Fig. 49 : Types de structures migmatitiques observées dans le "Central Metamorphic Complex" (Groënland) par J. HALLER (1955, 1956, 1957).

extrait de J. HALLER (1971).

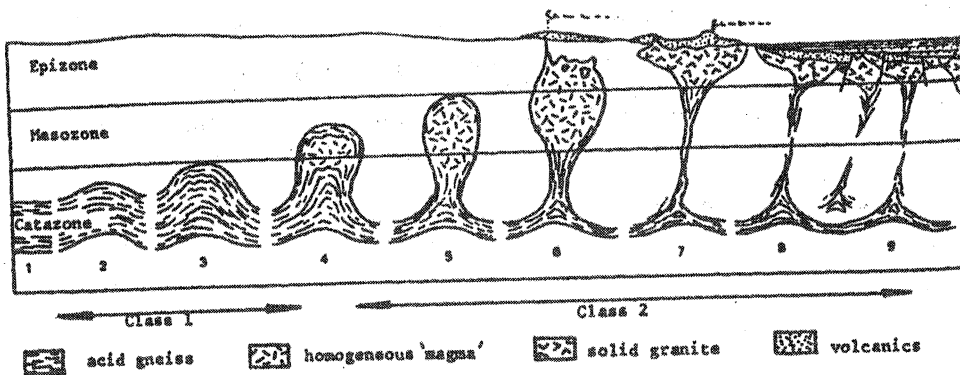


Fig. 50 : Classification des dômes et diapirs issus d'une source acide catazonale dans un orogène.

extrait de C.J. TALBOT (1971).

Les derniers âges obtenus sur les leucogranites tardifs et sur minéraux (280-290 MA) (Ph. Vidal, 1973) sont interprétés par cet auteur comme la période de "refroidissement bloquant le strontium radiogénique dans les réseaux". Nous rapportons cet événement tardif au retrait du flux thermique et à la fin de la rétro-morphose au cours des temps hercyniens.

Cette succession tectonométamorphique s'inscrit dans un cycle orogénique complet aboutissant à la formation de la chaîne hercynienne. Cependant, il reste à dater l'épisode M₁ contemporain de la déformation D₁ afin de préciser l'extension de cette période orogénique que l'on ne peut rigoureusement pas rattacher en entier à l'orogénèse hercynienne telle qu'elle est définie actuellement à partir des événements tectoniques et métamorphiques décrits dans les segments moins mobiles. Nous pensons que la datation de l'orthogneiss de Roguédas notamment apporterait une solution au problème de la durée de l'orogénèse dans la mesure où la mise en place du granite initial correspond à la phase D₁.

C. Le diapir migmatitique.

I. Introduction.

La structure régionale des massifs migmatitiques et de leurs enveloppes dans l'orogène Calédonien du Groënland, conduit J. Haller (1955-1956, in 1971) à classer les bombements migmatitiques en cinq types suivant leur morphologie (fig. 49), ce sont :

- les dômes
- les diapirs
- les nappes
- les champignons
- les complexes.

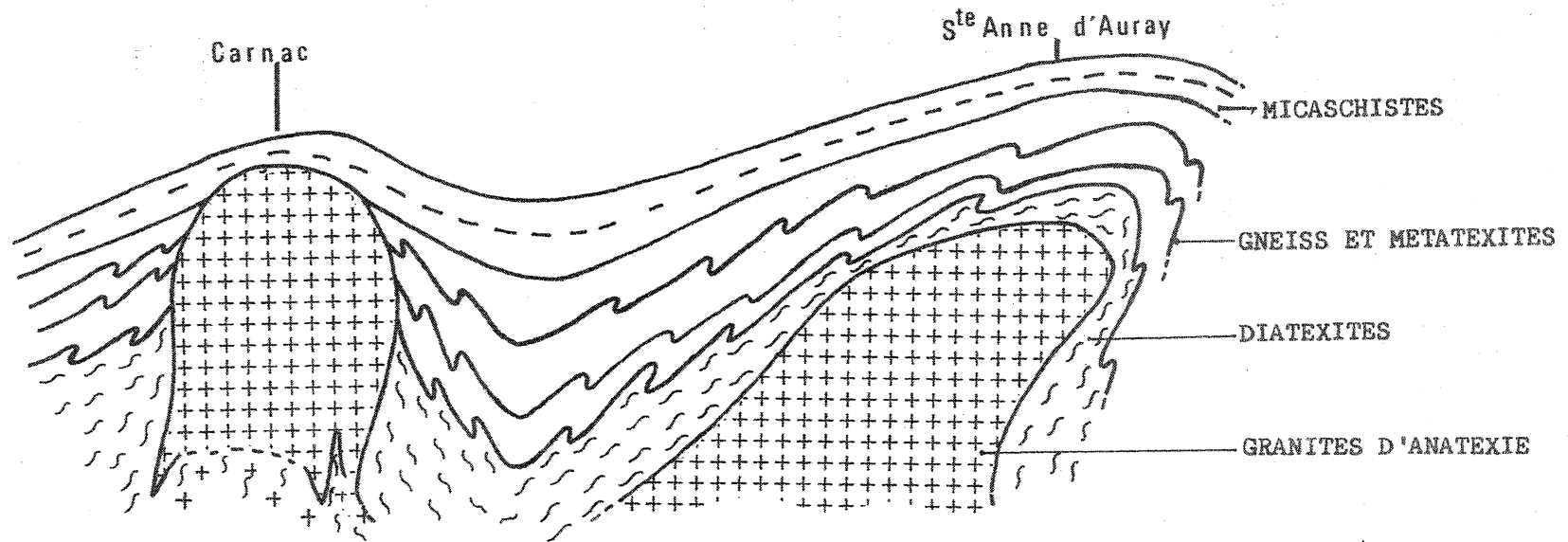


Fig. 51 Coupe interprétative de la Bretagne méridionale au niveau du Golfe du Morbihan montrant les structures issues du diapirisme des migmatites.

Ces massifs font apparaître une structure emboîtée constituée d'un coeur granitoïde, d'une enveloppe de gneiss rubanés ou ocellés et d'une bordure de micaschistes.

Cette disposition se retrouve également dans les dômes gneissiques décrits dans la littérature internationale (Eskola, 1949, Reesor et Moore, 1971 ; C.J. Talbot, 1971, 1974 ; Den Tex (1975) ; J.P. Brun (1975). Pour ces auteurs, ces structures résultent du diapirisme des masses anatectiques de l'infrastructure dans la superstructure gneissique et micaschisteuse. Le diapirisme étant causé par l'instabilité gravitaire et mécanique existant dans l'orogène, créée par la diminution de densité et de viscosité des roches partiellement fondues par rapport aux gneiss et micaschistes qui les surmontent.

II. Structure de la zone étudiée.

La cartographie simplifiée (fig. 14) montre un agencement concentrique à coeur granitique (massif Hennebont - Vannes), à enveloppes diatexitique puis métatexitique et gneissique, puis micaschisteuse.

- Dans le coeur granitique et l'enveloppe diatexitique, les roches ont une fabrique fluidale : le plan d'écoulement est déversé vers le NE, la linéation de flux plonge au SE.

- Dans l'enveloppe métatexitique et gneissique, les plans axiaux des plis P_2 sont déversés au NE également, ce n'est qu'au Sud de cette enveloppe que les plans axiaux sont verticaux ou déversés vers le SW. Partout les axes des plis P_2 sont parallèles à l'allongement du coeur granitoïde.

- Dans l'enveloppe micaschisteuse, de la presqu'île de Rhuys et de l'estuaire de la Vilaine (Cl. Audren, 1971 ; Cl. Audren et P. Jégouzo, 1974), les schistosités apparaissent peu pentées. Les contacts de cette enveloppe avec les gneiss et métatexitites sont toujours faillés ou chevauchants.

Cette zonéographie des types pétrographiques correspond à la juxtaposition des termes issus de l'anatexie partielle progressive ; elle se superpose à une zonéographie à la fois des structures et des types de déformation (cf. tableau ci-dessous) développée essentiellement pendant la phase majeure D₂.

	Enveloppe micaschisteuse	E. gneissique et métatexitique	Coeur anatectique
Foliation S ₂	subhorizontale	subverticale → NE	subverticale → NE
Axes P ₂ Linéation L ₂		NW - SE et subhorizontale	NW - SE et subverticale
Déformation D ₂		Plastique $0 < k < 1$	Visqueuse $1 < k < \infty$

La morphologie actuelle de cette partie de l'orogène hercynien est donc caractérisée par un bombement centré sur les granitoïdes d'anatexie du massif Hennebont - Vannes. Elle résulte de la déformation de la structuration subhorizontale existant avant l'anatexie, c'est-à-dire que l'on admet que la foliation S₀₋₁ des gneiss est apparue subhorizontale. La migmatisation crée la superposition de haut en bas de l'orogène de la superstructure micaschisteuse et l'infrastructure gneissique puis granitoïde. Les matériaux de l'infrastructure ayant une viscosité et une densité inférieure à ceux de la superstructure, il en résulte le diapirisme des premiers donnant naissance à la structure diapirique du massif migmatitique Hennebont - Vannes (fig. 51) dans la classification de J. Haller (fig. 49). Ce diapir migmatitique appartient au type 3 ou 4 dans la classification des dômes et diapirs de C.J. Talbot (1971) (fig. 50).

D'autre part, nous pensons que le granite de Carnac (fig. 14) dépourvu d'enveloppe diatexitique mais intrusif dans les gneiss et métatexites et dans les micaschistes, est le coeur d'un autre dôme anatectique, la masse granitique étant remontée plus haut dans l'orogène que le massif Hennebont - Vannes. Aussi, le granite de Carnac appartiendrait au type 5 de la classification de C.J. Talbot.

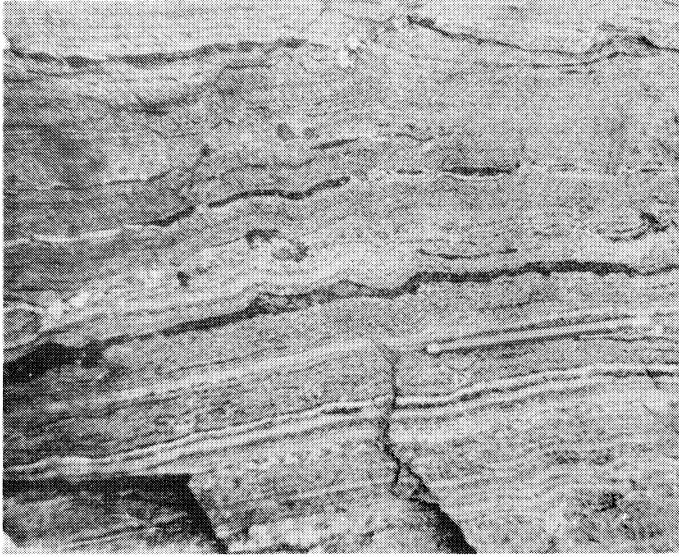
Dans l'ensemble de la Bretagne méridionale, les structures anatectiques sont interprétées en terme de diapirisme granitique par Cl. Audren (1976).

D. Conclusion régionale.

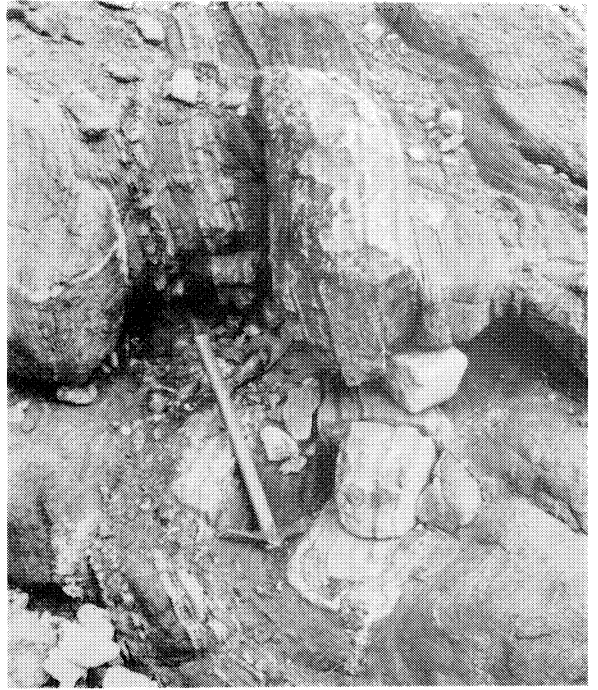
Au cours de ce travail, nous avons conclu au caractère progressif de l'évolution métamorphique et de la déformation dans ce segment de la chaîne hercynienne en Bretagne méridionale. La première déformation D_1 induisant la foliation S_1 et les plis P_1 est accompagnée de l'épisode métamorphique M_1 caractérisé par l'association disthène + almandin + biotite, et de l'intrusion de filons de granite (orthogneiss de Roguédas). L'anatexie débute après D_1 à la faveur d'un apport thermique et d'une baisse de pression, elle se poursuit pendant la déformation D_2 caractérisée par le diapirisme des migmatites, le mécanisme gravitaire est important, cependant les forces compressives semblent participer à l'orogénèse. Les structures acquises depuis le début de l'anatexie constituent la déformation D_2 datée par la mise en place du granite d'anatexie Hennebont - Vannes à 360 MA ; c'est la phase majeure de l'orogénèse "hercynienne" en Bretagne méridionale se rattachant à la phase Bretonne d'âge fini-Dévonien ici, considérée par J. Cogné dès 1957 comme la période "d'intumescence de la chaîne hercynienne". Puis se développe la déformation D_3 accompagnée et suivie de la mise en place des filons granitiques tardifs.

Légendes des photographies.

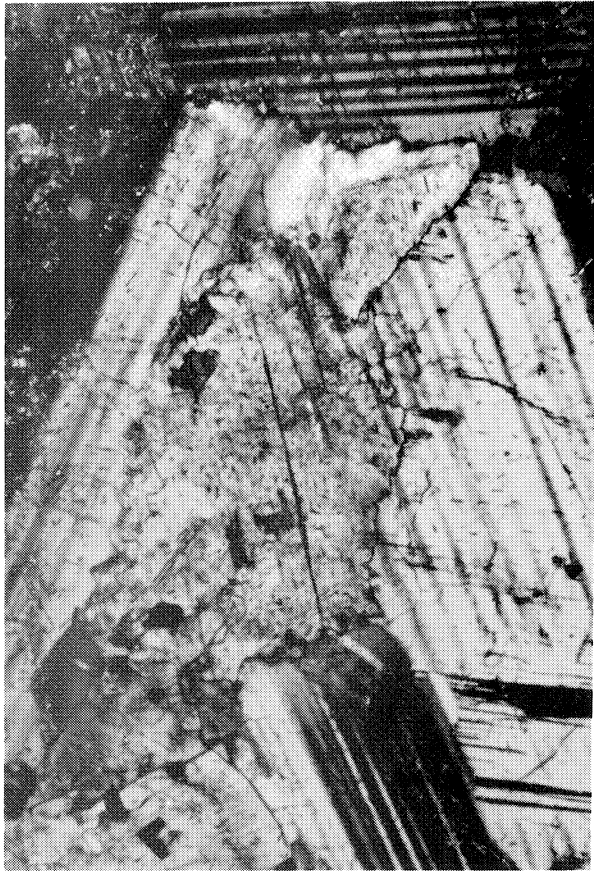
1. Amphibolite rubanée (Port Navalo).
 2. Banc de gneiss à pyroxène intercalé dans les gneiss kinzigitiques (Port Navalo).
 3. Texture intersertale dans l'enclave de métazabbro (Petit Mont en Port Navalo).
 4. Grenat hélicitique en voie de déstabilisation au coeur d'une lentille à plagioclase. Pyroxénite à grenat (Auray).
-
5. Gneiss kinzigitique : structure d'une nappe de cordiérite à résidu de grenat. (Le Crélin, Brech).
 6. Gneiss kinzigitique : association spinelle + quartz au coeur de la cordiérite (Port Navalo).
 7. Gneiss kinzigitique : cristal de disthène blindé dans l'oligoclase (Port Navalo).
 8. Gneiss kinzigitique : croissance de spinelle (hercynite) sur un cristal de sillimanite (Port Navalo).
 9. Gneiss kinzigitique : golfes de quartz à l'interface cordiérite - grenat dans une nappe de cordiérite (Port Navalo).
-
- 10 et 11. Métatexite : structure stromatitique (Petit Mont).
 12. Mélanosome biotitique, phénocrystal d'apatite (Le Rohu).
 13. Leucosome : suture entre oligoclase et quartz (Port Navalo).
-
14. Pli P_1 dans les paragneiss silico-alumineux (Port Blanc, Arradon).
 15. Leucosome déformé par un pli P_2 (Le Rohu).
 16. Pli P_2 déformant un banc d'amphibolite (Le Paluden, Arradon).
 17. Plis P_3 dans les métatexites (Port Navalo).
 18. Cisaillements D_3 affectant les flancs courts des plis P_3 (Petit Mont).
 19. Plis P_3 déformant une alternance de gneiss silico-alumineux et d'amphibolites massives (Port Navalo).
-



1

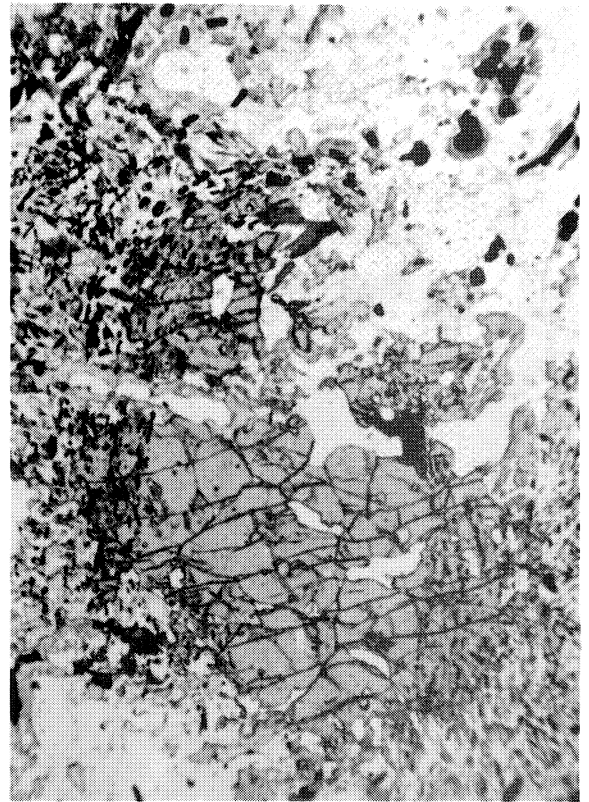


2



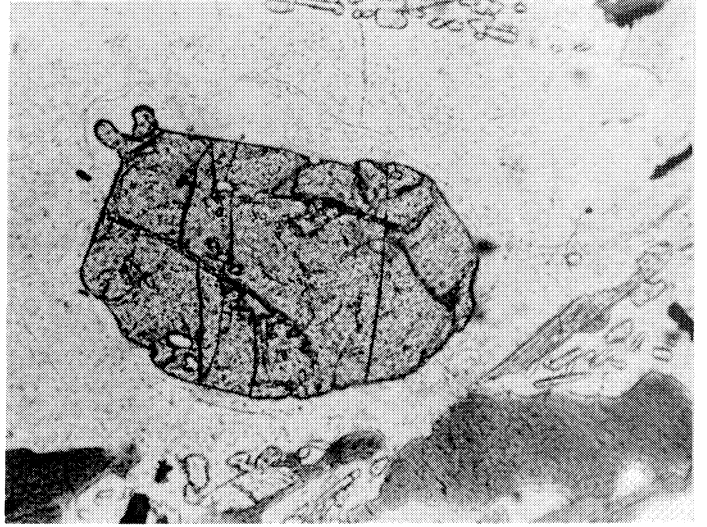
3

1 mm



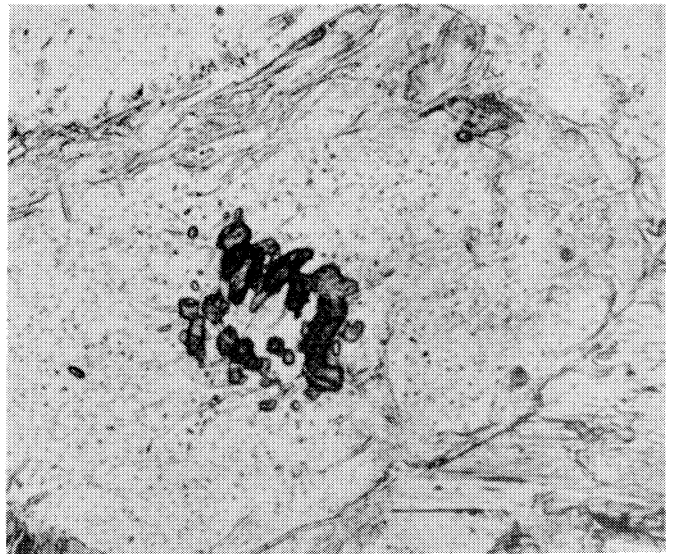
1 mm

4



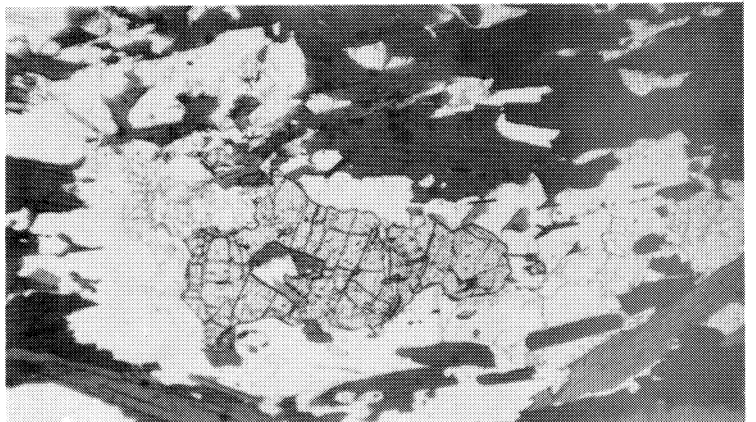
9

1 mm

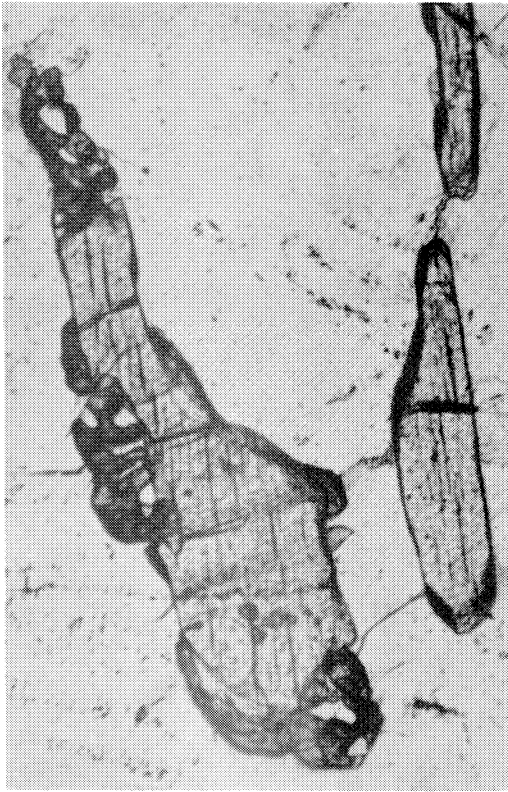


6

1 mm



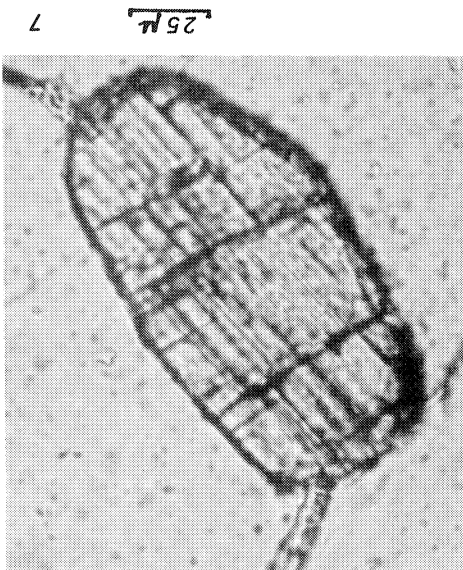
5



8

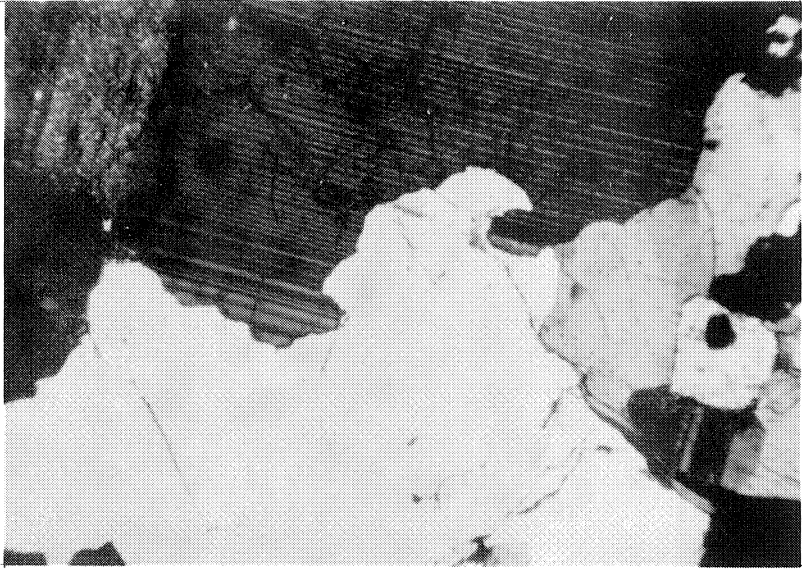
300 μ

1 mm



7

25 μ



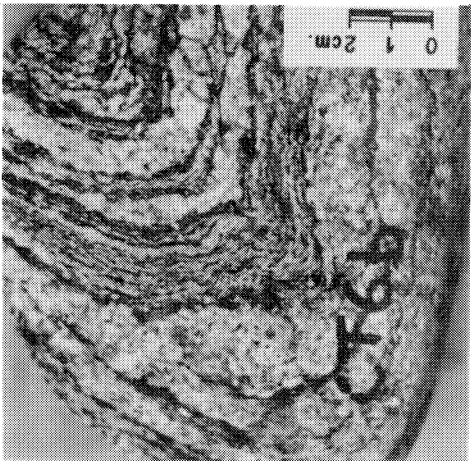
0.5 mm

13



1 mm

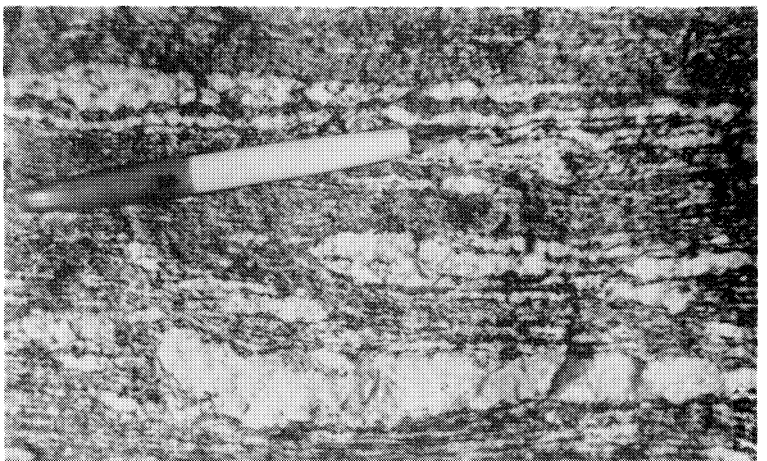
12



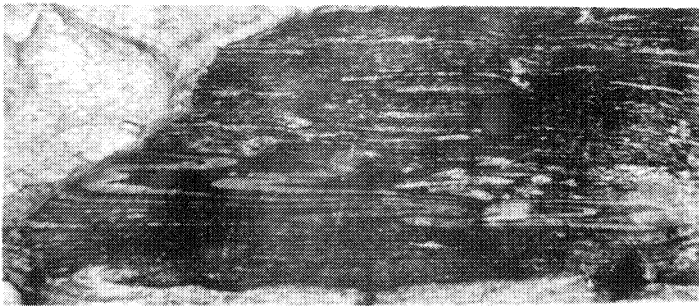
0 1 2 cm.

1961

11



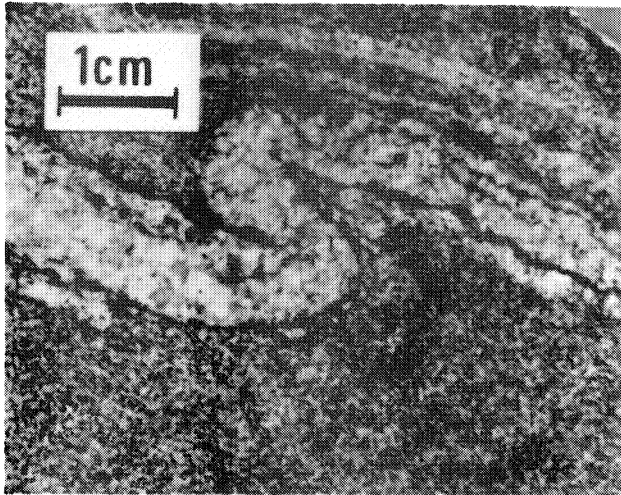
10



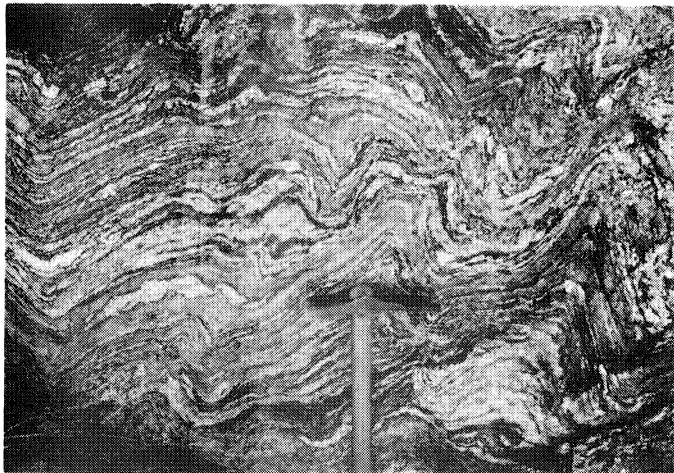
14



16



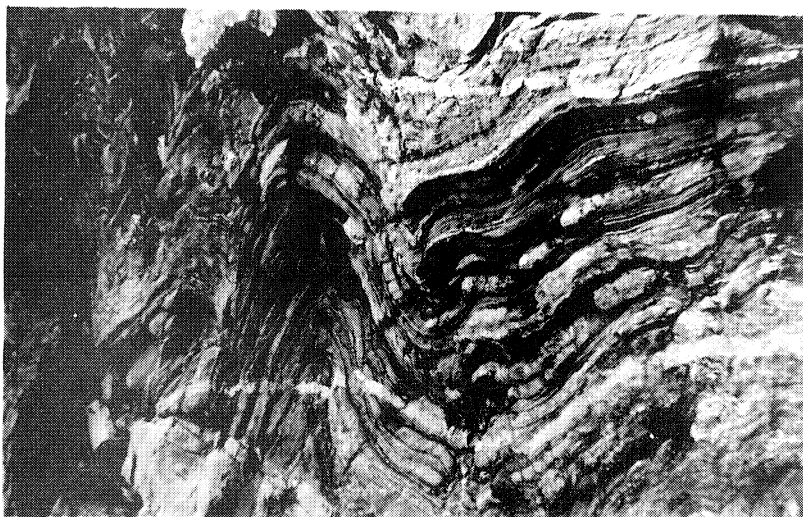
15



17



18



19

BIBLIOGRAPHIE

- AUDREN Cl. (1971). - Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine. *Thèse 3^e cycle*, Rennes, ronéo, 84 p.
- AUDREN Cl. (1976). - Modèle structural de la mise en place des massifs anatectiques en Bretagne méridionale. *4^e R.A.S.T.*, Paris, p. 23.
- AUDREN Cl., JEGOUZO P. (1974). - Les relations structurales entre le domaine des micaschistes et le domaine des migmatites en Bretagne méridionale. Essai de corrélation des déformations. *2^e R.A.S.T.*, Nancy, p. 18.
- AUDREN Cl., LE METOUR J. (1976). - Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du Golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. Géol. France (sous presse)*.
- BARROIS Ch. (1890). - Légende de la feuille de Vannes, 1^{ère} édition. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, XVII, p. 210-226.
- BARROIS Ch. (1896). - Légende de la feuille de Quiberon, 1^{ère} édition. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, XXVI, p. 17-33.
- BATTACHARYYA D.S. (1966). - Orientation of mineral lineation along the flow direction in rocks. *Tectonophysics*, 3 (1), p. 29-33.
- BERTRAND J.M.L. (1974). - Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod. *Thèse*, Editions du C.N.R.S.
- BUSCH W., SCHNEIDER G., MEHNERT K.R. (1974). - Initial melting at grain boundaries. Part II. melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *N. Jb. Miner. Mh.*, H.8 : 345-370.
- BRUN J.P. (1975). - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le Massif de St Malo (Massif Armoricaïn). Analyse de la déformation. *Thèse 3^e cycle*, Rennes, ronéo, 97 p.
- CHOUKROUNE P. (1971). - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" *Bull. Soc. Géol. de France*. (7), XIII, n° 3-4 : 257-271.
- CHOUKROUNE P. (1974). - Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. *Thèse*, Montpellier.

- COGNE J. (1953). - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : l'Anticlinal de Cornouaille.
Bull. Soc. Géol. Fr. (6) III, 785-806.
- " (1957). - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (thèse, Strasbourg) *Mem. expl. Carte géol. Fr.*, 1960, 382 p.
- " (1960). - Métamorphisme et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale.
Bull. Soc. géol. Fr. (7) II, 213-226.
- " (1962). - Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le massif armoricain.
Bull. Soc. géol. Fr. (7) IV, 413-430.
- " (1965). - Feuille de Quiberon - Belle-Isle au 1/80 000e, n° 103, 2è édition, notice explicative, 16 p. *Serv. Carte géol. Fr.*
- " (1967). - Age et signification structurale des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale par rapport aux phases principales de l'orogénèse cadomienne.
C.R. Acad. Sci. Paris, 264, 552-555.
- " (1970). - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens.
Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 236, 193-218.
- COGNE J. et VON ELLER J.P. (1961). - Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 14, 2, 59-64.
- CURRIE K.L. (1971). - The reaction $3 \text{ cordierite} = 2 \text{ garnet} + 4 \text{ sillimanite} + 5 \text{ quartz}$ as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario
Contr. Mineral. and Petrol. 33, p. 215-226.
- " (1974). - A note on the calibration of the Garnet - Cordierite Géothermometer and Geobarometer.
Contr. Mineral. and Petrol. 44, p. 35-44.

- DE LA ROCHE H. (1968). - Comportement géochimique de Na, K, Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. *C.R.A.S. Paris*, T. 267, série D, 39-42.
- DEMAY A. (1952). - Sur les relations stratigraphiques, structurales et magmatiques entre le Massif Central français et l'Armorique méridionale. Geological congress, report of the eighteenth session, Great Britain, 1948, part XIII, 52-62.
- DIDIER J. (1973). - Granites and their enclaves. In developments in Petrology 3. Elsevier 1973.
- DIETRICH R.V. (1960). - Banded gneisses. *J. Petrol.*, 1, p. 99-120.
- DUPUY Cl. (1970). - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. *Thèse*, Montpellier.
- DURNEY D.W. (1972). - Deformation history of the western Helvetic Nappes, Valais, Switzerland : Ph. D. thesis, London Univ., 372 p.
- ESKOLA P.E. (1949). - The problem of mantled gneiss domes. *Q. J. G. S. London*, 104 : 461-476.
- FLINN D. (1962). - On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. G. S. London*, 118 : 385-433.
- (1965). - On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102 : 36-45.
- FYSON W.K. (1971). - Fold attitudes in metamorphic rocks *Ann. Jour. of Sc.* Vol. 270 : 373-382.
- GAST P.W. (1968). - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32 : 1057-1086.
- GAY N.C. (1966). - Orientation of mineral lineation along the flow direction in rocks (discussion). *Tectonophysics*, 3 (6) : 559.

- GAY N.C. (1968). - a : The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid. *Tectonophysics*, 5 (2) : 81-88.
- " (1968). - b : Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluid. 1 : Theory. *Tectonophysics*, 5 (3) : 211-234.
- " (1968). - c : 2 : The determination of the total finite strain in a rock from objects such as deformed pebbles.
- GUITARD G. (1970). - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou. Mémoires du B.R.G.M. n° 63 - 317 p.
- HALLER J. (1971). - Geology of the East Greenland Caledonides Interscience Publishers. John Wiley and Sons. 413 p.
- HAMEURT J. (1967). - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Thèse, Nancy. Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 26, 402 p.
- HASSENFORDER B. (1970). - Etude pétrographique et structurale des formations cristallines et cristallophylliennes de la Basse-Loire (feuille de St Nazaire au 1/50 000). *Thèse 3è cycle, Strasbourg*, 69 p.
- HIRSCHBERG A., WINKLER H.G.F. (1968). - Stability relations between chlorite, cordierite and almandite during metamorphism. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 18, 17-42.
- HENSEN B.J., GREEN D.H. (1970). - Experimental data on coexisting cordierite and garnet under high grade metamorphic conditions. *Phys. Earth Planet. Int.* 3 : 431-440.
- HENSEN B.J., GREEN D.H. (1971). - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I : compositions with excess alumino-silicate. *Contr. Mineral. and Petrol.* 33 : 1-20.
- HENSEN B.J., GREEN D.H. (1972). - II : compositions without excess alumino-silicate.
- HORRENBARGER J.C. (1969). - Etude cartographique et description des terrains métamorphiques et granitiques pour la feuille de Lorient au 1/50 000. *Thèse 3è cycle, Strasbourg*.

- JEGOUZO P. (1973). - Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites en Basse Vilaine. *Thèse 3ème cycle*, Rennes, 93 p., 1 carte.
- LE MAREC Y. (1974). - Etude pétrographique et structurale des séries cristallophylliennes de la Rance. D.E.A., Rennes : 20 p.
- LE METOUR J. (1976). - Processus de mobilisation dans les migmatites de Bretagne méridionale : apports de la géochimie des éléments majeurs et en trace. *4è R.A.S.T.* Paris p. 264.
- LEYRELOUP A. (1973). - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granite et série charnockitique. *Thèse 3è cycle*. Nantes 356 p.
- LOOMIS T.P. (1975). - Reaction of zoning of garnet. *Contr. Mineral. Petrol.* 52 : 285-305.
- MARCHAND J. (1974). - Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français. Haut-Allier : les termes acides. *Thèse 3è cycle*. Nantes : 207 p.
- MARTIN H. (1975). - Contribution à l'étude pétrographique et géochimique du Massif de St Malo. D.E.A. Rennes 20 p.
- MEHNERT K.R. (1968). - Migmatites and the origin of granitic rocks Amsterdam, Elsevier Pub. comp., 393 p.
- MEHNERT K.R., BUSCH W., SCHNEIDER G. (1973). - Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *N. Jb. Miner. Mh.* H 4 : 165-183.
- MOINE B., DE LA ROCHE H. (1968). - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 267, D : 2084-2087.
- MORSE S.A. (1970). - Alkali feldspars with water at 5 Kb pressure *J. Petrol.* 11 : 221-251.

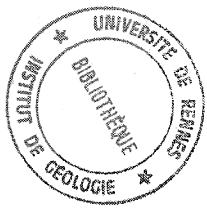
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. (1972). - Sand and Sandstone. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New-York, 6188.
- PEUCAT J.J. (1973). - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne. Massif Armoricaïn, France. Etude pétrographique et structurale. *Thèse 3è cycle*. Rennes - 108 p.
- PITCHER W.S., BERGER A.R. (1972). - The geology of Donegal : a study of granite emplacement and unroofing. Wiley Interscience. 435 p.
- PUSSENOT Ch. (1907). - Les schistes et quartzites graphitiques du Morbihan. *Bull. Serv. Carte géol. France*, XVII, 116, p. 273-275.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, 568 p.
- REESOR J.E. and Moore J.M. Sr. (1971). - Petrology and structure of thor-Odin gneiss dome, Shuswap. Metamorphic complex, British Colombia. *Geological Survey of Canada Bull.*, 195, 149 p., 5 pl.
- SECK H.A. (1971). - Alkali feldspar liquid : relationships at pressures of 5 and 10 Kb. *N. Jh. Min. Abh.* 115 : 140-163.
- TALBOT C.J. (1971). - Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungwi Reserve, Rhodesia. *Jl. geol. Soc.*, 127, p. 377-410.
- (1974). - Fold nappes as asymmetric mantled gneiss domes and ensialic orogeny. *Tectonophysics*, 24 : 259-276.
- VIDAL Ph. (1973). - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV, p. 239-245.
- WATTERSON J. (1968). - Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland (SW Greenland). *Meddelelser om Gronland*, bd. 175, 6 ; 72 p., 1 map.
- WINKLER H.G.F. (1974). - Petrogenesis of metamorphic rocks Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York. 3è édition. 320 p.

=====

Additif à la bibliographie.

- ALTHAUS et al. (1970). - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite + quartz. *N. Jb. Miner. Mh.* 7, 325-336.
- AUDREN Cl. (1973). - Les schistes cristallins de la Vilaine. *E.S.G.M. Bretagne, (c), VI, n° 1, 1-41.*
- COGNE J. et HASSENFORDER B. (1975). - Tectoniques superposées dans les séries polymétamorphiques de la Basse-Loire. *Sci. Géol., Bull.* 28, 3, Strasbourg : 225-237.
- DEN TEX E. (1975). - Thermally mantled gneiss domes in progress in geodynamics edit. by G.J. Borradaile and al. Amsterdam, 1975. North Holland Company.
- FISCHER L.H. (1860). - Neve mineralien im Schwarzwald. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, 795-797.
- HALL A.J. (1941). - The relation between colour and chemical composition in the biotites. *Amer. Min.* 26 : 29-33.

=====



UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES

UNIVERSITE DE RENNES