



HAL
open science

Le complexe basique de Belle-Isle-en-terre (Côtes-du-Nord)

Yves Hirbec

► **To cite this version:**

Yves Hirbec. Le complexe basique de Belle-Isle-en-terre (Côtes-du-Nord). Sciences de la Terre. Université de Rennes, 1979. Français. NNT: . tel-01759717

HAL Id: tel-01759717

<https://insu.hal.science/tel-01759717>

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.

12 JUIN 1990



LE COMPLEXE BASIQUE
DE BELLE-ISLE-EN-TERRE
(Côtes - du - Nord)

*La place dans l'évolution géodynamique
du Nord du Massif Armoricain*

Y. HIRBEC

Rennes, 1979

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

Numero
d'inventaire
Bibliothèque

2235

*Que toutes les personnes ayant été
mises à contribution pendant l'éla-
boration de ce travail soient ici
très sincèrement remerciées.*



12 JUIN 1980

SOMMAIRE

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

Numero
d'inventaire
Bibliothèque

2935

<u>INTRODUCTION :</u>	p.1
Cadre régional	p.3
Travaux antérieurs	p.3
Problèmes posés et méthodes de travail	p.4
<u>PREMIERE PARTIE: STRATIGRAPHIE</u>	p.5
Généralités	p.7
<u>CHAPITRE 1: les terrains protérozoïques</u>	p.9
I.1: la série sédimentaire ou série de Callac	p.10
111: rappels bibliographiques	p.10
112: les niveaux particuliers	p.10
a) les phtanites	p.10
b) les coulées	p.11
c) le poudingue de Plusquellec	p.11
113: découverte d'une microflore	p.14
a) description du sédiment	p.14
b) description des microorganismes	p.14
c) comparaisons	p.15
I.2: les formations cristallophylliennes	p.16
121: les micaschistes	p.16
122: les gneiss plagioclasiques	p.17
1221: les gneiss à biotite-sillimanite	p.17
123: les métatexites	p.18
124: les gneiss granitoides	p.19
125: conclusions	p.20
I.3: conclusions à l'étude du Briovérien	p.21
<u>CHAPITRE 2: les terrains paléozoïques</u>	p.22
2.1: rappels bibliographiques	p.22
2.2: les formations	p.23
221: la formation de Loch Du	p.24
222: la formation du Dresnay	p.25
223: la formation de Coat Losquet	p.26
224: la formation de Coat an Hay	p.26
225: la formation du Foz	p.28
2.3: conclusions	p.29
<u>DEUXIEME PARTIE: LES ROCHES BASIQUES: CARACTERISATION</u>	
<u>PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE.</u>	p.30
Introduction	p.31
<u>CHAPITRE 1: le complexe basique et ultrabasique</u>	p.32
1.1: localisation et mode de gisement	p.32
1.2: les différents types pétrographiques	p.33

121: les serpentinites	p.33
122: les gabbros et amphibolites dérivées	p.35
1221: les gabbros	p.36
1222: la brèche magmatique de la Chapelle-Neuve	p.37
1223: les amphibolites	p.37
a) amphibolites "banales"	p.38
b) " à grenat	p.39
c) " à zoisite	p.40
123: les leptynites	p.41
1.3: étude géochimique	p.43
Observations générales	p.45
131: les diagrammes	p.48
1311: affinités géochimiques du complexe	p.49
1312: discussion du cadre géotectonique	p.55
Conclusions	p.59
1.4: age du complexe de Belle-Isle	p.60
1.5: conclusions à l'étude du complexe basique et ultrabasique	p.60
<u>CHAPITRE 2: les amphibolites du Foz</u>	p.63
2.1: localisation	p.63
2.2: caractères pétrographiques	p.63
221: les schistes verts	p.63
222: les amphibolites	p.64
2.3: étude géochimique	p.64
231: caractéristiques géochimiques	p.66
232: affinités géotectoniques	p.69
Conclusions	p.75
<u>CHAPITRE 3: les filons doléritiques</u>	p.77
3.1: caractères pétrographiques	p.77
3.2: caractères géochimiques	p.79
321: remarques générales	p.79
322: les diagrammes	p.81
Conclusions	p.87
CONCLUSIONS	p.89
<u>TROISIEME PARTIE: ETUDE STRUCTURALE</u>	p.91
Introduction	p.92
<u>CHAPITRE 1: les structures cadomiennes</u>	p.94
1.1: les micaschistes, gneiss et métatexites	p.94
111: la première phase de déformation	p.94
1111: la schistosité S ₁	p.94
a) dans les schistes à albite-muscovite-chlorite	p.94
b) dans les micaschistes et gneiss	p.95
1112: les plis P ₁	p.96

a) dans les schistes à albite-muscovite-chlorite	p.96
b) dans les micaschistes	p.96
1113: la linéation L ₁	p.97
1112: la phase D ₂	p.98
1121: les plis P ₂	p.98
a) dans les schistes	p.98
b) dans les micaschistes	p.98
1122: la schistosité S ₂	p.99
1.2: le complexe basique et ultrabasique	p.100
121: le litage	p.100
122: le chevauchement du complexe basique	p.101
1.3: relations métamorphisme-déformation	p.102
131: dans les gneiss et métatexites	p.102
132: dans le complexe basique	p.103
CONCLUSIONS	p.103
<u>CHAPITRE 2: les structures hercyniennes</u>	p.105
2.1: la déformation liée au Cisaillement dans les terrains d'âge paléozoïque	p.105
211: les structures d'échelle cartographique	p.105
212: la déformation dans les granites	p.106
a) le granite de Kereven	p.106
b) l'orthogneiss de Loc-Envel	p.108
Conclusions	p.109
213: la déformation dans les séries sédimentaires	p.110
a) la formation de Loch Du	p.110
b) la formation de Coat Losquet	p.111
- au niveau de l'orthogneiss de Loc-Envel	p.111
- à l'Est de cet orthogneiss	p.113
2.2: la déformation hercynienne dans les terrains protérozoïques:	p.115
221: la déformation dans les gneiss et métatexites	p.116
222: " dans le complexe basique	p.117
2.3: relations métamorphisme-déformation	p.118
231: dans les orthogneiss	p.119
232: dans les formations paléozoïques	p.119
Conclusions	p.121
<u>QUATRIEME PARTIE: LES MASSIFS GRANITIQUES.</u>	p.122
Localisation; généralités	p.122
1.1: le granite de Kereven	p.123
111: aspect macroscopique	p.124
112: caractères microscopiques et chimiques	p.124
113: les leptynites	p.125
1.2: l'orthogneiss de Loc-Envel	p.125
1.3: géochronologie	p.127
1.4: les autres pointements granitiques	p.129
1.5: la diorite de Péder nec	p.130
1.6: les microgranites	p.130

<u>CONCLUSIONS: EVOLUTION GEODYNAMIQUE:</u>	p.132
I. Les temps précambriens	p.133
2. Les temps paléozoïques	p.138
2.1: le magmatisme	p.138
2.2: le Cisaillement Nord-Armoricain	p.139
 BIBLIOGRAPHIE	 p.140
 ANNEXE	

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

introduction

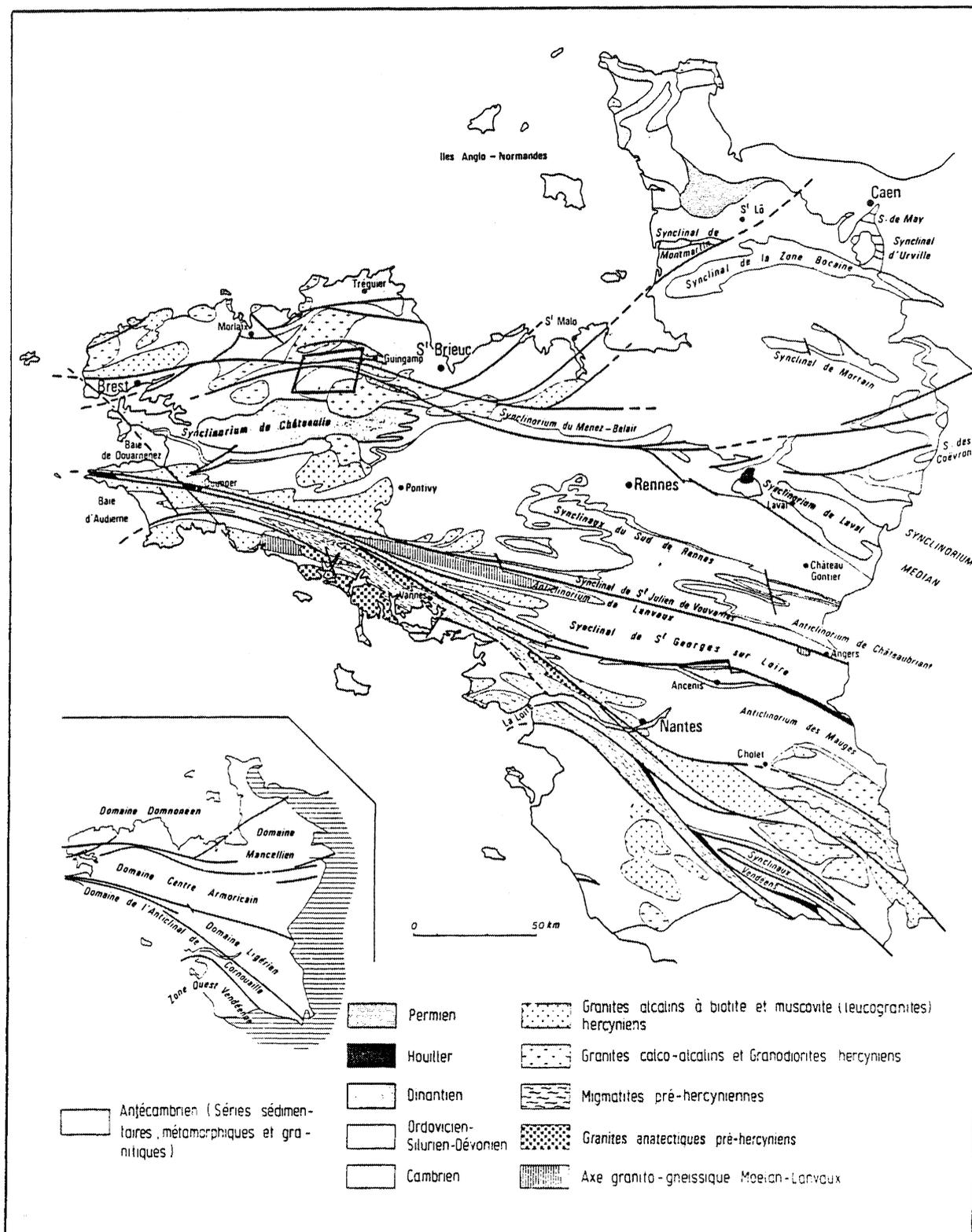


fig. 1: localisation du secteur étudié dans la contexte armoricain.

I. CADRE REGIONAL (Fig. 1)

A mi-chemin de Morlaix et St Brieuc, la région de Belle-Isle-en-Terre se situe sur la bordure tout à fait septentrionale du domaine centre-armoricain, au Nord du synclinorium de Châteaulin, en contact, au Nord, avec le domaine domnonéen (J. COGNE, 1972), par l'intermédiaire d'une zone faillée, mylonitisée, connue sous le nom de "linéament Molène-Moncontour" (L. CHAURIS, 1969). Cartographiquement, elle se place à cheval sur les feuilles de la carte géologique à 1/80.000 de Morlaix et St Brieuc.

Ce secteur se caractérise par l'existence d'un grand corps basique et ultrabasique, au sud de Belle-Isle-en-Terre, dans une série sédimentaire schisto-grauwackeuse, rapportée au Briovérien, (Ch. BARROIS, 1906 ; DELATTRE & PRUVOST, 1962). L'importance du volcanisme basique au sein des formations paléozoïques constitue également un trait important de cette région (cf. CONQUERE, 1966 ; H. BRIL, 1975).

II. TRAVAUX ANTERIEURS.

C'est à De FOURCY (1843) que l'on doit les premiers travaux cartographiques de cette zone, mais la première cartographie détaillée, à l'échelle de 1/80.000, sera établie par Ch. BARROIS (1906), reprise un demi-siècle plus tard, par Ch. DELATTRE et P. PRUVOST (1962). Depuis, peu de travaux ont été entrepris dans cette région :

- L. CHAURIS (1969, 1972) décrit un orthogneiss précambrien affecté par le linéament Molène-Moncontour (orthogneiss de Loc-Envel).

- G. LOHOU (1971), puis J.C. PICOT (1975) s'intéressent à la pétrographie des roches du complexe basique et ultrabasique, en liaison avec des indices wolframifères (J.C. PICOT, 1975).

III. PROBLEMES POSES ET METHODES DE TRAVAIL.

Parmi les nombreuses questions qui se posent dans cette région, celles relatives à la nature exacte du complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre, son âge, ses relations avec l'encaissant et vis-à-vis des roches basiques incluses dans le Paléozoïque, puis les caractères de la déformation dans la zone du "linéament Molène-Moncontour", ont été plus particulièrement abordées. Pour ceci, les méthodes classiques ont été employées :

- Cartographie détaillée à l'échelle de 1/50.000 (levés sur fond topographique à 1/25.000), utilisation de la photo aérienne.

- étude structurale, par les méthodes de l'analyse géométrique et de la microtectonique.

- étude pétrographique en lame mince,

- étude géochimique (majeurs et traces) des roches basiques, complétant l'étude pétrographique.

- géochronologie enfin, pour préciser l'âge du complexe basique (méthode U-Pb), ainsi que l'âge de certains massifs granitiques et orthogneissiques (méthode Rb-Sr).

Généralités :

Dans ces régions à fort couvert végétal, la cartographie de détail est rendue difficile et les corrélations entre les différents affleurements sont souvent délicates, voire impossibles à établir.

Différentes unités lithologiques ont été mises en évidence, dont les caractères pétrographiques et sédimentaires seront représentés dans des tableaux, afin d'alléger les descriptions plus ou moins fastidieuses. Quant à la classification des roches sédimentaires, elle suit à la fois la *classification granulométrique*, basée sur la taille des éléments constituant la majeure partie du volume total de la roche (> 50%) qui distingue essentiellement les *siltstones* des *grès* (A.W. GRAUBAU, 1904 ; P. NIGGLI, 1935 ; Y. QUETE, 1975 ; J. PLAINE, 1976) et la *classification modale* (C. GILBERT, 1955 ; R.H. DOTT, 1964), dans laquelle apparaît le degré d'évolution du sédiment, en fonction de sa *maturité de texture* et de *composition** (tableaux 1 et 2).

* *maturité de texture* : volume occupé par la matrice :

- *arénites* : volume de la matrice < 15% du volume total de la roche.
- *wackes* : 15 < m < 75%.

maturité de composition : fonction de la nature des éléments détritiques de taille > 0,030 mm. Le rapport Q/F/fragments lithiques donne une bonne idée du degré de maturité de composition (PETITJOHN, 1954).

	Taille en mm	ROCHES		
		Consolidées		Meubles
ELEMENTS FIGURES > 0,030 mm	2	<i>Rudites</i>	RUDITES	Blocs et galets
	1	<i>Très grossières</i>	SABLITES	Sables
		<i>Grossières</i>		
		<i>Moyennes</i>		
		<i>Fines</i>		
		<i>Très fines</i>		
0,064	<i>Grossières</i>	Siltites	Silts	
0,030	<i>Fines</i>			
MATRICE ^(*)	0,004	<i>Argilites</i>	Argilites	Argiles

tableau n°1: classification granulométrique des roches sédimentaires détritiques terrigènes(inspiré de GRABAU(1904) et NIGGLI (1935))

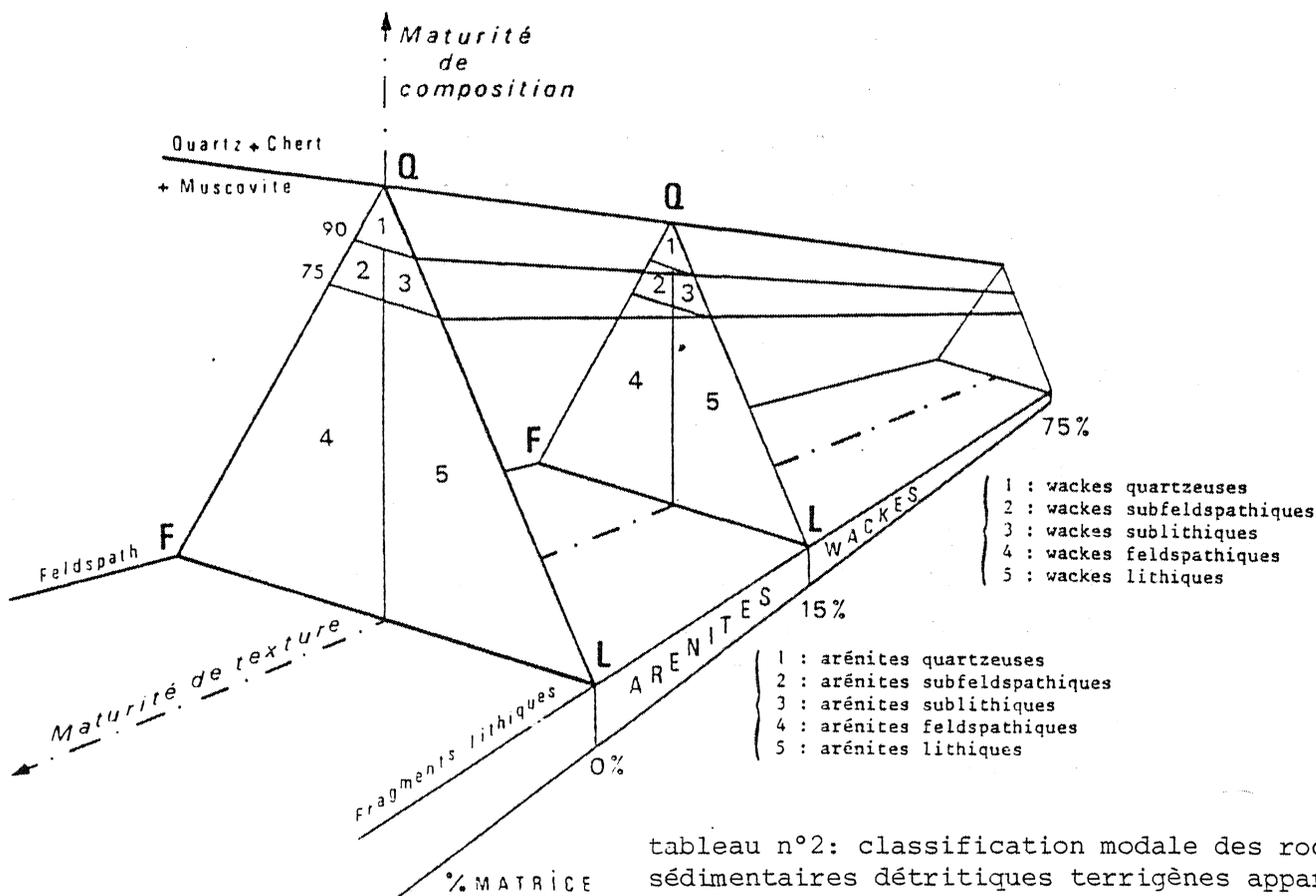


tableau n°2: classification modale des roches sédimentaires détritiques terrigènes appartenant aux classes granulométriques des sables et des siltites grossières.

Chapitre I :

les terrains protérozoïques

Dans la région étudiée, les terrains rapportés au Briovérien constituent à la fois la série peu métamorphique du Sud de la feuille à 1/50.000 de Belle-Isle (série de l'anticlinorium de Callac des auteurs précédents) et les terrains métamorphiques (micaschistes et gneiss métatexitiques) de l'Est et du NE de cette feuille.

L'âge de ces terrains est essentiellement déduit de convergences de faciès (phtanites, allure générale des niveaux schisto-grauwackeux) avec les terrains briovériens de Normandie et de Bretagne septentrionale (Schistes et phtanites de Lamballe) (J. COGNE, 1962). L'attribution au Briovérien repose également sur le fait que dans le bassin de Morlaix, le Gédinnien (Schistes et quartzites de Plougastel) repose en discordance sur le Briovérien : sur la bordure occidentale de la région étudiée, on constate également le dépôt direct des grès de Gahard (grauwackes de Landevennec) sur des terrains attribués au Briovérien, par analogie avec les phénomènes du bassin de Morlaix (Ch. DELATTRE, P. PRUVOST, 1962).

Il faut cependant noter que Ch. BARROIS avait mis en évidence la présence du Silurien entre le Briovérien et les grès dévoniens (sans connaître les relations exactes de ce Silurien, daté par des fossiles, avec le Briovérien). On peut alors se demander dans quelle mesure la série de Callac appartient dans son entier au Briovérien, si l'on considère les seules données lithologiques. Toutefois, on verra plus loin que le métamorphisme intense qui affecte cette série dans sa partie NE peut parfaitement se rattacher aux phénomènes thermiques cadomiens, ce qui implique pour cette série un âge au moins briovérien.

I.1. LA SERIE SEDIMENTAIRE OU SERIE DE CALLAC.

1.1.1. : Rappels bibliographiques :

Ch. BARROIS (1906) : "... schistes argileux, avec lits grauwackeux gris-verdâtres (qui) comprennent dans la bande de Callac des lits interstratifiés, souvent répétés par plis, de phtanites charbonneux noirs".

Ch. DELATRE & P. PRUVOST (1962) : "Il faut également noter, dans les sédiments briovériens de Callac, la présence d'un niveau interstratifié de poudingue (P. De PLUSQUELLEC) à nombreux galets de granite (granite prévarisque), de phtanites, de schistes et de quartzite, noyés dans une pâte souvent arkosique".

Nous ne donnerons ici qu'une description rapide de ces faciès schisto-grauwackeux. Ce sont des alternances de bancs généralement décimétriques de silts noirâtres, localement ardoisiers, et de niveaux grossiers, feldspathiques (les feldspaths détritiques sont parfaitement visibles à l'oeil nu), parfois franchement arkosiques. Le tableau 3 rend compte des caractères pétrographiques de ces roches, qui constituent la majeure partie des sédiments appartenant à la série de Callac. Quelques niveaux particuliers, de nature variée, rompent cependant la monotonie de ces terrains : phtanites, rares coulées volcaniques, conglomérat.

I.1.2. : Les niveaux particuliers :

a) Les phtanites, de couleur gris-noirâtres, sont des roches à grain très fin, plus ou moins recristallisé, très fréquemment "lardées" de filonnets millimétriques de quartz. Elles se présentent le plus souvent en blocs, parfois énormes, épars dans les champs. Localement on les observe en place, en bancs métriques à décamétriques (Callac).

b) Les coulées :

La nature volcano-détritique de la série, qui apparaît dans la composition minéralogique des niveaux grossiers, (tableau 3) est confirmée par l'existence de matériel volcanique interstratifié dans ces schistes et grauwackes. L'affleurement le plus net, situé à environ 2 kms au SE du bourg de Calanhel, montre l'interstratification d'un banc métrique grisâtre, d'aspect "quartzitique", dont l'observation en lame mince montre une texture sphérolithique, correspondant à la dévitrification d'une roche d'épanchement (fig. 2) : sa composition minéralogique montre une très forte proportion de plagioclase en cristaux très petits. Les quelques phénocristaux de ce minéral sont des albites. Quartz et chlorite sont présents en quantité accessoire.

Ces faciès réapparaissent à divers endroits (Kermenguy) mais les conditions d'affleurement ne permettent pas d'identifier leur type de gisement.

c) Le poudingue de Plusquellec :

Il affleure selon une mince bande d'orientation E-W au Sud de Callac (carte géologique de la France à 1/80.000 feuille de Morlaix, 2e édition) et a été étudié par DELATTRE & PRUVOST (1952) (fig. 3), au lieu-dit Moulin de la Boissière, en Callac. Les éléments de ce poudingue sont constitués de fragments (parfois décimétriques), de phanites, de schistes et de granite, emballés dans un ciment grossier, grauwackeux*. L'analyse microscopique du "granite" montre qu'il s'agit en fait d'une roche hypovolcanique, kératophyrique, constituée d'une mésostase très fine, englobant de nombreux quartz "rhyolitiques" et des plagioclases automorphes (fig. 4). La nature volcanique de ces éléments, très abondants dans ce "poudingue", semble indiquer que ce niveau pourrait correspondre à une simple brèche volcanique, polygénique, remaniant à la fois des produits volcaniques et des éléments du substratum (pouvant être "ramonés" dans les cheminées d'accès du matériel volcanique).

* (très riche en débris de laves).

		facies pétrographiques		Remarques
		Grès	Schistes	
Éléments figurés 0,030 mm	Quartz	+ + + (1)	+ + +	(1) le plus souvent, quartz à facture volcanique. (2) plagioclases (albite) (3) parfois très abondants: fragments de phtanite, schiste, lave, grenat.
	Micas	+ + (chlorite, Ms)	+ + + (Ms- chlorite)	
	Feldspaths	+ + (2)	+ +	
	Fragments lithiques	+ + (3)	+	
	Minéraux accessoires	zircon tourmaline opaques	zircon opaques	
Matrice		15 à 35%	30 à 75%	 <p>grauwacke de la série de Callac, à grenat (gr.) quartz (q.), feldspath (f)</p>
structures et figures sédimentaires		-	rare load-casts lamines	
Granulométrie		sablite très grossière	sablite fine	
Classe modale		wacke sublithique et subfeldsp.	wacke quartzreuse	

Tableau 3 : Caractères pétrographiques des sédiments briovériens de la série de Callac

+ rare
 + + abondant
 + + + très abondant

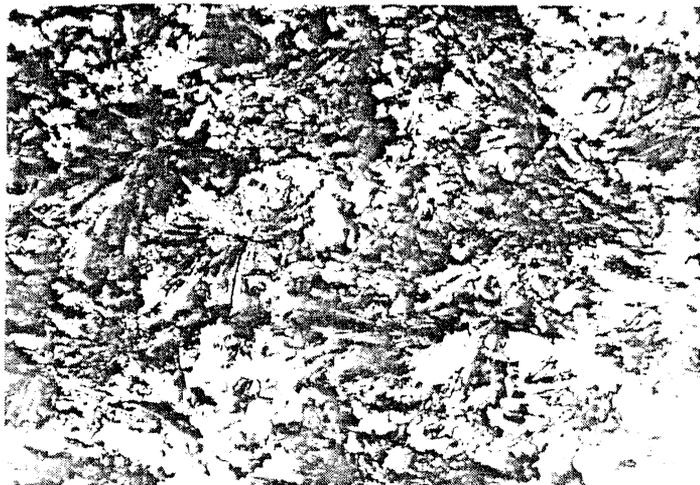


Fig. 2 : Aspect microscopique (texture sphérolithique) du matériel volcanique de la série de Callac. (x 15)

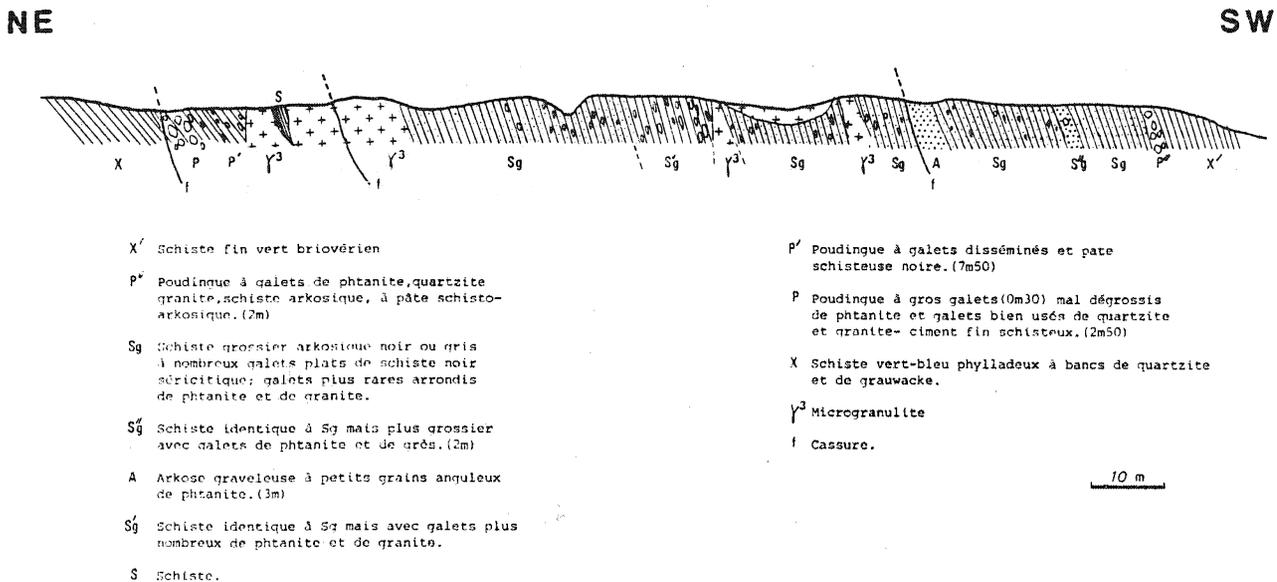


Fig. 3 : Le poudingue de Plusquellec - Coupe du Moulin de la Boissière, en Callac (d'après Ch. Delattre et P. Pruvost, 1952).

Ces brèches (connues sous le nom de *lahars*) sont parfaitement connues dans les régions à volcanisme actuel ou récent telles que le Massif Central (S. BLAIS, 1972).



Fig. 4 : Aspect microscopique des galets de "granite" du poudingue de Plusquellec, révélant leur nature microgranitique. x 15

1.1.3. Découverte d'une microflore :

La présence de microfossiles dans les terrains anté-cambriens du Massif Armoricain a été signalée à plusieurs reprises (Ch. BARROIS, 1906 ; L. CAYEUX, 1894 ; M.J. GRAINDOR, 1957 ; MM. ROBLLOT, 1968 ; R. DARBOUX, 1973 ; J.J. CHAUVEL & J.W. SCHOPF, 1978). Les organites découverts dans la série de Callac viennent compléter les gisements connus.

a) Description du sédiment.

Le gisement se situe au Sud de Callac, au Moulin de la Boissière. Le sédiment, qui constitue l'encaissant du "poudingue" de Plusquellec est une wacke grossière dont les éléments figurés, millimétriques, sont de nature très variée : fragments de microquartzites, de laves (kératophyre), de feldspaths noirs, de quartz volcaniques et de schistes noirs. C'est dans ces derniers que les microfossiles ont été trouvés.

b) Description :

Ce sont des sphères, isolées ou groupées, dont le diamètre est compris entre 4 et 30 μ . L'analyse statistique des tailles (fig. 5) montre qu'il existe vraisemblablement plusieurs types de tailles différentes. Après examen détaillé, on peut penser à deux types principaux :

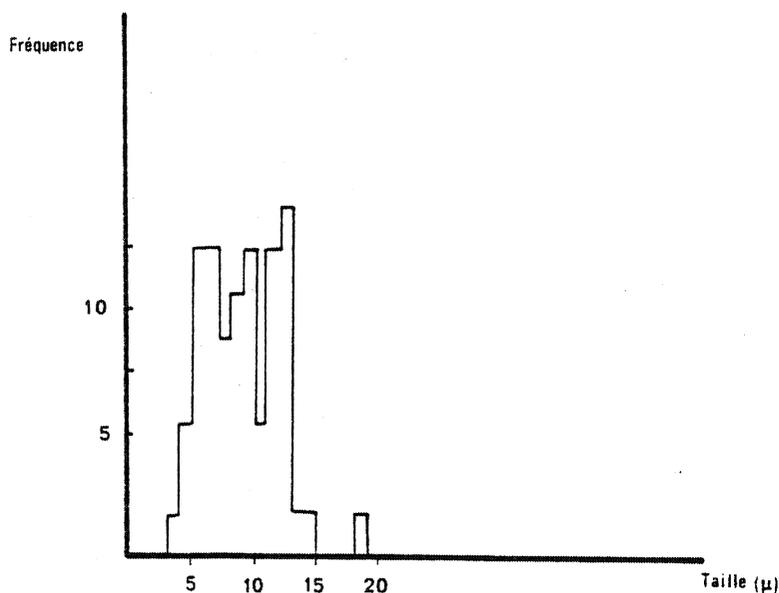


Fig. 5 : Diagramme de répartition des tailles des microorganismes du Moulin de la Boissière.

- Type a : *entre 4 et 10 μ* : formes multiunitaires, sphériques, isolées ou groupées (tailles des unités : environ 1 à 2 μ).
- Type b : *entre 10 et 30 μ* environ : cellules sphériques dont la surface montre une structure en nid d'abeille (fig. 6).



type a (x2000)

type b (x 2000)

Fig. 6 : Aspect microscopique des microorganismes de la série de Callac.

c) Comparaisons:

Type a :

Par la taille des organismes et des unités constitutives, ce type est à rapprocher du type II décrit dans les phtanites briovériennes de Bretagne et de Normandie (CHAUVEL & SCHOPF, 1978 ; CHAUVEL, DARBOUX, HIRBEC, 1979). Ces formes doivent être rapprochées de Sphaerocongregus, forme connue dans le Protérozoïque d'Amérique du Nord, et rapprochés d'une cyanophycée actuelle, Pleurocapsa fuliginosa (J.J. CHAUVEL & SCHOPF, 1978).

Type b :

La structure particulière en nid d'abeilles, ainsi que la taille des cellules permettent d'envisager un rapprochement avec *Favosphaera*, (BURMANN) (*Favosphaera sola* ?) décrite dans le Protérozoïque supérieur de Saxe et de Bohême, (BURMANN, 1972), ainsi que dans les grauwackes briovériens de la baie de Douarnenez (J.J. CHAUVEL, R. DARBOUX, Y. HIRBEC, 1979).

Conclusions :

Si l'étude des microfossiles de la série de Callac montre des convergences morphologiques avec certaines formes connues dans le Briovérien supérieur, il faut cependant rester extrêmement prudent quant à l'attribution stratigraphique précise de la série sur ces bases micro-paléontologiques, en raison d'une part de l'insuffisance des données sur l'antécambrien armoricain, et surtout en raison de l'état de déformation du sédiment.

I.2. LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES :

Considérées par les auteurs précédents (Ch. BARROIS, 1906 ; Ch. DELATRE, P. PRUVOST, 1962) comme l'équivalent métamorphique des schistes et grauwackes de la région de Callac, ces formations affleurent dans toute la partie Est de la région étudiée. On peut y distinguer deux grandes divisions pétrographiques qui sont :

- *les micaschistes.*
- *les gneiss et métatexites.*

I.2.1. Les micaschistes :

Bien exposés sur la N 787, ces roches à grain fin, grisâtres sont caractérisées par l'alternance de niveaux clairs millimétriques à centimétriques essentiellement quartzeux (quelques feldspaths, le plus souvent d'origine détritique) et de niveaux sombres, phylliteux. On n'y

distingue plus (ou très rarement) la stratification. La Biotite et la Muscovite soulignent la schistosité. Ils sont plus ou moins dispersés dans la roche, mais peuvent former également des niveaux qui déterminent le litage métamorphique visible sur l'échantillon. Quelques minéraux accessoires sont présents : tourmaline, rares zircons, opaques.

I.2.2. Les gneiss plagioclasiques :

La taille du grain est très voisine de celle des micaschistes. La proportion de feldspaths dans ces roches est supérieure à 20%, ce qui justifie leur appellation (WINCKLER, 1966). Le litage métamorphique est fortement marqué par l'alternance de lits clairs parfois discontinus, et de niveaux sombres, phylliteux. Dans certains cas, (région de Belle-Isle), ces gneiss sont plus massifs et contiennent des filonnets quartzo-feldspathiques centimétriques plissotés, (plis ptygmatisés, cf. RAMSAY, 1967). On y note quelques rares intercalations de faible épaisseur, amphiboliques, ainsi que quelques bancs quartzitiques (Kermilin, Ste Anne). Quartz et plagioclase (albite-oligoclase) sont les constituants des niveaux clairs: ce sont des grains jointifs, de taille modeste (60-80 μ). Les plagioclases sont généralement trapus.

-Muscovite, biotite + chlorite sont les principaux minéraux mafiques, mais on peut également trouver cordiérite, quelques rares grenats (gneiss de Belle-Isle). Tourmaline et opaques sont en quantité accessoire.

I.2.2.1 : Les gneiss à biotite-sillimanite :

Dans ces roches à grain plurimillimétrique, la sillimanite apparaît en gerbes (fibrolite) parfois de grande taille, (millimétriques). Son apparition semble liée à une augmentation des conditions PT car c'est dans ces roches que s'observent les premières manifestations de mobilisation anatexique (fig. 7) qui conduisent aux métatexites, voire localement à des gneiss granitoïdes (diatexites). Ces cristaux de sillimanite

sont le plus souvent "blindés" dans de grands porphyroblastes de muscovite (fig. 8).

I.2.3. Les métatexites :

Selon la terminologie de Mehnert (1968), ce terme décrit des roches dans lesquelles apparaît une proportion plus ou moins importante de paléosome gneissique et un mobilisat* à composition grano-dioritique, généralement à grain plus important que le paléosome.

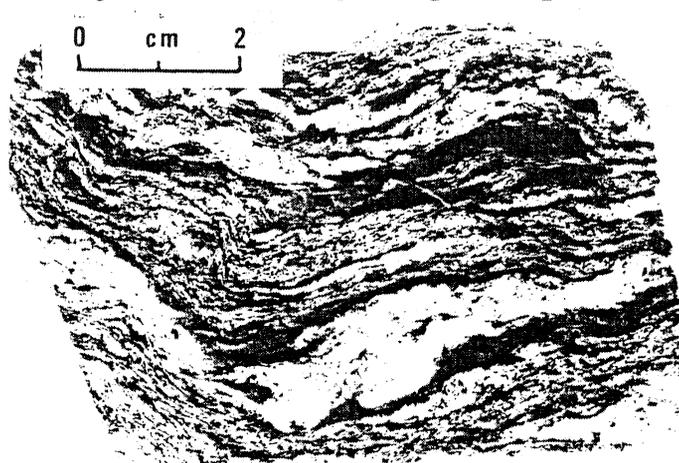


Fig. 7 : Métatexite dans laquelle on distingue clairement le paléosome, à grain fin, du néosome.

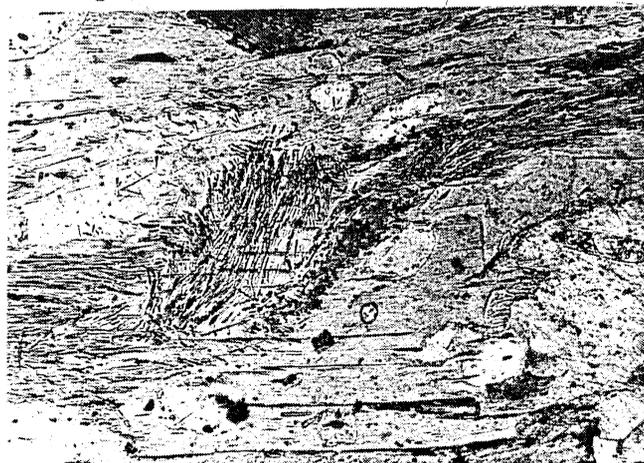


Fig. 8 : Sillimanite "blindée" dans un poeciloblaste de muscovite. (x160)

* Mobilisat : "... tout corps leucocrate de composition généralement quartzo-feldspathique de forme planaire, lenticulaire ou irrégulière dont il est possible de prouver le déplacement relatif par rapport à la roche qui le contient" (in J.P. BRUN, 1975).

Ce mobilisat, ou "néosome", peut être sécant sur la foliation gneissique du paléosome. La structure est généralement de type stromatique (gneiss rubanés) (voir MEHNERT, 1968). Dans la région étudiée, ces roches occupent un volume prépondérant dans les formations cristallophylliennes. On observe tous les termes intermédiaires entre le début de mobilisation dans les gneiss à grain fin (fig. 7) et les roches dans lesquelles le paléosome a totalement disparu pour laisser la place à des roches rubanées à gros grain, dans lesquelles la ségrégation entre minéraux leucocrates quartzo-feldspathiques (leucosome) et minéraux mafiques (mélanosome) est très nette.

a) le leucosome :

Le grain est souvent millimétrique. Le plus souvent bi-minéral (Qz + plagioclase) il contient parfois de gros individus de KF, légèrement perthitiques.

b) le mélanosome :

Localisé à la limite néosome - paléosome, il est d'épaisseur millimétrique (rarement centimétrique) composé essentiellement de biotite + muscovite.

I.2.4. Les gneiss granitoïdes :

On les trouve à l'W N W de la Chapelle Neuve, et en quelques pointements plus isolés mais voisins de cette zone. Malgré la rareté des affleurements on peut penser qu'ils sont à relier directement aux gneiss métatexitiques et qu'ils ne constituent qu'un terme encore plus évolué dans le métamorphisme.

Ce sont des roches à grain assez fin, dans lesquelles la structure foliée ou rubanée a disparu pour laisser place à une structure plus isotrope, granitoïde. Dans ce matériel à composition granitique, riche en lentilles de quartz d'exudation, on trouve de nombreux schlierens

biotitiques ainsi que des fragments de roches gneissiques à grain fin. Elles ont les caractères macroscopiques et de terrain des *diatexites*. La texture est isogranulaire. Les minéraux leucocrates : quartz, plagioclases en cristaux subautomorphes (An_{15-20} : oligoclase), quelques feldspaths potassiques, perthitiques, sont associés à des biotites (à inclusions fréquentes de baguettes de rutile) muscovite et, dans une moindre mesure, à la cordiérite et sillimanite.

1.2.5. Conclusions :

L'étude de l'ensemble de ces formations cristallophylliennes depuis les micaschistes jusqu'aux faciès granitoïdes montre l'existence d'un fort gradient de métamorphisme dans les séries attribuées au Protérozoïque. Ce métamorphisme, d'après les associations paragénétiques (sillimanite, cordiérite, biotite-muscovite) correspond à l'amphibolite faciès de type Abukuma, soit haute température et faible à moyenne pression (cf. WINCKLER, 1974).

Dans la région de Belle-Isle, son âge n'est pas connu avec précision : cependant, quelques arguments permettent d'avancer une hypothèse à ce sujet. Des formations identiques (micaschistes, gneiss, migmatites) sont connues ailleurs dans le N du Massif Armoricaïn, en particulier dans la région de St Malo : l'âge du métamorphisme HT donnant naissance à ces migmatites, longtemps discuté, est actuellement presque unanimement considéré comme cadomien (D. JEANNETTE, 1971 ; J. COGNÉ, 1977 ; J.P. BRUN, 1977). Ces faciès hautement métamorphiques se prolongent vers l'Ouest et le SW dans la région de Dinan, puis de Guingamp, et enfin dans la zone de Belle-Isle-en-Terre. Des arguments géochimiques et géochronologiques montrent l'importance du magmatisme cadomien dans les domaines domnonéens et mancelliens, (entre 650 et 550 MA) (Ph. VIDAL, 1976). Cet auteur montre également que "l'histoire thermique est définitivement close dès 500 MA", dans ces domaines. La place du métamorphisme HT-BP de la région de Belle-Isle-en-Terre se situe alors assez naturellement au Cadomien, la tectonique hercynienne ne se manifestant qu'au niveau de "couloirs" ou zones de faiblesse, représentées par le "Cisaillement Nord Armoricaïn".

Ce schéma correspond assez bien à ceux proposés pour des régions voisines, telles que le bassin de Morlaix (J. COGNE, 1967a, 1972 ; B. CABANIS, 1974).

I.3. CONCLUSIONS A L'ETUDE DU BRIOVERIEN.

Les terrains sédimentaires rapportés à l'antécambrien de la région de Belle-Isle-en-Terre sont caractérisés par leur nature grauwa-ckeuse, parfois franchement volcano-sédimentaire. L'intercalation de bancs de phtanites au sein de ces sédiments permet de discuter la position stratigraphique de ce Briovérien : les études récentes sur le Briovérien de Bretagne centrale (Cl. LE CORRE, 1978) ont en effet montré que l'on pouvait distinguer, à partir d'arguments sédimentologiques et pétrographiques un Briovérien phtanitique, à sédimentation schisto-grauwackeuse, surmonté d'un Briovérien sans phtanites, flyshoïde, remaniant des fragments ou galets de phtanites "provenant du démantèlement de formations plus anciennes mais inconnues en Bretagne Centrale" (Cl. LE CORRE, 1977). Selon ce schéma, la série de Callac se situerait dans un Briovérien plutôt inférieur. Nous avons également vu que le métamorphisme qui affecte cette série peut être rapporté au Cadomien. Dans la distribution en grands domaines du Massif Armoricaïn (COGNE, 1972), la région étudiée se situe rappelons-le, en bordure extrême septentrionale du domaine centre armoricaïn, en contact avec le domaine domnonéo-mancellien. Les caractères sédimentologiques, pétrographiques et métamorphiques de ce briovérien posent le problème de son appartenance à tel ou tel domaine armoricaïn (Central ou Nord armoricaïn), question qui sera abordée dans la dernière partie de ce mémoire.

Chapitre 2 :

les terrains paléozoïques

Limités, dans la région étudiée, à une étroite bande au Nord de Loc-Envel, d'orientation moyenne ENE-WSW, ces terrains ont subi parfois très fortement l'influence du "Cisaillement Nord-Armoricain" (cf. 3e partie) et du métamorphisme lié aux granites environnants.

2.1. RAPPELS BIBLIOGRAPHIQUES.

Ch. BARROIS (1906) mentionne dans cette région une bande très étroite de "quartzites cristallins... qu'on pourrait rapporter à aussi juste titre à des bancs de quartzites précambriens ou dévoniens, isolés par failles", mais qu'il attribue à la formation du Grès Armoricaïn.

Ch. DELATTRE & P. PRUVOST (1962) complètent sensiblement la lithostratigraphie de cette zone : la part des terrains attribués au Paléozoïque s'étend et ils y distinguent (fig. 10) :

- les schistes et quartzites de Plougastel (d₁) localisés en un petit fuseau au NE de Loc-Envel.

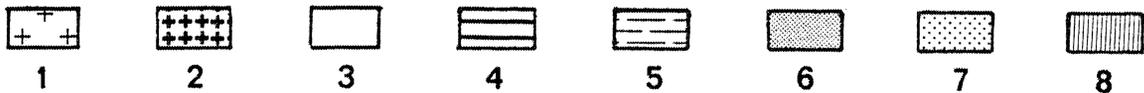
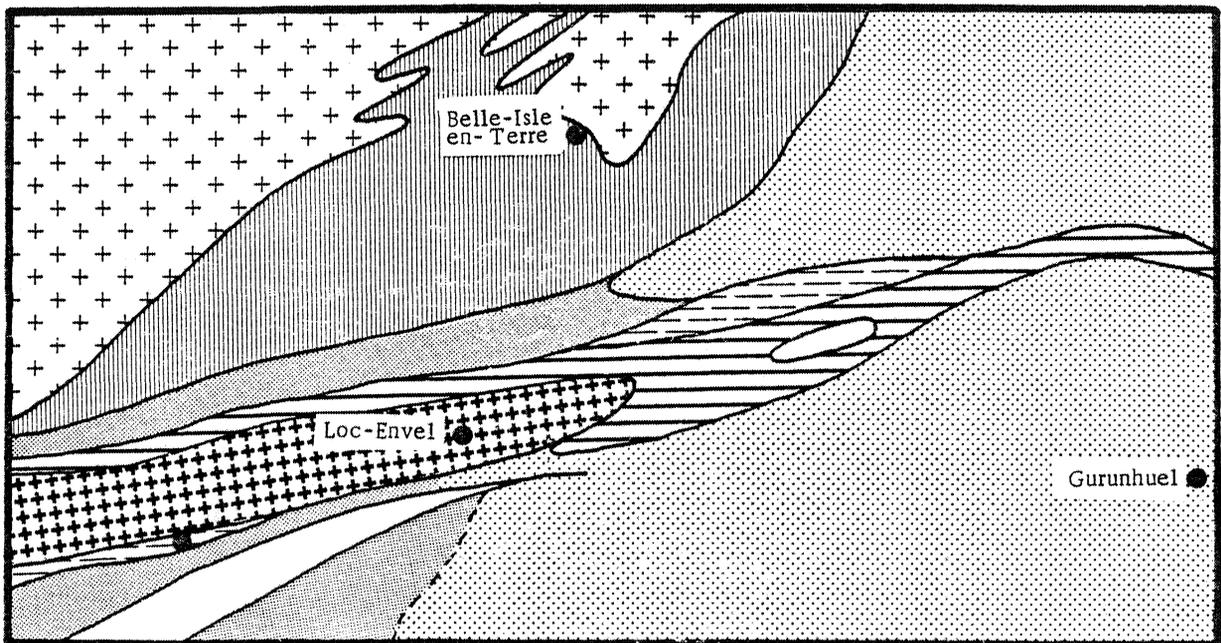
- les grès de Landévennec (d¹) au-dessus, se situent immédiatement au contact de l'orthogneiss de Loc-Envel et dans son prolongement oriental.

- les schistes et grès coblenciens (d²) très localisés, au niveau de Coat an Hay.

Ces terrains sont métamorphisés mais, "dans la région de Loc-Envel, (le Gédinnien) repose directement sur les schistes et amphibolites du Briovérien".

2.2. LES FORMATIONS.

Les auteurs de la carte de ce secteur (Ch. DELATTRE & P. PRUVOST, 1962) ont établi dans les terrains attribués au Paléozoïque, des subdivisions géochronologiques qui, en raison du manque d'arguments paléontologiques (dû au métamorphisme et à la tectonique) me paraissent d'un emploi délicat. C'est la raison pour laquelle j'ai préféré créer un certain nombre de formations faisant appel à des lieux-dits, tout en conservant les propositions chronologiques de DELATTRE et PRUVOST.



échelle: 1/80 000

1 Granite de Plouaret; 2 Granite feuilleté: gneiss de Brest (gr. syntectonique); 3 Schistes et grès coblenciens; 4 Grès de Landévennec; 5 Schistes et quartzites de Plougastel; 6 Schistes d'Erquy à amphibolites; 7 Amphibolites et épidiorites; 8 Gneiss granulitiques.

Fig. 10: les formations paléozoïques de la région de Belle-Isle-en-Terre (d'après Ch. DELATTRE et P. PRUVOST, 1962) .

2.2.1. La formation de Loch Du :

C'est l'unité rapportée au Gédinnien (schistes et quartzites de Plougastel). Elle apparaît bien en carrière, sur la route Belle-Isle - Gurunhuel, à peu près à mi-chemin des deux bourgs. Epaisse d'au moins 70 m (mais la tectonique rend ces considérations très aléatoires) elle est constituée d'alternances de bancs gréseux gris-bleutés, peu épais (centimétriques à décimétriques) et de niveaux plus phylliteux, parfois très chargés en chloritoïde (fig. 11). Dans ces niveaux, on observe fréquemment des filons de quartz minéralisés (sulfures : pyrite, mispickel). Les caractères pétrographiques de cette formation sont rapportés dans le tableau 4.

		Faciès pétrographiques		Remarques
		Grès	Schistes gréseux	
Eléments figurés > 0,030 mm	Quartz	+++ (2)	++	(1) roulés, disposés en niveaux millimétriques (2) On y distingue encore de nombreux vieux grains détritiques.
	Micas	+	+++ (muscovite, chloritoïde + chlorite)	
	Feldspaths	-	-	
	Fragments lithiques	-	-	
	Minéraux accessoires	Zircons (1) + Tourmaline, opaques	Zircons, opaques, tourmaline.	
	Matrice	< 5 % Chlorite, Séricite	20 à 30 % Séricite, Chlorite	
	Structures et figures sédimentaires.	-	-	
Granulométrie	Sabliité grossière	Sabliité fine et moyenne		
Classe modale	Arénite quartzreuse	Wacke quartzreuse		

Tableau 4 : Caractères pétrographiques de la formation de Loch Du.



Fig. 11 : Aspect microscopique des niveaux très riches en chloritoïde.(x63)

2.2.2. La formation du Dresnay : (tableau n°5).

Attribuée par DELATTRE & PRUVOST au Gédinnien tout comme la formation de Loch Du, elle est située au contact méridional de l'ortho-
gneiss de Loc Envel, et apparaît selon une bande très étroite (200 -
300m) se terminant en biseau vers l'Est. Ce sont essentiellement des
schistes noirs ardoisiers, riches en chloritoïde, contenant quelques
niveaux tuffacés, grisâtres, décimétriques plus ou moins altérés (N de
Kerforn) (fig. 12). L'ensemble de cette formation est subverticale, en
contact anormal avec l'orthogneiss de Loc-Envel. Sur les précédentes
cartes, elle est attribuée également au Gédinnien.

		Faciès pétrographiques		Remarques
		Schistes	niveaux tuffacés	
Eléments figurés > 0,030 mm	quartz	++	++ (1)	(1) très généralement à habitus volcanique (quartz volcanique et échardes quartzieuses).
	micas	+++ (Chloritoïde + muscovite)	++ muscovite	
	Feldspaths	-	+++ Plagioclase (albite)	
	Fragments lithiques	-		
	Minéraux accessoires	qques mrx opaques	qques zircons opaques	
	Matrice	< 15%	50-75% séricite-chlorite, quartz	
	Structures et figures sédimentaires	-	-	
	Granulométrie	Siltite grossière	Siltite fine	
	Classe modale	Wacke quartzeuse	wacke subfeldspathique	

Tableau 5 : Caractères pétrographiques de la formation du Dresnay.



Fig. 11 : Aspect des niveaux tuffacés dans la formation du Dresnay. (x25)

On y trouve également de rares niveaux basiques apparemment interstratifiés (pouvant correspondre à des injections basiques sous forme de sills).

2.2.3. La formation de Coat-Losquet (tableau n°6).

Située à l'Ouest de la formation de Loch Du, c'est l'unité lithologique la plus importante de cette bande paléozoïque. Son épaisseur est indéterminable en raison de la tectonique qui l'affecte. Bien visible dans la carrière de Coat Losquet, à 1,5 km à l'Ouest du bourg de Loc-Envel, elle est constituée d'alternance de bancs gréseux, massifs, grisâtres, parfois plurimétriques, généralement décimétriques, et de schistes gris ou noirs, sériciteux. Dans la partie méridionale (Coat an Hay) la fréquence et l'épaisseur des bancs quartzitiques semble diminuer. Le métamorphisme a affecté de façon importante cette formation, en y développant localement de très nombreux blastes d'andalousite. Contrairement à la formation de Loch Du et du Dresnay, ces roches ne contiennent pas de chloritoïde ; ce minéral peut constituer d'ailleurs une sorte de marqueur stratigraphique, puisqu'il n'apparaît que dans des milieux à chimisme très particulier (voir Cl. LE CORRE, 1969).

2.2.4. La formation de Coat an Hay :

Cette dernière formation, attribuée aux *schistes et grès co-*

-blenciens (Ch. DELATTRE & P. PRUVOST, 1962), affleure dans la forêt de Coat an Hay et est bien visible sur les bords du Léguer.

		Faciès pétrographiques		
		Grès (quartzites)	schistes (2)	
Éléments figurés > 0,030 mm	quartz	+++	++	(1) comme dans la formation de Loch Du, ces minéraux se disposent en "films" millimétriques.
	micas	+	+++	
	Feldspaths	-	-	(2) très nombreuses andalousites blastiques dans la partie occidentale de la formation. Parfois véritables "andalousitites".
	Fragments lithiques	-	-	
	minéraux accessoires	zircons (1) opaques tourmaline	opaques	
Matrice	< 5%	50-70% séricite - chlorite Qz		
Structures et figures sédimentaires	-	-		
Granulométrie	sablite	Siltite grossière à fine		
Classe modale	arénite quartzreuse	wacke quartzreuse		

Tableau 6 : Caractères pétrographiques de la formation de Coat Losquet.

On y observe de gros bancs gréseux très blancs, saccharoïdes, parfois microconglomératiques. A ces grès sont associés des schistes noirs, ardoisiers, localement riches en filons de quartz intensément déformés.

Il faut également signaler dans ces schistes des niveaux très quartzitiques, riches en phénocristaux de quartz à facture sub-volcanique (la roche est déformée) correspondant vraisemblablement à d'anciens tufs acides (fig. 13).



Fig. 13 : Niveaux siliceux
très riches en globules
quartzeux de la formation de
Coat an Hay, pouvant corres-
pondre à d'anciens tufs acides.
(q: quartz)

2.2.5. La formation du Foz.

Au Nord des précédentes, elle est constituée de deux groupes pétrographiques principaux : de schistes noirs parfois ampéliteux, prédominants dans la partie orientale de la formation, et de séries basiques (schistes verts et amphibolites) apparemment interstratifiés dans les schistes noirs, qui seront étudiées dans la seconde partie de ce mémoire.

Les faciès schisteux noirs sont des silts plus ou moins grossiers, riches en matière organique. La recherche de microfossiles dans ces roches s'est avérée négative. Localement, ils prennent un aspect finement rythmique et peuvent être associés à des niveaux tuffacés, sériciteux.

L'âge de cette formation est problématique : les auteurs précédents considéraient qu'elle appartenait à l'épisode basique briovérien. Des arguments de terrain (intercalation des schistes noirs, graphiteux dans les schistes verts) (Pen Mené, Guermorvan), très semblables aux faciès des formations voisines de Loch Du et Coat Losquet, des arguments géochimiques (cf. 2e partie) nous font penser que cette formation appartient plutôt au Paléozoïque, et, si l'on doit croire les attributions chronostratigraphiques de Ch. DELATTRE & P. PRUVOST, au Dévonien : cette assimilation coïncide assez bien avec la présence du volcanisme basique très important, au Dévonien, dans les régions limitrophes (Bolazec, Beffou, Huelgoat, décrits par H. BRIL, 1975 ; F. CONQUERE, 1966).

II.3. CONCLUSIONS.

En raison de l'absence de toute macro ou microfaune connue, l'attribution stratigraphique précise de ces formations est impossible, les variations d'âges proposés par les auteurs précédents s'expliquant par ce manque d'arguments paléontologiques. En raison des profondes différences lithologiques qui existent entre ces formations, en majorité situées au N de l'orthogneiss de Loc-Envel, et les séries sédimentaires briovériennes de Callac, au Sud, il semble logique de leur attribuer un âge paléozoïque, y compris pour les amphibolites du Foz, également fort différentes (mais d'un point de vue géochimique) des roches basiques briovériennes, ceci contrairement aux hypothèses avancées dans les travaux antérieurs. Les convergences de faciès de certaines formations (formation de Loch Du, de Coat an Hay) avec certaines formations dévoniennes plus occidentales (dans le synclinorium paléozoïque de Bolazec en particulier) permettent de penser, en accord avec Ch. DELATTRE & P. PRUVOST, que l'âge de ce Paléozoïque est probablement en partie dévonien moyen. Le manque de données paléontologiques, le métamorphisme et la déformation intense qui l'affectent (cf. IVe partie) rendent très aléatoires des considérations stratigraphiques plus avancées.

Il n'est pas possible de proposer une reconstitution du milieu de sédimentation, mais certains arguments (lits de minéraux lourds, schistes plus ou moins ampéliteux) indiquent une sédimentation en milieu relativement peu profond.

DEUXIEME PARTIE

**LES ROCHEES BASIQUES : caractérisation
pétrographique et géochimique .**

INTRODUCTION.

Fort bien représentés dans le Massif Armoricaïn, les phénomènes magmatiques basiques s'échelonnent tout au long des temps précambriens et paléozoïques sous diverses formes :

au Briovérien, les auteurs sont généralement d'accord pour placer un magmatisme basique et ultrabasique (baie d'Audierne, Champ-toceaux, Belle-Isle-en-Terre, Ch. BARROIS, 1906 ; J. COGNE, 1957, 1966) actuellement en place dans des contextes structuraux mésozonaux, parfois catazonaux. Des épisodes plus superficiels, volcaniques, se développent également, bien représentés dans le Nord du Massif Armoricain (baie de St Briec, Trégor - Ch. BARROIS, 1891, 1908, 1909). Des datations récentes (F. LEUTWEIN & Al., 1969 ; Ph. VIDAL, 1976) ont montré pour ces roches des âges de 640 à 620 M.A.

au Paléozoïque, le volcanisme basique se développe depuis le Cambro-Ordovicien jusqu'au Dinantien, le plus souvent sous forme d'éruptions sous-marines : citons, dans le Domaine Centre-Armoricain, les exemples de la presqu'île de Crozon, de la région de Huelgoat et de Bolazec (E. FOURMOND, 1964 ; F. CONQUERE, 1966 ; H. BRIL, 1975). On doit associer à ce volcanisme au moins une partie du grand champ filonien Nord-Sud de Bretagne septentrionale.

Dans la région étudiée, ces deux grandes périodes d'activité magmatique ont déjà été reconnues par les auteurs précédents (Ch. BARROIS, 1906 ; Ch. DELATTRE & P. PRUVOST, 1962), sans que leurs limites, ni leurs caractères aient cependant été clairement précisés.

Chapitre I :

le complexe basique et ultrabasique

I.1. LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT.

Ce chapitre est consacré à l'étude du massif basique et ultrabasique situé au Sud du bourg de Belle-Isle-en-Terre, dans la masse du briovérien de la région de Callac. Bien que Belle-Isle ne se situe pas sur ce complexe, il m'a semblé opportun de donner au massif le complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre, puisqu'il constitue un des traits majeurs de la carte à 1/50.000.

L'utilisation (probablement dès le XVIIe S.) du minerai de fer provenant de l'altération des roches basiques constitue sans doute la première marque d'intérêt pour ce complexe de Belle-Isle-en-Terre. La cartographie de cette région est réalisée pour la première fois au 19e siècle (DE FOURCY, 1843). Mais c'est essentiellement Ch. BARROIS (1906) qui apporte avec la première édition de la Feuille de Morlaix (carte géologique de la France au 1/80.000e, feuille n° 57) les informations fondamentales sur ces roches : appartenant à l'étage d'Erquy (Briovérien inférieur), elles ont des "*caractères intrusifs et dérivent par métamorphisme d'anciens gabbros*". Il y signale en outre de petits massifs serpentineux et des éclogites (qui sont en fait des amphibolites à grenats) (Ch. BARROIS, 1935). Elles se situent dans les formations clastiques briovériennes de l'anticlinal de Callac.

Les modifications apportées par la deuxième édition de la carte à 1.80.000 (Ch. DELATTRE & P. PRUVOST, 1962) se marquent, en ce qui con-

-cerne le corps basique et ultrabasique, par une extension importante des limites cartographiques des amphibolites.

Depuis, peu de travaux ont été conduits sur ces roches :

B. LASNIER (1970) décrit dans la région de Calanhel quelques faciès de métagabbros coronitiques, J.C. PICOT (1975) présente quelques résultats sur les minéralisations wolframifères de cette région.

L'établissement au cours de ce travail de la carte géologique à 1/50.000 (cf. carte Hors Texte n°I) montre une extension du complexe basique selon une direction N 45 : ses dimensions sont cependant beaucoup plus réduites que ne le laissent supposer les cartes précédentes (observations confirmées par la géophysique, par la gravimétrie en particulier, qui ne montre pas d'anomalie positive importante à l'aplomb de ce complexe, hormis dans la région de Calanhel, fig. 14) : ses dimensions sont d'environ 20 km de longueur pour une largeur moyenne de 1,5 km. Il est affecté dans sa partie Nord par le passage de l'accident Molène - Moncontour.

Plusieurs faciès y ont été reconnus : leurs relations mutuelles sont souvent très délicates à établir sur le terrain en raison du couvert végétal important et du manque d'affleurements.

I.2. LES DIFFERENTS TYPES PETROGRAPHIQUES.

1.2.1. Les serpentinites :

Signalées par Ch. BARROIS dès la première édition de la carte de Morlaix (1906), ces roches n'apparaissent qu'en petits "massifs" lenticulaires (les plus importants ne dépassent pas 500 - 600 m) au sein des roches basiques. Elles se distribuent essentiellement dans les "massifs" de Kermeno, Resperes et la Chapelle-Neuve, mais apparaissent également en pointements de taille beaucoup plus réduite, à peine cartographiables, dans les amphibolites (Le Valy, Guerzouil, N du Scalon).

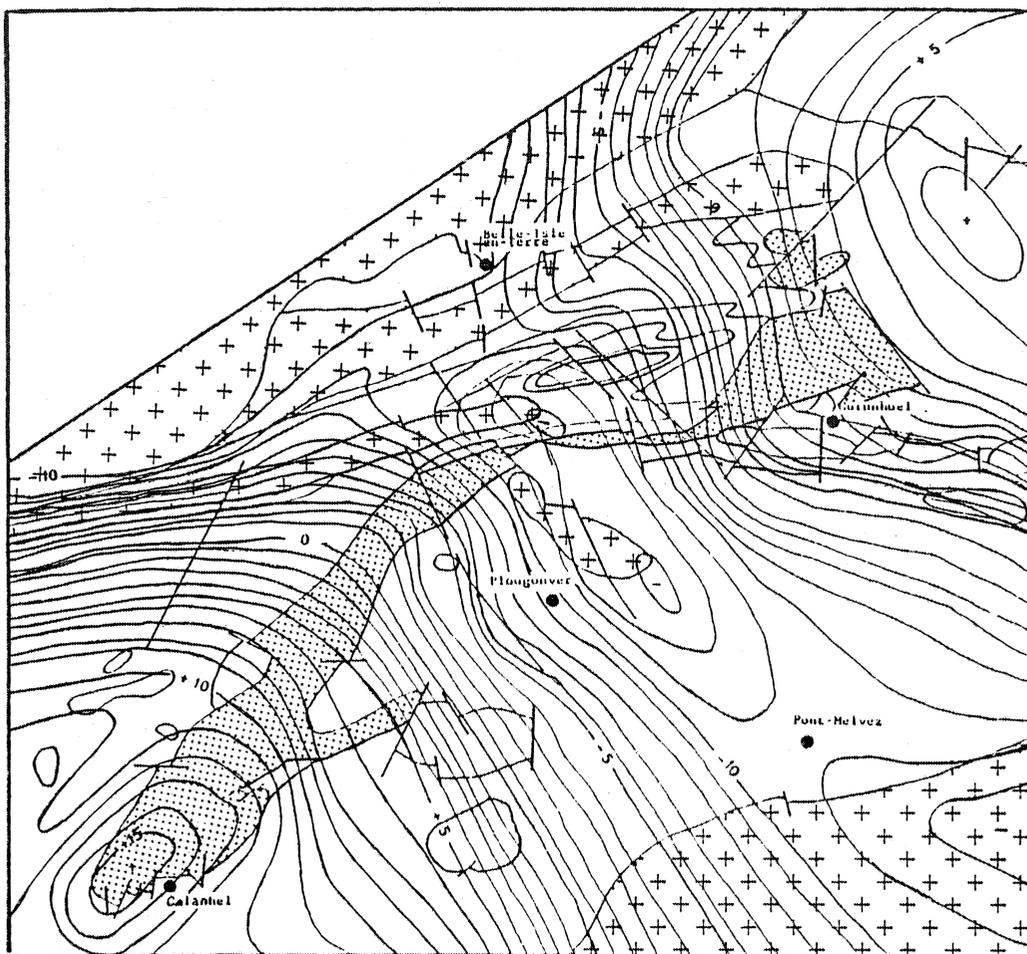


Fig. 14 : Superposition de la carte d'anomalies gravimétriques (anomalies de Bouguer, d'après la carte à 1/80.000 du BRGM) et de la carte géologique.

Les relations avec leur encaissant basique sont inconnues dans la plupart des cas. Ce sont toujours des roches denses, massives, parfois magnétiques (Kermeno), grenues ; elles présentent en surface une patine verte pâle ou grise. Les sections fraîches sont très sombres. De l'asbeste peut cristalliser dans les nombreuses fractures qui affectent ces roches (Le Val). Leurs principaux caractères pétrographiques sont résumés dans le tableau 7.

Les paragenèses magmatiques ne subsistent qu'à l'état de reliques dans la masse serpentineuse (essentiellement antigorite à struc-

-ture maillée). L'olivine et le spinelle sont sans doute les premiers minéraux à cristalliser. Le clinopyroxène englobe fréquemment ces derniers (Kerméno).

Les paragenèses II du tableau 7 correspondent à des paragenèses métamorphiques: en effet, l'encaissant gabbroïque de ces ultrabasites est amphibolitisé et on y trouve la même succession de deux paragenèses, l'une magmatique, la seconde d'origine secondaire, métamorphique. Dans ces gabbros encaissants, on trouve parfois quelques roches actuellement amphibolitiques dont la composition minéralogique pourrait suggérer une origine ultrabasique.

Caractères Localisation	Aspect macroscopique	Paragenèses		Remarques
		I	II	
Kerméno	Roche grenue, dense, isotrope, sombre, à phénocristaux de pyroxènes grisâtres. Parfois magnétique.	Olivine (= 50%) Cpx (= 50%)	Antigorite à structure maillée. Minéraux	<u>Nature des minéraux</u> :* magnétite (en grains autour des anciens cristaux d'olivine) ± pyrrothine ± chromite. Origine probable de la roche : <i>shellite</i> .
Respères	Roche massive, noire, dense, isotrope, avec ou sans phénocristaux xénomorphes de pyroxènes.	± Olivine ± Cpx ± Opx Spinelle	Antigorite ± Amphibole ± Chlorite Minéraux	<u>Minéraux</u> : hématite magnétite <u>Spinelle</u> : picotite (hercynite)
Chapelle - Neuve	Mêmes caractères que précédemment, mais grain plus fin et plus orienté. Riche en chlorite.	? Spinelle grenat ?	Antigorite Chlorite Minéraux	Couronnes très fréquentes de chlorite incolore autour des minéraux.
Le Valy	Roche grenue, à texture confuse, riche en grands cristaux xénomorphes de Cpx.	Olivine Grenat (= 5%) Cpx (= 10%)	Antigorite Amphibole Chlorite Minéraux	Présence de grenats totalement déstabilisés, en association avec des cristaux d'olivine serpentinisés.

* Déterminations faites par J.J. Chauvel.

tableau n°7: caractères pétrographiques
des ultrabasites

1.2.2. Les gabbros et amphibolites dérivées :

Constituant l'encaissant des serpentinites précédentes, ces roches sont intimement associées sur le terrain et montrent en lame mince un passage continu des gabbros vrais à des amphibolites. Malgré leurs natures variées, ces dernières semblent donc bien dériver d'un matériel magmatique, gabbroïque.

I.2.2.1. Les gabbros.

Ils apparaissent essentiellement dans la partie médiane du complexe mais on peut les retrouver en "îlots", isolés au sein des amphibolites (NE du Scalon). Leurs caractères pétrographiques sont résumés dans le tableau n° 8.

Caractères macroscopiques	Roches grenues, mésocrates, parfois pegmatoïdiques (taille des cristaux \approx 2 cm). Généralement isotropes, localement litage d'origine magmatique. (Kermenno).
Paragenese I (magmatiques)	- Plagioclases automorphes, basiques, fréquemment zonés (An ₅₀₋₆₅ : Labrador). - Cpx, ouralitisés - Quelques gros phénocristaux d'amphibole brune à inclusions de plagioclase, Cpx(+ olivine ?) - Mn _x accessoires, biotite, apatite + zircons.
Paragenese II (métamorphiques)	- amphibole verdâtre, fibreuse en remplacement des pyroxènes (et olivine ?) - séricitisation (et saussuritisation) des plagioclases - parfois amphiboles brun-verdâtres, "shillerisées". (amphibolitisation de Cpx. Voir B. Lasnier, 1970).

Tableau n° 8 : Caractères pétrographiques des gabbros.

Remarques :

- La saussuritisation des plagioclases intervient dans les termes intermédiaires entre les gabbros et les amphibolites : le plagioclase se charge en baguettes de clinzoïsite tandis que sa basicité décroît. Tous les termes de passage du plagioclase sain à des cristaux totalement pseudomorphosés par la zoïsite s'observent dans les différentes lames minces. Les plagioclases séricitisés conservent leur zonage magmatique.

- L'ouratilisaton du pyroxène aboutit à une amphibole vert-pâle dont le centre est généralement plus clair que la bordure.

Certains gabbros (la Chapelle-Neuve en particulier) montrent des recristallisations en mortier des plagioclases à partir d'individus de grande taille. Ce phénomène peut être total et on aboutit à une structure en mosaïque (sutures intergrains à 120°) typiques d'un recuit (B. LASNIER, 1970), qui, dans le cas précis semble lié à un métamorphisme au contact du granite voisin de Ménez-Houarnay.

I.2.2.2. La brèche magmatique de la Chapelle-Neuve :

Il n'a jamais été possible d'observer les relations directes entre les ultrabasites et les gabbros. Cependant, un nouvel affleurement (sortie de la Chapelle-Neuve, sur la route de Plougouven) apporte quelques éléments de réponse à ce problème. Il s'agit d'une brèche magmatique apparaissant sur une dizaine de mètres, non déformée, (fig. 15) composées de roches basiques métamorphisées (fig. 16).

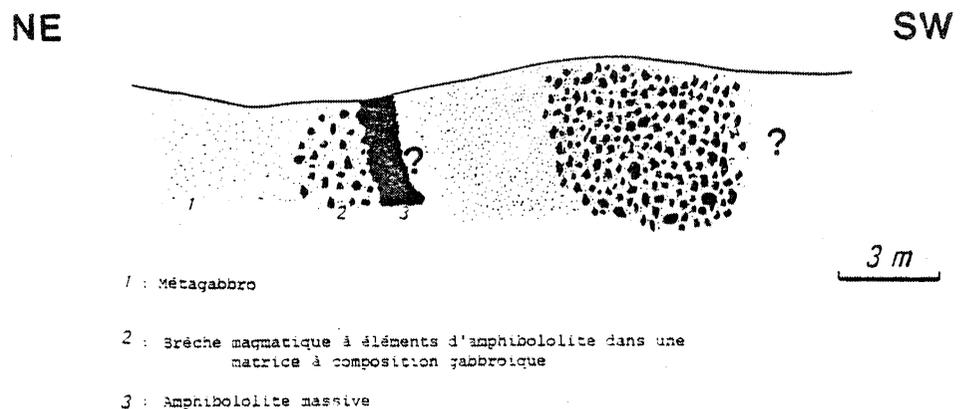


Fig. 15 : La brèche magmatique de la Chapelle-Neuve.

- Les *éléments* de la brèche sont de taille variable (1 à 6 cm) de forme géométrique, aux contours assez anguleux, *exclusivement* composés d'une roche holoamphibolique (l'amphibole est peu colorée, plus ou moins fibreuse, trémolitique). Les fragments sont bordés d'un liseré plus sombre, non identifiable en lame mince.

- le *ciment*, également métamorphisé, est beaucoup plus riche en plagioclase ; l'amphibole est une hornblende.

Malgré l'état actuel du matériel, il semble logique d'admettre que ce faciès correspond à l'injection d'un "magma" un peu plus différencié, gabbroïque, dans un matériel à tendance ultrabasique (actuellement amphibololite).

I.2.2.3. : Les amphibolites (tableau 9)

Elles se localisent de part et d'autre de la zone des gabbros et contrairement à ces derniers, présentent fréquemment une foliation

marquée par les amphiboles. L'existence de résidus gabbroïques et d'ultrabasites serpentinisés ainsi que leur chimisme (voir plus loin) sont des arguments importants qui m'ont conduit à leur attribuer une origine plutonique.

Trois grands types d'amphibolites ont été reconnus ; leurs caractères pétrographiques sont consignés dans le tableau.

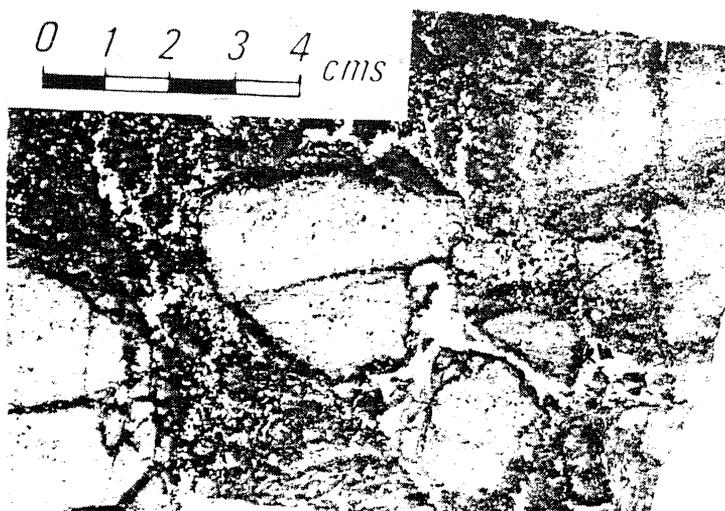


Fig. 16 : Aspect macroscopique de la brèche de la Chapelle - Neuve.

a) Amphibolites "banales".

Dans le Nord du complexe, (Coat an Noz, Coat an Hay) elles sont fortement "flasérisées" et les amphiboles sont apparemment très étirées dans la foliation : l'étude en lame mince montre cependant l'absence de déformation de ces derniers minéraux, indiquant donc des recristallisations synchroniques.

Signalons ici la présence d'amphibolites coronitiques déjà observées à proximité de la carrière de la Roche par B. LASNIER (1970). Il ne m'a pas été possible de les retrouver à cet endroit : par contre au NE de la Chapelle-Neuve, lieu-dit Bot-Fao, il est possible d'observer des roches à grain assez fin dans lesquelles apparaissent des minéraux clairs millimétriques auréolés d'une fine couronne plus sombre : le minéral clair correspond à un agrégat de baguettes d'amphibole incolore (trémolite ?) autour duquel se développe une bordure d'amphibole vert

pâle, le plus souvent en continuité cristallographique avec les baguettes centrales. Ces cristaux correspondent vraisemblablement à des pseudomorphoses de pyroxènes (et/ou olivine ?).

b) amphibolites à grenat :

Surtout visibles dans la carrière de la Roche, en association avec des faciès leptynitiques décrits plus loin, ces roches montrent une orientation planaire bien marquée : de gros "yeux" feldspathiques centimétriques à pluricentimétriques, contournés par la foliation, s'observent fréquemment dans ce faciès. La proportion de la phase leucocrate (plagioclase + quartz) est variable et certains faciès sont uniquement constitués de hornblende + grenat. Peut-être a-t-on là les vestiges d'un ancien litage gabbros-roches ultrabasiques et leptynites. La détermination aux RX de la composition des grenats fait apparaître une richesse importante en composant pyrope (G. LOHOU, 1971). Malgré l'absence de réactions minérales entre grenat et les minéraux voisins, le caractère relictuel de ce minéral apparaît nettement dans une paragenèse où la hornblende est parfaitement stable.

Deux hypothèses principales peuvent expliquer ces observations :

- le grenat est le seul témoin d'une paragenèse métamorphique antérieure, la paragenèse actuelle correspondant à la rétro-morphose de celle-ci. Signalons cependant l'absence de tout autre minéral ou texture métamorphique relictuels.

- le grenat correspond à un grenat primaire, magmatique ; on connaît en effet dans certains types de roches basiques, des grenats primaires à forte teneur en composant pyrope (D.H. GREEN & A.E. RINGWOOD, 1968). Les fortes concentrations de ce minéral dans ces amphibolites (et leptynites) conduisent à considérer cette dernière hypothèse avec beaucoup de réserve.

- Il apparaît ainsi que ces grenats sont à rapporter à une phase de métamorphisme antérieure à l'amphibolitisation, ou qu'ils cor-

-respondent à une amphibolitisation plurifaciale, dont les premières manifestations correspondent à l'apparition d'une paragenèse à grenat + amphibole, suivies d'une légère rétro-morphose, pendant laquelle le grenat se déstabilise, tandis que la hornblende reste stable.

c) Les amphibolites à zoïsite :

Généralement plus homogènes que les précédents types d'amphibolites, plus claires, elles ne se différencient cependant sur le terrain qu'assez difficilement. Leur composition minéralogique est le plus souvent très simple : hornblende + clinozoïsite.

Leur attribuer une origine précise est difficile : cependant leur composition chimique, leur association et le passage progressif apparent de ces roches à des serpentinites au Sud du lieu-dit le Valy indiquent une origine également magmatique, liée au complexe basique.

Caractères Nature	Aspect macroscopique	Paragenèse I	Paragenèse II	Remarques
Amphibolites "banales"	Roches grenues, mésocrates à foliation généralement bien marquée.	Clinopyroxène Plagioclase (An ₁₇ ?)	-plagioclase néoformé (An ₁₀₋₃₀) -aiguilles de zoïsite et/ou inclusions opaques dans les plagioclases I, parfois totalement "nuageux" -hornblende verdâtre ou incolore -apatite (inclusions dans les hornblendes) -spène, rutile, zircons, opaques	La proportion des minéraux décrits est variable. Certains faciès sont presque monominéraux (amphibolites) mais sont peu représentés.
Amphibolites à grenats	Le grenat, en cristaux millimétriques à pluricentimétriques, est distribué irrégulièrement dans ces roches, de couleur sombre. Peut être localement très abondant. Gros phénocristaux feldspathiques.	Plagioclase I, (An ₁₀₋₃₀) hornblende? grenats, le plus souvent totalement déstabilisés en chlorite, épidote, quartz. Inclusions de sphère hornblende.	-hornblende verte et/ou vert-bleuâtre. quartz + plagioclase apatite pyrite	Ces roches sont localisées à la partie Sud du complexe. Le grenat, déstabilisé, apparaît comme un minéral relique. Les plagioclases, à zonage parfois encore visible, montrent un remplacement, qui peut être complet, par de la clinozoïsite. (Peut-être passage de transition entre les amphibolites banales et à zoïsite) * quelques zircons
Amphibolites à zoïsite	Roches vert-pâles, grenues, schistosées.	? rares reliques de plagioclase	-hornblende vert-pâle -clinozoïsite + zoïsite -chlorite magnésienne, incolore	Localisées également au Sud du complexe. Associées sur le terrain aux amphibolites à grenats, sans qu'il soit possible d'observer leurs relations.

Tableau n°9 : Caractères pétrographiques des amphibolites.

I.2.3. Les leptynites :

Très peu représentées dans le complexe basique, ces leptynites sont essentiellement visibles dans la carrière de la Roche : elles se présentent en niveaux centimétriques à pluridécimétriques, subparallèles à la foliation des amphibolites, et peuvent renfermer des "enclaves" (cf. fig. 17) centimétriques à décimétriques d'amphibolites à grenat très mélanocrates. Le litage apparent des leptynites et des amphibolites est plissé.

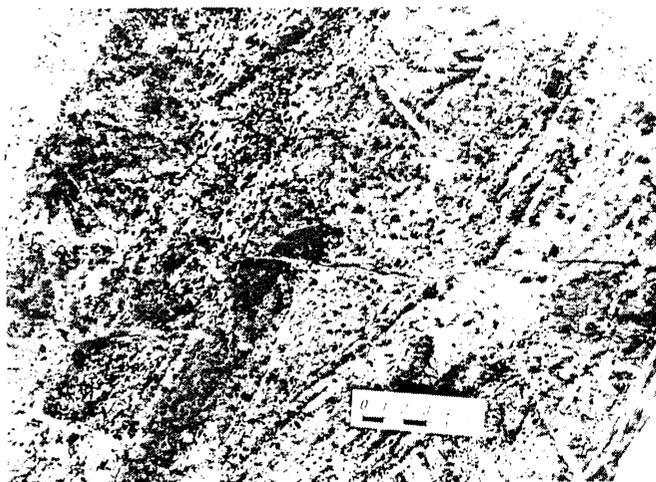


Fig. 17 : Enclaves d'amphibolites à grenats dans les leptynites (carrière de la Roche en Calanhel).

Ce sont des roches à grain fin, gris verdâtres, montrant parfois quelques phénocristaux centimétriques blanchâtres de feldspath. Elles contiennent des grenats, comme les amphibolites auxquelles elles sont associées.

Au microscope, on peut distinguer une paragenèse primaire à grenat, biotite, hornblende verte (?) (ou pyroxène), quartz, plagioclase (le pourcentage d'anorthite n'est pas déterminable), sur laquelle se surimpose une phase de métamorphisme qui chloritise les biotites, altère le grenat en un assemblage de quartz, épidote et chlorite, et développe la hornblende ainsi que des cristaux poeciloblastiques de zoïsite, parfois zonée. Les plagioclases I recristallisent en individus de taille plus réduite, à sutures inter-grains dentelées. Ces plagioclases I se chargent parfois d'inclusions sériciteuses ou d'épidote. Notons enfin dans ce matériel la présence d'apatite ainsi que de quelques zircons.

Origine des leptynites :

Si ces faciès sont connus en association avec des amphibolites dans d'autres complexes basiques et ultrabasiques, leur origine n'est pas connue avec certitude (VOGEL D.E., 1967). Leur composition (cf. tableau n° 10) se rapproche très fortement de celle de plagiogranites associés à des gabbros dans certains massifs ophiolitiques (OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., 1975). Ces comparaisons, ainsi que les observations de terrain, indiquent une origine magmatique très probable : elles sont interprétables comme un terme différencié (vers le pôle acide) lors d'une cristallisation fractionnée.

	A	B
SiO ₂	59,57	60,48
Al ₂ O ₃	18,62	16,99
Fe ₂ O ₃	2,60	6,25
FeO	2,74	-
MnO	0,09	0,06
MgO	1,84	1,49
CaO	2,55	1,84
Na ₂ O	8,24	11,28
K ₂ O	0,09	0,05
TiO ₂	0,65	0,79
P ₂ O ₅	0,19	0,00
PF	1,88	0,65
Total	99,06	99,88

Tableau 10 :

(A) Composition chimique des leptynites du complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre.

(B) Composition chimique de plagiogranites associés aux ophiolites de Corse (d'après M. & D. OHNENSTETTER, 1975).

Conclusion à l'étude pétrographique.

La reconnaissance, dans ce complexe, de plusieurs types pétrographiques (gabbros, serpentinites, amphibolites - dérivées de roches gabbroïques - leptynites) ayant des caractères plutoniques marqués, en particulier au niveau des gabbros (taille du grain, litage magmatique,

enclaves dans les leptynites brèche magmatique) nous conduit à envisager pour *ce massif basique et ultrabasique une origine profonde, plutonique.*

I.3. ETUDE GEOCHIMIQUE. (On trouvera la liste des analyses en annexe)

L'étude géochimique d'un corps basique métamorphisé doit tenir compte de la mobilité éventuelle de certains éléments au cours du métamorphisme. Cette question a été abordée par différents auteurs (R.A. HART, 1973, 1974 ; H. MIYASHIRO, 1975). Ce dernier estime que, si les migrations d'éléments sont importantes dans le métamorphisme au niveau du faciès schistes verts, elles le sont moins dans "la partie supérieure de l'épidote amphibolite faciès et inférieure de l'amphibolite faciès" (MIYASHIRO, 1975) zones dans laquelle se situe le complexe basique. Certains types de diagrammes permettent d'autre part de visualiser ces variations des éléments en fonction de tel ou tel type de métamorphisme (HART, 1973). La distribution des points dans ces diagrammes de HART (fig. 18) se fait de façon indépendante des lignes d'évolution des teneurs en éléments suivant le type de métamorphisme, pour trois des quatre éléments envisagés. Cependant, le diagramme concernant Na_2O montre une répartition des points dans une zone qui suit la droite d'évolution correspondant à l'amphibolite faciès, phénomène qui indique apparemment des diminutions (cf. P. MAILLET, 1977) dans les teneurs de cet élément. Il faudra donc considérer les interprétations des diagrammes faisant intervenir les alcalins avec prudence.

On peut malgré cette restriction supposer que les modifications apportées par le métamorphisme restent très faibles, si l'on en croit

Dans cette étude, la signification des divers symboles utilisés dans les diagrammes sera la suivante :

- | | |
|--------------------------|--------------------------|
| □ gabbros | ■ amphibolites à zoïsite |
| ● amphibolites à grenats | ○ amphibolites "banales" |
| ⊙ ultrabasite | △ leptynites |

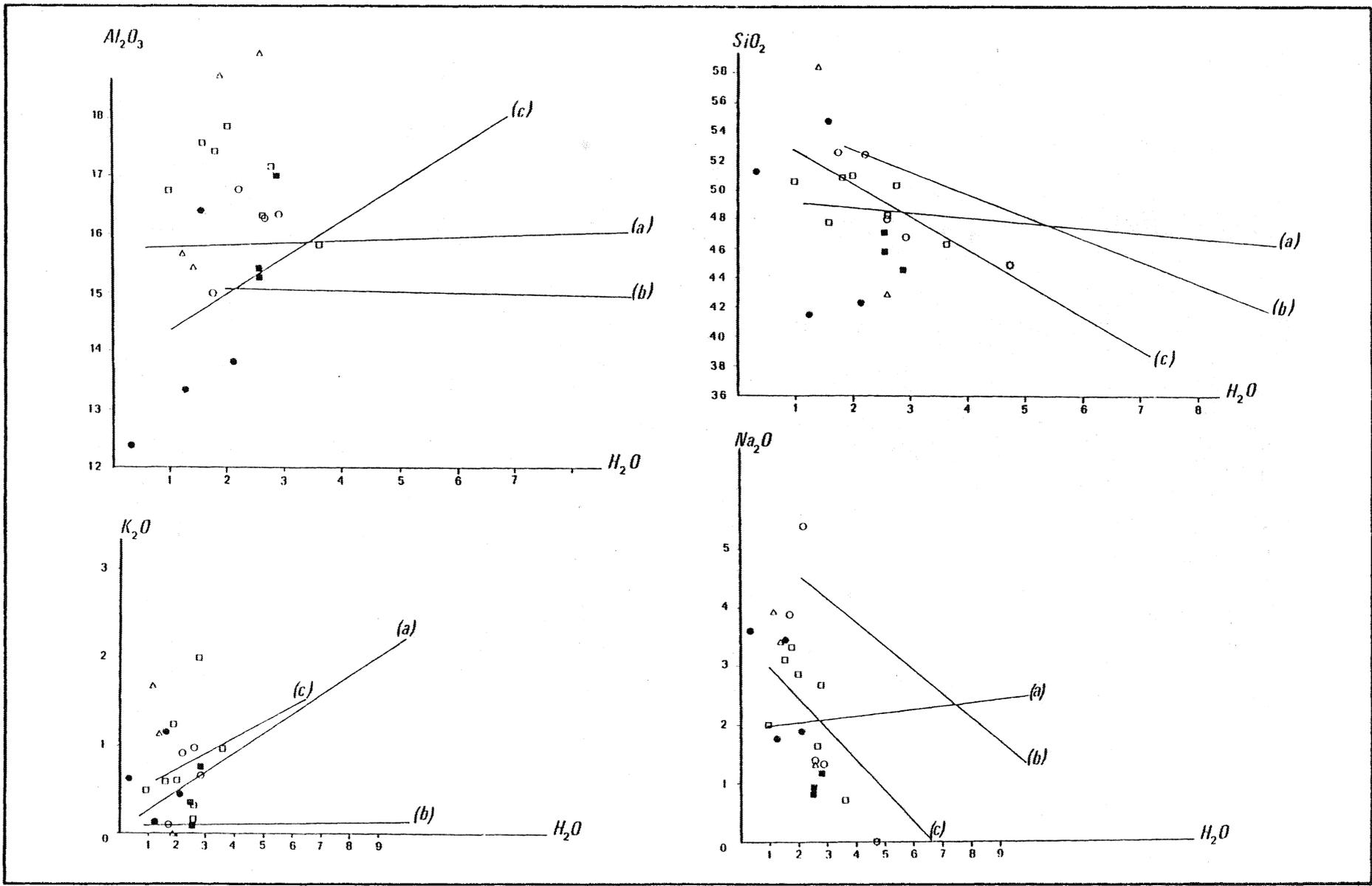


fig. 18: diagramme de HART(1973)

- (a): basalte altéré
- (b): greenschist faciès
- (c): amphibolite faciès

le diagramme de MIYASHIRO (1975) qui met en évidence les transformations post-ignées subies par les roches.

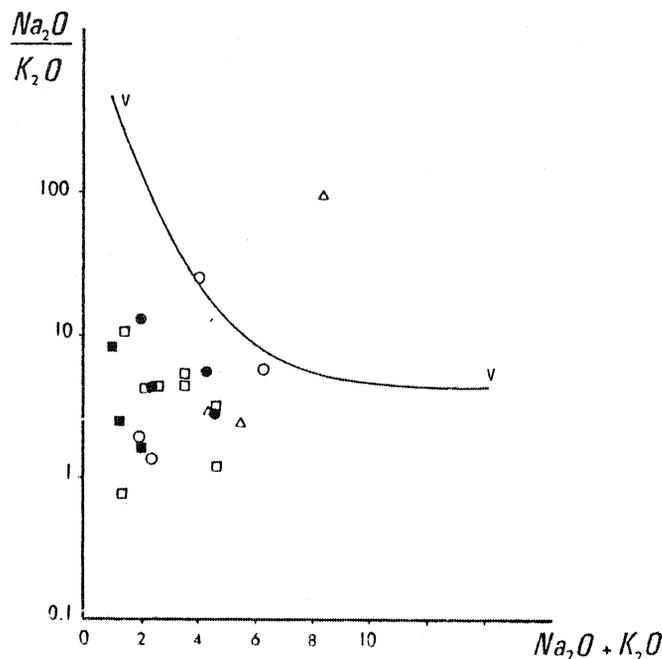


Fig. 19 : Diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A. MIYASHIRO, 1975). Les points situés au-dessus de la ligne V-V correspondent à des roches ayant subi des transformations post-ignées.

Les analyses du complexe basique ont été classées en fonction des groupes pétrographiques précédemment établis. Cette classification permettra de faire quelques observations générales avant d'aborder les tendances globales de ce complexe.

Observations générales :

Teneurs en TiO_2 :

Apparemment assez variables, les teneurs en TiO_2 montrent cependant, dans un diagramme de fréquence (fig. 20) un maximum très nettement inférieur à 1% (entre 0,2 et 0,6%).

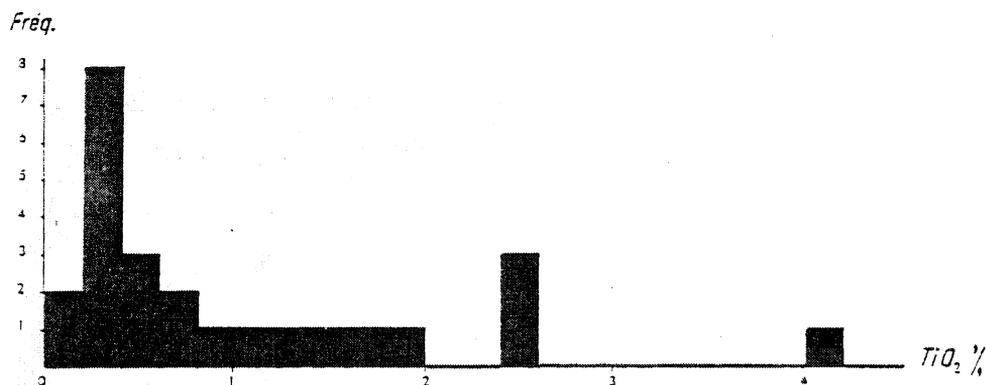


Fig. 20 : Diagramme de fréquence des teneurs en TiO₂ dans le complexe basique de Belle-Isle.

Teneurs en Al₂O₃ :

Parmi les trois classes d'amphibolites définies, les amphibolites à grenats (analyses 3604-3607-3608) présentent les teneurs les plus faibles dans cet élément (12-13%). Ce sont d'ailleurs les plus faibles de toutes les roches analysées (hormis bien entendu la valeur de 3,62% de l'ultrabasite - analyse 4241). La valeur moyenne de 16%, qui représente assez bien les teneurs observées dans l'ensemble du complexe, correspond aux concentrations en Al₂O₃ des magmas de la série calco-alcaline (M. BESSON & M. FONTEILLES, 1974).

Teneurs en FeO + Fe₂O₃ :

Là encore, les amphibolites à grenats se distinguent, mais par les valeurs les plus élevées en fer total (valeur moyenne : 17,3%) des autres amphibolites dont les teneurs sont beaucoup plus faibles (généralement entre 7 et 8%), très voisines de celles des gabbros.

Teneurs en alcalins (Na₂O + K₂O) :

Les concentrations les plus faibles s'observent dans les amphibolites à zoïsite (entre 0,9% et 2,09%) tandis que les gabbros sont une gamme assez étendue : entre 1,5 et 4,72%). On constate que

les teneurs en alcalins des amphibolites à zoïsite font en quelque sorte le "pont" entre celles quasi-nulles des ultrabasites et celles des gabbros.

Eléments traces :

Nb : On notera les teneurs extrêmement faibles, très souvent inférieures à 1 ppm.

Zr : Les résultats obtenus sur cet élément sont très variables on constate une grande dispersion des valeurs à l'intérieur de chaque groupe pétrographique.

	Amph. à grenat	gabbros	Amphib. à zoïsite	Serpentine	Lep-tynites	Amphibolites
Zr (ppm)	263	tr.	95	tr.	171	40
	79	18 49	15		60	43
	10	31 9	27		159	10
	22	74				157
		31				
Mo-yenne	93,5	35,3	45,6	-	130,3	62,5

Les moyennes de ces différents types pétrographiques s'insèrent assez bien dans les limites des valeurs proposées par MIYASHIRO (1975) pour les séries *calco-alcalines* (fig. 21).

Cr :

A. MIYASHIRO (1975) signale pour les séries calco-alcalines une gamme très large des teneurs en Cr (entre 0 et 900 ppm) dans laquelle entrent la plupart des données du complexe de Belle-Isle. Les valeurs très élevées des analyses 4241 (3838 ppm) et 4243 (1298 ppm) correspondent à des roches ultrabasiques (4241) plus ou moins transformées (4243).

	a	b
Rb	20-200	0-50
Sr	350-1500	100-700
K/Rb		
Rb/Sr		
Cr	0-500	0-900
Co		
Ni	0-250	0-300
V	40-300	200-300
Zr	60-300	40-150
Y		

(a) : série calco-alkaline de marge active

(b) : série calco-alkaline d'arc insulaire

(A. MIYASHIRO, 1975)

Fig. 21 : Teneurs moyennes à éléments traces des séries calco-alkalines (d'après A. MIYASHIRO, 1975).

Y :

Les valeurs moyennes des quatre groupes s'étalent entre 9 et 24 ppm, avec une moyenne de 17 ppm. Cette valeur est compatible avec des séries calco-alkalines d'arcs insulaires ou des LKT (P. JAKES & A.J.R. WHITE, 1972).

I.3.1. Les diagrammes :

Afin de reconnaître les tendances géochimiques globales d'un ensemble volcanique ou magmatique, on est conduit à utiliser de nombreux diagrammes discriminants, établis à partir de très nombreuses données sur des roches récentes, généralement peu métamorphiques. Leur utilisation, dans le cas de roches anciennes plus ou moins

métamorphisées, implique l'acceptation du postulat selon lequel les diverses séries récentes, à partir desquelles ces diagrammes sont conçus, existaient aux époques anciennes. On est alors amené à concevoir pour ces époques des modèles géodynamiques identiques à ceux que l'on propose pour les phénomènes récents ou actuels. Le problème du métamorphisme doit bien entendu être pris en considération, surtout en ce qui concerne les diagrammes faisant intervenir des éléments réputés "mobiles" pendant le métamorphisme (voir Ch. I.2.).

I.3.1.1. Affinités géochimiques du complexe :

- Diagramme de Mac Donald et Katsura (1964) (fig. 22).

Ce diagramme sépare les séries alcalines des séries tholéitiques (s.l.) (sub-alcalines) : la très grande majorité des points représentatifs des roches du complexe de Belle-Isle se situe dans le champ des séries sub-alcalines.

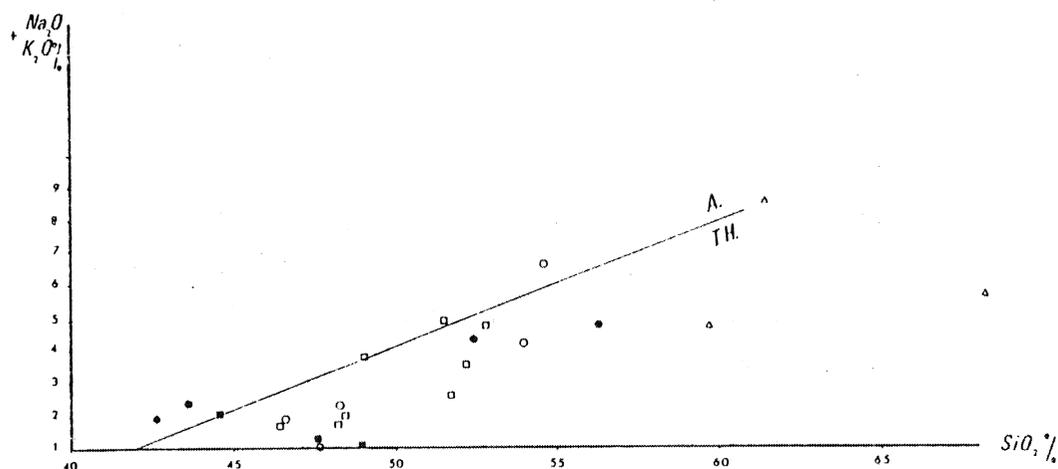


Fig. 22 : Diagramme de Mc Donald et Katsura (1964)

A : série alcaline

TH : Série non alcaline.

- Triangle AFM (fig. 23).

La tendance *calco-alcaline* du complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle se marque très nettement : on y observe une évolution à la fois vers des différenciations intermédiaires à acides (les leptynites) et vers les termes ultrabasiques (serpentinites et amphibolites à zoïsite). Le comportement des amphibolites est très identique à celui des gabbros. Remarquons cependant la position dans le champ tholéïtique de trois analyses d'amphibolites à grenats, la quatrième étant dans le champ calco-alcalin : les trois premières (analyses 3604, 3607 et 3608) sont des roches presque exclusivement constituées de hornblende + grenat. Cette composition minéralogique suggère un métacumulat, riche en fer, ce caractère expliquant la dérive dans le champ tholéïtique de roches appartenant à une série globalement calco-alcaline.

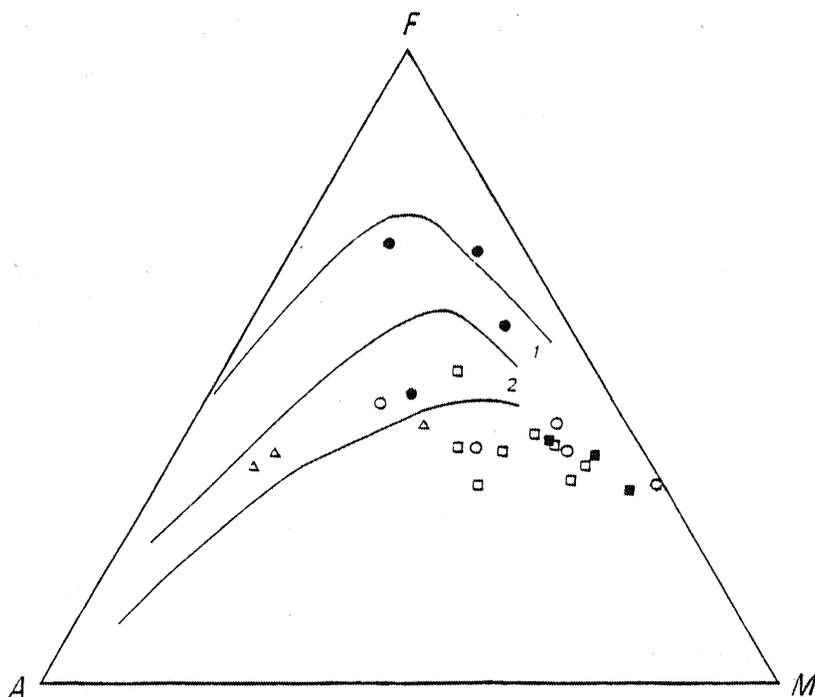


Fig. 23 : Triangle AFM

- (1) Séries tholéïtiques
- (2) Séries calco-alcalines.

Les diagrammes de MIYASHIRO (1975) confirment les données du Triangle AFM^(*), tout en nuancant ses caractères : la série est plutôt du type calco-alcalin intermédiaire, selon les termes utilisés par l'auteur (Fig. 24). Là encore on constate la "dérive" des points représentatifs des amphibolites à grenats dans le champ tholéitique.

Les rapports FeO^*/MgO , qui selon MIYASHIRO (1975) constituent un indicateur du stade de cristallisation fractionnée atteint par le magma, sont assez faibles : ils témoignent, ainsi que les concentrations en SiO_2 , d'une série relativement peu différenciée.

Le comportement du MgO , dans le *diagramme de TILLEY & MUIR* (1967), repris par JAKES & GILL (1970) est également très semblable à celui des séries calco-alcalines (Fig. 25).

MIYASHIRO & SHIDO (1975) enfin, ont utilisé, pour la recherche de la nature d'une série magmatique, les éléments traces, en particulier Cr, Ni, V. L'application de ces diagrammes au complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle s'est révélée décevante, dans la mesure où, dans les diagrammes faisant intervenir le Cr, et le V, les points se situent presque tous dans les zones non discriminantes (Fig. 26). L'interprétation de ces diagrammes est alors trop aléatoire. Quant au diagramme $SiO_2 - Cr$, on constate une répartition des points sur les deux champs délimités, celui des lignées calco-alcalines et celui des tholéites.

Conclusion :

Mis à part ces diagrammes de MIYASHIRO & SHIDO, il ressort de l'étude des diagrammes précédents que le *complexe basique et ultrabasique a des affinités calco-alcalines marquées*. Cette tendance est également sensible au niveau de l'observation des teneurs de certaines traces, comme nous l'avons vu plus haut.

* Dans ces diagrammes, les valeurs de FeO^* , et donc le rapport FeO^*/MgO sont un peu plus faibles que dans la réalité, car le Fer, dans les analyses chimiques, est dosé sous forme de Fe_2O_3 .

Fig. 24 DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1975) (base anhydre)

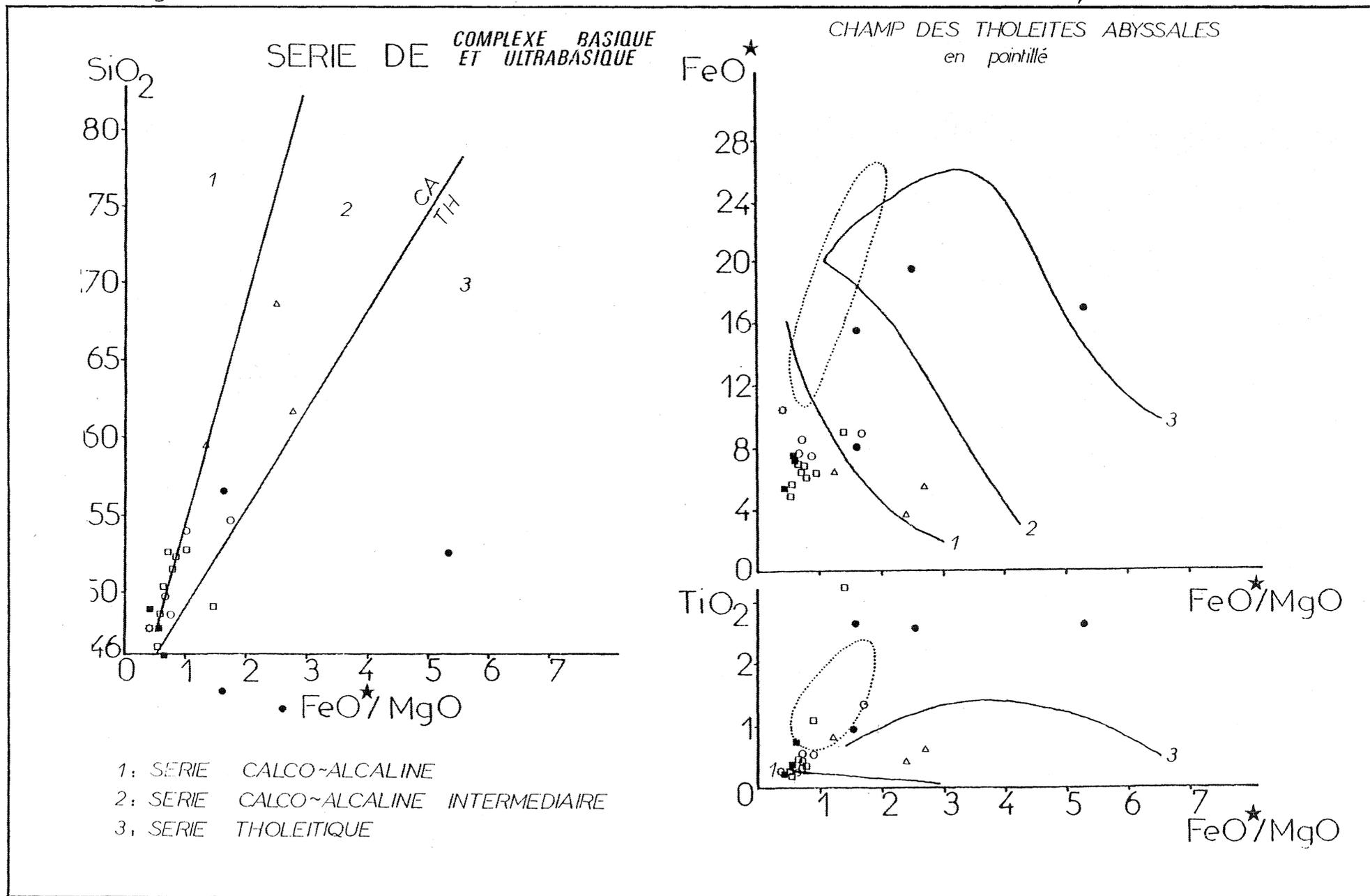
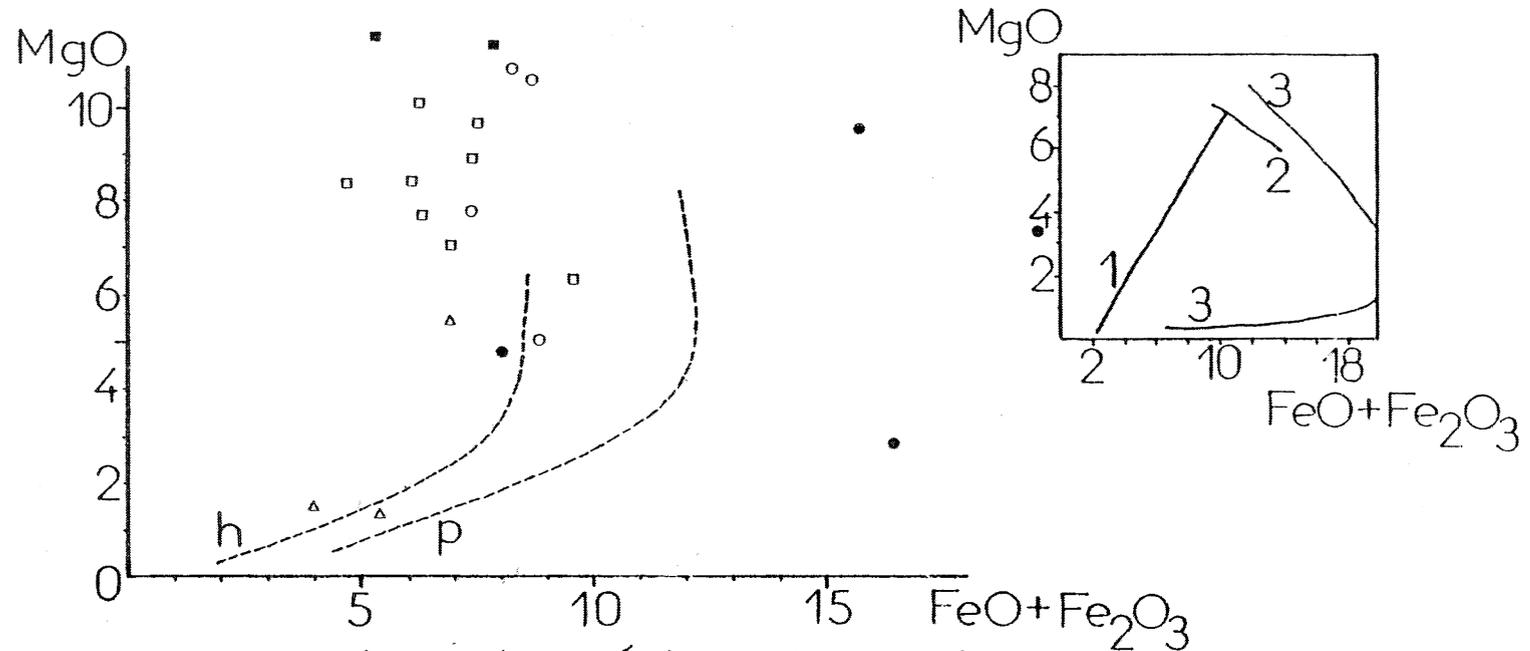


Fig. 25 DIAGRAMME DE TILLEY et MUIR (1967)
repris par JAKES et GILL (1970)



h: hypersthenic series = séries calco-alcalines

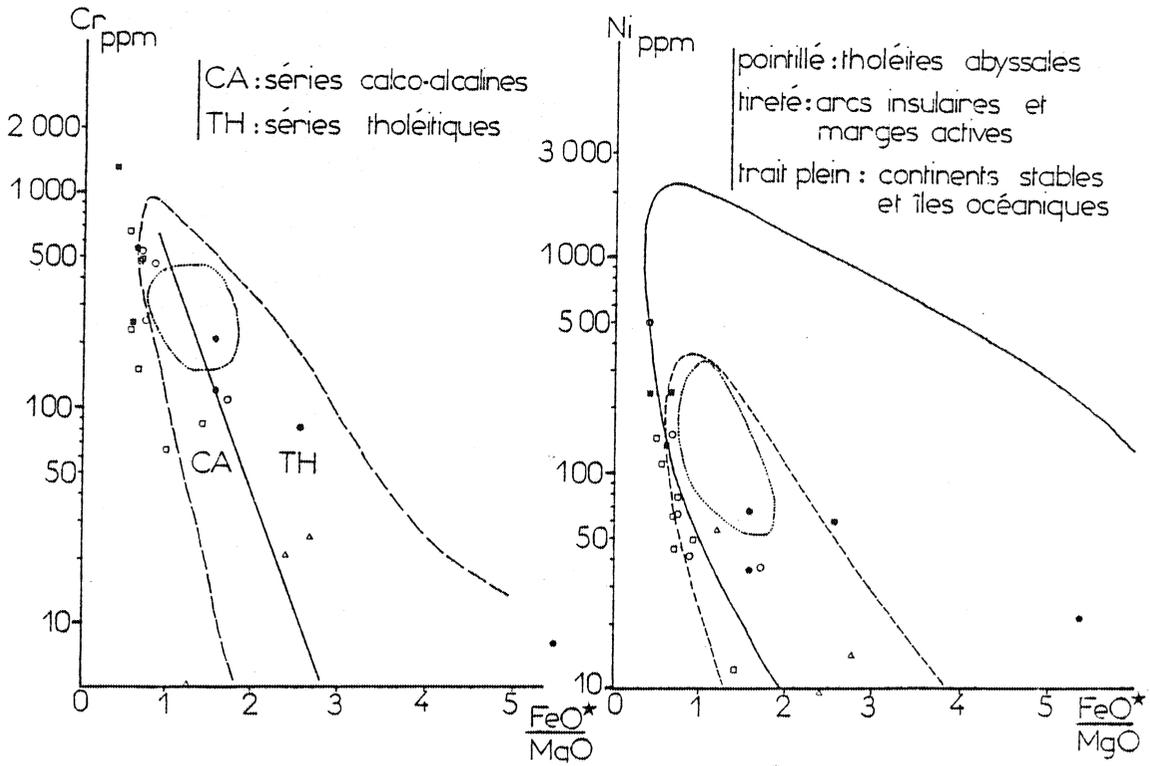
p: pigeonitic series = séries tholéitiques

1: Cascades (séries calco-alcalines)

2: Mid-ocean tholéites

3: Skaergaard

Fig.26 DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)



trait plein : champ des tholéites abyssales

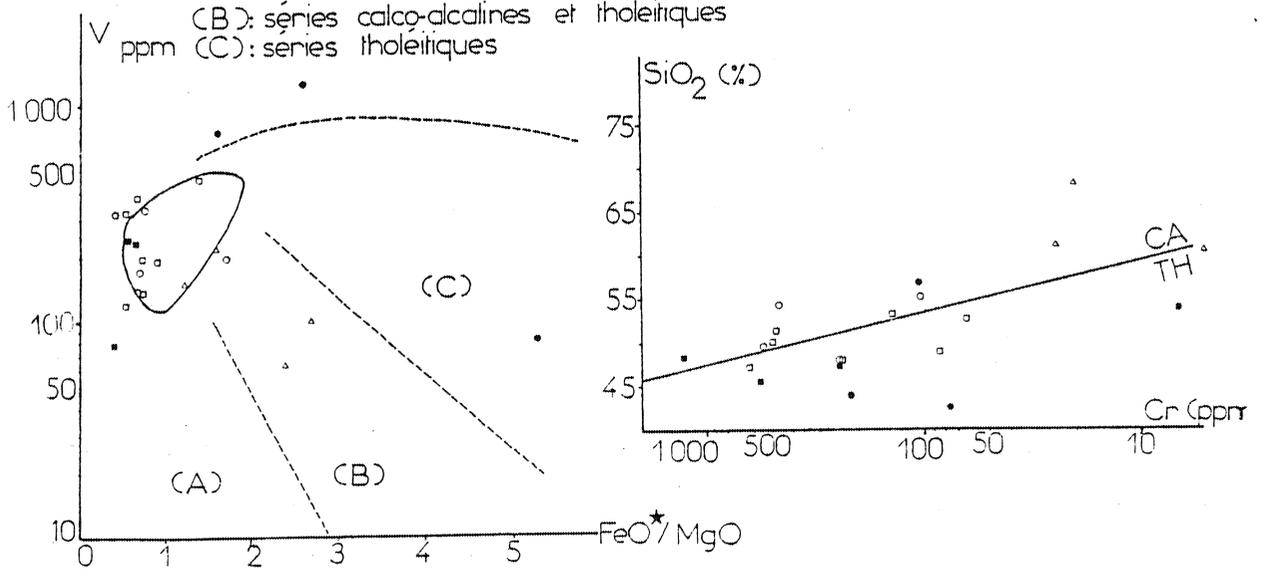
CA : séries calco-alcalines

(A) : séries calco-alcalines

TH : séries tholéitiques

(B) : séries calco-alcalines et tholéitiques

(C) : séries tholéitiques



Ces caractères géochimiques étant définis, il convient alors d'essayer de discuter le cadre géodynamique de ce complexe.

1.3.1.2. Discussion du cadre géotectonique :

"Les éruptions calco-alkalines sont exclusivement localisées dans les arcs volcaniques" (MIYASHIRO, 1972). On peut penser qu'à ces éruptions sont associés en profondeur des phénomènes magmatiques, de même nature.

BEBIEN (1972) a distingué, de son côté, en fonction des teneurs en TiO_2 , différents domaines géotectoniques : la moyenne des valeurs de cet oxyde dans le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre correspond, dans cette classification, aux teneurs des volcanites calco-alkalines d'arcs (M_{TiO_2} : 0,94%) (Fig. 27).

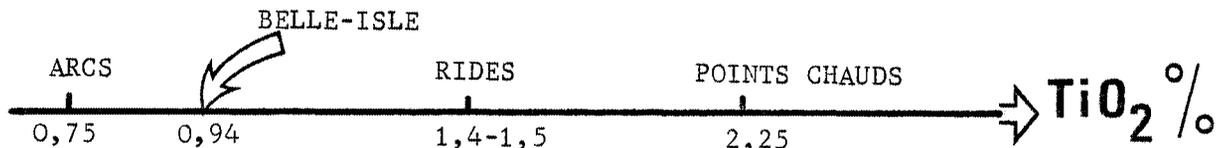


Fig. 27 : Position du complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle selon la distinction de Bebien (1972).

- Diagrammes géotectoniques :

Leur emploi, nous l'avons signalé plus haut, doit être prudent, pour deux raisons essentielles : il implique d'abord que l'on accepte l'application des modèles établis sur des événements récents ou actuels, à des phénomènes beaucoup plus anciens (paléozoïques, et, à fortiori, précambriens). D'autre part, les modifications apportées éventuellement par le métamorphisme constituent une contrainte importante à leur interprétation.

- Diagrammes de Pearce (1976) (Fig. 28).

Les fonctions F_1 , F_2 et F_3 qui définissent ces diagrammes font intervenir chacune sept éléments majeurs (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O et K_2O) (pour le détail de ces fonctions, voir P. MAILLET, 1977). Leurs combinaisons (F_1-F_2 ; F_2-F_3) permettent de séparer cinq domaines géotectoniques :

- WPB : Basaltes intraplaques (Within Plate Basalts)
- SHO : Shoshonites (Shoshonites).
- CAB : Basaltes calco-alcalins (Calc Alkaline Basalts)
- LKT : Tholéites pauvres en K (Low - K Tholéites)
- OFB : Basaltes de plancher océanique (Ocean Floor Basalts).

La condition $12\% < CaO + MgO < 20\%$, imposée par les auteurs, est très restrictive et ne permet d'y placer que 8 analyses, dont la dispersion à l'intérieur de ces diagrammes ne facilite pas l'interprétation.

Dans le diagramme F_1-F_2 , on observe une dispersion des points à la fois dans le champ des basaltes intraplaques et des basaltes calco-alcalins.

Dans le diagramme F_2-F_3 , la répartition des points se fait plutôt dans l'axe CAB-LKT, avec un regroupement relatif dans le champ des basaltes calco-alcalins.

- Diagramme Ti-Cr (Pearce, 1976).

L'utilisation de certains éléments-traces dans la recherche du cadre géotectonique d'une série permet de s'affranchir des difficultés apportées par les modifications des teneurs de quelques éléments majeurs, dans le cas de séries métamorphiques.

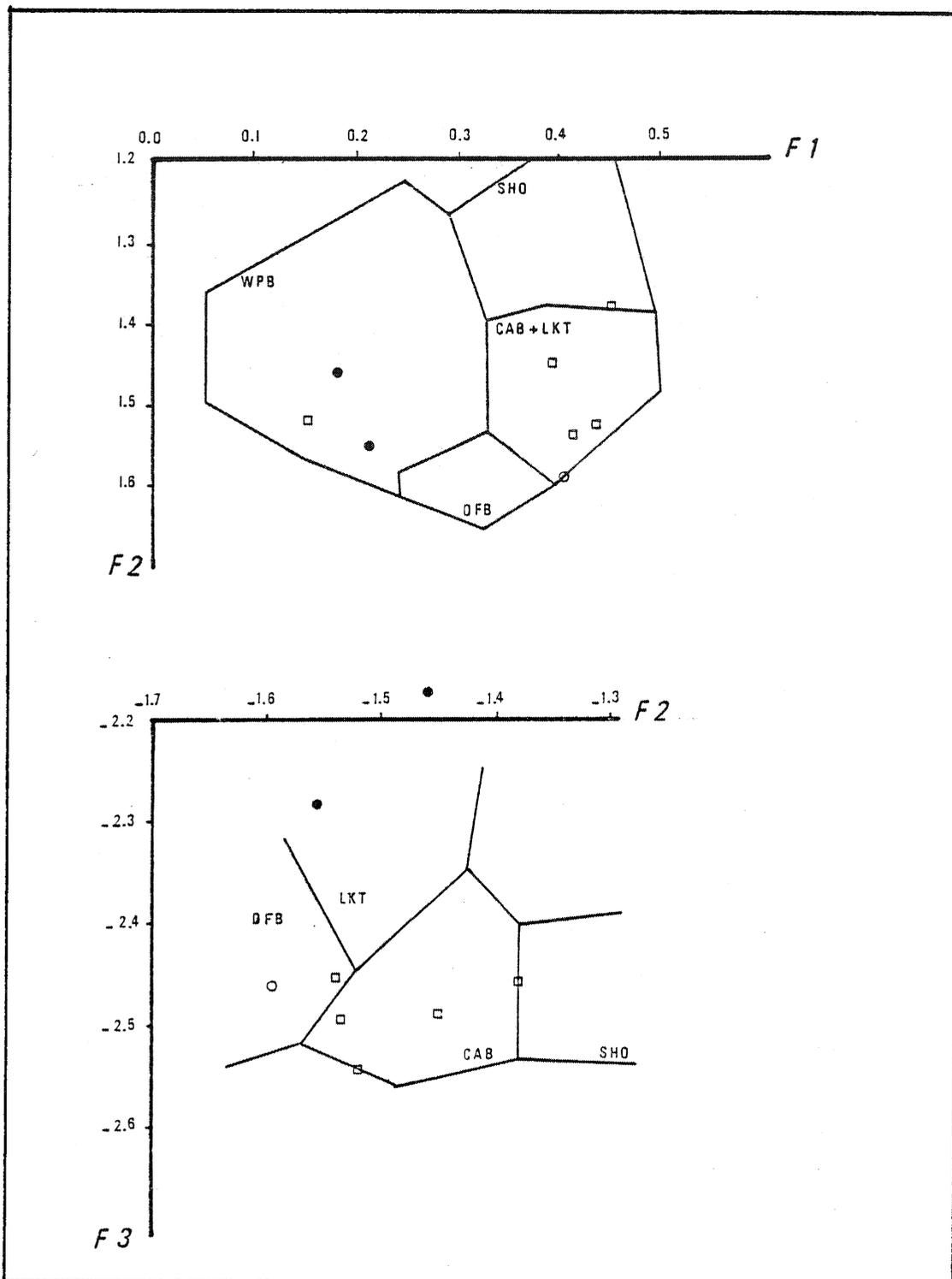


Fig. 28 : Diagramme de Pearce (1976).

L'utilisation du titane et du chrome, considérés comme immobiles durant le métamorphisme (J. BEBIEN, 1972; T.H. PEARCE, 1975) a été faite dans le but de séparer les tholéites de fond océanique des roches d'arcs volcaniques: LKT(tholeites pauvres en K) et CAB(basaltes calco-alcalins)(fig. 29)

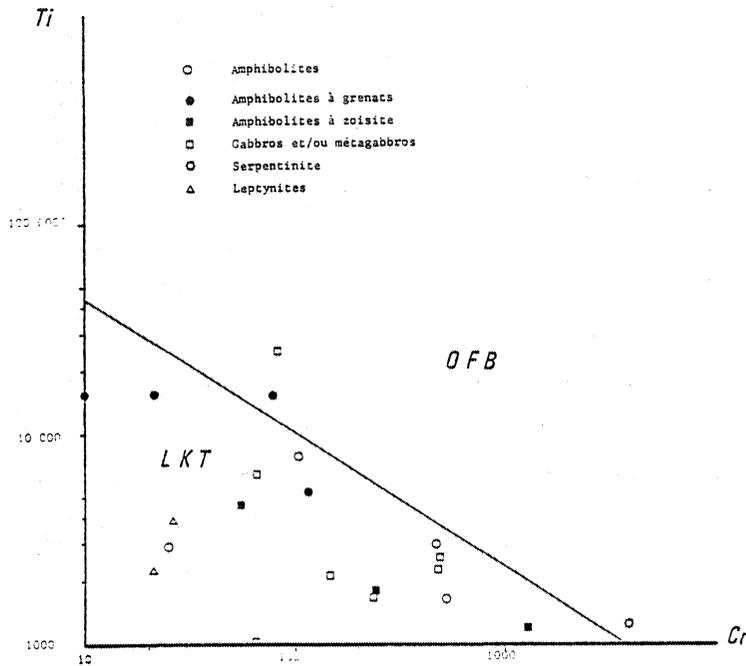


fig. 29: Diagramme Ti-Cr (T.H. PEARCE, 1975)

Dans ce diagramme, les points correspondant au complexe basique de Belle-Isle-en-Terre, se situent encore en majorité dans le domaine des roches des domaines en compression (CAB + LKT). Mais là aussi quelques points débordent dans le domaine des OFB : dans tous les diagrammes, ces points correspondent toujours au moins aux amphibolites à grenats (analyses 3604 - 3607 - 3608).

La validité d'un tel diagramme, qui semble montrer une origine du même type que les diagrammes de PEARCE (1976), doit être cependant prise avec prudence, si l'on en croit M. O'GARCIA (1978) selon lequel les roches à $Cr > 200$ ppm et $Ti < 4800$ ppm ne peuvent être assignées à un type magmatique précis : dans le complexe basique et ultrabasique, nombreux sont les échantillons qui entrent dans cette gamme.

CONCLUSIONS :

Les affinités géotectoniques du complexe basique et ultrabasique du complexe de Belle-Isle-en-Terre ne peuvent pas être très précisément déterminées à l'aide des diagrammes classiques de la littérature : les explications possibles de cet état de fait sont peut-être à rechercher dans l'état de métamorphisme des roches, ou dans l'impossibilité (?) d'application de ces diagrammes à des roches anciennes (PEARCE, 1975). Cependant, de l'étude géochimique qui précède on retiendra *le caractère calco-alcalin, plutôt intermédiaire*, qui ressort à la fois de l'analyse ponctuelle de certains éléments, majeurs et traces, et des diagrammes utilisés. La présence, au sein de cette série calco-alcaline, de termes basiques (certaines amphibolites à grenats du S du complexe, analyses 3604, 3607, 3608) dont les points représentatifs se placent systématiquement dans le champ des roches tholéïtiques, pose le problème de l'éventuelle coexistence de *deux séries, l'une calco-alcaline, l'autre tholéïtique*. Si l'interprétation de ces roches (les amphibolites à grenats) peut se faire en termes de méta-cumulats, à partir de la composition minéralogique et de certains diagrammes (triangle AFM en particulier), il faut cependant remarquer les teneurs élevées en TiO_2 de ces échantillons (le Ti provient des nombreux grains de sphène - voir tableau 9) qui sont assez éloignées des valeurs moyennes des séries calco-alcalines, et beaucoup plus proches des séries tholéïtiques.

Des informations fournies par les diagrammes géotectoniques, on peut retenir, malgré l'interprétation limitée que l'on peut en faire, que la mise en place de ce corps basique et ultrabasique peut être *relié à des phénomènes de convergence de plaques*. L'interprétation des amphibolites à grenats comme témoins d'une série tholéitique au sein d'une série calco-alkaline n'est pas en contradiction avec un tel cadre géodynamique (M. BESSON, M. FONTEILLES, 1974).

I.4. AGE DU COMPLEXE DE BELLE-ISLE.

Nous avons signalé (cf. analyse pétrographique) la présence de zircons dans les gabbros et les amphibolites à grenats. Ces minéraux sont un peu plus abondants dans ce dernier faciès : un gros échantillon (environ 60 kgs) a donc été prélevé dans la carrière de la Roche en Calanhel, dont ont été extraits les zircons analysés. (méthode U-Pb).

Résultats :

Quatre fractions de zircons, distinguées et analysées par J.J. PEUCAT, définissent une droite discordia, dont l'intersection haute avec la courbe concordia donne un âge de 602 ± 5 M.a. (fig. 30). Cet âge, bien défini par la bonne corrélation linéaire des points et la faible discordance de la droite discordia, est interprété comme l'âge de mise en place des roches basiques (J.J. PEUCAT, Y. HIRBEC, B. AUVRAY, 1979, à paraître).

I.5. CONCLUSIONS A L'ETUDE DU COMPLEXE BASIQUE ET ULTRABASIQUE.

De l'étude qui précède, on retiendra essentiellement les faits suivants :

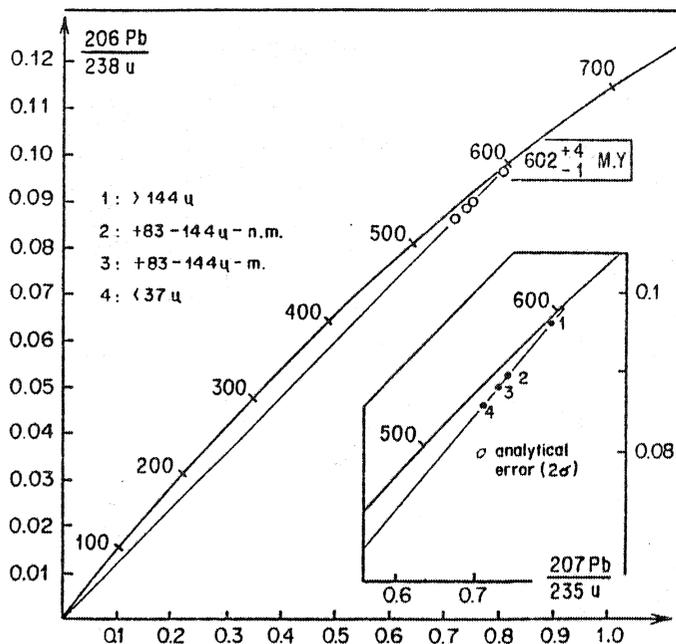


Fig. 30 : Courbe discordia donnant l'âge des zircons du complexe basique et ultrabasique.

1) Le complexe basique et ultrabasique n'est constitué que de roches plutoniques, depuis des termes ultrabasiques, plus ou moins serpentinisés, peu abondants, puis des gabbros et amphibolites dérivées, qui représentent la grande majorité des roches du complexe, jusqu'à de faibles proportions de roches leptynitiques, à composition plagiogranitique.

2) L'étude géochimique montre le caractère calco-alcalin global de la série. Les associations pétrographiques sont interprétées comme le résultat d'une différenciation magmatique au sein d'une intrusion basique : les serpentinites, qui correspondent aux termes différenciés ultrabasiques ont, par leurs teneurs en certains éléments traces (Ni et Cr), les caractéristiques des ultrabasites observables dans les "layered intrusions", qui se différencient nettement des ultrabasites des complexes ophiolitiques (fig. 31). On remarquera sur cette figure la distinction qu'il est possible de faire entre les roches ultrabasiques de Belle-Isle et celles de la Baie d'Audierne : les teneurs en NiO et Cr₂O₃ de ces dernières sont très proches des teneurs calculées par

RINGWOOD (1975) pour la pyrolite (cf. fig. 31a) et se différencie très nettement des roches de Belle-Isle. Notons également les divergences de composition des éléments majeurs de la pyrolite et de la serpentinite de Belle-Isle, en particulier au niveau du MgO et CaO, qui indique clairement que les ultrabasites de ce complexe ne correspondent pas à des roches *directement* issues du manteau.

Le caractère pseudo-ophiolitique de ce corps (J. COGNE, 1977) doit donc, je pense, être fortement mis en doute, d'autant plus qu'il ne correspond pas du tout au concept d'ophiolites, tel qu'il a été défini par la Penrose Conference (1972) :

- la proportion de serpentinites dans les ophiolites par rapport aux autres roches basiques est très grande, sans commune mesure avec celle du complexe de Belle-Isle.

- le terme ophiolite englobe une association de roches ultrabasiques et basiques, de laves, de filons (pas toujours) et d'une sédimentation particulière. Cette association n'existe pas en tant que telle dans la région.

- les ophiolites sont *très généralement* tholéitiques.

	77-87	Pyrolite
SiO ₂	44,90	45,1
Al ₂ O ₃	3,62	4,6
Fe ₂ O ₃	10,76	0,3
FeO	-	7,6
MnO	0,16	0,1
MgO	22,25	38,1
CaO	13,38	3,1
Na ₂ O	0,08	0,4
K ₂ O	0,00	0,02
TiO ₂	0,23	0,2
P ₂ O ₅	0,06	0,02
PF	4,74	-

(a)

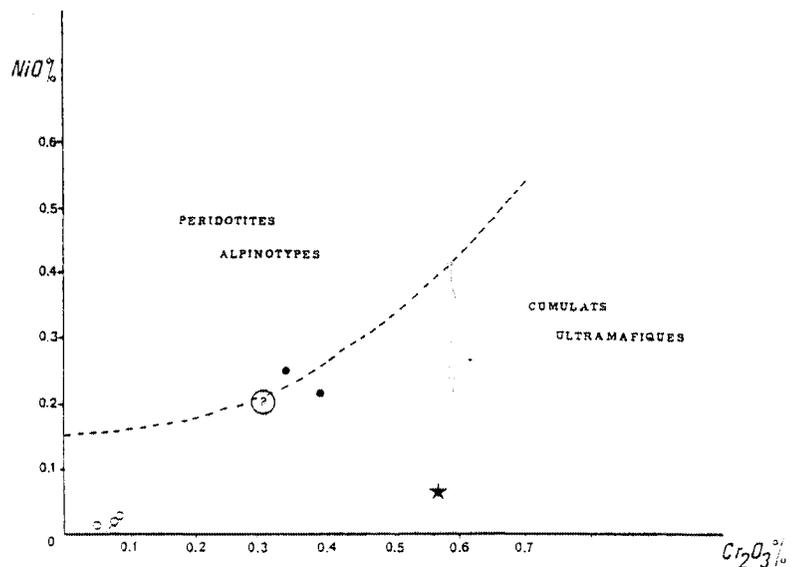


Fig. 31 : diagramme NiO-Cr₂O₃ (in J. MALPAS, 1978)

- Baie d'Audierne (serpentinite)
- (1) ★ Belle-Isle-en-Terre: (1) serpentinite
- (2) ○ Belle-Isle-en-Terre: (2) gabbros et amphibolites
- Ⓟ Pyrolite (d'après RINGWOOD, 1975)

Chapitre II :

les amphibolites du Foz

II.1. LOCALISATION.

En contact au Nord avec le granite de Kereven et au Sud avec les formations sédimentaires paléozoïques décrites précédemment, (cf. première partie) ces amphibolites constituent une bande étroite d'orientation N70, *totalelement indépendantes cartographiquement du complexe basique.* Elles apparaissent géométriquement situées *au-dessus* des schistes et quartzites attribués au Dévonien moyen et font partie de la formation dite formation du Foz. Deux faciès principaux peuvent y être distingués :

- des schistes verts, représentés essentiellement dans la partie occidentale de la formation (Kerambastard, Galvezan).
- des amphibolites grenues, en masses lenticulaires au sein des schistes verts (Le Foz) ou apparemment isolés dans les faciès silteux situés à l'Est de cette formation.

II.2. CARACTERES PETROGRAPHIQUES.

a) Les schistes verts :

De couleur vert-bleutée, ces roches sont généralement très homogènes, à grain fin, parfois d'aspect corné. Leur texture est granonématoblastique : *l'amphibole* (actinote) en baguettes de petite taille, constitue 60 à 70% de la roche, et marque la schistosité. Le *plagioclase* se présente en individus trapus, également de petite taille (60 - 80 μ), limides. Il est fréquent d'observer dans ces schistes de petits filonnets de quartz, plissés (la schistosité est plan axial de ces plis) ainsi que quelques fins niveaux (1 mm) chloriteux, parallèles à la schistosité.

Minéraux accessoires : abondants petits minéraux opaques, + chlorite + épidote + rutilé.

b) Amphibolites grenues :

Ces roches mésocrates à gros grain, présentent fréquemment un débit planaire, cataclastique : en lame mince, on observe :

- des phénocristaux : parfois centimétriques d'une amphibole verdâtre, aux extrémités fibreuses (actinote). Ce minéral (l'actinote) pseudomorphose localement des cristaux de grande taille très poeciloblastiques, englobant des reliques de plagioclases, actuellement recristallisés (ancienne texture ophitique de pyroxènes ?). On trouve également quelques restes de plagioclases, en cours de recristallisation.

- une mésostase fine, très fortement recristallisée composée de plagioclase + amphibole + quartz.

Les minéraux accessoires sont essentiellement des opaques (surtout ilménite, en cristaux "squelettique") mais on trouve également sphène, épidote, parfois quelques gros grains de rutil.

On ne peut que constater les analogies de compositions minéralogiques entre les deux types de roches basiques décrits ci-dessus. Ce caractère, auquel s'ajoute leur association étroite sur le terrain, permet de penser que nous avons ici la manifestation d'un même épisode volcanique basique, représenté par deux faciès principaux qui traduisent, soit une mise en place sous des formes différentes (coulées, sills ?) soit une transformation tectonique inégale à l'échelle de la formation. Soit encore, une combinaison de ces deux phénomènes.

II.3. ETUDE GEOCHIMIQUE.

Les analyses chimiques ne montrent pas de variations importantes d'éléments d'un échantillon à l'autre : les tendances générales sont les suivantes :

- faibles teneurs en SiO_2 pour des pourcentages en Al_2O_3 relativement élevés.

- la somme des alcalins est le plus souvent inférieure à 3% (valeurs faibles en K_2O).

- les pertes au feu sont basses, rarement supérieures à 1%.

- les teneurs en TiO_2 sont élevées (fig. 32). L'observation de ces données montre des convergences marquées avec des roches à composition basaltique (tableau 11 : comparaison avec les moyennes de VALLANCE, 1960).

	Moyenne des analyses du Foz	Moyenne de basaltes
SiO ₂	47,55	50,83
Al ₂ O ₃	14,62	14,07
Fe ₂ O ₃	4,96	2,88
FeO	8,70	9,06
MnO	0,22	0,18
MgO	7,10	6,34
CaO	10,28	10,42
Na ₂ O	2,58	2,23
K ₂ O	0,23	0,82
TiO ₂	2,24	2,03
P ₂ O ₅	0,21	0,23
PF	0,98	0,91

Tableau 11 : Comparaison de la moyenne des analyses des amphibolites du Foz et de basaltes.

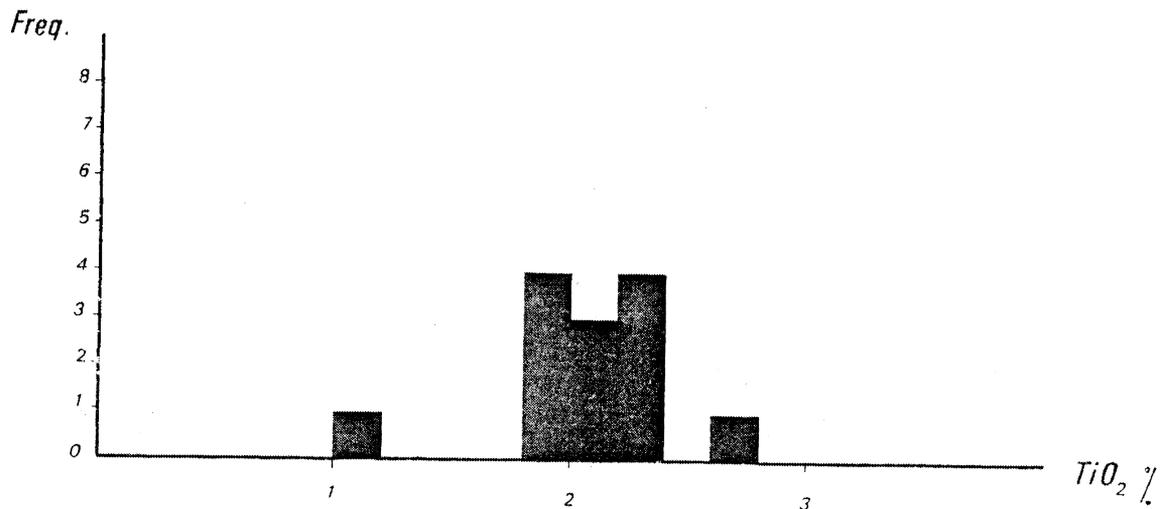


Fig. 32 : Diagramme de fréquence des teneurs en TiO₂ des amphibolites du Foz.

II.3.1. Caractéristiques géochimiques :

MOINE & DE LA ROCHE (1968) ont établi un diagramme permettant de différencier à partir de certains éléments (Al, Fe, Ti, Ca, Mg) l'origine ortho - ou para - d'amphibolites. Dans ce diagramme (fig. 33), tous les points correspondants aux schistes verts et amphibolites du Foz se placent dans le champ des roches ignées basiques.

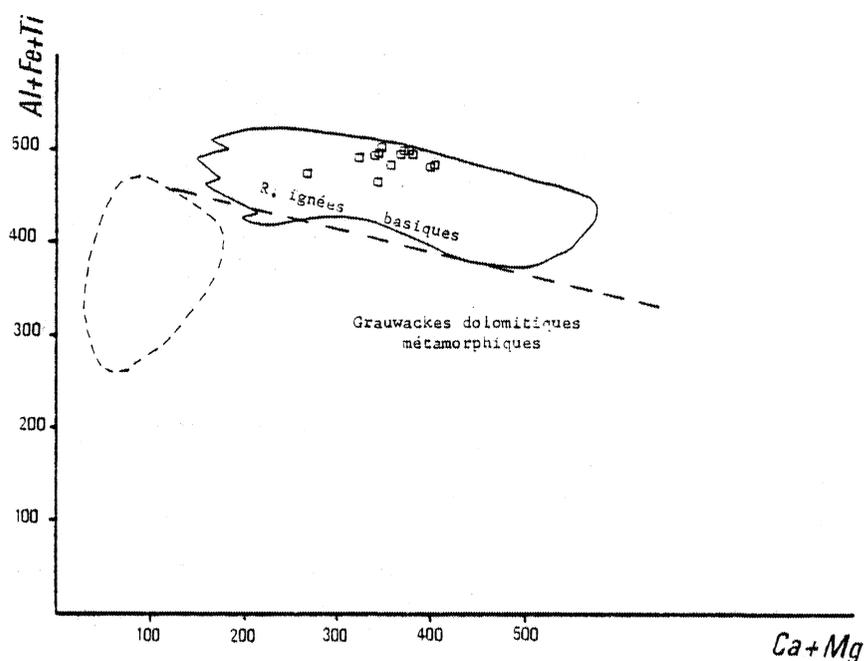
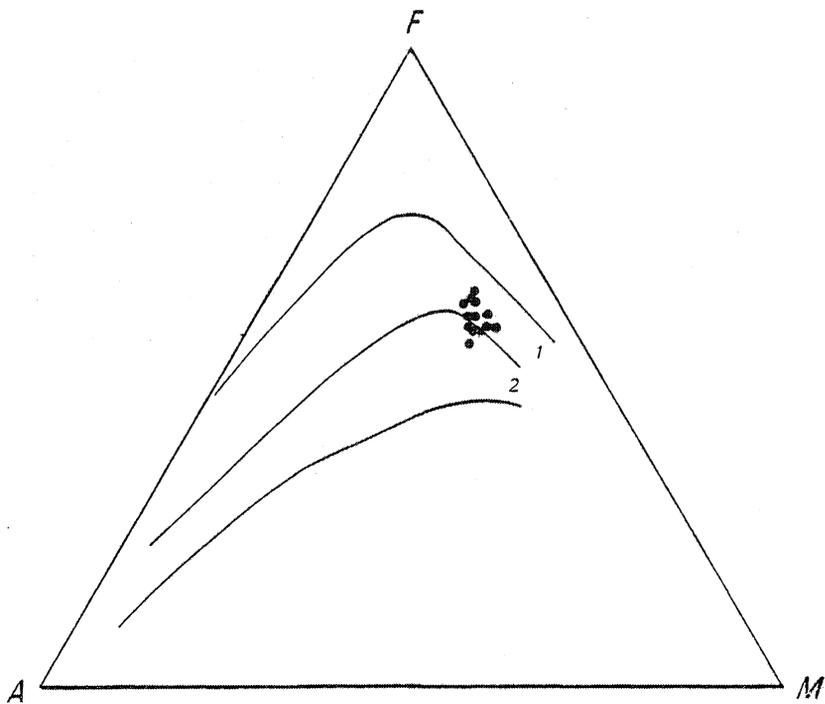


Fig. 33 : Diagramme de B. MOINE & H. DE LA ROCHE indiquant l'origine *ortho-* des amphibolites du Foz.

Les affinités géochimiques de cette série ont été étudiées avec les mêmes diagrammes que ceux utilisés pour le complexe basique et ultrabasique (voir chapitre I, 2e partie).

Ces diagrammes: triangle AFM, diagramme de MIYASHIRO(1975), de TILLEY & MUIR(1967), de MIYASHIRO & SHIDO(1975), montrent l'appartenance des *amphibolites du Foz* à la série *tholeitique* (tableau 12 et 13). En cela, elles se différencient très nettement du complexe basique et ultrabasique.



Triangle AFM

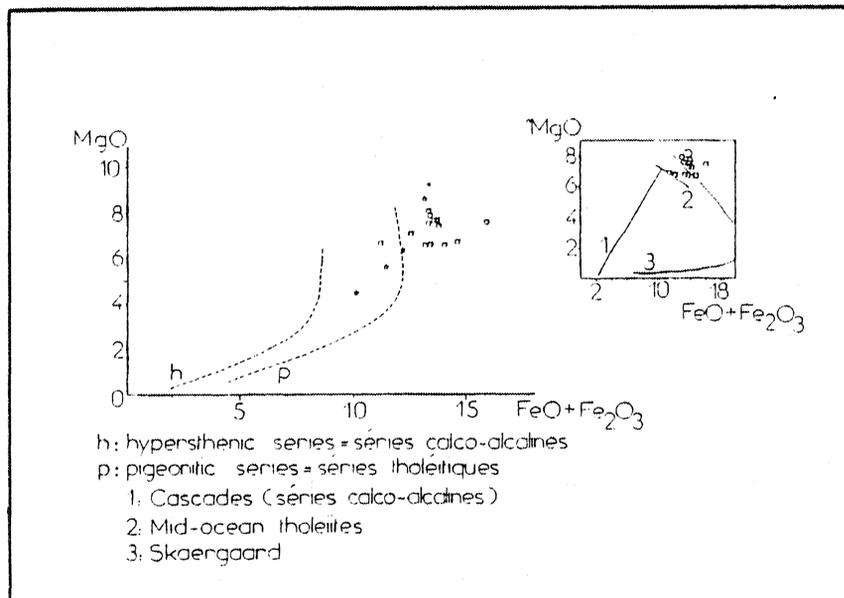


Diagramme de TILLEY & MUIR (1967).

tableau 12: Caractéristiques géochimiques des amphibolites du Foz.

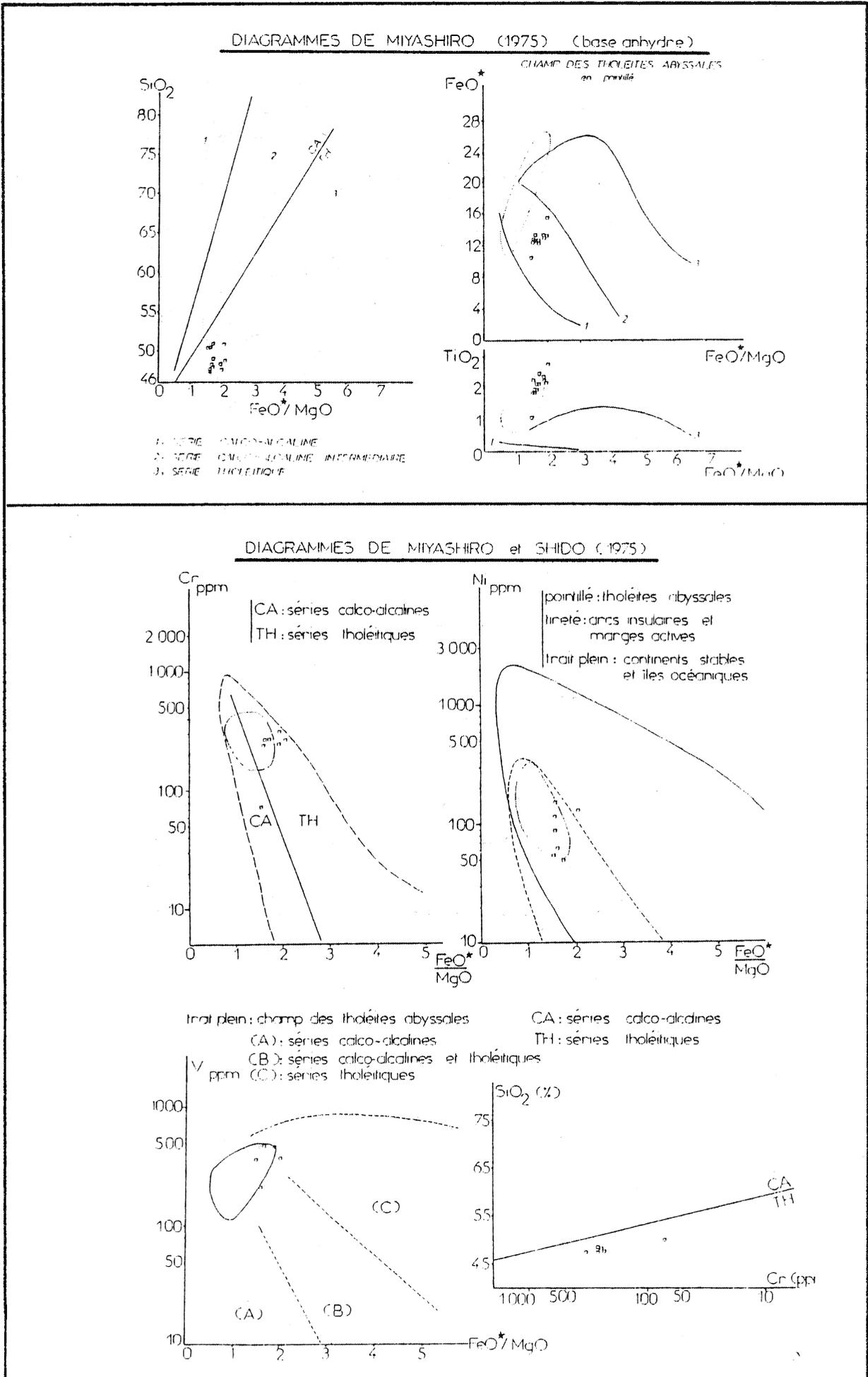


tableau 13: Caractéristiques géochimiques des amphibolites du Foz

II.3.2. Affinités géotectoniques.

- à partir des éléments traces :

L'observation des teneurs de ces éléments (tableau) n'apporte pas d'informations précises sur l'origine géodynamique de ces roches : en effet, ces valeurs ne sont pas du tout caractéristiques de tel ou tel groupe géotectonique, si on les compare aux données de la littérature (tableau 14).

	I	II	III	IV	V
Rb	6	1-10			36
Sr	160	70-150	460	438	430-460
Zr	131	95	215	215	220
Y	53	43	29	29	27
Nb	8				
Ni	96	20-350			120
Co	61				
V	446				
Cr	257	200-400			

tableau 14 : comparaison des éléments-traces de la série du Foz (groupe I) avec les données de la littérature.

II : Tholéites de rides médio-océaniques. GLIKSON, A.Y., 1972

III : Points chauds sur croûte continentale

IV : " " " " océanique } LOESCHKE, J., 1975

V : " " tholeitique

- à partir des diagrammes dits "géotectoniques".

Tous les échantillons analysés se répartissent dans le champ des basaltes océaniques du *Triangle* $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ (PEARCE & Al., 1975). L'altération déplaçant les points vers le pôle K_2O (SMITH R.E. & SMITH S.E., 1976 ; in P. MAILLET, 1977) il faut admettre, avec PEARCE & Al (1975), "qu'un basalte métamorphisé qui se situe dans le champ des basaltes océaniques du triangle $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$, est très probablement d'origine océanique" (Fig. 34).

Précisons ici qu'il ne faut pas se méprendre sur l'utilisation qui est faite ici du terme "océanique", je ne fais que reprendre les termes utilisés par les auteurs des diagrammes, sans vouloir imposer la notion d'*océan*. Les conclusions sur l'origine géotectonique de ces roches (ainsi que des dolérites) ne doivent pas être tirées uniquement de ces diagrammes, mais tenir compte des données essentielles du terrain. Nous verrons plus loin les interprétations possibles à partir de la combinaison de diverses sources d'informations.

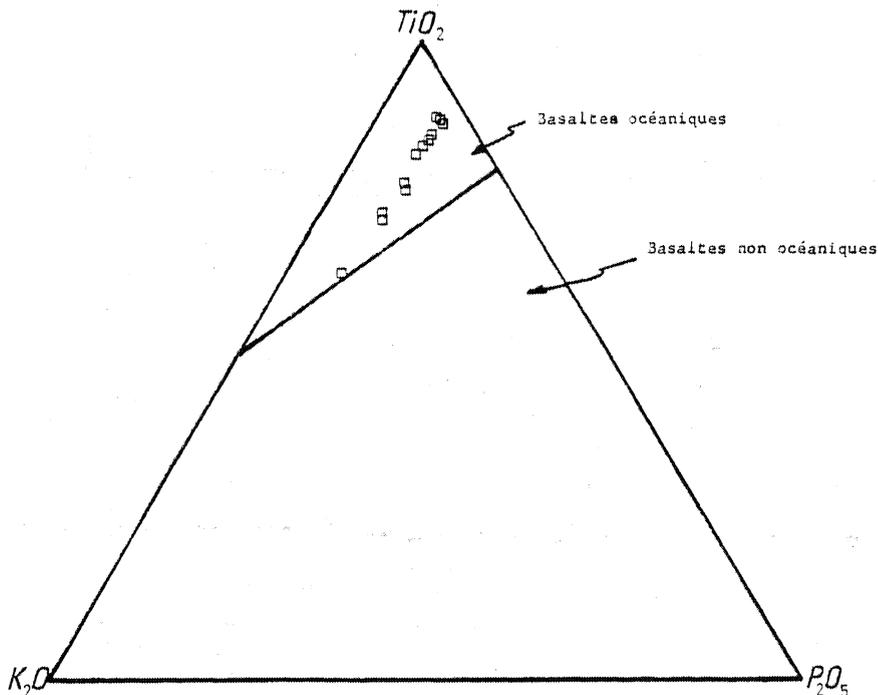


Fig. 34 : Triangle $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$.

Avec le *diagramme Ti-Cr* de PEARCE (1976), il faut écarter l'hypothèse de tholéïtes d'arcs (LKT) (Fig. 35) puisque les points se placent dans le champ des basaltes de plancher océanique (OFB).

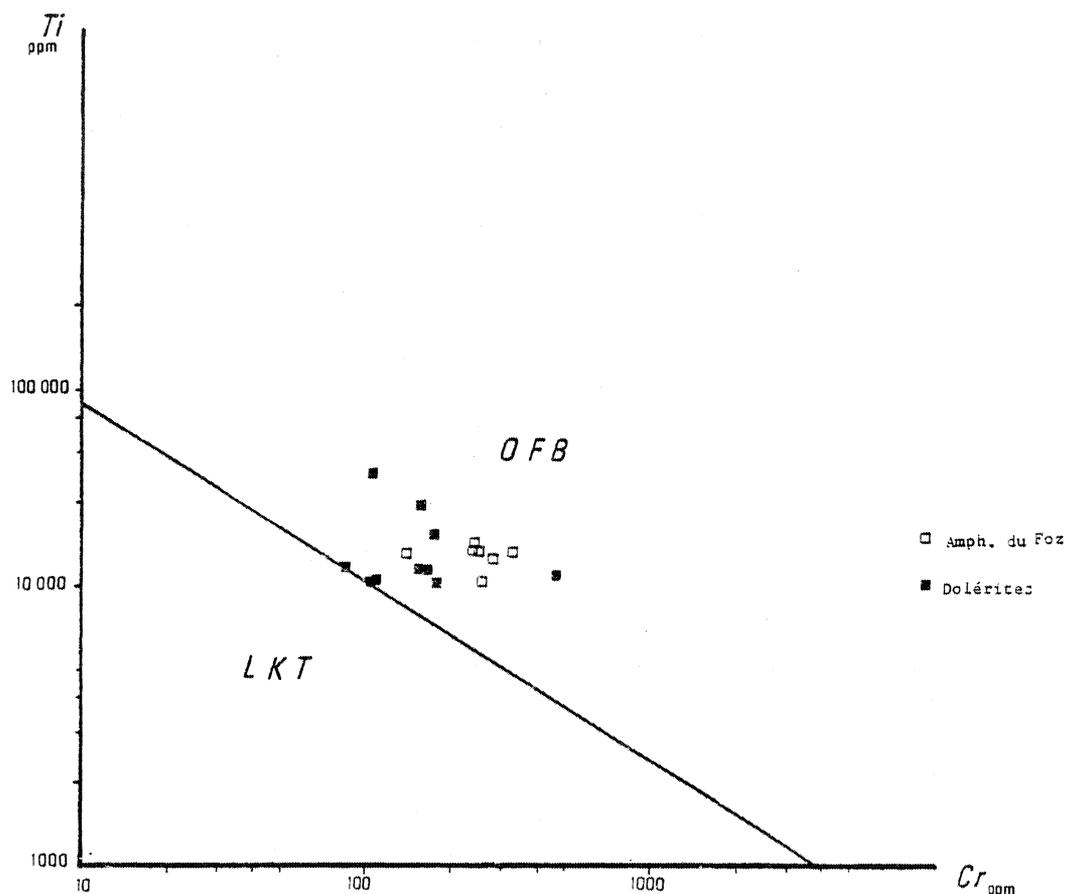


Fig. 35 : Diagramme Ti-Cr (PEARCE, 1976).

OFB : Ocean Floor Basalts

LKT : Low - K Tholeites.

Quant aux diagrammes F_1-F_2 et F_2-F_3 de PEARCE (1975), ils montrent une disposition des points à cheval sur les domaines de plancher océanique et *basaltes intraplaques* (Fig. 36). Le diagramme F_2-F_3 , sur lequel n'apparaît pas le domaine des basaltes intraplaques, est plus difficilement interprétable (les analyses se répartissent à la fois sur le domaine des OFB et des LKT, auquel (LKT) elles n'appartiennent pas (voir le diagramme Ti-Cr).

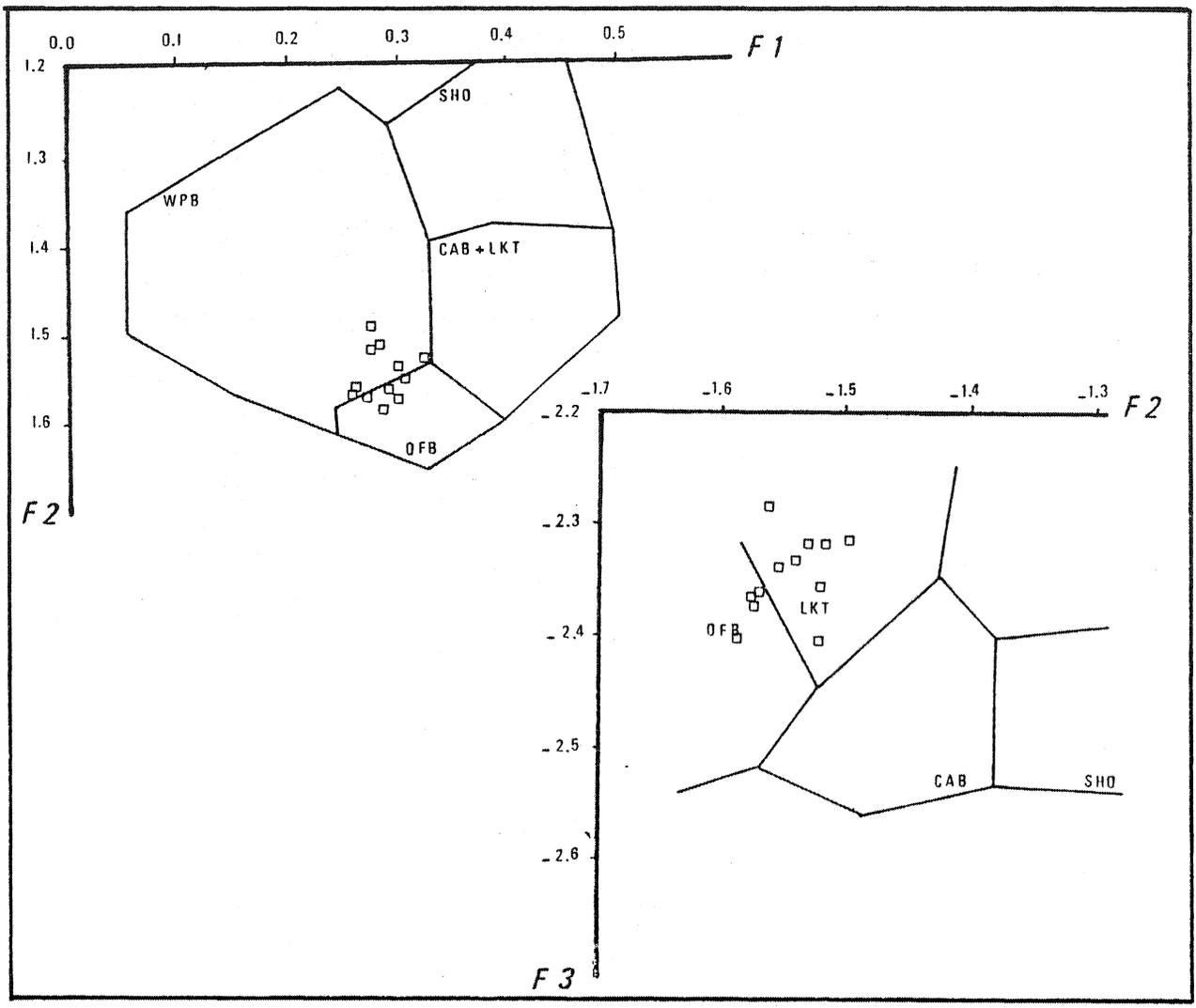


Fig. 36 : Diagrammes de PEARCE (1976).

L'origine "océanique" de ce matériel basique est encore illustrée par le diagramme de $Ti/100 - Zr - Y_3$ (fig. 37).

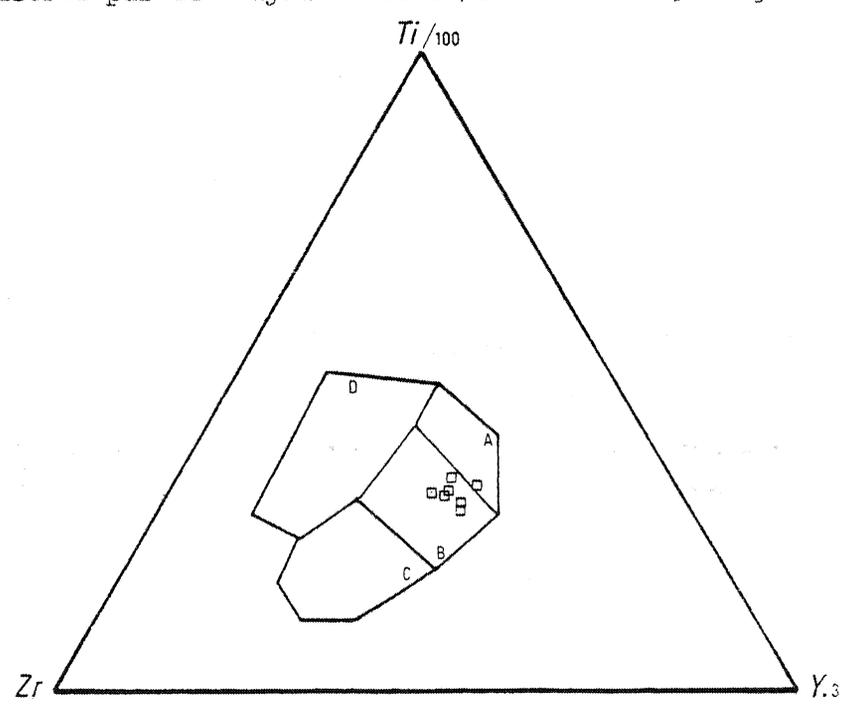


Fig. 37 : Triangle $Ti-Zr-Y_3$

Le diagramme de GLASSEY (1974) enfin, permet d'évoquer une origine du type île océanique (Fig. 38).

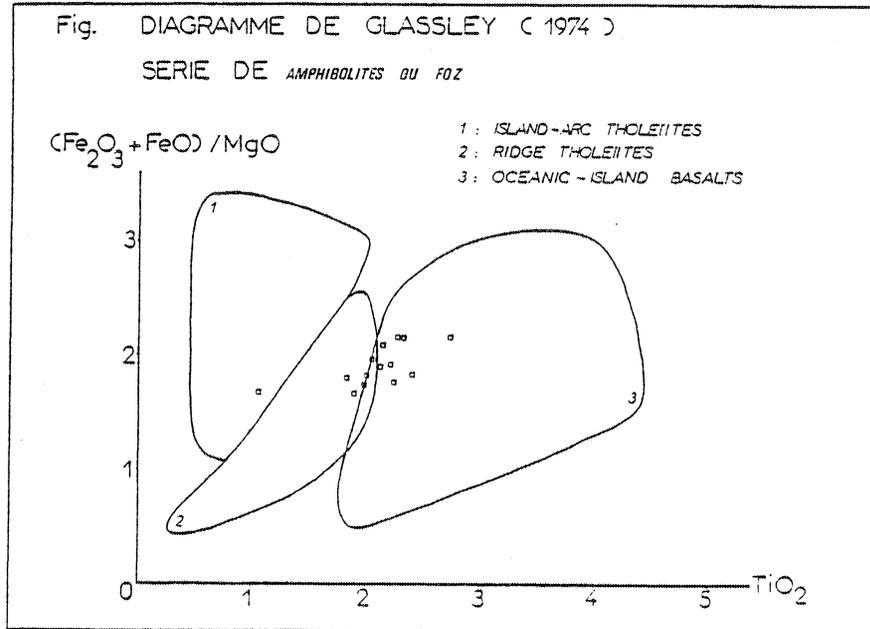


Fig. 38 : Diagramme de GLASSEY (1974).

Le tableau suivant résume les origines envisageables de cette série, selon les divers diagrammes utilisés :

Cadre géodynamique	Diagrammes
Basaltes océaniques	Diagr. $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ Ti - Zr - Y_3 Ti - Cr (Pearce, 1976).
Îles océaniques	Glassey (1974)

Notons également les teneurs moyennes en TiO_2 (Fig. 32) proches des teneurs moyennes *des points chauds*, selon la distinction de BEBIEN (1972) (voir précédemment).

Comparaison avec le volcanisme effusif de Moulin Quelen :

La formation volcanique basique de Moulin Quelen se situe sur la bordure occidentale du secteur étudié, dans des formations schisteuses noires attribuées au Dévonien moyen (Ch. BARROIS, 1906). Considérée comme des injections basiques sous forme de sills, ces roches correspondent en fait à un imposant alignement de coulées à pillow-lavas d'environ 10 kms de long, d'une puissance atteignant 0.5 km (carte H.T.I.). Leur étude géochimique a été effectuée par P. MAILLET (1977) à partir d'un échantillonnage provenant exclusivement de la carrière de Moulin Quelen en Lohuec.

De cette étude on peut retenir les faits suivants :

Eléments majeurs :

- Teneurs très constantes en P_2O_5 (0.1 - 0.21%) très proches des teneurs des amphibolites du Foz (0.18 - 0.28%).
- Teneurs élevées en TiO_2 (0.82 - 2,30%) - Amphibolites du Foz : 1.81 - 2.72%, relative pauvreté en K_2O (0.3%) - Amphibolites du Foz : 0.35% env.
- Faible intervalle de variation du rapport FeO^-/MgO (1.33 - 2.01) - Amphibolites du Foz : 1.5 - 2.4.

Eléments traces :

Là également, les corrélations entre Moulin Quelen et le Foz sont assez nettes : les teneurs en Rb sont faibles (5-6 ppm), on observe des teneurs très semblables en Zr, Co, Y et Cr (tableau 14).

L'analyse des diagrammes géotectoniques fait également ressortir les convergences entre ces deux formations. Les conclusions auxquelles arrive P. MAILLET (les pillows de Moulin Quelen ont à la fois des caractères de basaltes de ride et de *basalte intraplaque*, avec une tendance plus marquée pour les premiers) sont très voisines de celles auxquelles on aboutit pour les amphibolites du Foz.

	Le Foz	Moulin Quelen
Rb	6	5.5
Sr	160	99
Zr	131	128
Y	53	44.5
Nb	8	n.d.
Ni	96	117
Co	61	52.5
V	446	369
Cr	257	258
K	2116	1180

tableau n° 15 : Teneurs moyennes
des éléments traces dans les for-
mations du Foz et de Moulin Quelen.

CONCLUSIONS.

Les données de terrain concernant les amphibolites du Foz ne vont pas du tout dans le sens d'une interprétation océanique au sens strict. Il est même presque évident que ces émissions de matériel basique se sont faites au travers d'une croûte continentale (marquée en particulier par les terrains métamorphiques du Briovérien) : dans cette vision, seul le diagramme F₁-F₂ de PEARCE (basaltes intraplaques) correspond strictement à l'interprétation du terrain.

Cependant, la validité des diagrammes indiquant une origine océanique ne doit pas être mise en doute de façon catégorique : certains auteurs, en particulier PEARCE, GORMAN et BIRKETT (1975), ont constaté que des basaltes, manifestement continentaux, montraient des affinités *océaniques* dans le triangle TiO₂ - K₂O - P₂O₅ (c'est le cas des amphibolites du Foz et dans une moindre mesure, des pillows de Moulin Quelen). Ils interprètent ce fait comme pouvant être le résultat, par "rifting", d'un "*début de création de nouveau plancher océanique*". Quant à la position des points dans les autres diagrammes, elle peut s'expliquer soit de la même façon, soit parce que les champs des basaltes de rides et des basaltes intraplaques se recouvrent.

Pour ce qui est des roches basiques du Foz (et celles de Moulin Quelen), je propose donc de les considérer comme des émissions basaltiques, sur croute continentale, lors d'une distension crustale n'ayant pas eu suffisamment d'ampleur pour créer un nouveau fond océanique.

Chapitre III :

les filons doléritiques

Un troisième groupe de roches basiques, filoniennes, abondamment représenté dans cette région, semble constituer, au moins en partie, l'extension occidentale du grand champ filonien N-S de Bretagne septentrionale (carte n° I) : c'est plus particulièrement le cas de la partie NE de la région étudiée (zone de Pédernec, au N du cisaillement Nord-Armoricain). Au Sud de ce cisaillement, les filons montrent une orientation préférentielle NE-SW ou même E-W.

Lorsqu'on les observe en place (car le plus souvent ces roches n'apparaissent qu'en gros blocs dans les champs), on constate la grande variabilité d'épaisseur de ces filons, de quelques décimètres à plusieurs mètres. Leurs épontes présentent fréquemment une bordure centimétrique vert-pâle de refroidissement, à grain très fin ("chilled margins").

III.1. CARACTERES PETROGRAPHIQUES.

Ce sont des roches de couleur vert sombre, massives, finement grenues ; certaines contiennent des phénocristaux blanchâtres centimétriques de feldspath, parfois abondants. On y note, rarement, des phénomènes de flux magmatique (alignement des phénocristaux parallèlement aux épontes du filon - tranchée SNCF, dans la diorite de Pédernec).

Caractères microscopiques :

Texture : Intersertale, parfois subophitique.

Composition minéralogique :

- Le *feldspath* en lattes trapues, peu ou pas altéré, fréquemment zoné, correspond à de l'andésine (An_{40-50}). Les phénocristaux sont totalement sa ssuritisés, "nuageux".

- Le *pyroxène* est une augite incolore à légèrement rosée (augite titanifère), qui cristallise soit en cristaux automorphes, soit en individus poecilitiques englobant les plagioclases. Il présente selon les lames tous les intermédiaires entre des cristaux frais et des cristaux totalement ouralitisés (fig. 39).

- La *chlorite*, assez abondante, est en équilibre avec le Cpx, et se présente en agrégats de petits cristaux, en position interstitielle entre les minéraux précédents. Elle remplit parfois des vacuoles millimétriques.

Minéraux accessoires :

Ilménite abondante, pyrite, + épidote, + calcite, + biotite (assez rare). Certaines vacuoles sont emplies d'une amphibole aciculaire incolore.



Fig. 39 : Ouralitisation de pyroxènes dans les dolérites (x63)

III.2. CARACTERES GEOCHIMIQUES

Seules les dolérites situées au Sud du cisaillement Nord armoricain ont été analysées ; ces roches recourent à la fois les formations briovériennes métamorphiques et les roches du complexe basique et ultrabasique. Il est alors intéressant de comparer les données chimiques relatives à ce complexe et celles des dolérites ainsi que celles des amphibolites du Foz. 11 analyses ont été effectuées, dont on trouvera la localisation sur la planche

III.2.1. Remarques générales.

On peut distinguer deux groupes d'analyses à partir de l'observation de quelques éléments :

Al₂O₃ :

Les valeurs sont assez constantes dans la plupart des échantillons, comprises entre 13 et 14%. Deux analyses cependant montrent des teneurs plus importantes (analyses 77.23 et 77.92) comprises entre 15 et 16%, pour des teneurs en SiO₂ équivalentes au groupe précédent.

MgO :

Si la grande majorité des roches montre des teneurs en cet élément relativement élevées (entre 6,7% et 7,3%) il faut encore noter le comportement différent des deux analyses précédentes dont les pourcentages en MgO sont plus faibles (6,3%).

K₂O :

C'est au niveau de cet élément que se marquent les plus grosses différences entre les deux populations : les analyses 77.23 et 77.92 ont des teneurs en K₂O très élevées (0,89% et 1,23%) comparativement aux autres analyses, dont la moyenne est voisine de 0,2%.

TiO₂ :

Alors que la moyenne générale des teneurs en TiO₂ se situe autour de 1,80, les deux mêmes analyses que précédemment montrent des valeurs beaucoup plus élevées (> 2,5%).

Cette dualité se manifeste encore au niveau du *phosphore*.

Deux groupes de dolérites se distinguent donc à partir de l'analyse des éléments majeurs :

- un groupe à tendance nettement *alcaline* (Na₂O + K₂O élevés, teneurs en TiO₂, P₂O₅ - cf. NOCKOLDS, 1978 ; p. 128-129) peu représenté dans notre échantillonnage (deux analyses).

- un second groupe, plutôt *tholéitique*, (K₂O très faible, Al₂O₃ relativement faible, TiO₂ élevé). Notons qu'avec l'analyse 77.385, on semble avoir une roche qui, selon les éléments envisagés, a à la fois les tendances d'un basalte tholéitique (avec Al₂O₃, FeO_{tot}, K₂O) et celles d'un basalte alcalin (MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅).

L'étude des éléments-traces reflète tout à fait cette dualité :

Rb : Le groupe "alcalin" montre des teneurs beaucoup plus élevées que le groupe "tholéitique" (36 à 61 contre des teneurs n'excédant pas 20 ppm).

Sr }
Zr } même comportement que Rb

Nb : La concentration générale est extrêmement faible, sauf pour la tendance alcaline (environ 20 ppm pour celle-ci, contre 1 à 8 pour celle-là).

Co : On observe un comportement inverse à celui de Rb, Sr et Zr.

L'analyse 77.385, comme pour les majeurs, montre des tendances intermédiaires entre les deux groupes.

CONCLUSIONS.

Globalement, les compositions de ces dolérites s'apparentent à celles des basaltes ; on peut y distinguer deux tendances, l'une plutôt *tholéitique* (c'est la majorité des échantillons analysés), l'autre plutôt *alcaline*.

Le diagramme de Mc DONALD & KATSURA (1964), qui sépare les séries alcalines et non alcalines, constitue un argument supplémentaire pour l'existence de ces deux tendances.

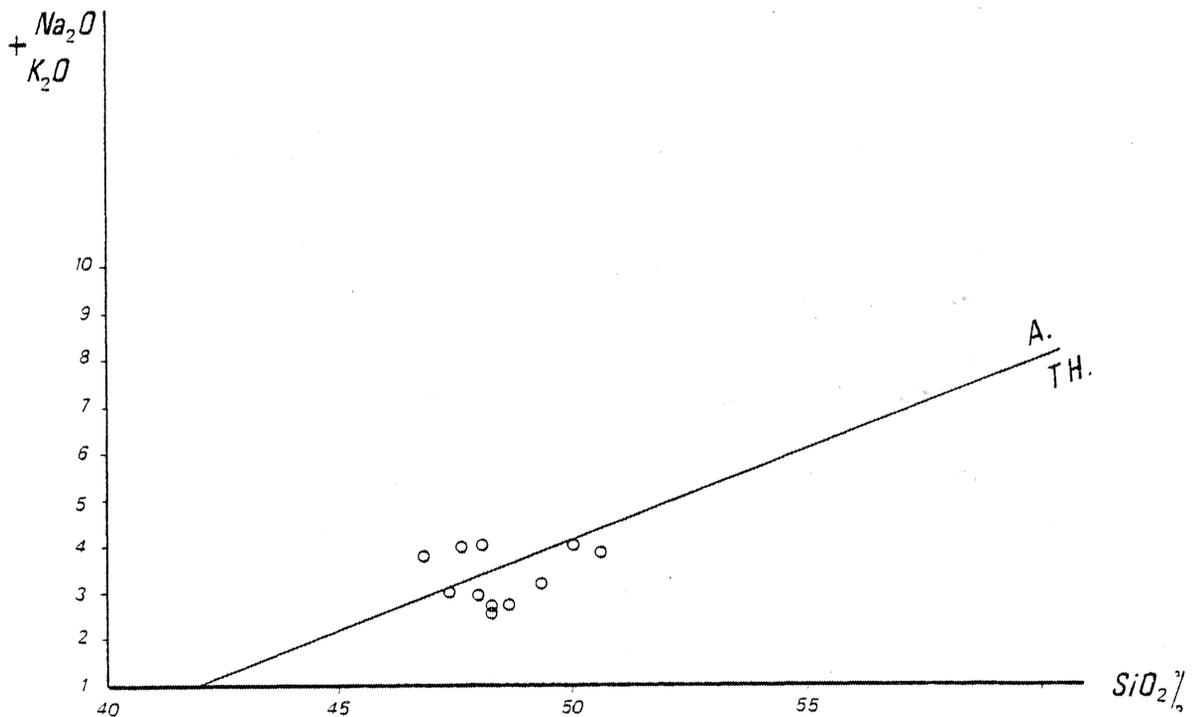


Fig. 40 : Diagramme de Mc Donald & Katsura (1964).

A : Séries alcalines

TH : séries tholéitiques.

III.2.2.: les diagrammes:

Triangle A.F.M. :

Les points se situent dans les champs des séries tholéitiques ce que soulignent également les *diagrammes de MIYASHIRO* (1975) et de *TILLEY & MUIR* (1967) (fig.41,42,43).

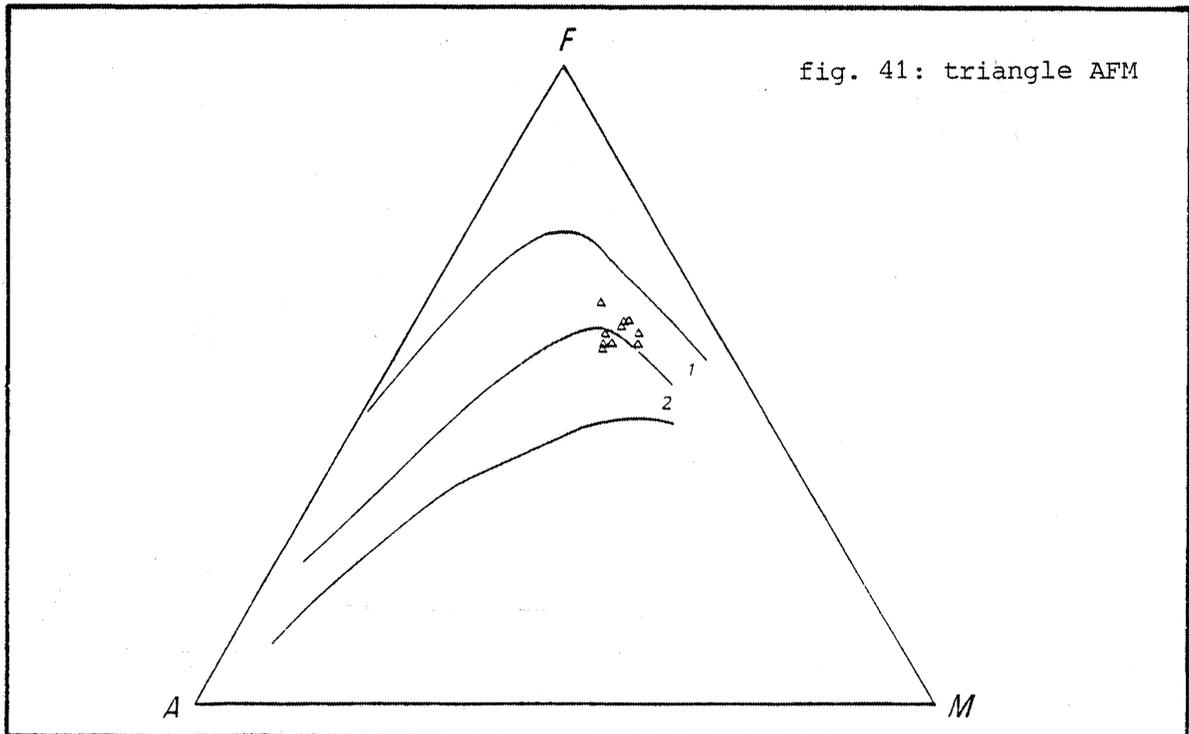
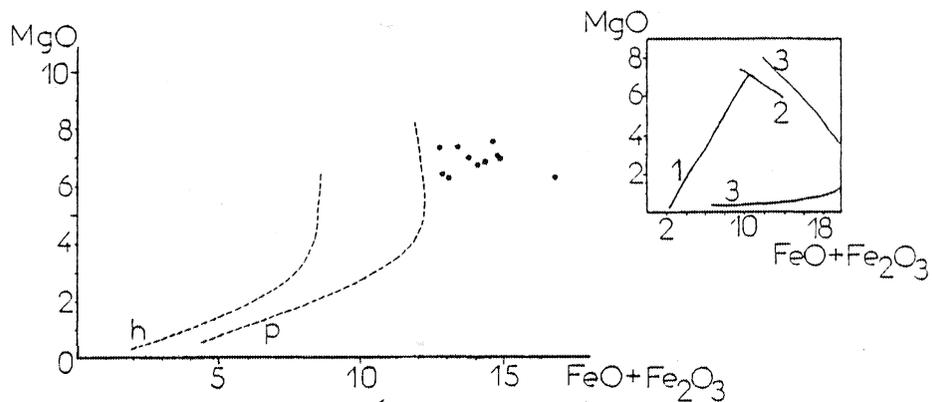


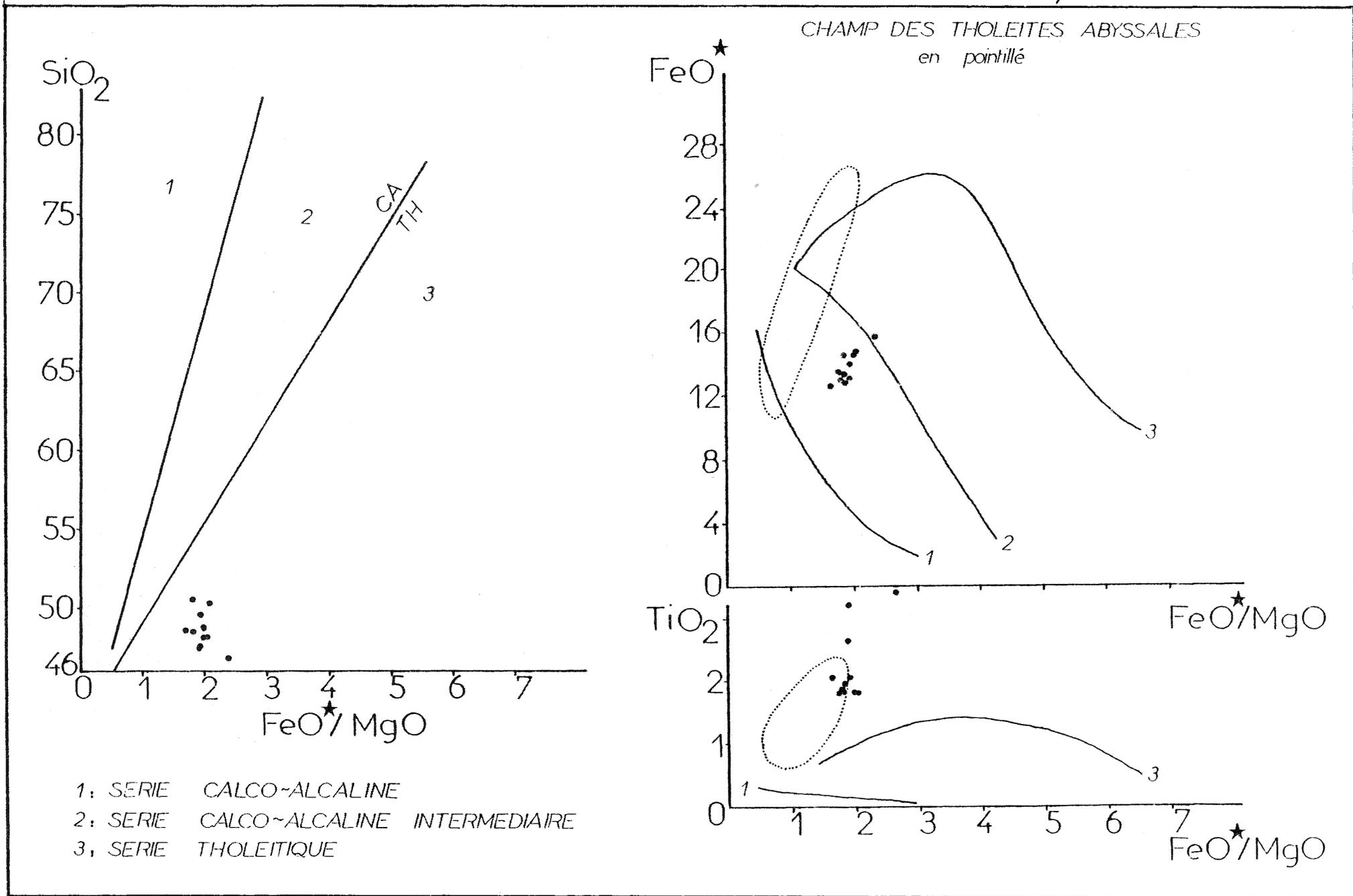
DIAGRAMME DE TILLEY et MUIR (1967)
repris par JAKES et GILL (1970)



- h: hypersthenic series = séries calco-alkalines
- p: pigeonitic series = séries tholéitiques
- 1: Cascades (séries calco-alkalines)
- 2: Mid-ocean tholeiites
- 3: Skaergaard

fig.42: diagramme de TILLEY et MUIR(1967)

fig.43: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1975) (base anhydre)



Affinités géotectoniques :

Diagramme $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ (fig.44).

Réservé aux roches non alcalines (PEARCE & Al., 1975), ce diagramme montre une répartition des points exclusivement dans le domaine des *basaltes océaniques*. (Ne pas oublier la remarque faite à ce sujet, pour les amphibolites du Foz).

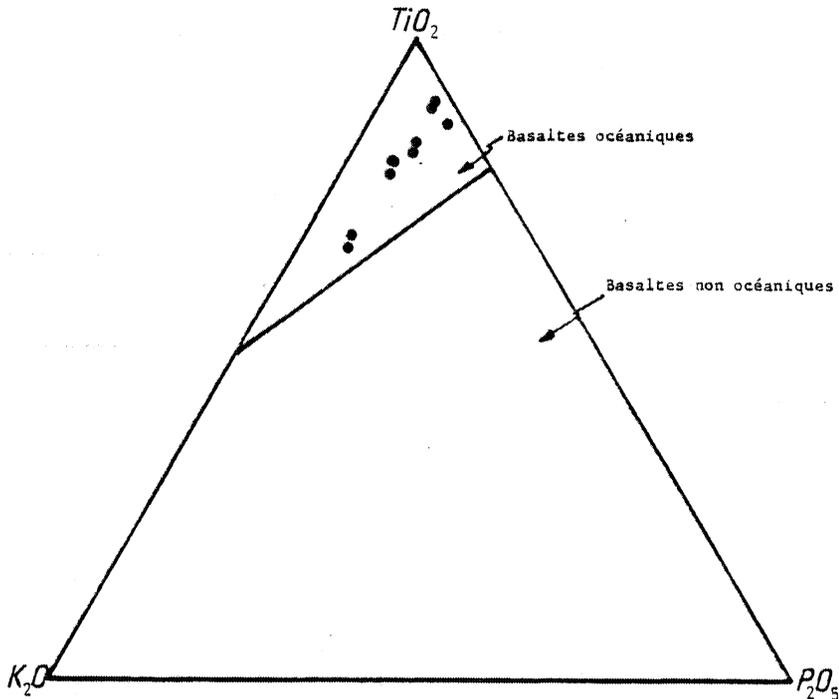


fig.44 : Triangle $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$.

- Diagramme de PEARCE (1976) (fig.45).

Dans le diagramme F_1-F_2 (pour l'explication des paramètres F_1-F_2 voir Ch. I.2.1.2.), les analyses se placent toutes dans le

champ des *basaltes intraplaques* (WPB), champ qui n'apparaît pas dans le diagramme F₂-F₃, dans lequel les points se placent dans le champ des LKT.

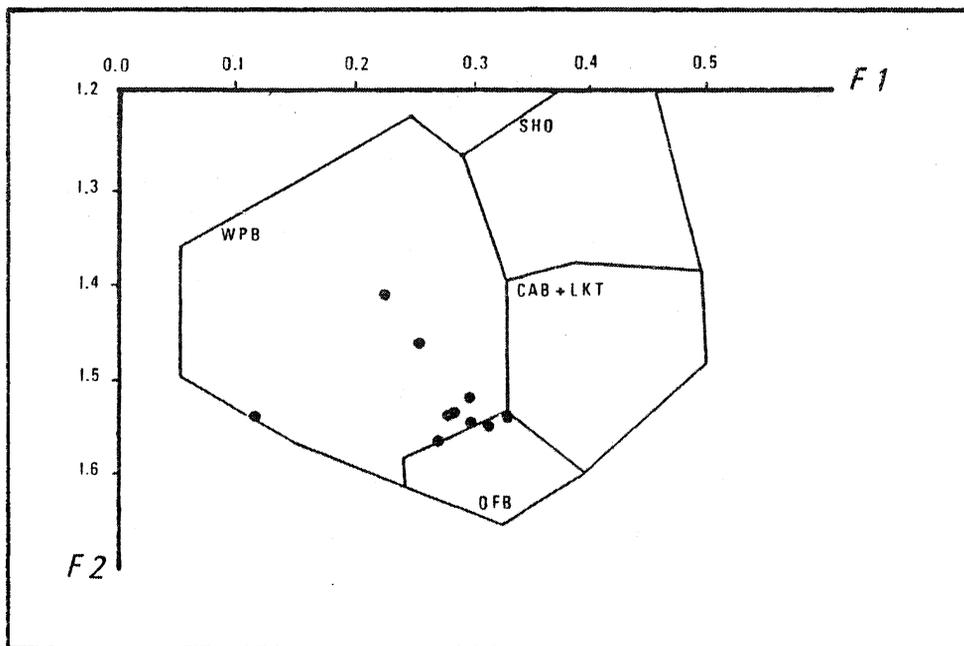


fig.45 : Diagramme de PEARCE (1976).

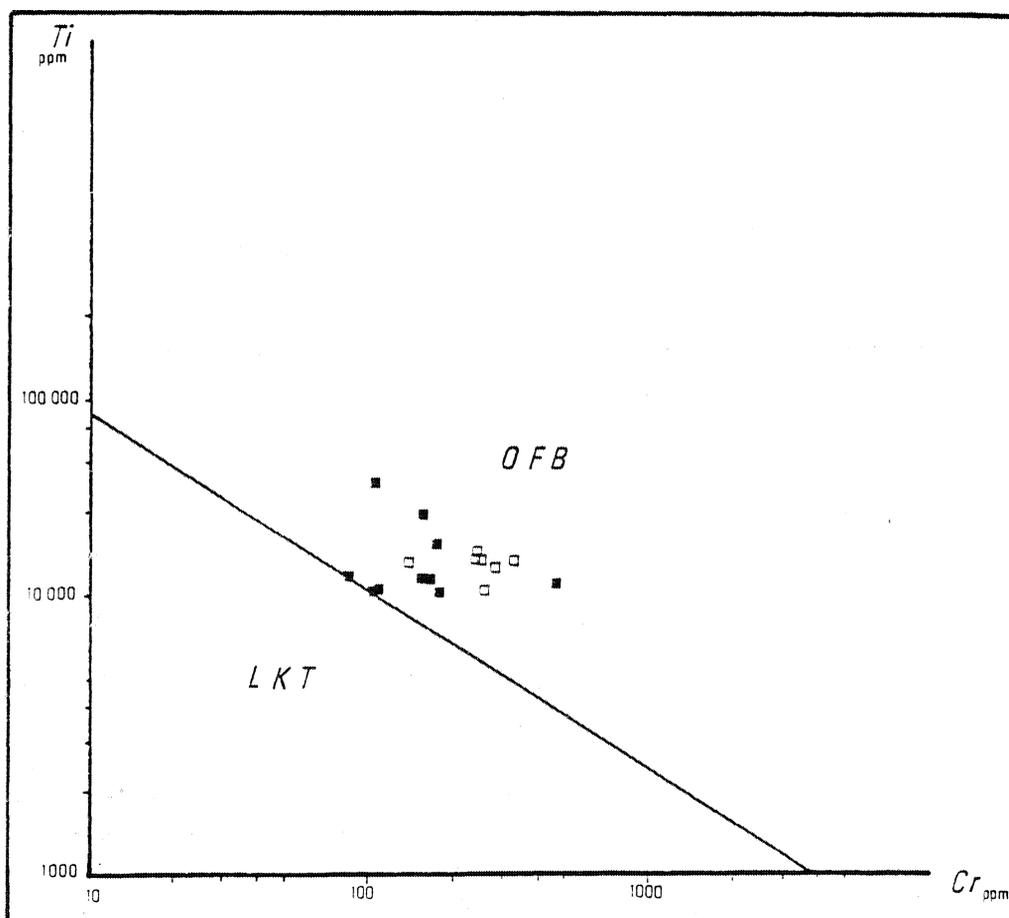


fig.46 : Diagramme Ti-Cr (PEARCE, 1976).

- Diagramme Ti-Cr de PEARCE (1976) (fig.46) .

Séparant les tholéites d'arcs (LKT) des basaltes de plancher océanique (OFB), il permet de constater la répartition des points exclusivement dans ce dernier champ. Notons ici la distribution très groupée des amphibolites du Foz et des dolérites.

- Triangle Ti_{/100} - Zr - Y₃ (fig.47)

Il permet de distinguer plusieurs cadres géotectoniques. C'est dans le champ des OFB, comme précédemment, que se situent les points représentatifs des dolérites. Quant au diagramme de GLASSEY (1974), uniquement valable pour les tholéites, il indique une origine de ride océanique (fig.48).

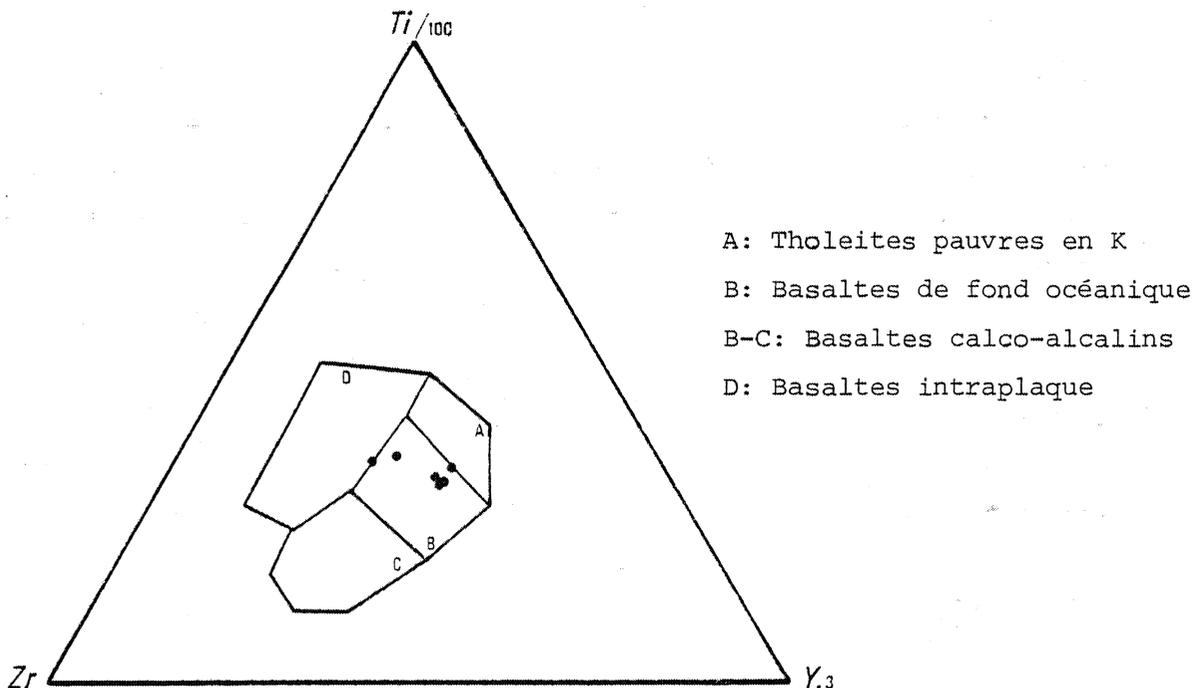


fig.47: Triangle Ti/100-Zr-Y₃

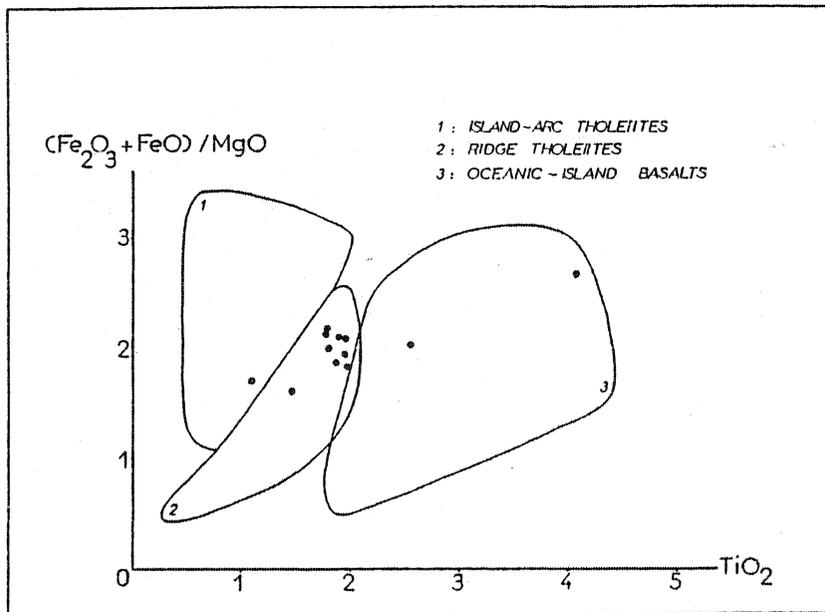


fig.48 : Diagramme de GLASSEY (1974)

Il convient d'émettre au sujet des conclusions que l'on peut tirer de l'examen de ces divers diagrammes, les mêmes réserves que pour les amphibolites du Foz. Il est absolument évident que ces roches filoniennes, qui recoupent des formations de socles et des roches granitoïdes dans la région étudiée (comme plus à l'Est), ne sont pas des roches océaniques, au sens strict. Mais les distensions importantes, qui ont donné lieu à ce champ filonien Nord Armoricaïn, ont le caractère d'un début de rifting avorté, sur croûte continentale, et c'est dans cet esprit qu'il faut, je pense, interpréter les diagrammes géochimiques. Cette interprétation ne fait d'ailleurs que suivre celle proposée par PEARCE & Al. (1976) au sujet de roches filoniennes basaltiques, sur croûte continentale, du Canada et du Groenland.

CONCLUSIONS :

L'étude des filons doléritiques de Bretagne septentrionale (D. VELDE, 1970) montre qu'il existe, tout comme dans la région étudiée, plusieurs familles de filons, à tendance tholéitique d'une part, à tendance plutôt alcaline d'autre part. L'âge de ce magmatisme

n'est pas certain mais il semble que ces filons ne recoupent jamais les grands batholites granitiques hercyniens de Bretagne Nord, tels Plouaret, Quintin, Moncontour (D. VELDE, 1970). Dans la région étudiée, ces filons recoupent par contre le *granite de Kereven*, dont une datation a été obtenue, à 330 $\overline{\text{MA}}$ (cf. IIIe partie). *Les filons sont donc post - 330 $\overline{\text{MA}}$ et antérieurs à la mise en place des batholites type Quintin.*

Quant à la signification géodynamique de ce magmatisme basique tardi-hercynien, la comparaison avec d'une part, la Mer Rouge, l'Afrique de l'Est (voir I.G. GASS, 1970) ou encore les tholéïtes d'Islande (comparaison faite par D. VELDE, 1970) est un argument supplémentaire pour aller dans le sens d'un début de "rifting", dans tout le Nord du Massif Armoricain.

Il est également intéressant de remarquer les analogies géochimiques qui existent entre ces dolérites et les amphibolites du Foz, en particulier au niveau du cadre géotectonique (voir Ch. II.3.1.). Ces analogies, ainsi que certaines considérations de terrain, m'amènent à proposer une hypothèse permettant de relier ces deux phénomènes basiques séparés sur le terrain.

Rappelons tout d'abord qu'on ne trouve pas de filons recoupant les formations sédimentaires paléozoïques et qu'ils n'existent apparemment que dans les terrains plus ou moins métamorphiques briovériens et les granites. Cette position géologique des filons alors que les phénomènes basiques du Foz se présentent sous forme de schistes verts associés à quelques massifs d'amphibolites, parallèles aux structures régionales (voir 1ère partie) suggère *l'hypothèse* selon laquelle on aurait avec ces deux groupes basiques, la manifestation, à deux niveaux structuraux différents, d'un même phénomène de distension : les filons apparaissant dans le socle briovérien induré, tandis que les amphibolites du Foz pourraient constituer la trace d'évènements de surface (coulées ?) associés à la sédimentation paléozoïque, dévonienne (voir 1ère partie) de la région.

Cette hypothèse, de l'analogie entre amphibolites du Foz (voir Moulin Quelen) et les filons doléritiques, en raison de la difficulté de corrélation sur le terrain, doit bien entendu être prise avec précaution et demanderait à être vérifiée par la géochimie et la géochronologie.

Conclusions :

L'étude pétrographique et géochimique des roches basiques, très abondantes, de la région de Belle-Isle-en-Terre, a permis de mettre en évidence une très nette dualité dans ces phénomènes basiques. Cette dualité se manifeste d'une part par les différentes époques de mise en place, au Briovérien et au Paléozoïque, et d'autre part par les distinctions géochimiques que l'on peut y faire.

- Au Briovérien, se met en place un magmatisme intrusif basique, différencié à la fois vers des termes ultrabasiques (actuellement serpentinisés ou amphibolitisés) et vers des termes acides (leptynites à composition plagiogranitique), mais constitué pour sa plus grande part de gabbros et amphibolites dérivées. Ce magmatisme, daté sur zircons à 600 MA, a des caractères géochimiques de série calco-alcaline. Il est interprété, non pas comme un massif ophiolitique (l'absence de nombreux éléments nécessaires à la reconnaissance de ce genre de massif en est la principale raison), mais comme une *intrusion basique différenciée* en arrière d'une marge active cadomienne, définie plus au Nord, dans le Trégor (B. AUVRAY, 1979). Ce type d'intrusion serait à mettre en relation avec une subduction du N vers le S, situé au N du Trégor, dans un schéma qui s'inspirerait de ceux de RINGWOOD (1974), J.P. LEFORT (1975) & B. AUVRAY (1979).

- Au Paléozoïque (ou Dévonien ?), se manifeste un autre type de magmatisme basique, que ses caractères pétrographiques, métamorphiques distinguent nettement du magmatisme précédent. Il s'agit d'une part des *amphibolites du Foz*, d'autre part des *filons doléritiques*. Nous avons vu que l'analyse géochimique permettait de suggérer l'ana-

-logie éventuelle de ces deux groupes de roches basiques.

Quoi qu'il en soit, l'étude de terrain (l'observation des cartes géologiques à 1/80.000 de Dinan et St Brieuc est très suggestive) ainsi que les caractères géochimiques de ces roches confirment l'existence d'importants phénomènes de distension au Paléozoïque Supérieur, en Bretagne septentrionale (J. COGNE, 1974).

TROISIEME PARTIE

ETUDE STRUCTURALE

*

introduction :

Si les études structurales ont été entreprises pour les régions voisines de la zone étudiée (F. CONQUERE, 1966 ; J.P. SAGON, 1972 ; B. CABANIS, 1974 ; H. BRIL, 1975) il n'en est pas de même pour cette dernière, où aucun travail de détail n'a été entrepris. Elle est située à la limite de deux domaines armoricains fondamentalement différents :

- au Nord, le *domaine domnonéo-mance'llien* (J. COGNÉ, 1966, 1970, 1974) caractérisé par des structures *pentévriennes* et *cadomiennes*, dans lequel la tectonique hercynienne est limitée ou peu sensible, sauf dans certains "couloirs tectoniques" séparant des blocs de socle (J. COGNÉ, 1974).

- au Sud, le *domaine centre-armoricain*, dont l'histoire structurale est essentiellement hercynienne (Cl. LE CORRE, J.J. CHAUVEL, 1969 ; J. COGNÉ, 1974 ; Cl. LE CORRE, 1978 ; B. PIVETTE, 1978 ; D. BERTHE, 1979 ; D. GAPAIS, 1979). Ces deux domaines sont limités par un puissant décrochement connu sous le nom de linéament Molène-Moncontour, (L. CHAURIS, 1969) ou zone broyée Nord-Armoricaine (F. PARIS ; P. JE-GOUZO, 1975). Dans la région de Belle-Isle-en-Terre, deux grandes périodes structurales peuvent être distinguées :

- la période cadomienne, caractérisée par une tectonique polyphasée et un métamorphisme de haut degré allant jusqu'à la migmatisation, et par l'injection d'un magmatisme basique et ultrabasique.

* Dans cette étude les mesures structurales sont représentées en projection stéréographique sur hémisphère inférieur (Canevas de Wulff).

- la période hercynienne, qui se traduit par une tectonique cisailante, monophasée, en climat métamorphique épizonal (la "zone broyée Nord-Armoricaine"), accompagnée par des granitisations syntectoniques plus ou moins importantes (ce sont les grands batholites de Plouaret, Quintin, Moncontour et les massifs de Kereven, et (?) Loc-Envel).

De par cette dualité structurale, cette région fait donc plutôt partie du domaine domnonéo-mancellien, tel qu'il a été défini ci-dessus.

Chapitre 1 :

les structures cadomiennes

- Rappels bibliographiques :

- Ch. DELATTRE & P. PRUVOST (1962) : "... au début de la période cambrienne, l'épaisse série des schistes briovériens a été plissée lors de la phase orogénique cadomienne et ainsi pris naissance... la cordillère domnonéenne à la partie occidentale de laquelle appartient la région de Morlaix".

- J.R. DARBOUX (1973) : "(dans l'état actuel des connaissances) les diverses hypothèses font apparaître l'importance d'une tectonique cadomienne tardive dans le domaine centre-armoricain".

I.1. LES MICASCHISTES, GNEISS ET METATEXITES BRIOVERIENS.

I.1.1. La première phase de déformation.

Elle se manifeste par trois éléments structuraux : une schistosité S_1 , des plis P_1 , une linéation L_1 .

I.1.1.1. La schistosité S_1 :

Les trois unités précédentes ont été distinguées initialement à cause de leur degré de métamorphisme. La schistosité 1 qui s'y manifeste prend des caractères différents d'un groupe lithologique à l'autre, montrant qu'il existe des corrélations entre gradient de métamorphisme et de déformation.

a) Dans les schistes à albite-muscovite-chlorite.

On y distingue encore très clairement la stratification (cf.

lère partie). Celle-ci est plissée en plis centimétriques à décimétriques, dans le plan axial desquels se développe une schistosité de crénelation plus ou moins marquée selon la nature originelle du matériel affecté (elle se développe naturellement mieux dans les niveaux plus phylliteux et fins que dans les bancs grauwackeux). Elle se marque par des plans de discontinuité soulignés par une fine coloration noire. Il est délicat de faire la part des micas sédimentaires (muscovite-chlorite) réorientés et des micas néoformés. Les grains de quartz sont faiblement émoussés, peu allongés dans le plan de schistosité. On peut définir cette schistosité comme le type II de la classification établie par Cl. LE CORRE (1978) dans son étude sur les processus synschisteux en Bretagne Centrale (fig.49).

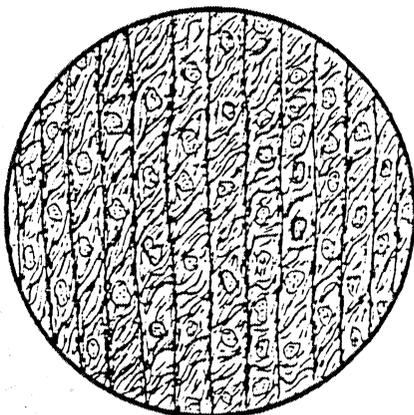


fig.49 : Schistosité de type II (d'après Cl. LE CORRE, 1979) observable dans les schistes à albite-muscovite-chlorite.

b) dans les micaschistes et les gneiss :

Dans ces deux unités, la schistosité I est une schistosité de flux (dans les gneiss, une foliation), marquée par la néoformation de biotites (+ muscovite), de plan axial de plis de petite taille (carrière de Gouelec, au N de Callac). La stratification est très difficilement discernable, voire disparue.

Le passage de la schistosité de crénelation à la schistosité de flux est graduel mais il correspond à peu près (les affleurements dans cette région sont souvent de mauvaise qualité) à la limite schistes-mi-

-micaschistes.

Dans les gneiss et les métatexites, à la biotite est associée la *sillimanite*.

I.1.1.2. Les plis P₁ :

a) Dans les schistes à albite-muscovite-chlorite.

Fort peu visibles en raison de la qualité des affleurements ce sont des plis décimétriques serrés, dans lesquels la schistosité de crénulation est de plan axial (fig.50).

b) Dans les micaschistes :

Les seuls plis de phase 1 visibles sont des plis de petite taille montrant des flancs assez serrés, amincis, et à charnières fortement épaissies. La schistosité est de plan axial : elle se réfracte au contact des niveaux les plus compétents (fig.51).



fig.50 : Schistosité 1 dans les schistes à albite-muscovite-chlorite.(x25)



fig.51 : Réfraction de la S₁ autour d'un niveau compétent dans les micaschistes.(x25)

Dans certaines lames s'observent à la fois la stratification et de nombreuses veinules quartzzeuses anté-schisteuses, qui recoupent cette stratification : on note leur comportement classique, sous l'effet du plissement, en fonction de leur épaisseur et orientation initiales : des filonnets très peu obliques sur la schistosité se boudinent. Lorsqu'ils sont très obliques, on observe leur plissement, d'autant plus intense que leur épaisseur est faible. Localement les charnières de plis s'épaississent fortement.

I.1.1.3. La linéation L₁ :

Elle se manifeste dans les termes les moins métamorphiques par une linéation d'intersection entre les plans S₀ et S₁. Dans les micaschistes et les gneiss, il s'agit d'une linéation minérale marquée par la biotite.

Remarque :

La répartition cartographique de la schistosité I déformée au SE du complexe basique (au N de Callac) peut être interprétée de la manière suivante :

les trajectoires de schistosité, qui s'organisent autour d'une tendance E-W (voir carte structurale, planche HT 2) *soulignent une anomalie locale en dôme dans ce secteur. Deux arguments permettent de penser que cette disposition est liée à l'existence d'un petit massif (granitique ?) sous-jacent* : ce sont d'une part, les trajectoires de schistosité, qui contournent de la même façon le petit massif granitique affleurant situé immédiatement au N de cette zone (cf. Planche) ; d'autre part, et surtout, l'existence à l'aplomb de ce lieu d'une anomalie gravimétrique indiquant effectivement la présence d'un corps plutonique léger, de petite dimension.

I.1.2. La phase D₂.

Elle déforme les structures précédentes et se caractérise par des plis P₂ et une schistosité S₂.

I.1.2.1. Les plis P₂ :

a) Dans les schistes :

Les plis P₂ n'ont pas été directement observés mais le rapport des plans de schistosité S₁ sur stéréogramme indique un replissement de cette surface selon une direction approximativement E.W. (fig.52).

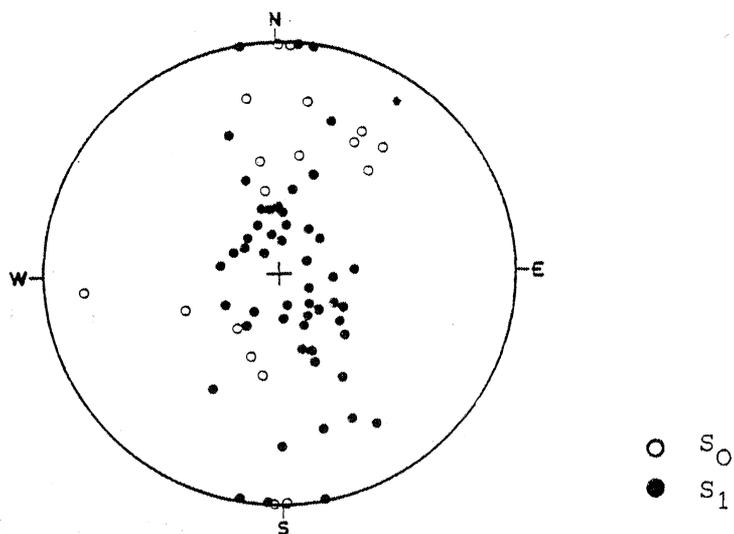


fig.52 : Replissement de la schistosité 1 par les plis P₂ dans les schistes à albite-muscovite-chlorite.

b) Dans les micaschistes :

On les observe très bien dans ces formations, (coupe de la N 787, au NE de Callac).

De taille décimétrique pour les plus importants, ce sont des plis droits assez serrés, parfois en chevrons. (photos). On observe la

déformation également dans les gneiss et métatexités, où les minéraux de la phase I sont fortement ployés (fig.53).

Notons la dispersion axiale assez importante, tant en azimut qu'en pendage (fig.54) : les axes, dans un secteur E-W, ont des pendages généralement faibles, tantôt vers l'WNW, tantôt vers l'Est.



fig.53 : Sillimanite plissée dans les gneiss métatexitiques.

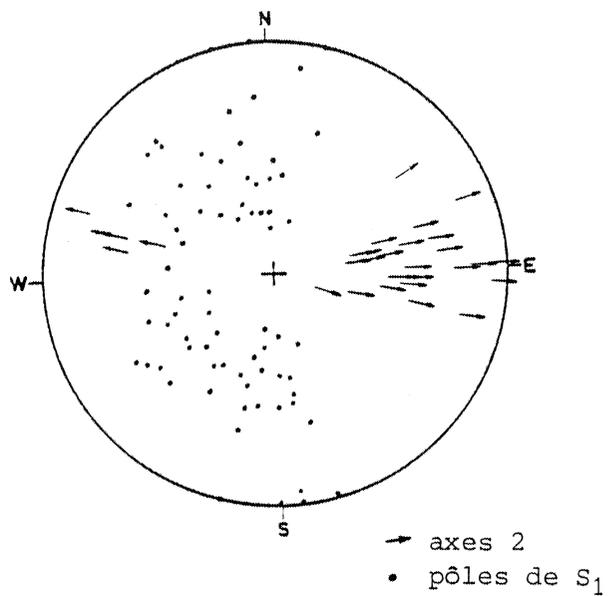
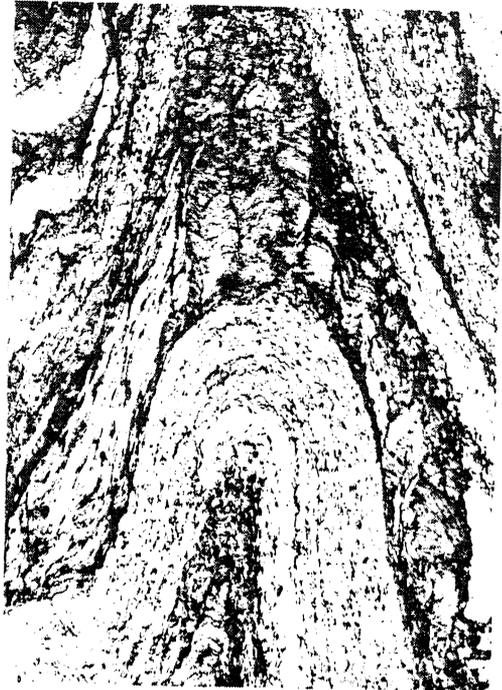


fig.54 : Schistosité 1 reprise par la phase 2

I.1.2.2. La schistosité S₂ :

Elle est de plan axial des plis précités. Il s'agit d'une fine schistosité de crénulation dans les plans de laquelle ne s'observent pas de recristallisations importantes (fig.55).

fig.55 : Aspect microscopique de la schistosité S_2 dans les micaschistes.



I.2. LE COMPLEXE BASIQUE ET ULTRABASIQUE.

La majorité des roches constituant cet ensemble sont, nous l'avons vu dans la seconde partie, des roches isotropes, sans déformations notables. Seule la partie Sud et la zone de passage de "l'accident cisailant Nord-Armoricain" au Nord sont structurés. Nous n'envisagerons que la partie Sud, là où les structures se distinguent le plus aisément.

I.2.1. Le "litage".

Il est marqué par des alternances d'amphibolites et de leptynites. Il est très délicat, malgré le métamorphisme, de dire si ce litage est exclusivement tectonique ou s'il représente un phénomène magmatique : la présence d'enclaves d'amphibolites dans les leptynites laisse fortement suggérer une telle origine primaire, magmatique.

Des plis isoclinaux d'amplitude décimétrique déforment ce litage. Les recristallisations observables en lame mince (hornblende, zoïzite, oligoclase), indiquent que ce plissement s'est effectué dans les conditions du faciès épidote - amphibolite.

1.2.2. Le chevauchement du complexe basique.

Plusieurs critères permettent de penser que le complexe basique est, au moins dans sa partie méridionale, en contact tectonique chevauchant avec la série sédimentaire briovérienne de Callac.

a) L'argument métamorphique :

L'étude en lame mince des caractères métamorphiques de la série sédimentaire en contact avec le complexe basique montre que :

1) Il n'existe pas de métamorphisme de contact lié au corps basique.

2) Le climat métamorphique des schistes de ce secteur correspond au faciès schistes verts (Ab-Ms-Chl-Qz subfaciès).

Le corps basique étant à ce niveau dans le faciès amphibolite, il existe donc un "hiatus" métamorphique entre les deux unités.

b) Les arguments tectoniques :

On peut distinguer :

- un aspect cartographique : l'observation de la carte structurale à 1/50.000 (fig.) montre qu'apparemment le complexe basique se situe sur les terrains briovériens.

- un aspect microtectonique : On peut localement observer, au contact avec le complexe basique, des schistes à faible pendage Nord, montrant une forte linéation d'étirement orientée WNW-ESE. En section parallèle à cette linéation, la schistosité (qui transpose une surface

antérieure) montre des *caractères cisailants* très marqués (fig.56), dans laquelle on observe des microplis d'entraînement indiquant un sens de cisaillement vers l'ESE.

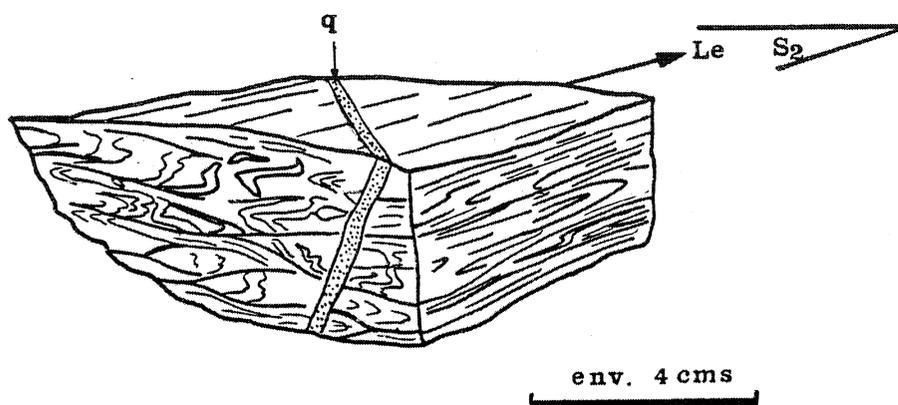


fig.56 : Aspect de la schistosité au contact S du complexe basique (Calanhel).

q = filonnet de quartz post-tectonique.

Le = linéation d'étirement.

L'ensemble de ces données permet de dire que le complexe basique et ultrabasique est chevauchant sur la série de Callac. L'époque de ce mouvement, vers l'ESE, faute de marqueurs chronostratigraphiques, ne peut pas être précisée et sera discutée ultérieurement.

I.3. RELATIONS METAMORPHISME - DEFORMATION.

I.3.1. Dans les gneiss et les métatexites.

Les minéraux de métamorphisme associés à la phase synschisteuse initiale sont la biotite - muscovite - plagioclase. Dans les termes les plus métamorphiques (métatexites) la sillimanite doit également être rapportée à la phase 1. La deuxième phase de déformation se situe sensiblement dans le même climat métamorphique, mais la sillimanite, déformée, se destabilise en muscovite, séricite. Les micas (biotite, muscovite) re-

cristallisent localement.

1.3.2. Dans le complexe basique.

Les paragenèses observables dans la partie Sud du complexe (hornblende - oligoclase - quartz - zoïzite - + biotite) placent le métamorphisme de cette zone à la base du faciès schistes verts du type Abukuma (faciès épidote - amphibolite - WINCKLER, 1972).

Ces minéraux, qui marquent la foliation (dans les amphibolites à zoïzite plus particulièrement), n'étant pas ou peu déformés, peuvent être considérés comme des minéraux syntectoniques.

Notons, dans ces roches, l'existence de *minéraux résiduels*, les *grenats*, qui sans montrer de phénomènes de coronitisation, apparaissent étrangers à la paragenèse ci-dessus. Ces minéraux, contrairement aux précédents, sont totalement ou fortement rétro-morphosés (cf. deuxième partie).

CONCLUSIONS.

L'étude structurale des terrains rapportés au Briovérien montre :

1) l'existence d'une première phase de déformation synschisteuse qui s'accompagne du SW vers le NE, d'un fort gradient métamorphique : les types de schistosité que l'on observe évoluent en fonction de ce gradient, schistosité de crénulation dans les termes peu métamorphiques, schistosité de flux puis foliation dans les roches cristallophylliennes.

2) Cette surface est déformée lors d'une seconde phase de plissement, en plis décimétriques droits, nettement visibles dans les niveaux structuraux inférieurs (micaschistes et gneiss). Dans les schistes à albite - muscovite - chlorite, cette seconde phase de déformation semble se manifester différemment : on n'observe apparemment plus ces petits

plis décimétriques, cette phase de plissement se manifestant par une déformation de plus grande amplitude. (voir fig.52)

Si la mise en évidence du chevauchement du corps basique cadomien sur les séries briovériennes de Callac ne pose pas trop de problèmes, l'importance réelle de cet accident et son âge restent assez obscurs. On peut en effet se poser la question de savoir si ce chevauchement (vers le SE) implique uniquement les roches basiques, ou également une partie du substratum; plusieurs solutions sont envisageables:

1) le complexe basique et ultrabasique constitue un "coin", mis en place tectoniquement dans la série briovérienne. Cela explique mal pourquoi le corps basique constitue une limite très nette à l'Ouest de laquelle les terrains métamorphiques n'apparaissent plus.

2) le mouvement chevauchant a entraîné non seulement le corps basique, mais une partie de la couverture faiblement métamorphique que l'on observe à l'Ouest du complexe. Le manque d'affleurements dans la zone située au SW du complexe ne permet pas de suivre le prolongement éventuel de l'accident dans la série sédimentaire.

3) le chevauchement se poursuit à l'Est dans les gneiss métatextitiques (à la limite gneiss-micaschistes?), mais là également aucun argument ne permet de trancher.

Quant à l'âge de ce mouvement, deux périodes peuvent être proposées:

- *au cadomien*, tardivement par rapport aux événements métamorphiques régionaux (les contours du complexe recoupent les limites des différentes unités métamorphiques).

- *à l'hercynien*, en liaison avec les phénomènes de serrage contre le bloc domnoneo-mancellien, voire peut-être en relation avec le développement de l'accident Molène-Moncontour.

Il est bien évident que ces deux propositions ne sont pas exclusives (on peut en effet proposer d'autres périodes, le calédonien par exemple), mais elles sont faites en fonction du fait qu'on ne connaît pas à l'heure actuelle d'autres grandes périodes tectoniques dans ce secteur du Massif Armoricaïn. L'existence, dans tout le Nord de ce dernier, d'écaillages du Nord vers le Sud, à l'hercynien (M. ROBARDET, 1973; Cl. BABIN et al., 1975; J. ROLET, 1977) nous font cependant pencher en faveur de l'hypothèse hercynienne.

Chapitre II :

les structures hercyniennes

Au niveau de la région étudiée, le trait le plus marquant concernant la tectonique hercynienne est l'existence d'un grand décrochement dextre, qui se suit depuis la rade de Brest jusqu'aux confins orientaux du Bassin de Laval : c'est le *linéament Molène-Moncontour* (L. CHAURIS, 1969) ou *Zone broyée Nord-Armoricaine* (F. PARIS, P. JEGOUZO, 1975).

Ce *décrochement* est la manifestation tardive d'une tectonique régionale hercynienne qui présente, dans la région de Belle-Isle-en-Terre des caractères de déformation qui associent à un régime de raccourcissement, de fortes composantes de cisaillement.

La tectonique hercynienne se marque essentiellement au Nord de la carte, dans un "couloir" d'une largeur d'environ 4 kms, d'orientation globale E.W.

L'étude qui suit montre que dans cette bande, existe un *gradient de déformation croissant vers le Sud* et que la *tectonique hercynienne ne se manifeste pas de la même façon dans les terrains protérozoïques gneissiques et les formations paléozoïques* (granites et terrains sédimentaires).

II.1. LA DEFORMATION LIEE AU CISAILLEMENT DANS LES TERRAINS D'AGE PALEOZOIQUE.⁽¹⁾

II.1.1. Les structures d'échelle cartographique :

L'observation de la carte structurale(carte Hors-Texte n°2) montre

(1) Dans ce chapitre, les descriptions des différentes formations se feront toujours du N vers le Sud.

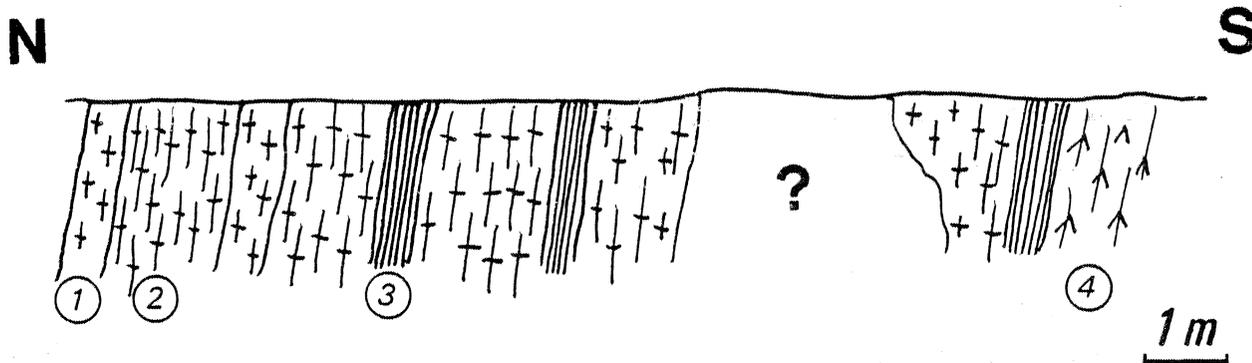
les trajectoires de schistosité (foliation mylonitique dans les granites) qui s'infléchissent, du N vers le S, depuis des directions NE-SW vers des directions E-W. L'angle que forment ces deux directions extrêmes est de l'ordre d'une vingtaine de degrés.

II.1.2. La déformation dans les granites.

Deux massifs, tous les deux hercyniens, allongés dans la direction régionale de la schistosité, sont visibles dans cette région.

a) le granite de Kereven.

Ce massif, au Nord, est affecté dans sa masse par une cataclase légère et par des "couloirs" mylonitiques et ultramylonitiques sub-parallèles à la direction du massif. Dans ces zones, le gradient de déformation est très important et on passe en une dizaine de cms du granite "sain" à une ultramylonite, à grain fin, leptynitique, totalement recristallisée (fig.57).



1 : Granite de Kereven non ou peu déformé

2 : G. de Kereven mylonitisé

3 : Leptynites(ultramylonites)

4 : Filon basique cataclasé

fig.57 : Coupe dans le granite de Kereven, au lieu-dit Lescondé.

A l'échelle de l'échantillon, dans des sections perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation, on observe deux familles de plans, des plans de cisaillement et une schistosité oblique sur ces derniers. L'observation de ces deux plans, dans des sections parallèles à la linéation, montre que l'obliquité diminue au fur et à mesure que l'on se rapproche des zones les plus déformées (fig.58).

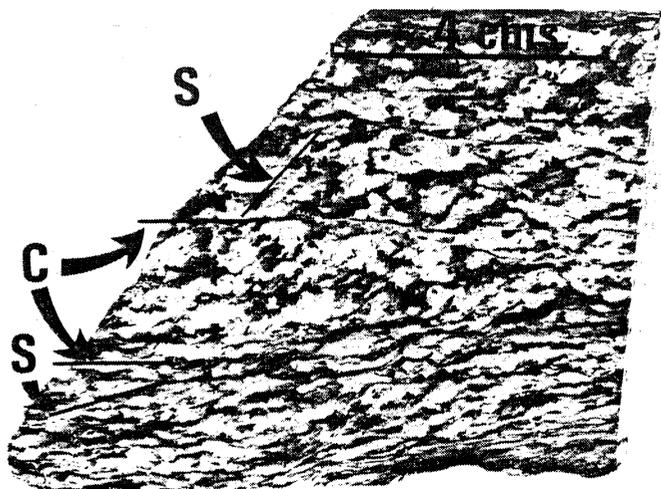


fig.58 : Relations plans de cisaillement (C) - plans de schistosité (S) dans les zones mylonitiques du granite de Kereven.

Ce phénomène est caractéristique d'un régime de déformation en cisaillement (J.G. RAMSAY & R.H. GRAHAM, 1970 ; BERTHE, D., 1976). Les relations entre schistosité S et plans de cisaillement C permettent de déterminer, le *sens* de cisaillement. Dans ce granite le sens de cisaillement est régionalement *dextre*.

- Caractères microscopiques de la déformation.

Dans les termes les moins déformés, les minéraux sont encore

de grande taille et ne montrent que des débuts de cataclase : le quartz, en gros grains, présente des extinctions ondulantes et commence à s'étirer. Les feldspaths potassiques sont peu déformés et montrent seulement quelques petites recristallisations sur leur bordure.

Dans les faciès mylonitiques, les minéraux phylliteux prennent une orientation très marquée, et déterminent parfois un pseudo-litage (biotite chloritisée + muscovite). Le quartz donne des individus plus petits, étirés, tandis que le feldspath recristallise en beaucoup plus grande quantité, en petits cristaux jointifs, trapus.

b) L'orthogneiss de Loc-Envel.

Contrairement au granite précédent, la structure mylonitique est développée de façon homogène dans tout le massif. La foliation mesurable sur le terrain (E-W à fort pendage N ou subvertical, portant une linéation d'étirement à faible pendage E) correspond à des plans de cisaillement. A l'échelle de l'échantillon, dans des sections parallèles à la linéation et perpendiculaires à la foliation, on observe, tout comme dans le granite de Kereven, l'association plans de cisaillement (C) - plans de schistosité (S), ces derniers étant faiblement obliques sur les plans (C) (fig.59).

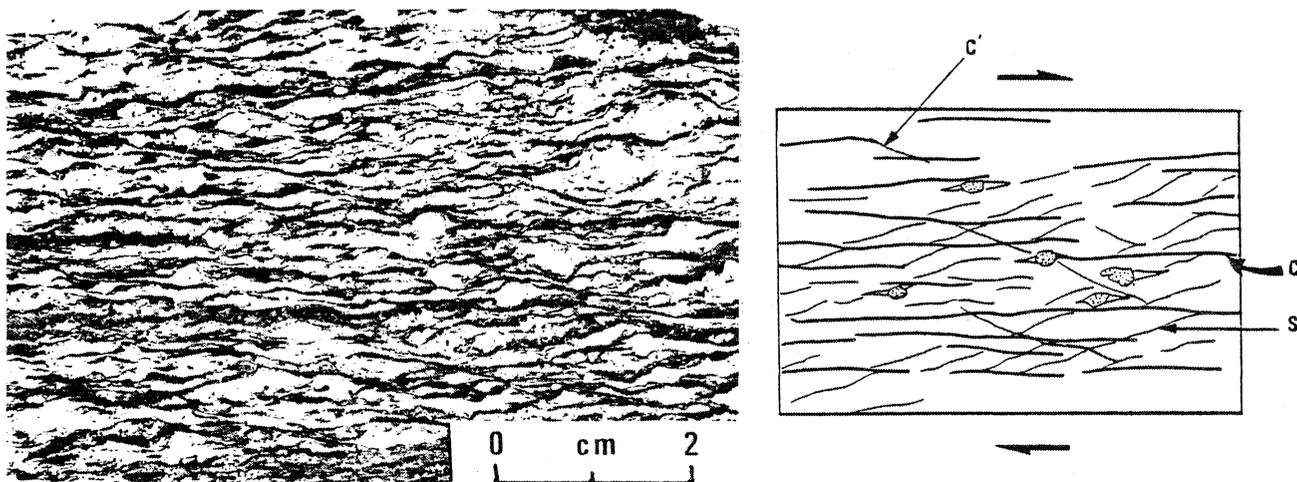


fig.59 : Relation cisaillement (C) Schistosité (S) dans l'orthogneiss de Loc-Envel.

Au microscope, le long de ces plans de schistosité peuvent apparaître, autour des phénoclastes feldspathiques, des ombres de pression dissymétriques dans lesquelles cristallisent des granules de quartz.

Deux générations cristallines sont observables dans cette roche :

- des porphyroclastes, ayant résisté à la déformation, essentiellement des feldspaths, mais pouvant également être des micas. Ces minéraux sont hérités de la texture originelle.

- une matrice, à grain fin, recristallisée et/ou écrasée, dont les phyllites s'orientent dans la direction d'allongement de la déformation.

Cette structure bimodale est celle d'une blastomylonite (B. SANDERS, 1912 ; M.W. HIGGINS, 1971 ; P. LAURENT, 1974).

CONCLUSIONS.

Il apparaît clairement à l'étude de ces deux massifs granitiques qu'il existe un gradient de déformation croissant du Nord vers le Sud : au Nord, cette *déformation cisailante* ne se manifeste qu'au niveau de "couloirs" d'épaisseur décimétriques, mylonitiques et ultramy-lonitiques, en-dehors desquels la texture originelle du granite reste parfaitement reconnaissable. Au Sud (massif de Loc-Envel) la texture blastomylonitique est générale à tout le massif, les caractères initiaux du matériel granitique ayant totalement disparu (c'est à ce niveau que se marque le décrochement Molène-Moncontour) (L. CHAURIS, 1969). L'observation dans ce dernier massif, de niveaux basiques très tectoni-sés, présentant un important double boudinage (fig.60) pose le problème de l'existence d'une composante d'aplatissement dans la tectonique cisail-lante (voir Ch. II.1.3.).

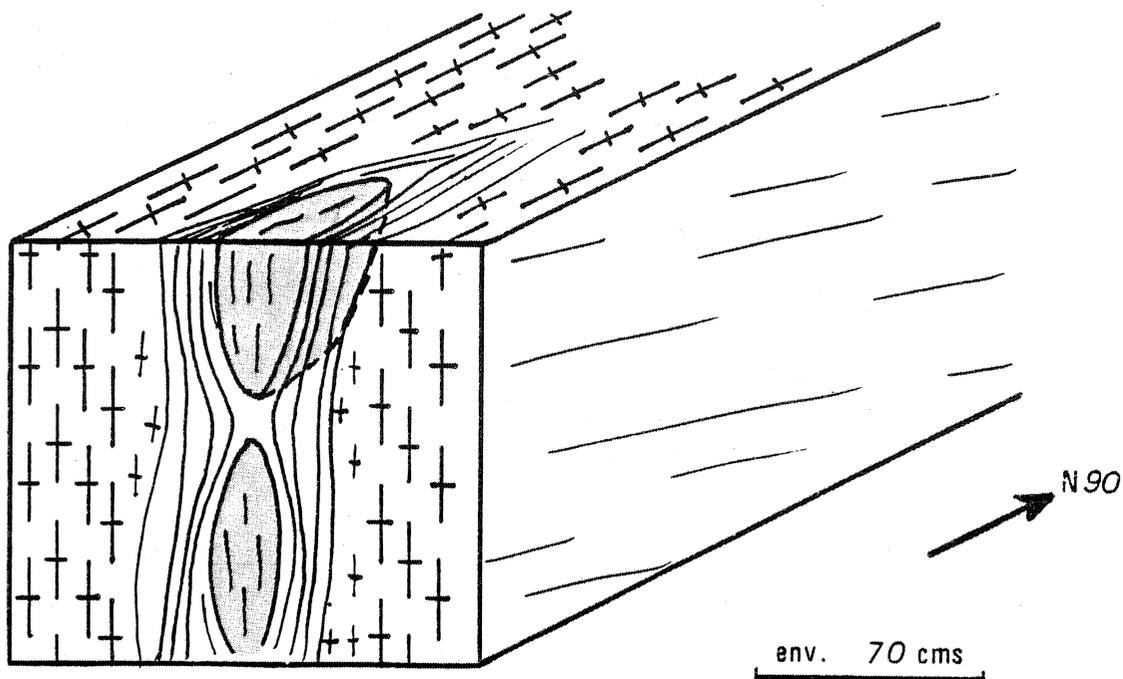


fig.60 : Double boudinage d'un filon basique dans l'orthogneiss de Loc-Envel.

II.1.3. La déformation dans les séries sédimentaires.

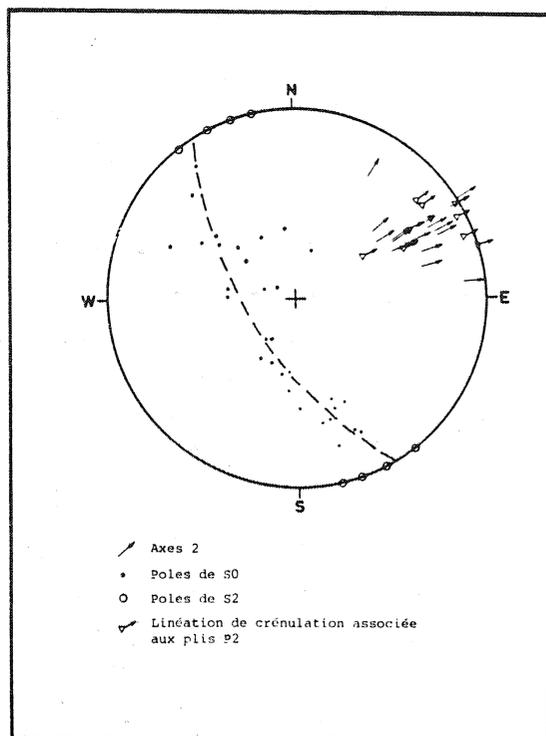
Les séries paléozoïques sont affectées d'un plissement régional synschisteux dont les caractères structuraux se modifient sensiblement du Nord vers le Sud lorsqu'on s'approche de la zone plus fortement déformée, c'est-à-dire au niveau de l'orthogneiss de Loc-Envel. Cette phase de plissement déforme une stratification et est responsable des structures majeures actuelles de la région.

a) Formation de Loch Du.

Les alternances de schistes à chloritoïde et de quartzites (cf. première partie) sont affectées de plis droits décimétriques, assez ouverts, accompagnés d'une forte schistosité subverticale de crénulation, d'orientation N60-70 (fig.61 a et b).



(a)



(b)

fig.61 : a) Schistosité de crénulation dans les schistes à chloritoïde de la formation de Loch Du.

b) Stéréogramme.

Ces plis sont parfois faiblement non cylindriques ; dans les niveaux schisteux, entre deux bancs quartzitiques plus compétents, on observe fréquemment du plissement disharmonique. Une linéation de crénulation parallèle aux axes de plis accompagne cette phase de déformation.

b) La formation de Coat-Losquet :

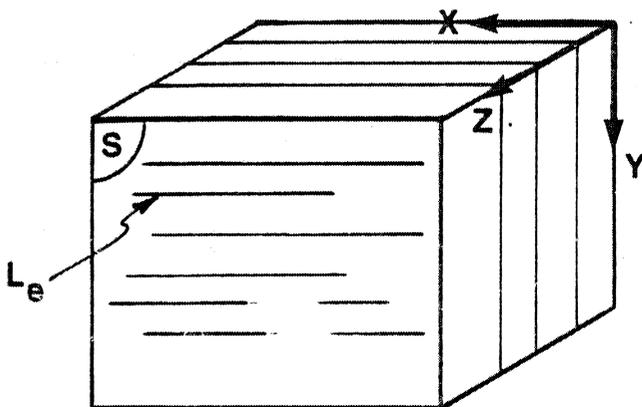
1) Au N de l'orthogneiss de Loc-Envel.

Le style de déformation, aux abords du décrochement Molène-Moncontour, est fort différent de ce que l'on peut observer dans la formation de Loch Du.

On observe de grands plis isoclinaux décimétriques, à plan axial subvertical ou faiblement déversé vers le Sud : dans le plan de

schistosité* (plan XY) on note l'existence d'une forte linéation de crénulation, de direction E-W, à pendage E d'une vingtaine de degrés, subparallèle à une linéation d'étirement.

Perpendiculairement à cette linéation, (plans YZ, selon les conventions indiquées ci-dessous, fig.62), les bancs de quartzites apparaissent fortement boudinés (fig.63 a). La schistosité contourne les boudins et on observe à leurs extrémités des "zones d'ombres" dans lesquelles la schistosité n'existe pas (fig.63 b).



Le : linéation d'étirement
S : Schistosité

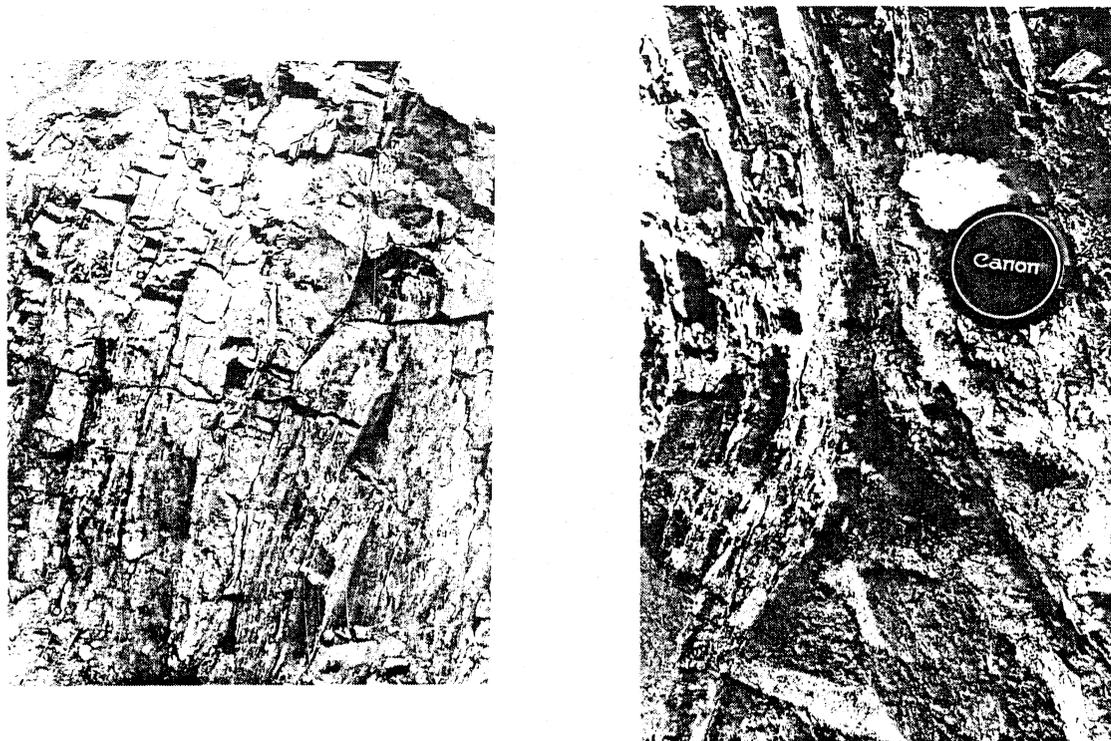
fig.62 : Position des trois axes structuraux X, Y et Z par rapport à la schistosité.

Ce boudinage dans un plan perpendiculaire à la linéation d'étirement (plan YZ) indique le caractère *aplati* de l'ellipsoïde de déformation finie.

Ce caractère se marque également par l'analyse pétrofabrique du quartz, dans les bancs de quartzites** : les axes C de ce minéral se distribuent en effet selon un petit cercle, dans le plan XY (fig.64). Cette répartition est très différente de celle que l'on observe en particulier dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire (B. PIVETTE, 1978 ; D. GAPAIS, 1979) domaine dont la structure résulte essentiellement de

* Référentiel structural X, Y, Z. X est la direction principale d'étirement contenue dans le plan XY, qui est le plan de schistosité : Z est la direction principale de raccourcissement.

** En collaboration avec D. GAPAIS.



(b)

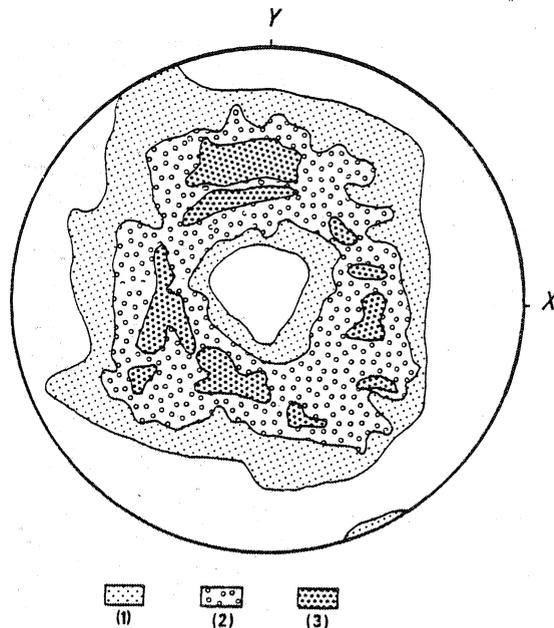
fig.63 : Boudinage, dans le plan YZ, bancs quartzitiques de la formation de Coat-Losquet.

(b) : Détail montrant la schistosité contournant un boudin de quartzite.

régimes cisailants (D. GAPAIS, Cl. LE CORRE, B. PIVETTE, 1979).

2) A l'Est de l'orthogneiss de Loc-Envel.

Dans cette zone, qui se situe dans l'axe du décrochement Molène-Moncontour, la déformation est encore plus évoluée que précédemment. Le caractère original de la série est la présence de multiples filonnets quartzeux, très déformés, dans les schistes. La schistosité, subverticale, (schistosité de flux) d'orientation Est-Ouest, porte une linéation d'étirement peu marquée, à plongement Est. Dans les plans perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation (plans X-Z),



(1): $1,3x d_m$; (2): $1,6x d_m$; (3): $1,9x d_m$

fig.64 : Orientation préférentielle des axes C du quartz, dans la formation de Coat Losquet.

on observe de nombreux plis dissymétriques de fins niveaux un peu plus gréseux ($S_0//S_1$) qui s'amortissent rapidement dans la schistosité. Dans ce plan on note également des plis isoclinaux dans les filonnets de quartz, avec épaissement des charnières et étirement et boudinage intense des flancs. Dans les plans perpendiculaires à la linéation (plans YZ) on voit à la fois des plis dissymétriques mais également des figures d'interférence, attribuables au type 3 de la classification de RAMSAY (1967) (fig.65).

Ce type de figure, de petite taille, ne résulte pas de la superposition de deux phases de déformation mais peut s'interpréter en termes de déformation progressive par l'interférence de plis conjugués liés au cisaillement, obliques sur les directions de cisaillement (D. BERTHE & J.P. BRUN, 1978). On observe également dans ces plans YZ des structures fermées, (fig.66), centimétriques qui correspondent à

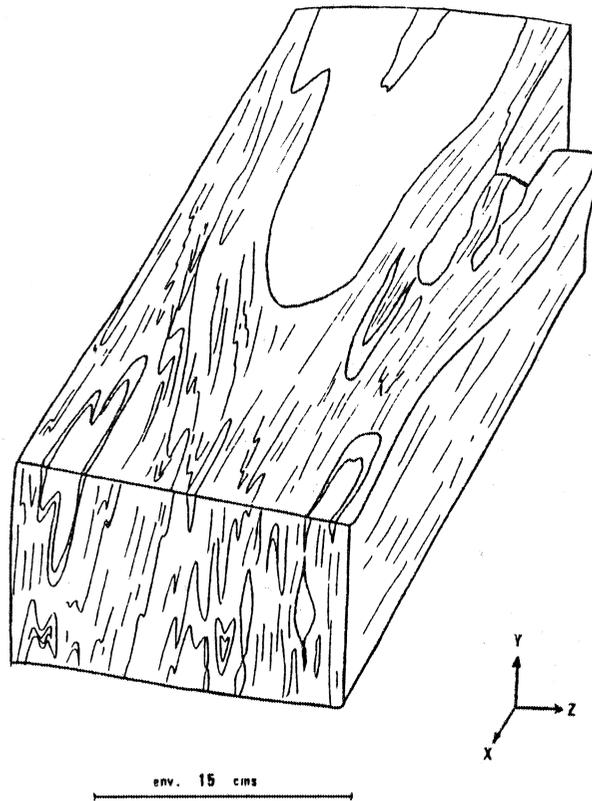


fig.65 : Aspect des formations sédimentaires (formation de Coat-Losquet) à l'Est de l'orthogneiss de Loc-Envel.

des plis en fourreaux, formés en régime cisailant, tels qu'on les connaît par exemple sur l'île de Groix (H. QUINQUIS & al., 1978).

Dans les plans de schistosité, on note la variabilité d'orientation des axes de plis par rapport à la linéation.

II.2. LA DEFORMATION HERCYNIENNE DANS LES TERRAINS PROTEROZOIQUES.

Deux types de formations protérozoïques sont affectées par la tectonique hercynienne (et donc par le passage du décrochement Molène-



fig.66 : Section YZ dans les schistes et quartzites de la formation de Coat-Losquet, à l'Est de l'orthogneiss de Loc-Envel. Noter les structures fermées, allongées. (formes "oeillées")

Moncontour), ce sont :

- les gneiss et métatexites,
- le complexe basique et ultrabasique.

II.2.1. La déformation dans les gneiss et métatexites.

L'observation de la carte structurale montre que, à l'Est de Belle-Isle-en-Terre, les structures mylonitiques des granites, ainsi que les structures des formations paléozoïques liées à la tectonique hercynienne, s'arrêtent brutalement au contact des gneiss et métatexites cadomiens. Les seules structures qui les prolongent dans ce matériel sont de grandes fractures d'orientation N 50-60 qui portent à croire que la tectonique hercynienne se manifeste par des cassures, dans le domaine cadomien, déjà induré, déformation fragile qui prend en quelque

sorte le relais de la déformation ductile observée dans les terrains paléozoïques de cette zone.

Plus au Sud, le décrochement Molène-Moncontour (dans le prolongement Est de l'orthogneiss de Loc-Envel), qui prend une direction N 100-110, se traduit dans les terrains protérozoïques par une *déformation ductile*, marquée par la mylonitisation, voire l'ultramylonitisation (phyllonites) des gneiss et granitoïdes cadomiens (fig.67).

La déformation dans cette zone est donc très identique à celle que l'on observe dans les terrains paléozoïques, en particulier dans l'orthogneiss de Loc-Envel.

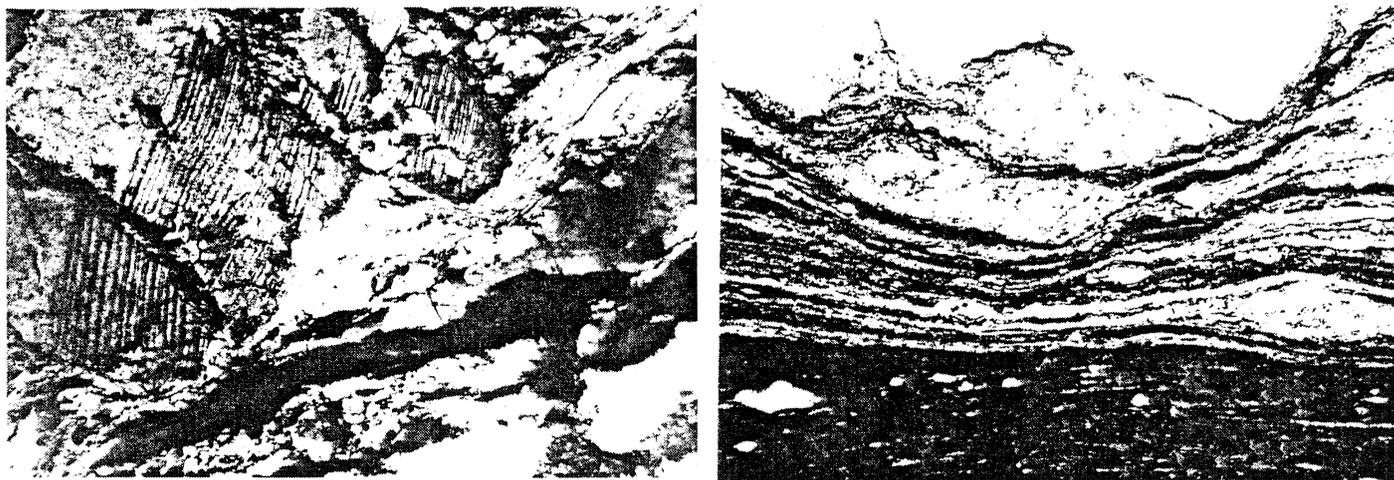


fig.67 : Mylonitisation et ultramylonitisation des terrains protérozoïques à l'Est de Loc-Envel. (x25)

II.2.2. La déformation dans le complexe basique et ultrabasique.

Dans la zone de passage du cisaillement, le complexe basique cadomien est réduit à une mince bande, irrégulière (largeur de l'ordre

de 0,5 kms). Cartographiquement, la partie située au Nord du décrochement montre un décalage dextre d'environ 7 kms avec le reste du complexe. A l'échelle de l'échantillon, la déformation se manifeste par la création d'une foliation qui donne aux roches gabbroïques une structure caractéristique (flaser - amphibolite - fig.68).

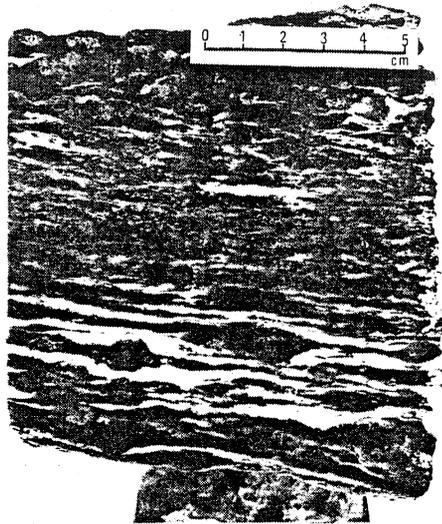


fig.68 : "flaser-amphibolite" dans le complexe basique et ultrabasique, dans la zone du cisaillement Nord-Armoricain (forêt de Coat-an-Hay).

La déformation s'accompagne de recristallisations importantes de l'amphibole, et, dans une moindre mesure, du plagioclase.

II.3. RELATIONS METAMORPHISME - DEFORMATION.

Il est intéressant d'envisager, à la fois pour les roches sédimentaires métamorphisées et pour les massifs granitoïdes orthogneissifiés, l'étude de l'apparition des diverses phases minérales en fonction de la déformation. Ainsi pourra-t-on préciser les conditions P-T liées à l'histoire tectonique de cette zone.

II.3.1. Dans les orthogneiss :

Les minéraux syntectoniques sont essentiellement la biotite verte et/ou la chlorite, en individus trapus, disposés dans la foliation, de taille assez réduite et généralement groupées. Les grandes biotites brunes, déformées et étirées (formes en "poisson") qui se mettent également dans la foliation sont des minéraux anté-tectoniques, magmatiques. Elles sont d'ailleurs fréquemment rétro-morphosées en chlorite, sur leurs bordures.

Quelques rares minéraux semblent post-tectonique ; ce sont surtout des apatites, en cristaux trapus, non affectés par la déformation.

II.3.2. Dans les formations paléozoïques.

- Minéraux anté à synschisteux :

Mise à part l'existence des micas dans les surfaces transposées par la schistosité régionale évidente Se sur le terrain (phyllites qui marquent sans doute une So) les indices de cristallisations métamorphiques antérieures à cette Se sont rares. Très localement s'observent en lame mince quelques poeciloblastes totalement rétro-morphosés (Ms + Qz + séricite), (anciennes andalousites ?) - post S₁//So et déformés par la schistosité de crénulation (fig.69).

Celle-ci est marquée par de nombreux chloritoïdes, qui soulignent également la surface antérieure déformée (arcs polygonaux) (fig.69). Au niveau de Coat Losquet, les nombreux blastes d'andalousite, fortement altérés, ont également des caractères anté à syn-schisteux (de la schistosité 2). Certains cristaux sont contournés par la schistosité, d'autres contiennent des inclusions de quartz sub-parallèles à la foliation.

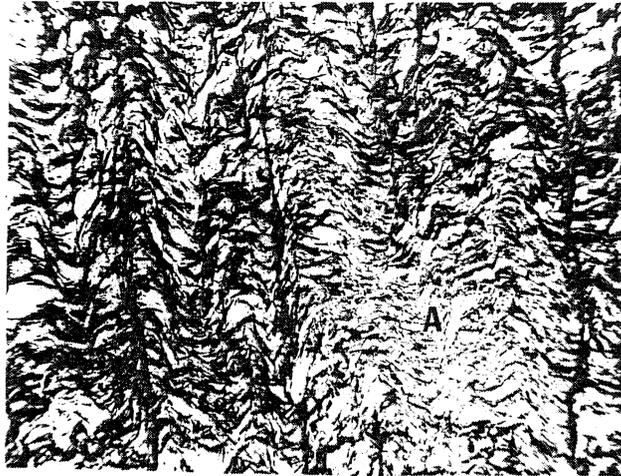


fig.69 : Poeciloblastes (d'andalousite ?). A -
antéschisteux dans les schistes à
chloritoïde de la formation de Loch Du.

Les minéraux typiquement *synschisteux* sont les micas (muscovite) + chlorite + biotite verte. Le quartz recristallise dans la schistosité, en individus de petite taille, étirés.

Dans les faciès basiques schisteux, le minéral qui marque la schistosité est une amphibole actinolitique aciculaire. Une surface antérieure subsiste en rares microlithons, soulignée, comme la schistosité, par des baguettes d'actinote, mais en arcs polygonaux. Dans le complexe basique, les amphiboles sont des hornblendes verdâtres associées à un plagioclase acide (oligoclase), l'ensemble de la paragenèse étant recristallisée dans la foliation (voir § II.2.2.).

- Minéraux post-schisteux :

Ils apparaissent en relation avec les granites hercyniens de Plouaret :

- le grenat, cantonné à la carrière de Coat Losquet, se pré-

-sente en cristaux millimétriques altérés, rosés, qui recourent à l'emporte-pièce la schistosité.

- les *muscovites* poeciloblastiques, de grande taille qui se développent dans les gneiss de Belle-Isle et l'orthogneiss de Kereven ont une origine plus énigmatique (on les retrouve fréquemment dans les gneiss de Pont-Melvez), mais semblent également liées au gradient de température développé lors de la mise en place du granite de Plouaret.

Ces diverses paragenèses permettent d'approcher le climat métamorphique de cette zone : le cisaillement s'est produit dans un contexte épizonal, correspondant globalement au *greenschist faciès*.

CONCLUSIONS.

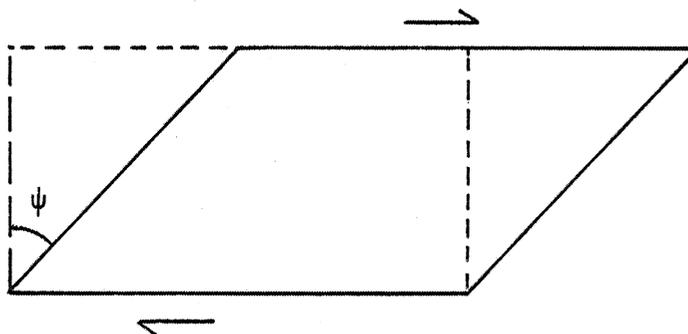
L'étude structurale des terrains attribués au Paléozoïque dans ce secteur du Massif Armoricaïn, laisse apparaître une histoire tectonique hercynienne très semblable à celle de Bretagne méridionale : mise en place de massifs granitiques à caractère plus ou moins syntectoniques, cisailés, dans des séries sédimentaires dont les caractères de la déformation impliquent à la fois des processus de cisaillement et d'aplatissement. Dans cette zone apparaît, tant dans les massifs granitiques que dans les formations sédimentaires, un gradient d'intensité de déformation croissant du Nord au Sud, comme on peut l'observer aux abords du Cisaillement Sud-Armoricaïn (D. GAPAIS, 1979 ; D. BERTHE & Al., 1979).

Ces analogies dans la déformation hercynienne entre Bretagne méridionale et le secteur étudié nous permettent de proposer le terme de "*Cisaillement Nord-Armoricaïn*" pour ce qu'il était commun d'appeler le linéament Molène-Moncontour, (dans la mesure également où ces phénomènes semblent se poursuivre à l'Est de cette région, voir WILLIAMS et WATTS, 1979).

Remarque:

Le complexe basique et ultrabasique, recoupé par le cisaillement, constitue un marqueur satisfaisant pour estimer l'intensité moyenne γ du cisaillement. Si on considère la largeur de la zone la plus déformée (en l'occurrence, environ 0,5km au niveau de l'orthogneiss de Loc-Envel) et le déplacement relatif aux limites de cette zone (env. 3kms. si l'on se base sur les limites cartographiques du corps basique), la valeur γ est obtenue par:

$$\gamma = \operatorname{tg} \psi = \frac{\text{déplacement}}{\text{largeur de la zone}} \quad (\text{voir fig. ci-dessous})$$



Dans le cas de la région de Belle-Isle, ce γ moyen est donc de l'ordre de 6.

Avec ce résultat, on peut déterminer la valeur du rapport axial de l'ellipse de déformation (J.G. RAMSAY, 1967). La valeur des directions principales de déformation est calculée de la façon suivante:

$$\lambda_1 \text{ ou } \lambda_2 = \frac{\gamma^2 + 2 \pm \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2}}{2} \quad (\text{J.G. RAMSAY, 1967, p.85})$$

Dans notre cas, ces valeurs sont respectivement (avec $\gamma=6$)

$$\lambda_1 = 37,96 \quad \lambda_2 = 0,04$$

Le rapport des axes principaux de la déformation sera alors:

$$r = \sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda_2}} = 30$$

Ce qui signifie que le grand axe de l'ellipse est 30 fois plus long que le petit axe. Cette valeur ne représente cependant qu'une valeur moyenne, qui peut être localement, à l'intérieur de la zone, soit inférieure soit supérieure. D'autre part, il est intéressant de remarquer que cette valeur est du même ordre de grandeur que celle mise en évidence dans la branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain par D. BERTHE (thèse en cours)

QUATRIEME PARTIE

LES MASSIFS GRANITIQUES

LOCALISATION - GENERALITES.

Les massifs granitiques occupent une place importante sur la feuille à 1/50.000 de Belle-Isle. Ils apparaissent :

- en énormes batholites (granites de Plouaret, au NW, et de Quintin au SE). L'étude de ces massifs ne sera pas abordée dans ce mémoire.

- en massifs allongés dans la direction régionale de la schistosité (granite de Kereven, orthogneiss de Loc-Envel).

- en pointements de taille variable, dans les sédiments et formations cristallophylliennes briovériens.

Signalons en outre l'existence d'un massif dioritique au NE de la zone étudiée (diorite de Péder nec), et la présence de nombreux filons microgranitiques.

D'un point de vue structural, certains de ces massifs sont déformés, orthogneissifiés, et ont des caractères de granites syntectoniques (voir IIIe partie). Ce sont les massifs de Kereven et de Loc-Envel.

I.1. LE GRANITE DE KEREVEN.

Rappelons brièvement que ce massif se situe immédiatement au Sud de Belle-Isle : il affleure selon une bande d'orientation N 70 E, en contact, au Nord, avec les formations cristallophylliennes brio-

-vériennes, au Sud avec les séries sédimentaires rapportées au Paléozoïque. Il est apparemment recoupé par le massif de Plouaret, à l'Ouest.

I.1.1. Aspect macroscopique.

Le faciès de ce granite est caractéristique : il s'agit d'une roche à gros grain, à deux micas, riche en quartz, de couleur jaune miel (due autant au quartz qu'au feldspath). Ce matériel est déformé, localement intensément : il s'y développe alors une forte foliation cataclastique (voir 3e partie).

I.1.2. Caractères micrographiques et chimiques.

La composition minéralogique ainsi que la composition chimique (Tableau n° 16) sont celles d'un granite : feldspath potassique (microcline) - quartz - plagioclase (oligoclase An_{15-20}) - Biotite - Muscovite. La structure bimodale (phénocristaux + matrice plus fine) résulte essentiellement de processus de déformation - recristallisation.

SiO ₂	76,93
Al ₂ O ₃	12,04
Fe ₂ O ₃	0,44
FeO	0,82
MnO	0,01
MgO	0,10
CaO	0,23
Na ₂ O	2,90
K ₂ O	4,95
TiO ₂	0,13
P ₂ O ₅	0,10
PF	0,80

Tableau n° 16 : Caractères chimiques du granite de Kereven.

I.1.3. Les leptynites.

Ces roches, claires, saccharoïdes, étroitement liées au granite, se localisent dans les zones mylonitiques, en bandes d'épaisseur décimétrique, parallèles à la foliation. On y note une orientation planaire marquée par des biotites chloritisées. En lame mince la structure est microgrenue (taille du grain 20 à 60 μ) et la roche est totalement recristallisée (structure "en mortier"). Quelques "îlots" quartzo-feldspathiques à grain plus gros s'observent dans ce matériel, ainsi que quelques grandes muscovites poéciloblastiques, apparemment tardives.

Ces niveaux leptynitiques sont interprétés comme résultant de processus de déformations ultramylonitiques aux dépens du granite (3e partie).

I.2. L'ORTHOGNEISS DE LOC-ENVEL.

Considéré comme une "modification endomorphe du granite de Plouaret" (Ch. BARROIS, 1906) puis assimilé au "Gneiss de Brest" (Ch. BARROIS, 1906 ; Ch. DELATTRE & P. PRUVOST, 1962 ; L. CHAURIS, 1969) ce massif se présente selon une étroite bande (500 à 600 m de large), au Sud des formations paléozoïques, qu'il sépare du complexe basique et ultrabasique cadomien.

Il s'agit d'une roche sombre, à grain assez fin, dans laquelle s'observent de nombreux porphyroclastes centimétriques de feldspath blanchâtres, contournés par la foliation ainsi que des "yeux" de quartz bleuté, étirés. La matrice est apparemment riche en micas. Ceux-ci soulignent la foliation, très bien développée dans toute la masse, contrairement au granite de Kereven, où la déformation importante est localisée dans des "couloirs mylonitiques" (voir 3e partie).

Au microscope, ce matériel a une composition granodioritique : les feldspaths sont surtout des plagioclases (oligoclase, An₂₀₋₃₀) assez peu séricitisés, automorphes, mais on y note quelques KF, perthitiques.

Ces minéraux (ainsi que quelques clastes très déformés de quartz) ont résisté plus ou moins à la cataclase, tandis que le quartz et les micas ont été écrasés et recristallisés en grains de petite taille qui forment actuellement la matrice. C'est la texture typique d'une blastomylonite (voir 3e partie).

La composition chimique révèle également la tendance granodioritique du matériel (Tableau 17).

SiO ₂	66,88
Al ₂ O ₃	15,90
Fe ₂ O ₃	1,50
FeO	3,22
MnO	0,06
MgO	1,67
CaO	1,93
Na ₂ O	2,52
K ₂ O	3,81
TiO ₂	0,75
P ₂ O ₅	0,21
PF	1,40

Tableau n° 17 : Caractères chimiques de l'orthogneiss de Loc-Envel.

I.3. GEOCHRONOLOGIE.

Généralement attribués à l'hercynien (Ch. BARROIS, Ch. DELATTRE et P. PRUVOST), ces deux granites, en particulier l'orthogneiss de Loc-Envel, ont fait l'objet d'attributions plus anciennes, cadomiennes (L. CHAURIS, 1972).

La position de ces deux massifs dans le "cisaillement Nord Armoricaïn", ainsi que leur caractère syntectonique nécessitaient des précisions au sujet de leur âge. Ceci a été réalisé par la méthode Rb-Sr, sur roches totales (détails de la méthode dans Ph. VIDAL, 1973). Cinq échantillons ont été analysés pour l'orthogneiss de Loc-Envel, neuf pour le granite de Kereven. J.J. PEUCAT est l'auteur de ces mesures.

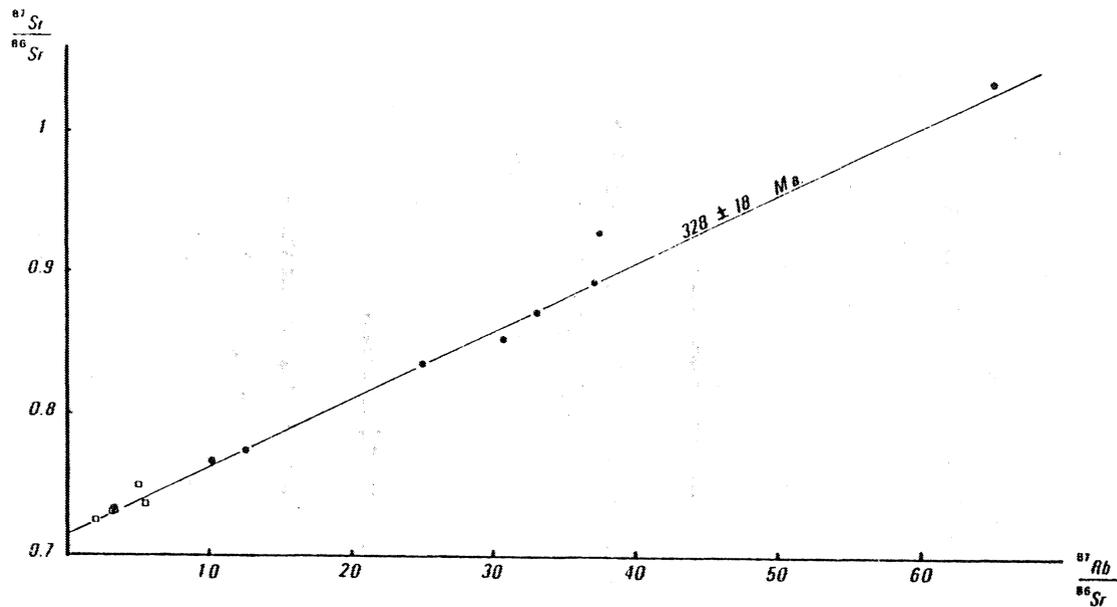
- Résultats ; interprétations.

Le tableau 18 rend compte à la fois des constantes utilisées et des chiffres obtenus.

On constate tout d'abord les valeurs faibles et proches les unes des autres, des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de l'orthogneiss de Loc-Envel (phénomène que l'on peut attribuer à l'homogénéité du massif). Une isochrone pour ce seul massif n'est pas de ce fait clairement définie.

En ce qui concerne le granite orthogneissique de Kereven, 8 des 9 points définissent un alignement médiocre - une *erreurchrone* - à 328 ± 15 MA (Rapport isotopique initial : $0,7163 \pm 40$).

Quatre des cinq points de l'orthogneiss de Loc-Envel se groupent sur cette erreurchrone et laissent supposer un âge équivalent à celui de Kereven (les 12 points donnent en effet un âge de 328 ± 18 MA - $R_i = 0,7157 \pm 30$). Deux échantillons (un pour chaque massif) se placent nettement au-delà de l'erreurchrone envisagée (échantillons 3461



□ Loc-Envel
● Kereven

Granite de Kereven					Orthogneiss de Loc-Envel				
N° échant.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	n° échan.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
3453	164,9	47,1	10,15	0,706 ± 4	3458	162,3	147,9	3,2	0,7314 ± 2
3454	182,5	41,5	12,7	0,7737 ± 1	3459	129,3	190,0	2,0	0,72509 ± 8
3455	199,7	23,1	25,0	0,8355 ± 1					
3456	182,9	14,2	37,4	0,9289 ± 2	3460	140,6	126,6	3,2	0,7313 ± 2
3457	222,3	9,8	65,4	1,0361 ± 4	3461	122,9	70,3	5,0	0,7496 ± -
3592	139,9	119,1	3,4	0,7331 ± 2	3591	133,5	71,9	5,4	0,73615 ± 6
3985	224,0	21,1	30,7	0,9545 ± 3					
3986	213,9	18,7	33,0	0,8716 ± 2					
3987	225,6	17,5	37,2	0,8936 ± 1					

Constantes utilisées : $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$

$^{83}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,5926$

tableau n°18: isochrone se rapportant au granite de Kereven et à l'orthogneiss de Loc-Envel.

et 3456), sans qu'aucune explication pétrographique ou géochimique immédiate ne permette de l'expliquer. On peut cependant penser, au vu des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, proches de 0,716, que ces granites sont d'origine crustale et que l'homogénéisation isotopique n'a pas été totale lors de la fusion crustale : cette hypothèse peut expliquer d'une part la position de ces deux points, d'autre part la mauvaise qualité de l'isochrone.

Nous considérerons cependant l'âge de $328 \pm 18 \text{ MA}$ comme l'âge le plus probable de la mise en place de ces granites, qui appartiennent donc à l'histoire hercynienne de ce secteur. La déformation qui affecte ces roches est donc également datée.

I.4. LES AUTRES POINTEMENTS GRANITIOUES ET GRANODIORITIOUES.

Il s'agit de pointements localisés essentiellement au Sud d'une ligne Loc-Envel Gurunhuel. On les trouve en massifs peu importants à la fois dans les gneiss et métatexites et dans les terrains briovériens peu métamorphiques.

Deux faciès principaux y sont reconnaissables :

- des roches assez sombres, à tendance granodioritique, riches en minéraux mafiques. D'un point de vue minéralogique, elles se rapprochent beaucoup des gneiss granitoïdes de Pont-Melvez, auxquels elles sont le plus souvent associées.

- des roches beaucoup plus leucocrates, de composition beaucoup plus granitique. Ces roches peuvent former de petits massifs cartographiables : citons par exemple le granite de Toul Porz, au Sud du cisaillement, mise en place au sein des gneiss et métatexites de Pont-Melvez. Les relations entre ces granites et leur encaissant n'étant pas visibles, il n'est guère possible de proposer un âge pour ces massifs.

I.5. LA DIORITE DE PEDERNEC.

Les diorites sont peu représentées dans la région et n'ont été reconnues qu'à l'occasion de l'établissement de la troisième édition de la carte géologique de St Brieuc (J. COGNE, 1976). Le seul massif important est celui de Pédernec, dans le coin NE de la feuille à 1/50.000. Il est recoupé par une multitude de filons doléritiques N-S et par le granite de Plouaret.

Il s'agit d'une roche mésocrate, à grain moyen (2 à 3 mm) dans laquelle on distingue parfaitement les cristaux automorphes, trapus, de plagioclases et ceux de hornblende. La roche est parfaitement isotrope.

Sous le microscope, les plagioclases apparaissent zonés, envahis à divers degrés par des paillettes sériciteuses. On y observe également de la biotite, en petits individus associés à l'amphibole. Le quartz est présent, en position interstitielle entre les minéraux précédents.

L'âge de mise en place de cette diorite est incertain (elle recoupe les terrains micaschisteux briovériens et est recoupée par le complexe tardi-hercynien de Plouaret). Elle est également antérieure au champ filonien N-S doléritique, lui aussi d'âge imprécis (Dévonien ?).

I.6. LES MICROGRANITES.

Ce sont exclusivement des filons d'épaisseur métrique à plurimétrique, intrusifs dans des formations très variées : schistes verts du Foz, micaschistes et gneiss briovériens, complexe basique et ultrabasique. Leur orientation est difficilement appréciable, mais certaines coupes montrent des filons N 70 E à N 110. Au N de Loc Envel, ils sont subparallèles à la schistosité régionale (phase de décompression et injection de ce matériel dans les structures préexistantes ?).

Ces roches, de couleur beige, à grain fin, contenant des phénocristaux de quartz et de feldspath, montrent aux épontes des filons des structures de flux, dans un matériel plus ou moins vitreux, acquises lors de leur mise en place.

Observations microscopiques :

Les phénocristaux sont : des cristaux globuleux de quartz, plus ou moins "corrodés" (golfs de corrosion - fig.70), des cristaux trapus, parfois zonés de plagioclases, beaucoup plus rarement de microcline. La mésostase, microgrenue, est composée d'un assemblage de quartz + feldspath (plagioclase KF) + biotites chloritisées.

Ces microgranites sont probablement à mettre en relation avec les mises en place des grands massifs hercyniens de la région, sans que l'on puisse avec les seuls éléments de terrain, préciser cette hypothèse. Ces filons tardifs et liés à ces montées de granites hercyniens sont cependant connus, plus à l'Ouest, dans le Léon et ont montré un âge récent de 280 MA (L. CHAURIS, B. HALLEGOUET, P. THONON, Ph. VIDAL, 1977).

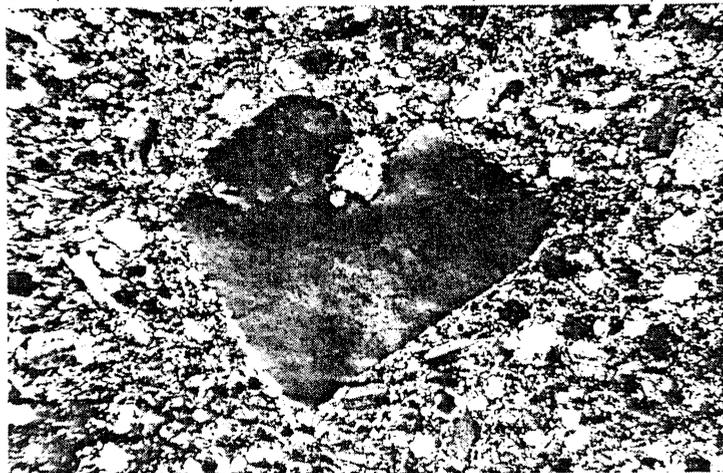


fig. 70 : "Golfs" de corrosion dans des quartz rhyolitiques dans un filon de microgranite. (x63)

CONCLUSIONS

EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Deux grandes périodes géologiques marquent le secteur de Belle-Isle-en-Terre, tant du point de vue magmatique que structural : nous nous proposons, dans ce dernier chapitre, d'esquisser, en fonction de nos résultats, un schéma d'évolution géodynamique à la fois pour le Précambrien puis le Paléozoïque.

I. LES TEMPS PRECAMBRIENS.

L'Antécambrien de la région de Belle-Isle se caractérise, du point de vue sédimentaire, par une série détritico-grauwackeuse, à intercalations de niveaux phyllonitiques, et de niveaux volcanodétritiques assez abondants, qui témoignent d'une zone tectoniquement active (DICKINSON, 1974). Du point de vue métamorphique et magmatique, on observe à cette époque le développement d'un magmatisme basique, intrusif, calco-alcalin (le complexe basique et ultrabasique) et le développement d'un métamorphisme régional de type Abukuma, conduisant à la migmatisation des séries sédimentaires briovériennes. L'existence de tels phénomènes est liée à la convergence de plaques lithosphériques, provoquant des processus de subduction (CONDIE, 1976 ; WINDLEY, 1977) : dans ce cadre, les événements géologiques cadomiens de cette région permettent d'envisager l'existence d'une marge active, liée à une subduction qui se serait déroulée au Nord du Massif Armoricain (J.P. LEFORT, 1975 ; B. AUVRAY, P. MAILLET, 1977 ; B. AUVRAY, 1979 ; B. AUVRAY, Y. HIRBEC, J.J. PEUCAT, J. COGNE, 1979).

B. AUVRAY (1979) propose un modèle dans lequel Belle-Isle correspond au magmatisme lié à une distance en arrière (au S) de la marge active du Trégor. Cette hypothèse, qui repose sur le caractère "ophiolitique" (au sens de A. MIYASHIRO (1977) : association de roches basiques et ultrabasiques) de la série, peut être discutée à la lumière de certains arguments nouveaux recueillis sur le complexe de Belle-Isle-en-Terre.

Il apparaît tout d'abord que les roches basiques de cette région n'ont pas de caractère ophiolitique typique (cf. 2e partie) et que le massif de Belle-Isle peut s'interpréter comme une simple intrusion basique différenciée. Quant aux affinités calco-alcalines de ce massif, elles permettent de penser que ce magmatisme ne correspond pas à une distension réelle, qui serait plutôt responsable d'émissions de matériel mantellique. Bien que l'on connaisse de nombreux massifs ophiolitiques plus ou moins calco-alcalins considérés comme des restes de croûte océanique de bassins marginaux (A. MIYASHIRO, 1973 ; UPADHYAY & NEALE, 1979) il semble possible de penser que le massif de Belle-Isle a une origine, qui, tout en étant liée aux phénomènes de subduction du Nord du Trégor, ne résulte pas nécessairement de l'existence d'un bassin arrière-arc. On sait en effet (OXBURGH & TURCOTT, 1968 ; RINGWOOD, 1969b ; OXBURGH, 1974) que les phénomènes de subduction peuvent s'accompagner d'une fusion partielle de la plaque descendante et/ou du manteau sus-jacent à cette plaque. Cette fusion aboutit à la création de petits massifs différenciés, calco-alcalins qui remontent par diapirisme, sous l'arc volcanique ou immédiatement en arrière de celui-ci (fig.71). On note également que les subductions actuelles présentent dans cette même zone un important flux thermique qui peut aboutir à la migmatisation.

La position structurale du complexe basique, ses affinités géochimiques et pétrographiques constituent à mon sens des arguments permettant d'éliminer l'hypothèse d'un bassin arrière-arc. Ce qui n'exclut pas la création, au Sud de la marge active trégorroise, de zones de faiblesses et de début d'amincissement crustal, ayant d'ailleurs très probablement été réutilisées à l'hercynien lors du développement du cisaillement Nord-Armoricain.

CORRELATIONS AVEC LES AUTRES INTRUSIONS BASIQUES CADOMIENNES DU MASSIF ARMORICAIN :

- Baie de Douarnenez :

Le volcanisme calco-alcalin de cette zone (R. DARBOUX, 1973 ;

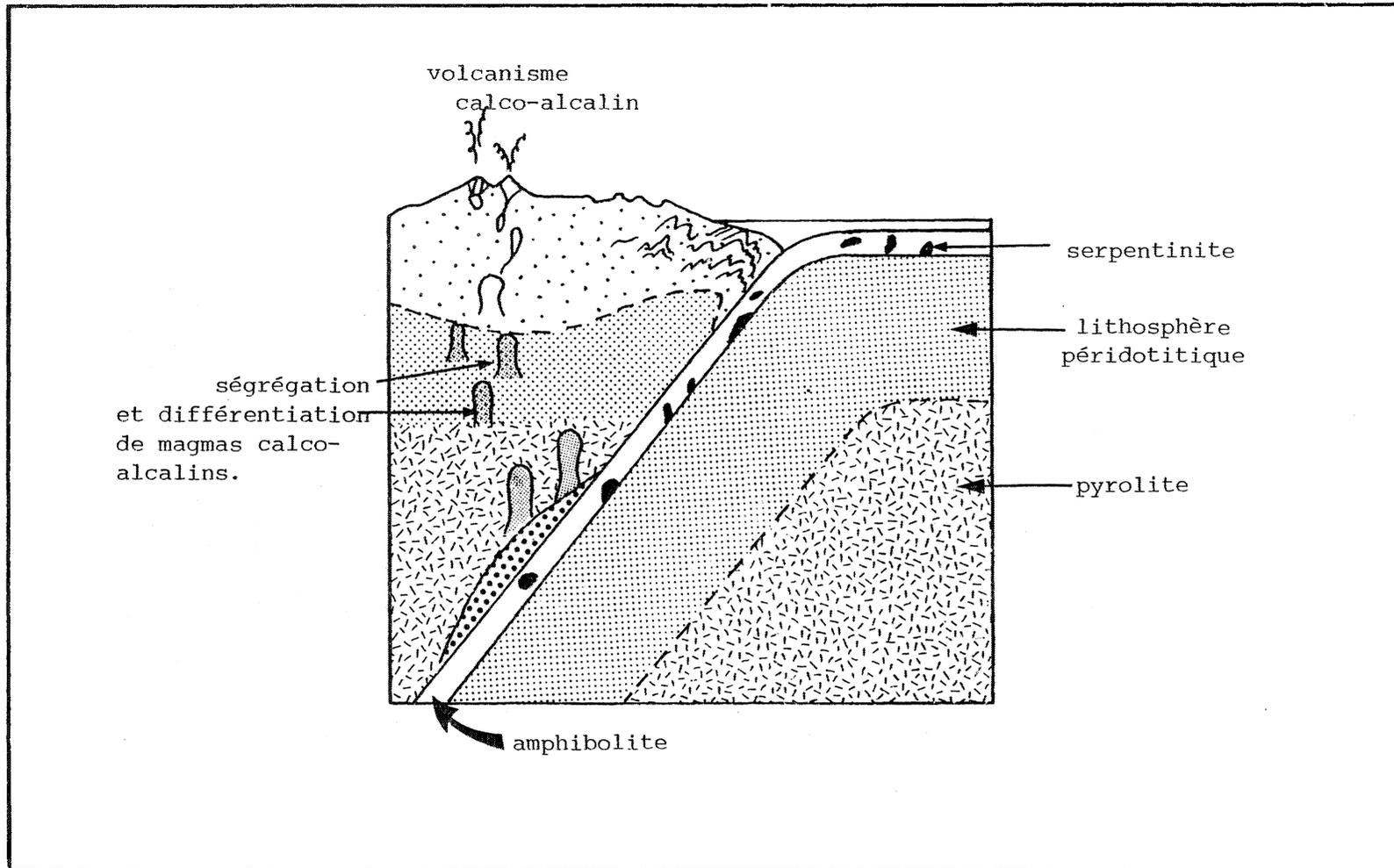


fig.71 : Le magmatisme calco-alkalin associé à des phénomènes de subduction (d'après RINGWOOD, 1974).

P. MAILLET, 1977) se place à la limite Briovérien moyen - supérieur, soit selon F. LEUTWEIN (1969), vers 620 $\bar{\text{MA}}$. Il est donc intermédiaire entre les spilites du Trégor (640 $\bar{\text{MA}}$, B. AUVRAY, Ph. VIDAL, 1973 ; Ph. VIDAL, 1976) et le magmatisme de Belle-Isle (600 $\bar{\text{MA}}$).

Les conclusions géodynamiques auxquelles P. MAILLET arrive, au sujet de cette série (série d'arc insulaire) sont compatibles avec l'hypothèse proposée pour Belle-Isle-en-Terre, à savoir que les intrusions basiques cadomiennes de ce secteur (au S du Trégor) ne correspondent pas typiquement à des phénomènes de distension.

- Baie d'Audierne :

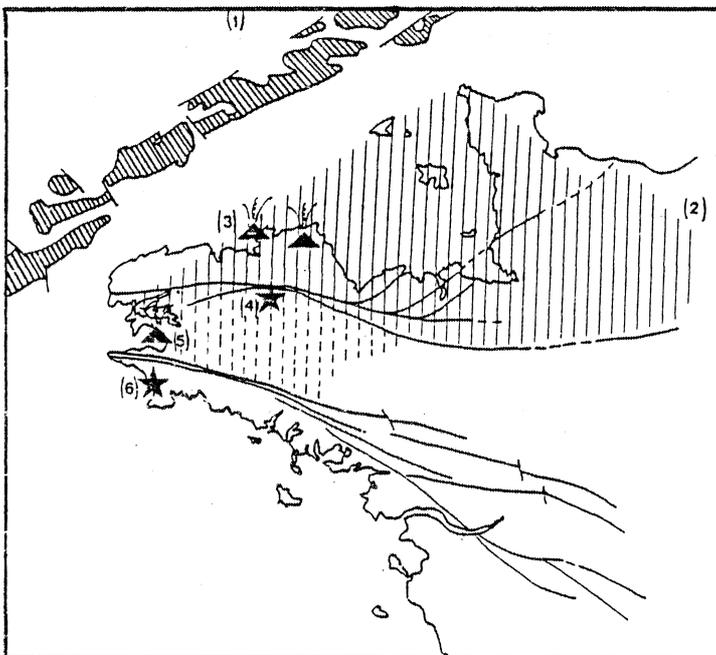
L'étude des séries basiques et ultrabasiques de la baie d'Audierne (J.J. PEUCAT, 1973) montre qu'il existe au moins au niveau des associations pétrographiques, de grandes analogies avec les roches de Belle-Isle. L'âge de la mise en place de cet ensemble est cependant inconnu, mais supposé briovérien (J. COGNÉ, 1965 ; J.J. PEUCAT, J. COGNÉ, 1974). L'âge de l'histoire tectono-métamorphique de ce secteur est par contre controversé : cadomien (J. COGNÉ, 1965, 1971) ou hercynien (S. HANMER, 1977). Les études géochimiques ont montré quant à elles le caractère tholéitique de cette association basique et ultrabasique (M.N.S. CARPENTER, B. PIVETTE, J.J. PEUCAT, 1978), qui semble confirmer l'hypothèse selon laquelle la mise en place du complexe basique de la baie d'Audierne s'est faite dans un contexte géotectonique en distension (ouverture de bassin marginal par exemple, S. HANMER, 1977). Ces affinités tholéitiques vont à l'encontre d'un parallélisme entre la série de Belle-Isle-en-Terre et celle d'Audierne : on peut par contre émettre les hypothèses suivantes :

- si le complexe de la baie d'Audierne est cadomien, il peut être relié aux phénomènes de subduction de la Manche, et correspondre à la marque de distensions arrière-arc, au Sud du massif de Belle-Isle qui serait lui, plus directement lié à la marge active (J.P. LEFORT, publication en cours).

- on verra dans le chapitre suivant l'interprétation possible de ce complexe si on envisage un âge de mise en place paléozoïque.

Conclusions :

La figure 72 illustre les corrélations possibles entre les phénomènes volcaniques, plutoniques et métamorphiques d'âge cadomien, en relation avec les "ophiolites" de la Manche. La disposition de la zone Haute Température (qui regroupe des terrains métamorphiques et plutoniques, granodioritiques - cf. pour les âges C.J.D. ADAMS, 1967 et Ph. VIDAL, 1976) correspond assez bien à une ceinture H.T. liée à une subduction dont les derniers témoins seraient ces "ophiolites" de la Manche. La terminaison méridionale de cette zone H.T. pose par contre un problème dans la mesure où elle est totalement masquée par le Paléozoïque du bassin de Châteaulin et/ou le Briovérien peu métamorphique du domaine centre-armoricain. On peut cependant supposer qu'elle se prolonge vers le Sud-Ouest (en pointillé sur la figure). On voit alors dans ce schéma que la région de Belle-Isle appartient bien à la zone H.T. et qu'il est difficile de la relier à de véritables distensions arrière-arc.



- (1): "ophiolites" de la Manche (d'après J.P. LEFORT, 1975)
- (2): zone haute température
- (3): volcanisme du Trégor
- (4): c. basique de Belle-Isle
- (5): volcanisme de la baie de Douarnenez.
- (6): c. basique de la baie d'Audierne.

-fig.72: corrélations entre le complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre et les événements plutoniques et métamorphiques pouvant être rapportés au Cadomien.

II. LES TEMPS PALEOZOIQUES.

II.1. LE MAGMATISME BASIQUE.

Les phénomènes basiques paléozoïques sont particulièrement bien représentés à l'Ouest de la région étudiée (Huelgoat, Bolazec), leurs caractères géochimiques leur assignent, semble-t-il, une origine de point chaud (basaltes intraplaques), typique de zone anorogénique (P. MAILLET, 1977). Dans le secteur étudié, les amphibolites du Foz ont sensiblement les mêmes caractères géochimiques, et il est possible qu'elles correspondent à des événements identiques, malgré leur position dans le cisaillement Nord-Armoricain qui ne facilite pas les conclusions. L'origine du système filonien, doléritique, est peut-être à rechercher au moins en partie, dans un début de "rifting" d'âge Dévonien moyen à supérieur (cf. Chapitre III, 2e partie), ou plus tardif.

Quant au complexe basique et ultrabasique de la baie d'Audierne, s'il est paléozoïque, et si on admet les modèles de subduction proposés pour la Bretagne méridionale à cette époque (A. NICOLAS, 1972 ; J. COGNE, 1977 ; J.P. LEFORT, sous presse) on peut l'interpréter comme un témoin d'une ouverture de bassin marginal en arrière de la subduction sud-armoricaine envisagée (S. HANMER, 1977 ; J.P. LEFORT, en cours).

La signification de l'important magmatisme basique, au Paléozoïque supérieur, dans cette partie du domaine Centre-Armoricain, est, de par ses caractères géochimiques (ce magmatisme est tholéitique), fondamentalement différent du magmatisme cadomien. L'hypothèse d'un magmatisme basique lié à la création d'un bassin marginal en arrière d'une subduction semble ici pouvoir être retenue, contrairement au magmatisme cadomien. Ce volcanisme, intracontinental, (J. BEBIEN & Al., 1974), correspondrait en effet à une remontée du manteau

sous le domaine centre armoricain (de façon plus globale, sous la zone saxo-thuringienne de la chaîne hercynienne). La nature de ce volcanisme pourrait être mise en relation avec une subduction, du S vers le N, au S de la Bretagne Méridionale (J. BEBIEN & Al., 1974 ; P. MAILLET, 1977).

II.2. LE CISAILLEMENT NORD-ARMORICAIN.

Cet accident majeur à l'échelle du Massif Armoricain ne se place pas de façon quelconque par rapport à l'histoire cadomienne : il est en effet situé à la limite méridionale du vieux craton antécambrien du domaine domnonéen et à la limite Nord du domaine centre-armoricain, soit dans la zone intermédiaire entre la marge active et la zone d'amincissement crustal cadomienne.

Il n'existe cependant aucun élément permettant de penser que ce cisaillement existait en tant que tel dès le Briovérien, les effets visibles actuellement du fonctionnement de cet accident étant tous hercyniens.

Le cisaillement Nord-Armoricain ne représenterait donc pas une "géosuture" qui serait la marque du rapprochement des deux blocs domnonéo-mancelliens initialement séparés (J. COGNE, 1977). L'existence du magmatisme basique calco-alcalin cadomien de Belle-Isle-en-Terre, montre au contraire qu'il s'agit là d'une région d'affinité domnonéenne.

Quant aux moteurs de ce cisaillement, il semble logique de les rechercher au niveau des phénomènes hercyniens de Bretagne méridionale (A. NICOLAS, 1972 ; Cl. AUDREN, J.J. PEUCAT, 1978 ; D. GAPAIS, 1979), phénomènes de subduction et/ou de collision oblique (J.L. VIGNERESSE, 1978) des plaques armoricaines et "gondwanienne", avec création d'une grande zone de cisaillement dextre (le cisaillement sud armoricain) et de grands cisaillements associés, tels le cisaillement Nord-armoricain, dextre également. Toute la tectonique hercynienne du domaine centre armoricain pourrait même s'interpréter comme étant directement la conséquence de ces événements (D. GAPAIS,

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADAMS, C.J.D., 1967: A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Islands (United Kingdom). These, Oxford, ronéo, 1967a.

AUVRAY, B., VIDAL, Ph., 1973: Chronologie des événements géologiques dans le Trégor. (Bretagne septentrionale). R.A.S.T., Paris, 1973.

AUVRAY, B., MAILLET, P., 1977: Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif Armoricaïn (France). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XIX, 5, p. 953-957.

AUVRAY, B., 1979: Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Thèse, Rennes.

BABIN, Cl., DARBOUX, J.R., DUEE, G., GRAVELLE, M., MORZADEC, P., PLUSQUELLEC, Y., THONON, P., 1975: Tectoniques tangentiellès et tectoniques superposées dans le Dévonien de la rade de Brest (Nord-Finistère). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 280, D, 259-262.

BARROIS, Ch., 1906: Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000, feuille de Morlaix, n° 57, 1^e édition, et Ann. Soc. Géol. Nord, Lille, XXXIV, p. 56-75.

BARROIS, Ch., 1935: Observations sur les gabbros de Belle-Isle-en-Terre. Ann. Soc. Géol. Nord, t. LX, p. 2.

BEBIEN, J., 1972: Teneurs en TiO₂ des roches volcaniques: comparaisons des volcanismes actuels et ophiolitiques. C.R. Acad. Sci., 275, D, p. 1967-1970.

BEBIEN, J., ROCCI, G., FLOYD, P.A., JUTEAU, Th., SAGON, J.P., 1974: Le volcanisme dévonien-dinantien, élément déterminant dans la reconnaissance du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque, in: La Chaîne Varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. Coll. Intern. C.N.R.S., RENNES, n° 243, 1977, p. 275-291.

BERTHE, D., 1976: Section de la branche Nord de la Zone Broyée Sud Armoricaïne: les leucogranites de la Villelder et de Guehenno. Mise en place et déformation cataclastique. D.E.A., Rennes.

BERTHE, D., BRUN, J.P., 1978: Replissement d'une famille de plis par sa conjuguée au cours d'un cisaillement simple. 6^e R.A.S.T., Orsay, p. 35.

BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D., 1979: Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant; l'exemple du cisaillement Sud-armoricaïn. Bull. Minéral., (1979), 102, 265-272.

BESSON, M., FONTEILLES, M., 1974: Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéïtiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. (1974), 97, p. 445-449.

BLAIS, S., 1972: Contribution à l'étude géologique du Massif du Cantal. Géologie du Carladez. Thèse 3^e cycle, Orsay.

BURMANN, G., 1972: Problematika aus der Lausitzer Grauwacken - Formation. J.b. Geol. Dtschl., 1968, 4, 387-423.

BRIL, H., 1975: La minéralisation à Cu, Pb, Zn, de Bodennec en Bolazec dans son cadre géologique. Thèse 3^e cycle, Paris.

BRUN, J.P., 1975: Contribution à l'étude d'un dôme gneissique: le massif de Saint-Malo (Massif Armoricaïn). Thèse 3^e cycle, Rennes, 97p.

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

CABANIS, B., 1974: La tectogenèse hercynienne dans la région de Morlaix et sa signification à l'échelle du NW de la Bretagne. Bull. Soc. Géol. France, 2, p. 230-237.

CARPENTER, M.N.S., PIVETTE, B., PEUCAT, J.J., 1978: Apport de l'analyse discriminante sur l'étude géochimique de trois séries métabasiques du Sud du Massif Armoricaïn. 6^e R.A.S.T., Orsay, p. 90.

CAYEUX, L., 1894: Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. Bull. Soc. Géol. Fr., 3^e série, 22, p. 197-228.

CHAURIS, L., 1969: Sur un important accident structural dans le N.W. du Massif Armoricaïn. C.R. Acad. Sci., 268, D, p. 2859-2861.

CHAURIS, L., 1972: Evolution tectonique des granites précambriens de la région de Morlaix (Massif Armoricaïn). C.R. Acad. Sci., 274, D, p. 991-994.

CHAURIS, L., HALLEGOUET, B., THONON, P., VIDAL, Ph., 1977: Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, C, IX, I, 1977, p. 5-19.

CHAUVEL, J.J., SCHOPF, J.W., 1978: Late precambrian microfossils from Brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy, France. Nature, 275, 5681, p. 640-642.

CHAUVEL, J.J., DARBOUX, R., HIRBEC, Y., 1979: Microflore du Protérozoïque dans le Massif Armoricaïn. 7^e R.A.S.T., Lyon, p. 110.

COBBOLD, P.R., QUINQUIS, H., 1980: Development of sheath folds in shear regimes, in: Carreras, J., Cobbold, P.R., Ramsay, J.G. and White, S. (eds) shear zones in rocks. Journal of structural geology, vol. 2 (in press)

COGNE, J., 1962: Le Briovérien: esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent du Massif Armoricaïn. Bull. Soc. Géol. France, IV, 413-430.

COGNE, J., 1966: Une "nappe" cadomienne de style pennique: la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Anceis. (Bretagne-Anjou). Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 19, 2, p. 107-136.

COGNE, J., 1967a: Zones stables et zones mobiles au cours de l'orogénèse hercynienne dans le Massif Armoricaïn, in: Contribution de la carte gravimétrique de la géologie du Massif Armoricaïn. Mém. B.R.G.M., n° 52, p. 15-23.

- COGNE, J., 1972: Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens, in Actes du Colloque International sur les corrélations du Précambrien. Rabat, 1970. Ed. Coll. Int. C.N.R.S., n° 192, p. 193-218.
- , 1974: Le Massif Armoricaïn et sa place dans la structure des socles ouest-européens: l'arc hercynien ibéro-armoricaïn. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, ed. Technip, Paris.
- COGNE, J., SAGON, J.P., 1976: Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 feuille de St. Briec, 3^e édition, n° 59, 1976.
- COGNE, J., 1977: Lachaine hercynienne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Coll. Inter. C.N.R.S. n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya.
- CONDIE, K.C., 1976: Plate tectonic and crustal evolution. Pergamon Press, 288p.
- CONQUERE, F., 1966: Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin: région du Huelgoat. Thèse 3^e cycle, 156 p.
- DARBOUX, J.R., 1973: Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif Armoricaïn) Etude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Rennes, 170p.
- DARBOUX, J.R., LE CORRE, Cl., COGNE, J., 1975: Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la baie de Douarnenez (Finistère). Bull. Soc. Géol. France, (7), 17, 5, p. 680-685.
- De FOURCY, 1844: Explication de la carte géologique des Côtes-du-Nord. Paris, Fain et Thunot, in-8)
- DELATTRE, Ch., PRUVOST, P., 1952: Le poudingue de Plusquellec (Cotes-du-Nord). Ann. Soc. Géol. Nord, t. LXXII, p. 113-118.
- DELATTRE, Ch., PRUVOST, P., 1962: Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000, feuille de Morlaix, 2^e édition.
- DICKINSON, W.R., 1974: Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. in: Dott, R.H. and Shaver R.H.: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spe. Publ., 19, 230-239.
- DOTT, R.H. Jr., 1954: Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification? Journ. Sedim. Petr., New-York, 34: 625-632.
- FOURMOND, E., 1964: Contribution à l'étude de l'Ordovicien moyen et supérieur et du Gothlandien du cap de la Chèvre (Finistère). D.E.S., Paris, 53p.
- GAPAIS, D., 1979: Orientations préférentielles de réseaux et déformations naturelles. Thèse 3^e cycle, Rennes. 215p.
- GAPAIS, D., LE CORRE, Cl., PIVETTE, B., 1979: The rôle of regional transcurrent shear components in orogenic belts with particular reference to the hercynian belt of Brittany. Int. Conference on shear zones, Barcelone, 1979 (résumé).
- GASS, I.G., 1970: The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 267A, 369-381.

GIROD, M. et coll., 1978: Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural 229p. Doin ed.

GRABAU, A.W., 1904: On the classification of sedimentary rocks. Am. geol., 33, p. 228-247.

GRAINDOR, M.J., 1957: Cayeuxidae nov. fam., organisme à squelette du Briovérien. C.R. Acad. Sci. Paris, 244, 2075-77.

GREEN, D.H., RINGWOOD, A.E., 1968: Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. Contr. Mineral. Petrol. 18, 163-174.

HANMER, S.K., 1977: Age and tectonic implications of the baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. Nature, 270, 5635, p. 336-338.

HART, R.A., 1973: A model for chemical exchange in the basalt seawater system of oceanic layer II. Can. Journ. of Earth Sc., vol. 10, 799-816.

HIGGINS, M.W., 1971: Cataclastic rocks. Geol. Survey Prof. Pap., 687. Washington.

JEANNETTE, D., 1971: Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse de Sciences, Université de Strasbourg, France.

KARIG, D.E., 1971: Origin and development of marginal basins in Western Pacific. J.G.R., 76(1971), 2542.

LASNIER, B., 1970: Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricaïn et du Massif des Maures. Thèse 3^e cycle, Nantes, 297p.

LAURENT, P., 1974: Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz Cordoba, à l'est d'Azvaga. Description, interprétation de la déformation dans les blastomylonites. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

LE CORRE, Cl., 1977: Le Briovérien de Bretagne Centrale: essai de synthèse lithologique et structurale. Bull. B.R.G.M. - Section I, 3, 1977, p. 219-254.

-----, 1978: Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne Centrale. Thèse Rennes, 381p.

LEFORT, J.P., 1975: Le socle périarmoricaïn; étude géologique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, Rennes, 250p.

-----, 1979: The Ibero-armorican arc and the hercynian orogeny in Western Europe. Geology (sous presse).

LEUTWEIN, F., CHAURIS, L., SONET, J., ZIMMERMANN, J.L., 1969: Principaux résultats de mesures géochronologiques dans le Nord-Ouest de la Bretagne. C.R. Acad. Sci., t. 268, D, p. 2552-55.

LOHOU, G., 1971: Les roches basiques et ultrabasiques de la région de Callac de Bretagne. D.E.A., Nantes, 41p.

MAILLET, P., 1977: Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif Armoricaïn. Implications géotectoniques. Thèse 3^e cycle, Rennes.

- PEUCAT, J.J., LE METOUR, J., AUDREN, Cl., 1978: Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. Bull. Soc. Géol. Fr., 1978, (7), t. XX, n°2, p.163-167.
- PICOT, J.C., 1975: Indices de sheelite liés à des roches basiques en Basse-Bretagne: région de Coat an Noz (Côtes-du-Nord); golfe du Morbihan. Thèse 3^e cycle, Paris.
- PIVETTE, B., 1978: Le synclinorium de St. Georges-sur-Loire (Massif Armoricaïn). Sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse 3^e cycle, Rennes, 101p.
- QUETE, Y., 1975: L'évolution géodynamique du domaine Centre-Armoricaïn au Paléozoïque inférieur: l'ellipse de Réminiac. Thèse 3^e cycle, Rennes.
- RAMSAY, J.G., 1967: Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill (New York), 568p
- RAMSAY, J.G., GRAHAM, R.H., 1970: Strain variations in shear belts. Canad. J. Earth Sci., 7, p. 786-813.
- RINGWOOD, A.E., 1969: Composition and evolution of the upper mantle. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 13, 1-17.
- RINGWOOD, A.E., 1974: The petrological evolution of island arc systems. Journ. Geol. Soc. London, 130: 183-204.
- ROBARDET, M., 1973: Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricaïn au Paléozoïque. These, Paris, 551p.
- ROBLOT, M.M., 1968: Les roches silico-carbonées du Précambrien armoricaïn. Thèse Paris, Sc. de la Terre, 1971, mém. n°20.
- ROLET, J., 1977: Les cisaillements syn- à post-hercyniens en Bretagne occidentale Etat actuel des connaissances. 5^e R.A.S.T., Rennes, p.412.
- SANDER, B., 1912 : Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Geol.Reichanst. Wien, p. 219-228.
- SANDERSON, D.J., 1973: The development of fold axis oblique to the regional trend. Tectonophysics, 16:55-70
- TILLEY, C.E., MUIR, I.D., 1967: Tholeite and tholeiitic series. Geol. Mag., 104, 4, 337-343.
- UPADHYAY, H.D., NEALE, E.R.W., 1979: On the tectonic regimes of ophiolite genesis. E.P.S.L. 43, (1979), 93-102.
- VELDE, D., 1970: Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. Bull. Soc. Géol. Fr., 7^e série, XII, 5, p. 843-855.

- MEHNERT, K.R., 1968: Migmatites. Elsevier publ., Amsterdam.
- MIYASHIRO, A., 1973: Metamorphism and metamorphic belts. G. Allen & Unwin, 491p.
- MIYASHIRO, A., 1975: Classification, characteristics and origin of ophiolites. Journ. Géol., 83, 249-280.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., 1975: Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behavior of Ti, V, Cr and Ni. Amer. Journ. Sci., 275, 265-277.
- 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. Sci. Paris, D, 267, 2084-87.
- NICOLAS, A., 1972: Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? Nature, 236, 221-223.
- NIGGLI, P., 1935: Tabellen zur petrographischen und zum Geosteinestimmen. Min. Petr. Inst. Eidg. Techn. Hochschule, Zurich.
- NOCKOLDS, S.R., O'B. ~~KNIX~~, R.W., CHINNER, G.A., 1978: Petrology for students. Cambridge University Press, 427p.
- O. GARCIA, M., 1978: Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. Earth Science Review, 14, (1978) 14 7-165.
- OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., 1975: Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse, Nancy.
- OXBURGH, E.R., 1974: The Plain Man's Guide to Plate tectonics. Proc. Geol. Ass., vol. 85, 3, 1974, p. 299-357.
- OXBURGH, E.R., TURCOTTE, D.L., 1968: Problem of High Heat Flow and volcanism associated with zones of descending Mantle convective flow. Nature, 218, 1041-43.
- PARIS, F., JEGOUZO, P., 1976: La bordure Mancelle-synclinal médian: une ligne géotectonique majeure de l'édifice armoricain. 4^e R.A.S.T., Paris, 1976, p. 316.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C., 1975: The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Letters, 24, 419-426.
- PEARCE, J.A., 1976: Statistical analysis of major elements patterns in basalts. Journ. Petrol. 17, 1, 15-43.
- PENROSE CONFERENCE PARTICIPANTS- Ophiolites. Geotimes, 17, 24-25 (1972)
- PEUCAT, J.J., 1973: Les schistes cristallins de la baie d'Audierne. Thèse 3^e cycle Rennes, 108p.
- PEUCAT, J.J., COGNE, J., 1974: Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Sud Finistère): un jalon intermédiaire dans la socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. C.R. Acad. Sci. Paris, 278, D, 1809-12.

VIDAL, Ph., 1973: La signification des données radiométriques dans les domaines polyorogéniques. Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne, 1973, (C), V, 1, 37-50.

VIDAL, Ph., 1976: L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, 142p.

VIGNERESSE, J.L., 1978: Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse de Docteur-ingénieur, Rennes, ronéo, 1-98.

VOGEL, D.E., 1967: Petrology of an eclogite- and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. Leidse geologische Medelingen, vol. 40, 1967, p. 121-213.

WINCKLER, H.G.F., 1974: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag Berlin.

WINDLEY, B.F., 1977: The evolving continents. Ed. J. Willy & Sons. London.

annexe

complexe basique et ultrabasique



n° d'échantillon	77-89	76-138	77-137	77-112	77-111	77-295	71-58	76-81	77-87
n° d'analyse	3599	3394	4238	4239	4240	4236	4268	3733	4241
SiO ₂	50,39	51,01	50,75	50,89	46,19	47,84	48,40	42,84	44,90
Al ₂ O ₃	17,16	17,84	16,75	17,42	15,79	17,65	16,30	19,14	3,62
Fe ₂ O ₃	0,33	2,18	7,42	6,96	6,15	9,64	7,46	2,00	10,76
FeO	5,77	4,05	-	-	-	-	-	2,71	-
MnO	0,12	0,10	0,16	0,12	0,13	0,17	0,14	0,10	0,16
MgO	8,49	7,58	8,76	6,89	10,02	6,10	9,85	8,37	22,25
CaO	8,81	11,24	11,97	9,06	16,26	9,29	12,54	15,66	13,38
Na ₂ O	2,68	2,85	2,02	3,32	0,71	3,14	1,69	1,40	0,08
K ₂ O	2,04	0,61	0,50	1,25	0,95	0,60	0,39	0,14	0,00
TiO ₂	0,35	0,36	0,38	1,06	0,28	4,06	0,43	0,17	0,23
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,09	0,21	0,08	0,08	0,08	0,05	0,06
PF	2,79	2,00	0,98	1,80	3,67	1,58	2,62	2,59	4,74
Total	98,98	99,88	99,78	98,98	100,23	100,25	99,90	95,17	100,18
Rb	82		20	46	32	19	18	5	tr.
Sr	519		229	304	107	307	210	152	11
Zr	18		31	74	9	49	31	tr.	tr.
Y	9		11	18	6	8	16	6	7
Nb	1		tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Ni	61		75	50	104	12	44	146	497
Co	50		49	45	52	57	66	52	107
V	178		199	188	309	473	385	111	305
Cr	144		486	65	236	84	491	650	3838

1 - gabbros et ultrabasite (o)

Toutes les analyses ont été effectuées au Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles, par F. VIDAL et M. LEMOINE.

complexe basique (suite)

2 - amphibolites

n° d'échantillon	72-47	76-42	76-80	72-74	77-144	77-149	77-147	77-145
n° d'analyse	4267	3727	3732	4271	3604	3607	3608	3606
SiO ₂	46,66	52,58	52,50	48,24	42,39	41,57	51,34	54,71
Al ₂ O ₃	16,30	14,96	16,76	16,33	13,82	13,32	12,40	16,44
Fe ₂ O ₃	8,75	2,15	3,84	8,17	5,00	7,45	5,17	3,44
FeO	-	5,20	4,99	-	10,75	12,21	11,34	4,61
MnO	0,17	0,15	0,10	0,16	0,22	0,22	0,26	0,15
MgO	10,40	7,83	4,87	10,67	9,55	7,24	3,00	4,83
CaO	12,77	10,04	5,35	11,29	11,09	11,87	7,26	7,69
Na ₂ O	1,29	3,88	5,42	1,40	1,93	1,77	3,60	3,49
K ₂ O	0,67	0,15	0,92	0,97	0,44	0,14	0,62	1,12
TiO ₂	0,49	0,50	1,32	0,27	2,54	2,53	2,57	0,89
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,41	0,08	0,09	0,09	0,94	0,16
PF	2,91	1,74	2,20	2,61	2,13	1,26	0,32	1,53
Total	100,48	99,23	98,28	100,19	99,95	99,67	99,06	98,82
Rb	74	11	23	135	6	2	20	10
Sr	311	290	416	345	104	146	345	163
Zr	40	10	157	43	10	22	79	263
Y	11	11	33	5	16	24	14	76
Nb	tr.	tr.	16	tr.	2	1	4	29
Ni	66	40	36	157	64	60	35	23
Co	56	45	31	59	75	74	47	41
V	320	235	191	139	751	1195	210	84
Cr	244	471	103	523	216	78	117	7

a. banales

a. à grenat

n° d'échantillon	76-119	77-154	71-141
n° d'analyse	4243	4237	4275
SiO ₂	47,05	45,93	44,58
Al ₂ O ₃	15,26	15,43	16,96
Fe ₂ O ₃	1,86	7,85	7,92
FeO	3,45	-	-
MnO	0,11	0,15	0,13
MgO	11,52	12,12	11,20
CaO	15,76	14,18	14,28
Na ₂ O	0,86	0,94	1,26
K ₂ O	0,10	0,37	0,73
TiO ₂	0,20	0,31	0,76
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,12
PF	2,55	2,52	2,85
Total	98,82	99,88	100,30
Rb	tr.	6	20
Sr	110	224	569
Zr	15	27	95
Y	8	9	13
Nb	tr.	tr.	5
Ni	230	139	237
Co	53	63	63
V	179	241	221
Cr	1298	241	556

n° d'échantillon	PJ76-3	76-77	77-146
n° d'analyse	4242	3731	3605
SiO ₂	66,40	58,32	59,57
Al ₂ O ₃	15,65	15,41	18,62
Fe ₂ O ₃	4,06	2,39	2,60
FeO	-	4,45	2,74
MnO	0,13	0,10	0,09
MgO	1,51	5,29	1,84
CaO	3,77	6,44	2,55
Na ₂ O	3,93	3,42	8,24
K ₂ O	1,67	1,13	0,09
TiO ₂	0,38	0,80	0,65
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,19
PF	1,19	1,40	1,88
Total	98,83	99,28	99,06
Rb	27	31	2
Sr	349	404	243
Zr	171	60	159
Y	22	18	23
Nb	tr.	16	7
Ni	10	54	15
Co	65	50	41
V	61	151	99
Cr	21	n.d.	26

amphibolites du Foz

N° échant.	76-131	76-133	76-134	76-132	76-45	76-136	72-29
N° analyse	3389	3391	3392	3390	3729	3393	4264
SiO ₂	47,63	46,43	49,46	47,53	49,18	48,86	47,81
Al ₂ O ₃	14,96	15,36	14,48	14,87	13,92	13,79	14,00
Fe ₂ O ₃	3,81	4,60	4,64	4,68	4,59	4,64	12,71
FeO	8,70	8,54	8,63	8,70	8,52	8,63	0,00
MnO	0,27	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,23
MgO	6,86	7,92	6,37	7,73	6,68	7,24	6,62
CaO	9,65	11,65	9,25	10,58	9,83	9,29	9,56
Na ₂ O	2,69	2,12	2,43	2,58	2,81	3,12	2,56
K ₂ O	0,41	0,22	0,09	0,19	0,14	0,14	0,61
TiO ₂	2,39	1,87	2,13	1,95	2,04	1,98	2,20
P ₂ O ₅	0,28	0,19	0,21	0,20	0,21	0,18	0,25
PF	0,82	1,02	0,52	0,76	0,63	1,00	1,24
Total	98,47	100,12	98,41	99,97	98,75	99,07	97,79

N° échant.	72-12	72-18	72-30	72-62	72-64	76-48
N° analyse	4262	4263	4265	4269	4270	3730
SiO ₂	46,90	46,65	46,06	46,66	47,46	47,57
Al ₂ O ₃	14,66	15,16	14,87	15,29	15,84	12,85
Fe ₂ O ₃	5,07	4,89	4,72	4,75	4,81	6,74
FeO	9,43	9,08	8,78	8,81	8,92	9,09
MnO	0,23	0,24	0,20	0,19	0,22	0,27
MgO	6,75	6,51	7,48	7,66	7,20	7,33
CaO	11,26	10,31	11,86	10,48	10,86	9,05
Na ₂ O	2,84	2,23	2,00	2,68	2,75	2,60
K ₂ O	0,18	0,41	0,46	0,09	0,10	0,05
TiO ₂	2,26	2,31	1,81	2,23	2,11	2,72
P ₂ O ₅	0,24	0,29	0,21	0,24	0,19	0,22
PF	0,67	1,95	1,31	0,99	0,68	1,23
Total	100,49	100,03	99,76	100,07	101,14	99,72

	72.30	72.62	72.64	76.48
Rb	11	tr.	tr.	1
Sr	219	149	153	205
Zr	112	136	112	136
Y	44	61	47	52
Nb	tr.	8	8	10
Ni	62	87	49	129
Co	56	74	64	49
V	237	466	479	390
Cr	269	239	279	277
K	3818	747	830	415
	76.45	72.29	72.12	72-18
Rb	1	20	tr.	11
Sr	81	147	156	170
Zr	128	140	133	152
Y	52	52	54	67
Nb	8	11	11	11
Ni	40	120	120	159
Co	51	64	61	68
V	621	429	480	469
Cr	181	250	323	242
K	1162	5063	1494	3403

Moyenne	
Rb	6
Sr	160
Zr	131
Y	53
Nb	8
Ni	96
Co	61
V	446
Cr	257
K	2116

dolérites

N° d'échantillon	77-64	77-118	77-5	77-8	77-23	76-43	77-92	77-385	77-297
N° d'analyse	3596	3602	3724	3725	3726	3728	3600	4234	4235
SiO ₂	46,39	48,31	46,89	47,02	45,66	47,01	46,18	45,03	48,76
Al ₂ O ₃	13,88	13,07	13,41	14,53	15,72	13,37	15,00	12,88	13,37
Fe ₂ O ₃	4,42	5,49	5,08	4,14	5,36	3,43	3,42	5,86	4,78
FeO	9,78	9,19	8,89	8,53	7,66	9,87	3,30	10,87	8,87
MnO	0,22	0,21	0,25	0,22	0,21	0,24	0,20	0,27	0,21
MgO	6,76	6,80	6,77	7,28	6,29	7,20	6,34	6,32	6,88
CaO	10,98	8,24	10,77	11,38	8,19	12,21	9,24	8,20	9,21
Na ₂ O	2,51	3,62	2,53	2,34	2,58	2,44	3,03	3,50	3,51
K ₂ O	0,31	0,28	0,07	0,31	1,23	0,05	0,89	0,12	0,18
TiO ₂	1,74	1,75	1,94	1,96	3,20	1,82	2,53	4,23	1,78
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,16	0,16	0,32	0,15	0,24	0,52	0,17
PF	1,95	2,95	1,79	1,52	2,42	1,08	1,94	2,79	2,36
Total	99,09	100,04	98,55	99,39	98,84	98,87	98,21	100,59	100,08

N° d'échantillon	77-81	71-140	72-33	72-77		Moyenne des dolérites tholéitiques	Moyenne des dolérites alcalines
N° d'analyse	3598	4274	4266	4272			
SiO ₂	45,72	47,99	49,16	47,08		47,01	45,92
Al ₂ O ₃	13,48	13,82	16,88	15,10		13,53	15,36
Fe ₂ O ₃	4,75	4,97	3,90	12,47		4,77	3,43
FeO	9,72	9,24	7,24	-		9,44	9,59
MnO	0,21	0,21	0,19	0,20		0,23	0,22
MgO	7,48	6,83	6,63	7,82		6,92	6,77
CaO	10,69	10,57	10,73	11,21		10,25	10,73
Na ₂ O	2,84	2,83	2,67	2,39		2,90	2,74
K ₂ O	0,12	0,21	0,48	0,22		0,18	0,47
TiO ₂	1,89	1,85	1,06	1,42		2,11	2,87
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,13	0,16		0,20	0,28
PF	2,11	2,28	1,15	1,94		2,09	2,13
Total	99,16	100,99	100,22	100,01			

	77.64	77.81	77.118	77.5	77.8	77.23	72.33
Rb	10	3	10	5	19	61	22
Sr	148	120	109	145	177	295	115
Zr	107	89	86	100	112	216	51
Y	43	42	40	46	37	45	27
Nb	1	1	2	5	8	24	tr.
Ni	90	97	65	53	64	56	54
Co	62	52	59	62	65	48	62
V	402	431	408	454	386	336	351
Cr	173	169	107	84	153	153	72
	71.140	72-77	76.43	77.92	77.385	77.297	
Rb	6	9	2	36	tr.	6	
Sr	205	113	160	365	112	129	
Zr	109	72	93	169	250	104	
Y	43	37	41	39	72	44	
Nb	5	tr.	6	18	25	tr.	
Ni	70	104	59	61	32	60	
Co	58	60	70	45	49	51	
V	465	386	438	341	519	444	
Cr	126	290	130	172	109	106	

