



HAL
open science

**Pétrogenèse des granites de collision
post-épaississement : Le cas des granites crustaux et
mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif
Armoricain France)**

Tristan Euzen

► **To cite this version:**

Tristan Euzen. Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement : Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain France). Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1993. Français. NNT : . tel-00626840

HAL Id: tel-00626840

<https://theses.hal.science/tel-00626840>

Submitted on 27 Sep 2011

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.

T. EUZEN

ISSN 1240-1498

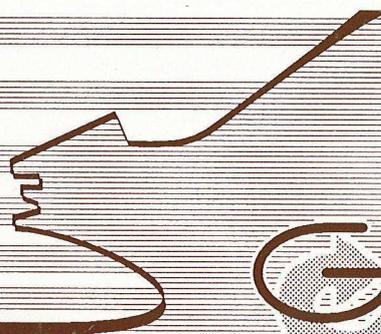
ISBN 2-905532-50-5

**pétrogénèse des granites
de collision
post-épaississement**

LE CAS DES GRANITES CRUSTAUX
ET MANTELLIQUES
DU COMPLEXE DE PONTIVY-ROSTRENEN
(MASSIF ARMORICAIN, FRANCE)

MEMOIRES

1993



Géosciences
RS
Rennes

n° 51

MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES

N°51

Tristan EUZEN

**Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement :
Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de
Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France).**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 26 Mars 1993**

**GEOSCIENCES RENNES
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1993

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-50-5

1993

GEOSCIENCES RENNES

LP CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042 - RENNES Cédex (France)

T. EUZEN

**Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement :
Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de
Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France).**

Mémoires de Géosciences Rennes, 51, 350 p.

Remerciements

Je remercie tout particulièrement R. Capdevila pour sa patience, sa disponibilité, son soutien toujours efficace, mais aussi pour la grande liberté qu'il m'a laissée au cours de ce travail.

Parce qu'aucune liste ne saurait être exhaustive... Parce que les mots ne sauraient traduire avec justesse mes sentiments... parce que je ne veux compromettre personne... parce qu'il vous reste 340 pages à lire... Et enfin, parce que je ne suis pas très doué pour ce genre de gymnastique...

MERCI !

INTRODUCTION	7
---------------------	----------

CHAPITRE I
CONTEXTE DE MISE EN PLACE ET DEFINITION DE L'ENSEMBLE DE PONTIVY-ROSTRENE

I)	Situation dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale	13
	I-1) La chaîne hercynienne d'Europe occidentale	
	I-2) Le Massif Armoricaïn	15
II)	La déformation	16
	II-1) La déformation régionale	
	II-2) La déformation dans les granites	
III)	Forme et mise en place : apports de la gravimétrie	18
IV)	Le métamorphisme	19
	IV-1) Le métamorphisme régional de la zone centre armoricaine	
	IV-2) Le métamorphisme dans la région de Pontivy-Rostrenen	21
V)	Les principales unités et leurs relations mutuelles	21
	V-1) Définition des principales unités	
	V-1-1) Les leucogranites	22
	a) Le granite de Malguénac, le granite grossier et le granite fin	
	b) Le granite de Langonnet	24
	V-1-2) Le granite de Rostrenen	
	V-1-3) La monzodiorite de Plélauff	25
	V-2) Relations entre les différentes unités	
	V-2-1) La gravimétrie	
	V-2-2) Les observations de terrain	26
	V-2-3) Les données géochronologiques	27
	V-2-4) Les grandes coupures géochimiques	28
VI)	conclusions	29

CHAPITRE II
DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DE PONTIVY-ROSTRENE

I)	Les leucogranites	33
	I-1) description minéralogique et ordres de cristallisation	
	I-1-1) Le granite de Malguénac	
	a) description minéralogique	
	b) relations de phases et ordre de cristallisation	37
	I-1-2) Le granite grossier	38
	a) description minéralogique	39
	b) relations de phases et ordre de cristallisation	40
	I-1-3) Les granites fins tardifs	41
	a) description minéralogique	
	b) relations de phases et ordre de cristallisation	42
	I-1-4) Le granite de Langonnet	43
	a) description minéralogique	
	b) relations de phases et ordre de cristallisation	44
	I-1-5) Les filons et les enclaves	45
	a) Les filons	
	a-1) Les filons pneumatolitiques	
	a-2) Le filon Microgrenu	
	b) Les enclaves	46

	b-1) Enclaves d'encaissant	
	b-2) Enclaves surmicacées	
	b-3) Enclaves microgrenues	47
I-2)	Compositions modales	50
I-3)	Conclusion	51
II)	Le granite de Rostrenen	52
II-1)	Description minéralogique	
II-2)	Relations de phase et ordre de cristallisation	54
II-3)	Compositions modales	56
II-4)	Les enclaves	58
	II-4-1) Les enclaves d'encaissant	
	II-4-2) Les enclaves magmatiques	
II-5)	Conclusion	
III)	La monzodiorite de Plélauff	59
III-1)	Description minéralogique	60
III-2)	Relations de phase et ordre de cristallisation	66
III-3)	Compositions modales	69
III-4)	Filons et enclaves	71
	III-4-1) Les filons	
	III-4-2) Les enclaves	72
III-5)	Conclusion	

CHAPITRE III COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES MINÉRALES

I)	Le plagioclase	77
II)	Le feldspath potassique	79
III)	La biotite	81
IV)	La muscovite	83
V)	La cordiérite	86
VI)	L'amphibole	87
VII)	Le clinopyroxène	90
VIII)	Conclusion	91

CHAPITRE IV CONDITIONS PHYSIQUES DE LA CRISTALLISATION

I)	Intorduction	95
II)	Les granites à deux micas	
	II-1) Le système Qz-Ab-Or-An-H ₂ O	
	II-2) Le thermomètre biotite-muscovite	99
	II-3) Teneurs en eau	
	II-4) La fugacité d'oxigène	102
III)	Le granite de Rostrenen	105
	III-1) Le système Qz-Ab-Or-An-H ₂ O	
	III-2) Température et teneur en eau	
	III-2-1) Le géothermomètre de Stormer	
	III-2-2) Le thermomètre biotite-muscovite	106

III-2-3) Teneur en eau	107
III-3) La fugacité d'oxygène	
IV) La monzodiorite de Plélauff	109
IV-1) Thermométrie sur la biotite	
IV-2) Géothermobarométrie sur l'amphibole	110
IV-2-1) Géobarométrie	
IV-2-2) Géothermométrie	111
IV-2-3) Discussion	112
IV-3) Les travaux expérimentaux	113
IV-4) La fugacité d'oxygène	115
V) Conclusion	118

CHAPITRE V GEOCHIMIE DES GRANITOIDES DU MASSIF DE PONTIVY-ROSTRENE

I) Introduction	121
II) Les granites à deux micas	
II-1) Les éléments majeurs	
II-1-1) Caractères généraux et typologie	
II-1-2) Comparaison des différents faciès	124
a) Différences	
b) Interprétations	125
II-1-3) Variations chimiques	
II-1-4) Conclusion	127
II-2) Les éléments traces	128
II-2-1) Les éléments traces (autres que les terres rares)	
a) Caractères généraux	
b) Les éléments compatibles	130
c) Les éléments incompatibles	
II-2-2) Les terres rares	134
a) Caractères généraux	
b) Rôle des minéraux accessoires	138
II-2-3) Conclusion	146
III) Le granite de Rostrenen	147
III-1) Les éléments majeurs	
III-1-1) Caractères généraux et typologie	
III-1-2) Comparaison des différents faciès	151
III-1-3) Variations chimiques	
III-1-4) Discussion	154
III-2) Les éléments traces (traces et terres rares)	155
III-2-1) Les éléments traces	
III-2-2) Les terres rares	157
III-2-3) Conclusion	160
IV) La monzodiorite de Plélauff	161
IV-1) Les éléments majeurs	
IV-1-1) Caractères généraux et typologie	
IV-1-2) Comparaison des différents faciès	163
IV-1-3) Les variations chimiques	165
IV-1-4) Conclusion	166
IV-2) Les éléments en traces	167
IV-2-1) caractères généraux	
IV-2-2) Les variations chimiques en éléments traces	
IV-2-3) Les terres rares	170
IV-3) Conclusion	172

V) La géochimie isotopique	173
V-1) Le système Rb-Sr	
V-1-1) Travaux antérieurs	
V-1-2) Nouvelles données	175
V-2) Le système Sm-Nd	177
V-2-1) Travaux antérieurs	
V-2-2) Nouvelles données	178
V-3) Les isotopes du plomb	180
V-4) Les isotopes de l'oxygène	182
V-5) Discussion	185
V-6) Conclusion	189

CHAPITRE VI MODELISATIONS GEOCHIMIQUES

I) Les Granites à deux micas	193
I-1) Les mécanismes responsables des variations chimiques	
I-1-1) Les leucogranites précoces	
a) Les éléments majeurs : bilans de masse	
b) Les éléments traces	197
b-1) Les éléments compatibles	
b-2) Les éléments incompatibles	201
b-3) Les terres rares	204
I-1-2) Le granite de Langonnet	205
I-2) Nature des sources	207
I-2-1) Apport des travaux expérimentaux	
a) Influence de la composition des sources	
b) Influence des conditions physiques : minéralogie du résidu	209
I-2-2) Modèles de fusion	210
a) Les leucogranites précoces	211
a-1) Cas général	
a-1-1) Eléments majeurs : bilans de masse	
a-1-2) Eléments en trace	214
a-1-3) Conclusion	218
a-2) source régional	219
a-3) Origine du filon microgrenu	224
b) Le granite de langonnet	225
b-1) Eléments majeurs : bilans de masse	
b-2) Elements en traces	227
b-3) Les terres rares	228
b-4) Conclusion	230
II) Le granite de Rostrenen	231
II-1) Les mécanismes responsables des variations chimiques	
II-1-1) La cristallisation fractionnée	232
a) Elements majeurs : bilan de masse	
b) Eléments traces	233
II-2) Nature des sources	234
II-2-1) Les éléments majeurs : bilans de masse	
II-2-2) Les éléments en trace	236
III) La monzodiorite de Plélauff	239
III-1) Mécanismes responsables des variations chimiques	
III-1-1) éléments majeurs : bilans de masse	
III-1-2) Les éléments traces	243
III-2) Origine de la monzodiorite de Plélauff	246
III-2-1) choix d'un précurseur "basique"	246

III-2-2) Eléments majeurs : bilans de masse	248
III-2-3) Eléments traces	250
III-3) Conclusion	251
IV) Conclusion sur les modèles géochimiques	252

CHAPITRE VII
ESSAI DE RECONSTITUTION PETROGENETIQUE DU COMPLEXE DE PONTIVY-ROSTRENNEN.

I) Principaux types de sources impliqués	257
I-1) Les leucogranites	
I-2) Le granite de Rostrenen	
I-3) La monzodiorite de Plélauff	258
II) Mécanismes responsables de la genèse des granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen	
II-1) Rôle de l'épaississement crustal	
II-2) Influence du cisaillement sud-armoricain	
II-3) Influence de magmas basiques	259
III) chronologie des venues magmatiques	
IV) Reconstitution pétrogénétique	261

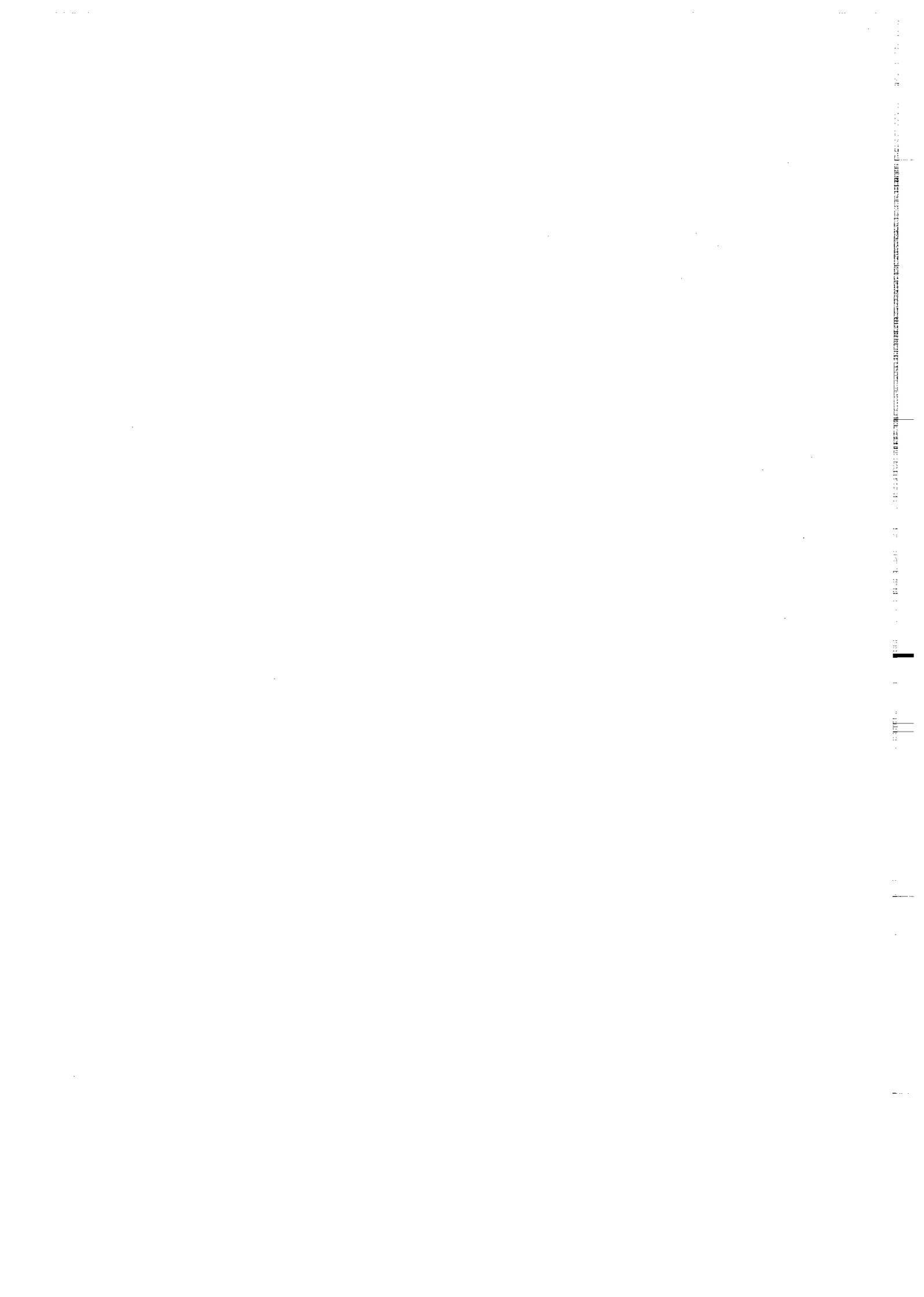
CONCLUSION GENERALE	265
----------------------------	------------

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	271
------------------------------------	------------

ANNEXES	287
----------------	------------

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

INTRODUCTION



INTRODUCTION

Les granitoïdes des zones de collision sont caractérisés par la grande diversité de leur typologie. Dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale, postérieurement à l'épaississement (Matte, 1991), une période d'activité magmatique intense s'est développée entre 340 et 270 Ma (Lagarde et al., 1992). Elle se traduit par la mise en place de granitoïdes variés, tout le long de la chaîne, depuis la Bohême jusqu'à l'Ibérie et au-delà, en Afrique du Nord. Ce sont des granitoïdes de collision post-épaississement. Ils se mettent en place le plus souvent le long de grands décrochements crustaux, qui semblent contrôler l'ascension et l'injection des magmas dans les niveaux superficiels de la croûte.

L'étude pétrologique et géochimique de ce type de granitoïdes présente un grand intérêt, car ils sont le reflet direct de l'évolution thermo-mécanique d'une croûte épaissie et des différentes sources activées lors du rééquilibrage d'une chaîne.

Le complexe plutonique de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France) fait partie de ce magmatisme hercynien syn-collision, post-épaississement.

Il est constitué de granitoïdes variés (leucogranites, monzogranites calco-alcalins, monzodiorites potassiques) et s'est mis en place le long de la branche nord du cisaillement sud-armoricain entre 340 et 300 Ma.

Il présente le double intérêt de permettre l'étude des relations entre divers types de granitoïdes et de reconstituer l'évolution temporelle du magmatisme, dans un seul et même massif.

Le but de ce travail est de mettre en évidence les divers mécanismes impliqués dans la genèse de ce complexe granitique (mélanges magmatiques, cristallisation fractionnée, assimilation, rôle des fluides ...) et d'identifier les différentes sources activées.

On pourra ainsi, en se replaçant dans le contexte géodynamique régional, élaborer un modèle pétrogénétique.

Outre son intérêt régional, ce travail s'inscrit dans le cadre plus général de l'étude de la genèse des granitoïdes de collision post-épaississement.

Ce mémoire est divisé en sept chapitres :

- dans le premier chapitre nous replaçons le complexe de Pontivy-Rostrenen dans son contexte géodynamique régional (déformation, métamorphisme ...) et présentons une définition sommaire des différentes unités granitiques et leurs relations mutuelles;

- le deuxième chapitre est consacré à la description pétrographique détaillée (macro- et microscopique; relations de terrain) des différents granitoïdes du massif;

- le troisième chapitre, traitant de la composition chimique des phases minérales, nous permet de préciser d'une part, la définition typologique des différents faciès et d'autre part, les relations de phases au sein de chaque faciès;

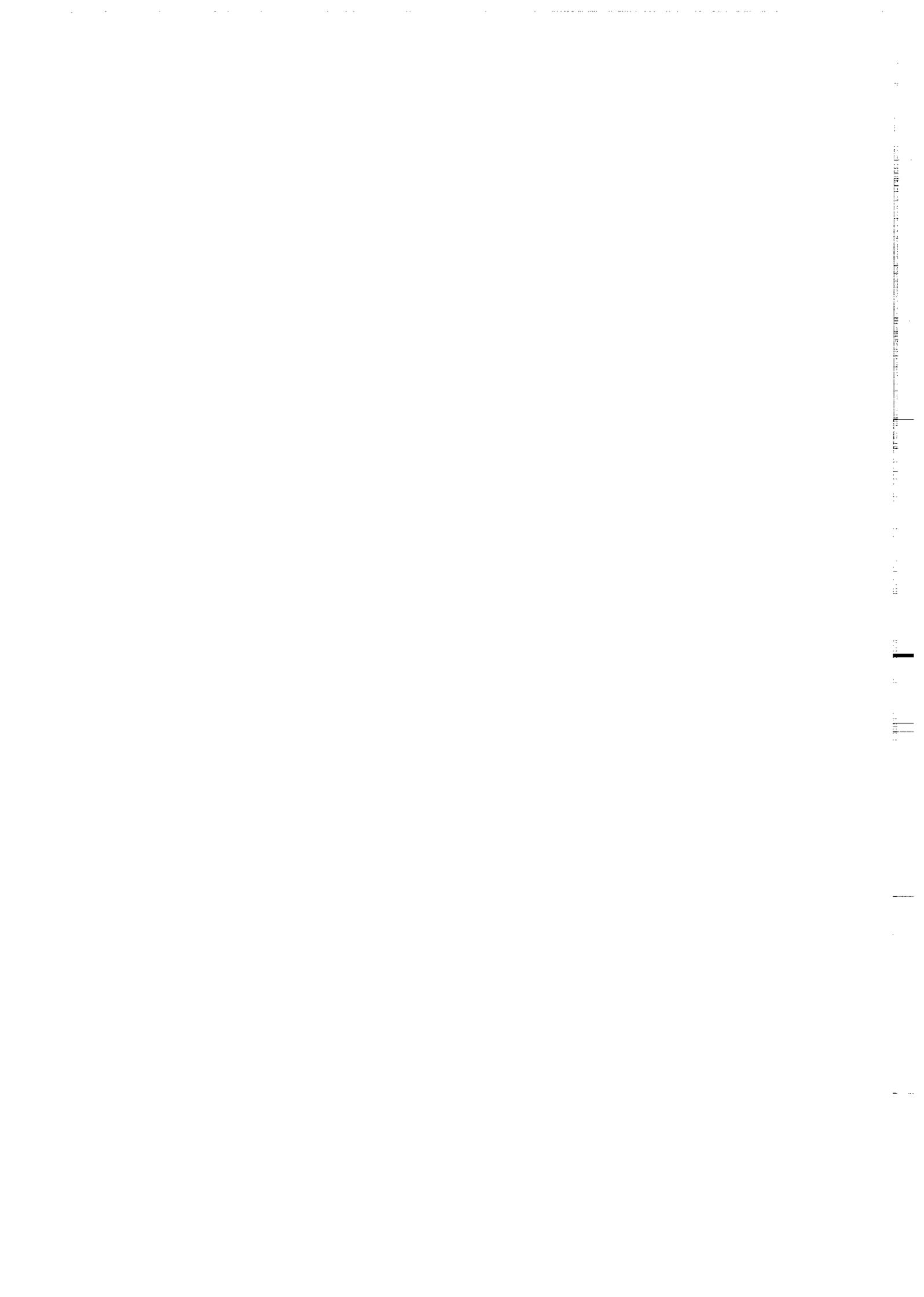
- dans le quatrième chapitre nous tentons d'approcher les conditions physiques de la cristallisation, en utilisant les compositions des roches totales et des minéraux et les données de la pétrologie expérimentale;

- le cinquième chapitre est consacré à l'étude de la géochimie (éléments majeurs, traces et isotopes) des granitoïdes du complexe de Pontivy-Rostrenen. Nous essayons de mettre en évidence les mécanismes principaux responsables des variations chimiques et la nature possible des sources impliquées dans la genèse de cet ensemble;

- dans le sixième chapitre nous apportons, par la modélisation géochimique, des contraintes quantitatives aux hypothèses proposées dans le chapitre précédent. Nous essayons de quantifier les taux de cristallisation et les taux de fusion, en testant différents types de matériaux sources potentiels, sur le plan général et sur le plan régional quand cela est possible.

- Enfin, le septième et dernier chapitre résume les principaux acquis de ce travail qui servent de base à l'élaboration d'un modèle pétrogénétique pour le complexe de Pontivy-Rostrenen.

CHAPITRE I
CONTEXTE DE MISE EN PLACE ET
DEFINITION DE L'ENSEMBLE DE
PONTIVY-ROSTRENEN



CHAPITRE I : CADRE GEOLOGIQUE ET DEFINITION DU COMPLEXE GRANITIQUE DE PONTIVY-ROSTRENE

Ce chapitre a pour but de dégager les grands traits géologiques du complexe de Pontivy-Rostrenen. Il servira de base à l'étude pétrographique et géochimique détaillée qui suit.

I) Situation dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale

I-1) La chaîne hercynienne d'Europe occidentale

La chaîne hercynienne d'Europe occidentale fait partie d'une vaste chaîne paléozoïque construite entre 500 et 250 Ma et résultant de la convergence et de la collision de deux grandes masses continentales, la Laurentia-Baltica et l'Afrique (Matte, 1986, 1991).

On peut diviser l'histoire de cette chaîne en deux grandes périodes caractérisées par un magmatisme, un métamorphisme et une tectonique différents.

La première période correspond au stade pré-collision. C'est au début de cette période que se sont formés les bassins océaniques (Iapetus, Rheic et Galice-Massif Central) vers 480-490 Ma (Matte, 1991) et les zones de subduction, caractérisées par un magmatisme d'arc et un métamorphisme haute pression-haute température (480 Ma; Peucat et al., 1990; Matte, 1991). Ce stade se termine par une période d'obduction, c'est-à-dire par le charriage d'unités océaniques sur la croûte continentale (métamorphisme haute pression-température intermédiaire, 430-420 Ma; Peucat, 1986; Matte, 1991).

La deuxième période correspond à la collision proprement dite, c'est-à-dire à la fragmentation des continents en grandes unités crustales séparées les unes des autres par de grands cisaillements plats. Cette période débute vers 380 Ma (Matte, 1991) et est caractérisée par une tectonique tangentielle (chevauchements) et un métamorphisme de type barrowien, pouvant s'accompagner d'une fusion crustale localisée (380-360 Ma; Lagarde et al., 1992).

Dans l'Ouest de l'Europe, la fin de cette tectonique tangentielle

se caractérise par le fonctionnement de grands décrochements crustaux dessinant une virgation s'étirant depuis le Massif Central jusqu'au sud de l'Espagne en passant par le Massif Armoricain : l'arc ibéro-armoricain (fig. I-1). C'est pendant cette période (340-270 Ma) que se sont mis en place les granitoïdes de collision, post-épaississement. Ce plutonisme granitique est caractérisé par sa grande diversité typologique (Lagarde et al., 1992).

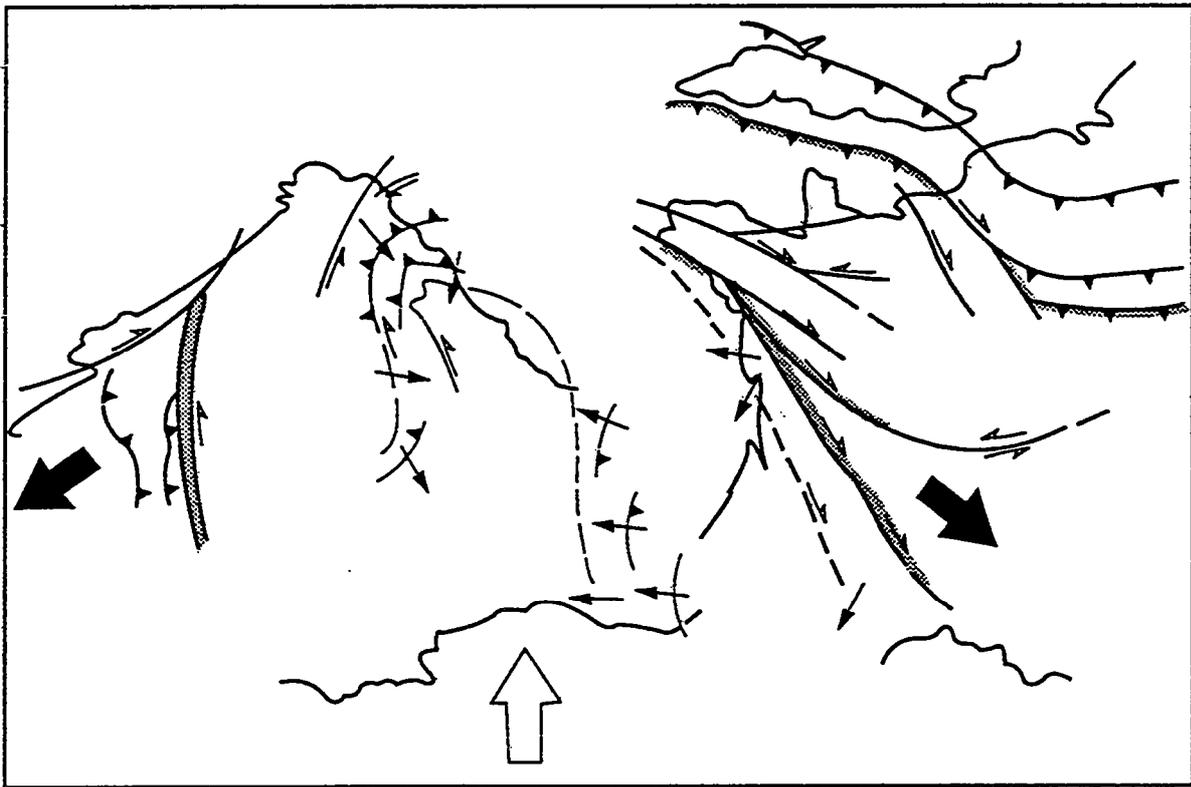


Figure I-1 : arc ibéro-armoricain (d'après Matte, 1986). Les lignes barbelées représentent les chevauchements, les lignes simples les décrochements et les lignes tiretées, leurs prolongements extrapolés. Les petites flèches montrent les mouvements le long des failles et les grandes flèches les directions globales de raccourcissement (blanche) et d'extension (noires). Les zones grisées correspondent à la position probable des sutures.

I-2) Le Massif Armoricaïn

Le Massif Armoricaïn s'inscrit dans cette vaste structure (l'arc ibéro-armoricaïn) et a été le siège d'activités tectoniques, métamorphiques et magmatiques hercyniennes. Il se compose de trois segments d'histoires différentes, séparés par deux grands décrochements hercyniens, le cisaillement nord armoricaïn (C.N.A.) et le cisaillement sud armoricaïn (C.S.A.).

La zone nord armoricaïne est essentiellement composée de terrains précambrien (Icartien, Briovérien) relativement peu affectés par l'orogénèse hercynienne.

La zone sud armoricaïne est la zone la plus affectée par les épisodes hercyniens et en particulier éohercynien (métamorphismes haute pression-basse température et basse pression-haute température, tectonique tangentielle), mais elle est aussi intrudée par des plutons carbonifères.

La zone centre armoricaïne est essentiellement composée de sédiments briovériens épimétamorphiques recouverts en discordance par leur couverture paléozoïque. C'est dans cette zone, le long de la branche nord du cisaillement sud armoricaïn, que s'est mis en place le complexe plutonique de Pontivy-Rostrenen (fig. I-2).

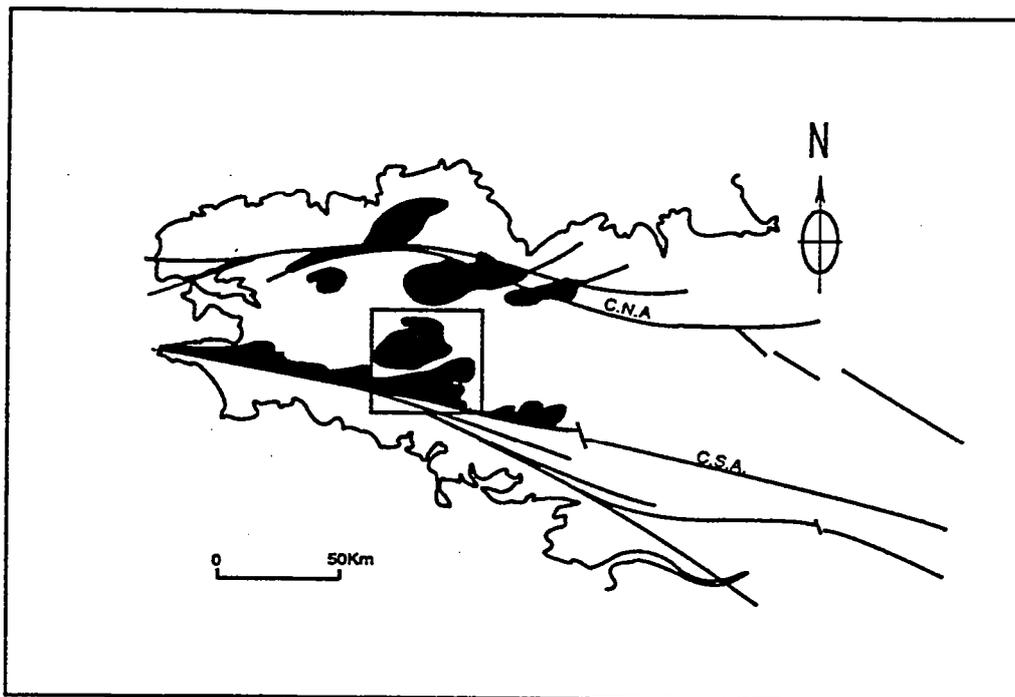


Figure I-2 : Localisation de l'ensemble de Pontivy-Rostrenen parmi les granitoïdes hercyniens de Bretagne centrale. C.S.A : Cisaillement Sud Armoricaïn et C.N.A : Cisaillement Nord Armoricaïn.

II) La déformation

II-1) La déformation régionale

La zone centre-armoricaine se compose de métasédiments briovériens recouverts en discordance par une couverture paléozoïque. La déformation de ces séries se caractérise par des plis droits de grande amplitude et d'axes grossièrement est-ouest, associés à une schistosité de plan axial et à des linéations d'étirement parallèles aux axes de plis. L'étude détaillée de ces structures par diverses méthodes (Gapais et Le Corre., 1980, Percevault et Cobbold., 1982, Hanmer et al., 1982) a permis de montrer que la déformation se fait globalement en cisaillement simple. Cette déformation est compatible avec le jeu dextre du cisaillement sud armoricain (Jégouzo, 1980) et pourrait résulter d'une convergence oblique ("corner effect") à l'échelle de l'arc ibéro-armoricain (Brun et Burg, 1982; Matte, 1991).

Ce champ de déformation régional est localement perturbé par les champs de déformation dûs à la mise en place et au gonflement des diapirs granitiques le long du cisaillement sud-armoricain (Hanmer et al., 1982, Vignerresse et Brun, 1983).

L'interférence des champs de déformation ainsi que la forme asymétrique de ces plutons montrent leur caractère syntectonique (fig..I-3).

II-2) La déformation dans les granites

Celle-ci est essentiellement localisée au sud du complexe de Pontivy-Rostrenen, dans des bandes de cisaillement dextres de direction N100-110. Dans ces zones on observe une évolution continue depuis des faciès isotropes jusqu'à des ultramytonites, sur une largeur maximum de quelques centaines de mètres (Jégouzo, 1980). A cette direction principale sont associées des directions conjuguées (N30-40 dextre, N110-120 senestre) essentiellement reconnues par image Spot (Marcoux, 1980, 1982). D'autres directions (N160-N170 dextre, Marcoux, 1982) correspondent à des jeux plus tardifs et sont soulignées par la mise en place de faciès leucogranitiques (faciès fins tardifs)

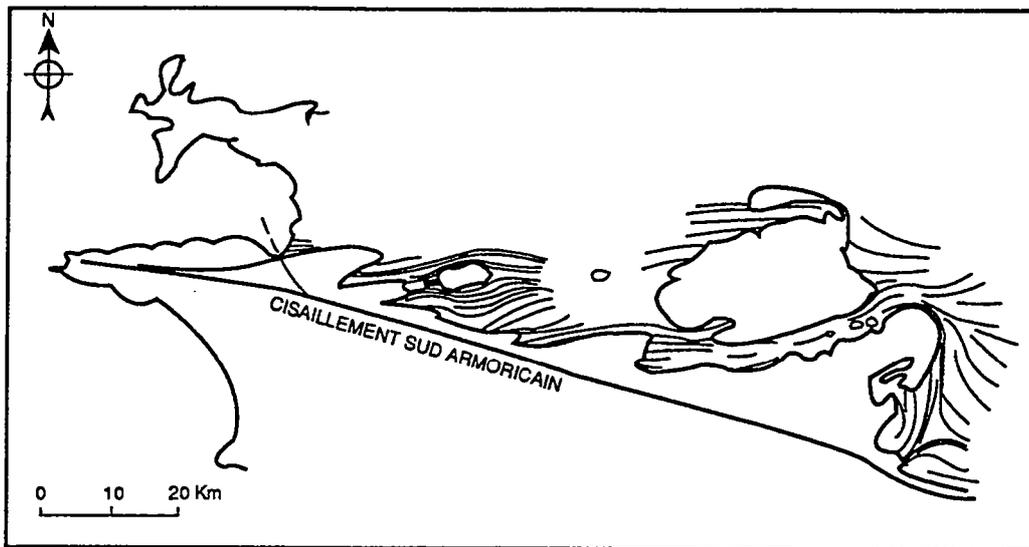


Figure I-3 : Carte des trajectoires de schistosité autour du massif de Pontivy-Rostrenen (d'après Hanmer et Vignerresse, 1980), montrant une mise en place synchronisée de la déformation régionale.

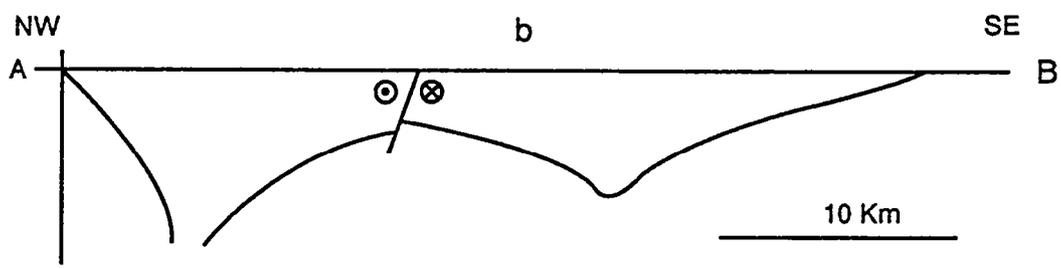
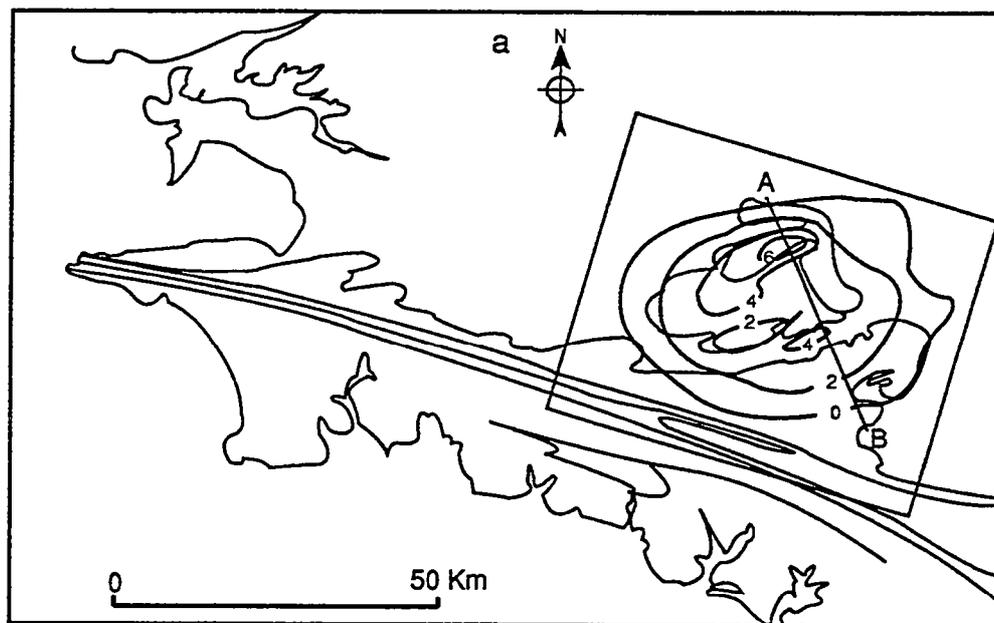


Figure I-4 : Données gravimétriques (d'après Vignerresse et Brun, 1983). a) contours des profondeurs (en Km) du plancher de l'ensemble de Pontivy-Rostrenen. b) en coupe : les échelles verticale et horizontale sont identiques.

nettement sécants sur la grande masse des leucogranites.

Enfin, un trait important du massif est la présence d'une bande de schistes métamorphiques (la bande de Lignol, fig. I-6) séparant cet ensemble en deux. Cette bande d'orientation N70 à été interprétée par de nombreux auteurs comme un décrochement senestre compatible avec le jeu dextre N100 du cisaillement sud armoricain (Vignerresse et Le Fort, 1976, Marcoux, 1980, Choukroune et al., 1983, Vignerresse, 1983, Rosselo, 1987).

III) Forme et mise en place : apports de la gravimétrie

La gravimétrie permet grâce au contraste de densité granites-encaissant, d'approcher la forme d'un massif en trois dimensions et la profondeur de ses planchers (avec une précision de 20%). L'étude de la géométrie des racines par rapport au champ de déformation permet en outre d'obtenir des informations sur les mécanismes de mise en place.

La profondeur moyenne des planchers du complexe de Pontivy-Rostrenen est de 5,1 Km avec un maximum de $6,3 \pm 1$ km à l'aplomb du granite de Rostrenen (Vignerresse, 1978), (fig..I-4). Un maximum apparait également sous la bande de Lignol et peut s'expliquer par un décalage des planchers dû au jeu senestre de cette bande (Vignerresse, 1983).

Le complexe de Pontivy-Rostrenen correspond donc à une intrusion relativement plate (80% du volume entre 0 et 3 Km) avec une seule racine de profondeur supérieure ou égale à 6 Km, visible par la gravimétrie (c'est-à-dire de diamètre supérieur à 500 m).

Il est intéressant de constater qu'à l'aplomb de cette racine (région de Mellionnec; pour la situation des localités cités dans ce mémoire, voir la carte reportée en annexe, ou la thèse de Marcoux, 1980) se trouve une zone très hétérogène où l'on rencontre presque tous les types pétrographiques du massif (leucogranites, monzogranites et monzodiorite). Cette zone est de plus caractérisée par un enroulement des trajectoires de fluidalité magmatique et pourrait donc correspondre à un conduit d'alimentation.

Cette racine ne coïncide ni par sa position, ni par son

orientation, à la branche nord du cisaillement sud armoricain. Sa forme elliptique avec un grand axe orienté N60 peut s'expliquer par sa position dans un secteur extensif local du champ de déformation (Vignerese, 1987, Lagarde et al., 1992). En effet, le fonctionnement de failles senestre N60 conjuguées à la direction principale de cisaillement dextre N120, crée un secteur extensif entre ces deux directions. Le fonctionnement du cisaillement sud armoricain, bien que résultant d'une tectonique compressive, peut donc faciliter l'ascension de magmas dans la croûte.

IV) Le métamorphisme

IV-1) Le métamorphisme régional de la zone centre-armoricaine

Le métamorphisme de la Bretagne centrale se caractérise par une zonation très nette. Son intensité croît du Nord vers le Sud conjointement à l'intensité de la déformation (Le Corre, 1979, Hanmer et al., 1982). Les assemblages métamorphiques semblent également indiquer une augmentation des conditions pression-température de l'Est vers l'Ouest.

La majeure partie de la zone centre-armoricaine est affectée par un métamorphisme qui se traduit par une paragenèse monotone à quartz, muscovite, chlorite \pm albite \pm paragonite, à laquelle se trouve parfois associé le chloritoïde (Sagon, 1970, Giret, 1972, Le Corre, 1979).

Dans les synclinaux du sud de Rennes, les relations des minéraux-index entre eux et avec la déformation (caractères anté-, syn- ou post-schisteux) ont été étudiées en détail par Le Corre (1979), qui en déduit l'existence d'un *métamorphisme de basse pression contemporain de la montée syntectonique des leucogranites hercyniens*.

La région sud, qui correspond à la ceinture des granites du C.S.A., est caractérisée par la présence de staurotide et de silicates d'alumine.

Hanmer et Vignerese (1980) et Hanmer et al. (1982), soulignent la présence de staurotide et des trois polymorphes de Al_2SiO_5 tout au long d'une *schist belt*. Ils déduisent de cette *spatial*

association at the mapping scale et du caractère syn-schisteux de ces minéraux, l'existence d'un métamorphisme de pression et de température intermédiaire (550-600°C, 5-6 kb), synchrone de la déformation régionale et de la mise en place des granites (Fig.I-5).

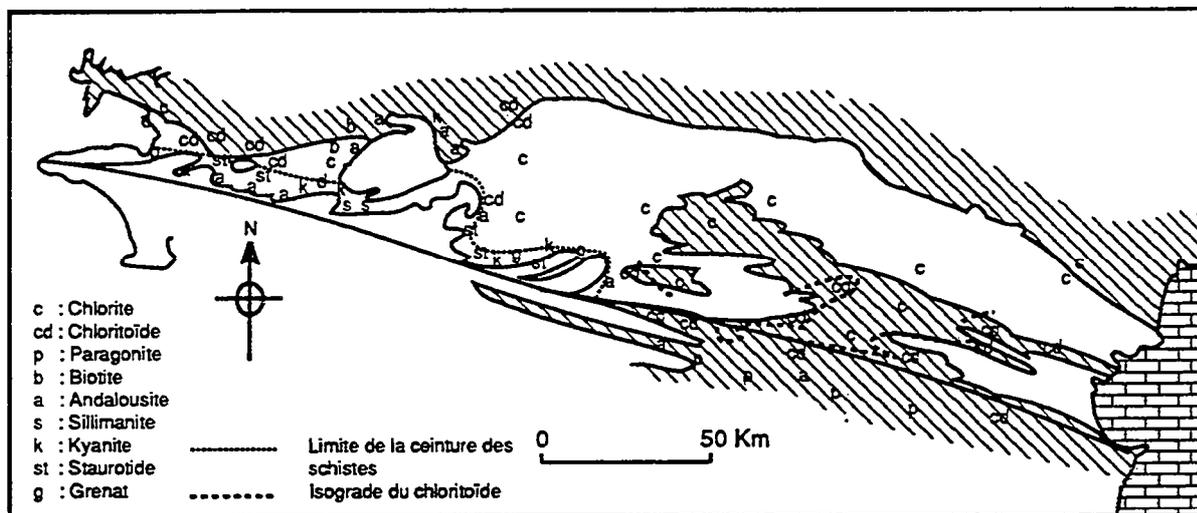


Figure I-5 : Distribution des minéraux du métamorphisme dans les métasédiments briovériens (blanc) et paléozoïques (achuré) de Bretagne centrale (limités à l'Est par les calcaires mésozoïques; d'après Hanmer et al. 1982).

Il semble néanmoins hasardeux de déduire les conditions du métamorphisme à partir d'associations "cartographiques" de minéraux. De plus le caractère apparemment syn-schisteux de ces minéraux ne signifie pas qu'ils aient été à l'équilibre. Finalement les seuls assemblages stables décrits dans la littérature sont staurotide + disthène dans les nodules alumino-silicatés et staurotide + biotite dans la matrice micaschisteuse (Cogné, 1960, 1961, Barrière et al., 1973, Jouvin, 1986). La rétro-morphose de ces assemblages au profit de l'andalousite montre que celle-ci c'est effectuée à des pressions inférieures ou égales à 4 kb (Bohlen et al., 1991).

La déformation du quartz dans les mylonites du cisaillement sud armoricain (Jégouzo, 1980), permet d'estimer approximativement les conditions pression-température lors du refroidissement et de la mylonitisation des granites à 3 kb et 450-600°C.

La zone centre-armoricaine est donc une zone complexe du point de vue du métamorphisme, dans laquelle se surimposent un

métamorphisme régional d'intensité variable (croissant du Nord au Sud et d'Est en Ouest) et un métamorphisme lié à l'apport thermique des granites. Seule une étude détaillée (assemblages à l'équilibre, réactions, chemins PTt), permettrait de préciser les modalités du métamorphisme affectant cette région et de le replacer dans un modèle géodynamique hercynien.

IV-2) Le métamorphisme dans la région de Pontivy-Rostrenen

Celui-ci a été décrit par Barrois (1885; 1886; 1890), Giret (1972) et Dadet et al. (1986). Leurs observations indiquent clairement l'interférence entre un métamorphisme régional prograde vers le Sud depuis des associations à séricite-chlorite jusqu'à des associations à biotite-staurotide (\pm disthène \pm grenat \pm andalousite) dans la bande de Locminé et un métamorphisme de contact caractérisé par l'évolution prograde andalousite+ (\pm cordiérite), biotite+, grenat+, muscovite-, sillimanite+. La présence d'andalousite dans l'auréole de contact indépendante de l'intensité du métamorphisme affectant les séries environnantes semble indiquer une mise en place des granites à une pression inférieure ou égale à 4 kb (Bohlen et al., 1991).

V) Les principales unités granitiques et leurs relations mutuelles

V-1) Définition des principales unités

L'ensemble magmatique de Pontivy-Rostrenen a fait l'objet de nombreux travaux (Barrois, 1885; Jérémie et Pruvost, 1955; Giret, 1972; Didier et Giret, 1972; Cotten, 1975; Marcoux, 1980, 1982a, 1982b, Dadet et al., 1986; COGEMA, 1980-90). Ces travaux ont permis d'individualiser et de cartographier les principales unités magmatiques à l'aide de critères pétrographiques et géochimiques (la carte présentée dans ce mémoire est une synthèse des données de terrains effectuée par les géologues de la COGEMA). Si l'existence de trois grandes familles de granitoïdes (leucogranites, monzogranites et monzodiorites) est reconnue

depuis longtemps, l'individualisation de sous-faciès à l'intérieur de ces familles et notamment au sein des leucogranites, peut parfois sembler un peu floue. Ceci est dû au fait que chacun n'utilise pas les mêmes critères pour définir ces sous-faciès (pétrographiques, géochimiques, morphologiques ou génétiques). Dans ce travail nous avons choisi de définir les différents faciès en utilisant simultanément le plus grand nombre de critères possible (minéralogie qualitative, modes, composition des phases minérales, géochimie en éléments majeurs et traces, géochimie isotopique), notre but étant d'en dégager les aspects génétiques (nature des sources, conditions de genèse et de mise en place). Nous allons dans ce chapitre, définir de façon sommaire les principaux faciès du massif de Pontivy-Rostrenen et nous préciserons leurs caractères par une approche multi-méthodologique tout au long de ce mémoire.

V-1-1) Les leucogranites

a) Le granite de Malguénac, le granite grossier et les granites fins

Nous avons choisi de regrouper ici ces trois faciès, car ils sont très semblables du point de vue de leur minéralogie et de leur composition chimique. Ils sont présents de part et d'autre de la bande de Lignol et attestent de l'unité de l'ensemble. Ces leucogranites sont caractérisés par une grande homogénéité minéralogique et chimique (granites à deux micas fortement peralumineux). Les différences observables à l'intérieur de ces faciès et d'un faciès à l'autre, ne s'expriment que par la texture (taille du grain, présence ou non de mégacristsaux de feldspath potassique) et les proportions relatives de biotite et de muscovite qu'ils contiennent. Ces paramètres varient aussi bien à l'échelle cartographique qu'à celle de l'échantillon et il est donc très difficile d'individualiser cartographiquement ces faciès.

-Le granite de Malguénac : il constitue la bordure est du massif, au sud de la bande de Lignol, mais il est aussi présent au nord de cette bande (fig. I-6). Il se caractérise par la présence de

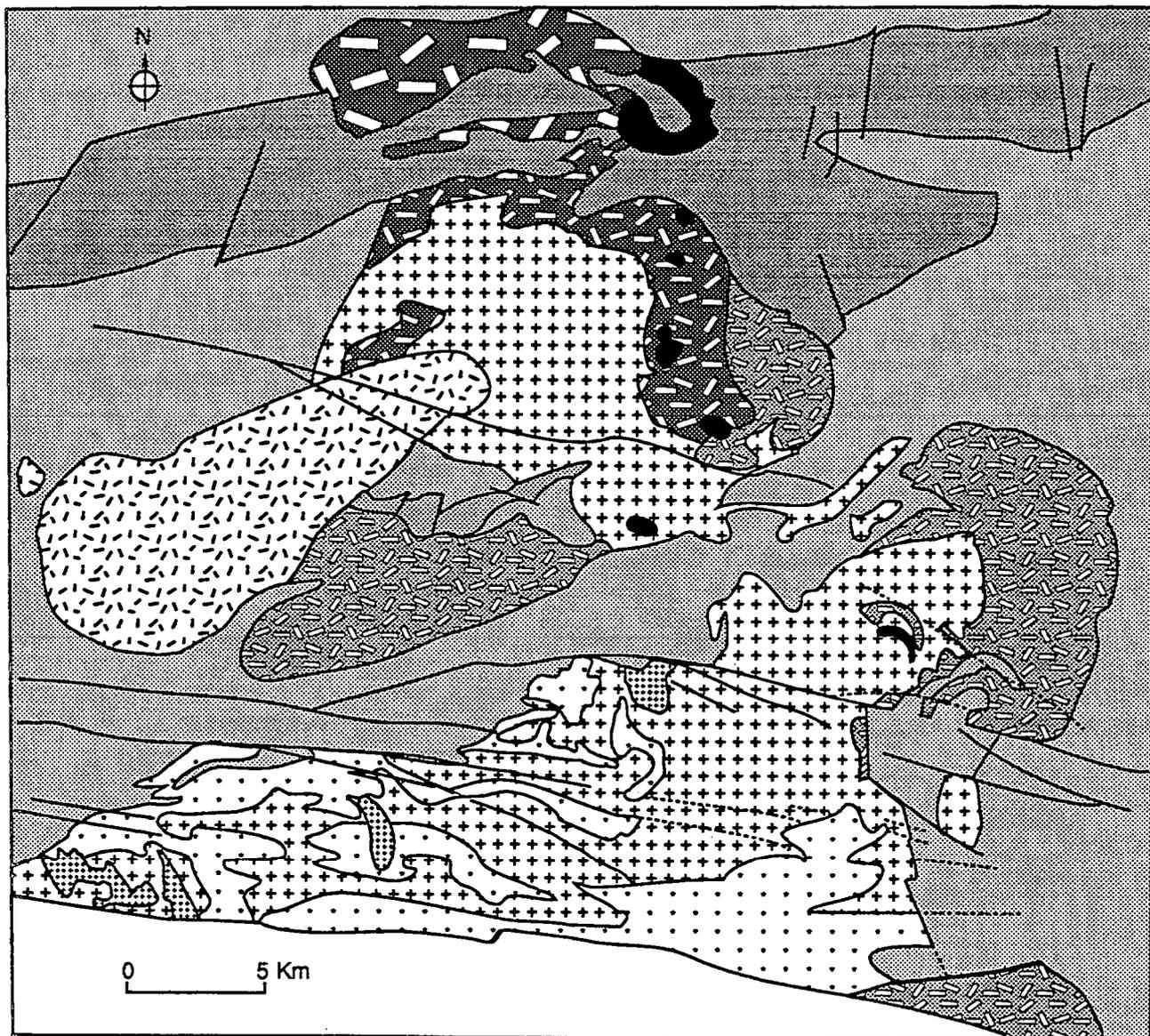


Figure I-6 : PRINCIPALES UNITES DU COMPLEXE DE PONTIVY-ROSTRENNEN

- | | | | |
|---|----------------------------|---|---------------------------|
|  | Métasédiments briovériens |  | Granites intermédiaires |
|  | Métasédiments paléozoïques |  | Granite de Langonnet |
|  | Granite de Malguénac |  | Granite de Rostrenen nord |
|  | Granite grossier |  | Granite de Rostrenen sud |
|  | Granites fins tardifs |  | Monzodiorite de Piélauff |

mégacristaux de feldspaths potassiques pouvant atteindre quelques centimètres, dans une matrice à grain moyen (1 à 5mm) et par la présence locale de filons et d'enclaves microgrenus.

-Le granite grossier : il constitue essentiellement la bordure sud de l'ensemble, le long du cisaillement (fig. I-6). Il présente une texture équante, à grain grossier (> 5mm). Son rapport biotite/muscovite (0,6) est inférieur à celui du granite de Malguénac (0,9).

-Les granites fins : ils sont caractérisés par une texture plus fine (0,5 à 1mm) et peuvent présenter ou non des phénocristaux de feldspath potassique. Ils s'individualisent aussi sur des critères structuraux, car leur mise en place est contrôlée par une direction N150-170 visible cartographiquement (fig. I-6).

A ces trois faciès s'ajoute un faciès défini comme "intermédiaire" par les géologues de la COGEMA, qui peut présenter en fait tous les caractères depuis ceux du granite de Malguénac jusqu'à ceux du granite grossier. Il occupe une position médiane dans l'ensemble de Pontivy-Rostrenen (fig. I-6).

b) Le granite de Langonnet

Ce faciès se distingue nettement des autres leucogranites par son caractère très évolué (riche en quartz et en muscovite; Bt/Mu=0,4). La biotite est parfois absente. Son tracé cartographique recoupe celui des autres faciès (fig I-6), mais aucun affleurement ne permet de montrer sans ambiguïté sa postériorité.

V-1-2) Le granite de Rostrenen

C'est un monzogranite à biotite (\pm cordiérite, \pm muscovite) porphyroïde, à mégacristaux de feldspath potassique. Il constitue la bordure nord de l'ensemble (fig. I-6). Il se distingue des leucogranites par la grande taille de ses mégacristaux, sa pauvreté en muscovite et la présence locale de cordiérite. Il est parfois étroitement associé à la monzodiorite de Plélauff.

Ce granite est constitué dans sa partie nord, d'un faciès "commun" relativement homogène, à mégacristsaux de feldspath potassique maclés carlsbad, pouvant atteindre 15 cm de long.

Dans sa partie sud son individualisation est moins nette. Les mégacristsaux sont plus petits et moins abondants et la muscovite est parfois présente en quantité significative. Les travaux de prospection détaillée du BRGM (carte de Rostrenen au 1/50.000) laissent apparaître un grand nombre de sous faciès montrant tous les caractères pétrographiques intermédiaires, depuis le faciès commun du granite de Rostrenen (faciès nord) jusqu'à ceux des leucogranites. Ces faciès qui ne sont jamais plus contrastés entre eux que ne le sont les faciès "pôles" définis dans ce paragraphe, sont représentés sur la figure 6 dans le faciès intermédiaire.

V-1-3) La monzodiorite de Plélauff

Elle est constituée de tonalites et de granodiorites méta-alumineuses à biotite et amphibole \pm clinopyroxène, de granulométrie variable. Dans la classification de Streckeisen et Le Maitre (1979), équivalent normatif de la classification modale de Streckeisen (1976), les points se situent dans le champ des quartz-monzodiorites (chapitre II, fig. II-9). Nous avons choisi de conserver cette terminologie (monzodiorite de Plélauff) tout au long du mémoire pour des raisons pratiques, puisqu'elle permet de décrire indistinctement les tonalites et les granodiorites.

Elle se présente en un pointement principal de quelques km² autour de Plélauff et constitue plusieurs petits stocks (<1km²) dans le granite de Rostrenen, avec lequel elle montre, comme nous allons le voir, des relations de contemporanéité (chapitre II). Un affleurement a également été reconnu au sein des leucogranites, au sud de la bande de Lignol, mais il n'a pas été possible d'en observer les contacts.

V-2) Relations entre les différentes unités

Nous allons essayer dans ce paragraphe de résumer les points acquis et les problèmes posés par différents types d'approche, concernant les relations entre les principaux faciès granitiques

précédemment définis.

V-2-1) La gravimétrie

La mise en évidence par la gravimétrie d'une seule racine profonde (fig..I-4), montre que nous n'avons pas à faire, comme par exemple dans le massif du Huelgoat (Georget, 1986), à un système d'intrusions emboîtées. La gravimétrie ne permet pas ici de mettre en évidence l'existence de plusieurs corps indépendants.

V-2-2) Les observations de terrain

Ne bénéficiant pas toujours de conditions d'affleurement favorables, il est souvent difficile d'observer les relations entre faciès. Seules les observations rassemblées ici semblent pouvoir s'interpréter sans ambiguïté :

- le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff s'enclavent mutuellement montrant ainsi leur contemporanéité (nous verrons leurs relations plus en détail dans le chapitre qui suit);

- les leucogranites fins recoupent structurellement le granite grossier et sont donc postérieurs à ce dernier. Ceci est particulièrement bien marqué à l'est de la forêt du dôme de Pontallec, où la fabrique N160 des leucogranites fins, soulignée par l'orientation des mégacristaux de feldspath potassique, est nettement sécante sur celle du granite grossier encaissant, dont l'orientation est grossièrement Est-Ouest. C'est pourquoi nous choisissons de les regrouper sous l'appellation granites fins tardifs;

- le tracé cartographique du granite de Langonnet dessine une forme elliptique, il est circonscrit et sécant sur le granite de Rostrenen et les autres faciès leucogranitiques. Malgré l'absence d'affleurement montrant sa postériorité, celle-ci ne semble pas faire de doute.

Les relations des autres faciès leucogranitiques (granite de Malguénac et granite grossier) entre eux et avec le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff sont moins claires. Il

n'existe pas dans ce cas d'affleurements permettant de tirer des conclusions univoques.

Néanmoins l'existence de faciès intermédiaires entre le granite de Malguénac et le granite grossier d'une part, et entre les leucogranites et les monzogranite à biotite d'autre part, plaide en faveur d'une mise en place contemporaine de ces différents granites.

V-2-3) Les données géochronologiques

La figure I-7 résume les datations effectuées sur l'ensemble de Pontivy-Rostrenen.

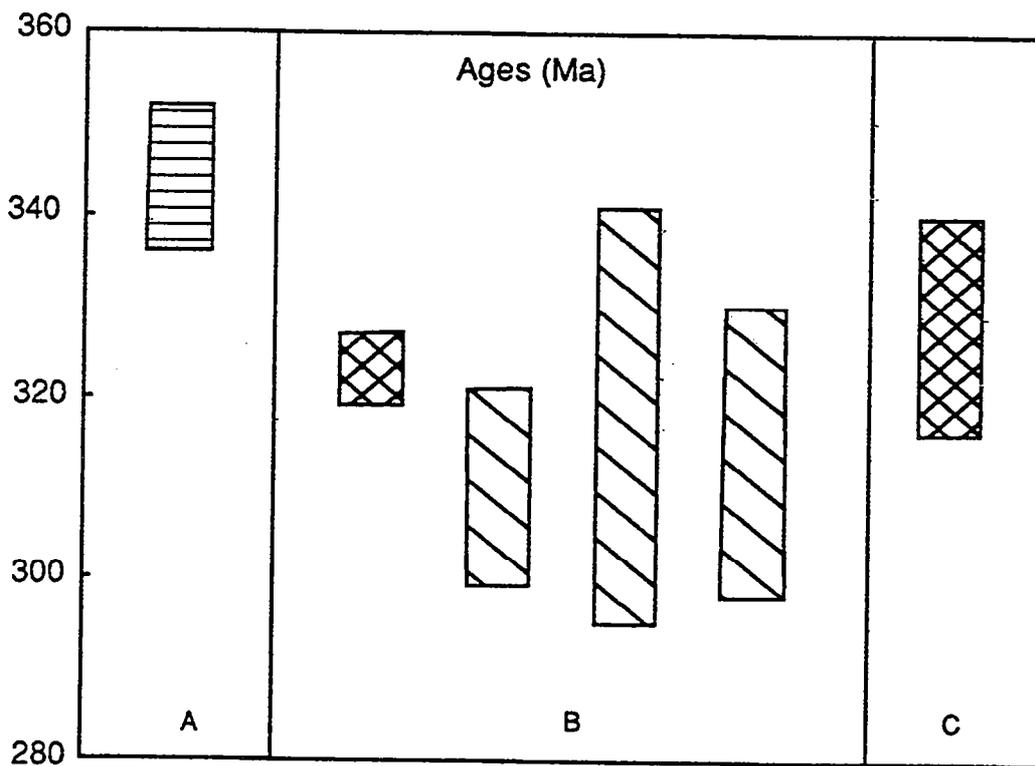


Figure I-7 : Données radiochronologiques sur l'ensemble de Pontivy-Rostrenen

Faciès :

- A Leucogranites Précoces
- B Granite de Rostrenen
- c Monzodiorite de Plélauff

Méthode :

- ☐ Rb-Sr sur roche totale (Peucat et al., 1979)
- ⊠ U-Pb sur Zircon (Lancelot, inédit)
- ▤ Pb-Pb sur mono-zircon (Calvez et Cocherie, inédit)

La seule datation existant sur les leucogranites donne un âge de 344 ± 8 Ma (méthode Rb-Sr; Peucat et al., 1979). Cette datation concerne indistinctement le granite de Malguénac, le granite grossier et des faciès intermédiaires. Il semble donc que la mise en place de ces faciès leucogranitiques soit contemporaine. Par opposition aux leucogranites fins tardifs et au granite de Langonnet, nous les regrouperons donc sous le terme de leucogranites précoces. Deux isochrones minéraux-roche totale ont par ailleurs été obtenues sur ces mêmes granites et donnent des âges respectivement de 309 ± 17 Ma et 312 ± 16 Ma (Peucat et al., 1979). Peucat et al. (1979) interprètent ces âges comme représentant la fin de l'histoire thermique du massif.

La moyenne des âges obtenus sur le granite de Rostrenen est de 316 ± 13 Ma (méthode U-Pb sur zircon; Lancelot, inédit et méthode d'évaporation sur monozircon; Calvez et Cocherie, inédit) et la datation unique de la monzodiorite de Plélauff donne un âge de 328 ± 12 Ma (méthode U-Pb sur zircon; Lancelot, inédit).

Bien que les barres d'erreurs soient importantes, les données géochronologiques semblent donc indiquer une antériorité des leucogranites précoces par rapport au granite de Rostrenen et à la monzodiorite de Plélauff.

V-2-4) Les grandes coupures géochimiques

En première approximation, quatre familles majeures peuvent se distinguer du point de vue de la géochimie :

- (1) la monzodiorite de Plélauff, méta-alumineuse à faiblement peralumineuse ($0,85 < A/CNK < 1,1$; Shand, 1949);
- (2) le granite de Rostrenen, peralumineux ($1 < A/CNK < 1,2$);
- (3) les leucogranitiques précoces et les granites fins tardifs fortement peralumineux ($A/CNK > 1,1$; $71\% < SiO_2 < 74\%$; $0,3\% < CaO < 1,1\%$);
- (4) le leucogranite de Langonnet fortement peralumineux et très évolué ($A/CNK > 1,2$; $SiO_2 > 74\%$; $CaO < 0,7\%$).

Il est clair que la pétrographie et la géochimie de la monzodiorite de Plélauff en font une unité génétiquement à part, qui ne peut être reliée aux autres faciès granitiques par des

processus de différenciation magmatique (cristallisation fractionnée ou fusion partielle). Ceci implique donc l'existence d'au moins deux types de sources fondamentalement différents dans la genèse de l'ensemble de Pontivy-Rostrenen.

VI) Conclusions

Voici les points qu'il nous semble important de retenir à l'issue de ce chapitre :

- l'ensemble de Pontivy Rostrenen est un massif intrusif, circonscrit, syntectonique, mais dont la mise en place est postérieure aux phases d'épaississement majeures connues dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale;

- le métamorphisme de contact développé autour de cet ensemble témoigne d'une mise en place à une pression inférieure ou égale à 4 kb;

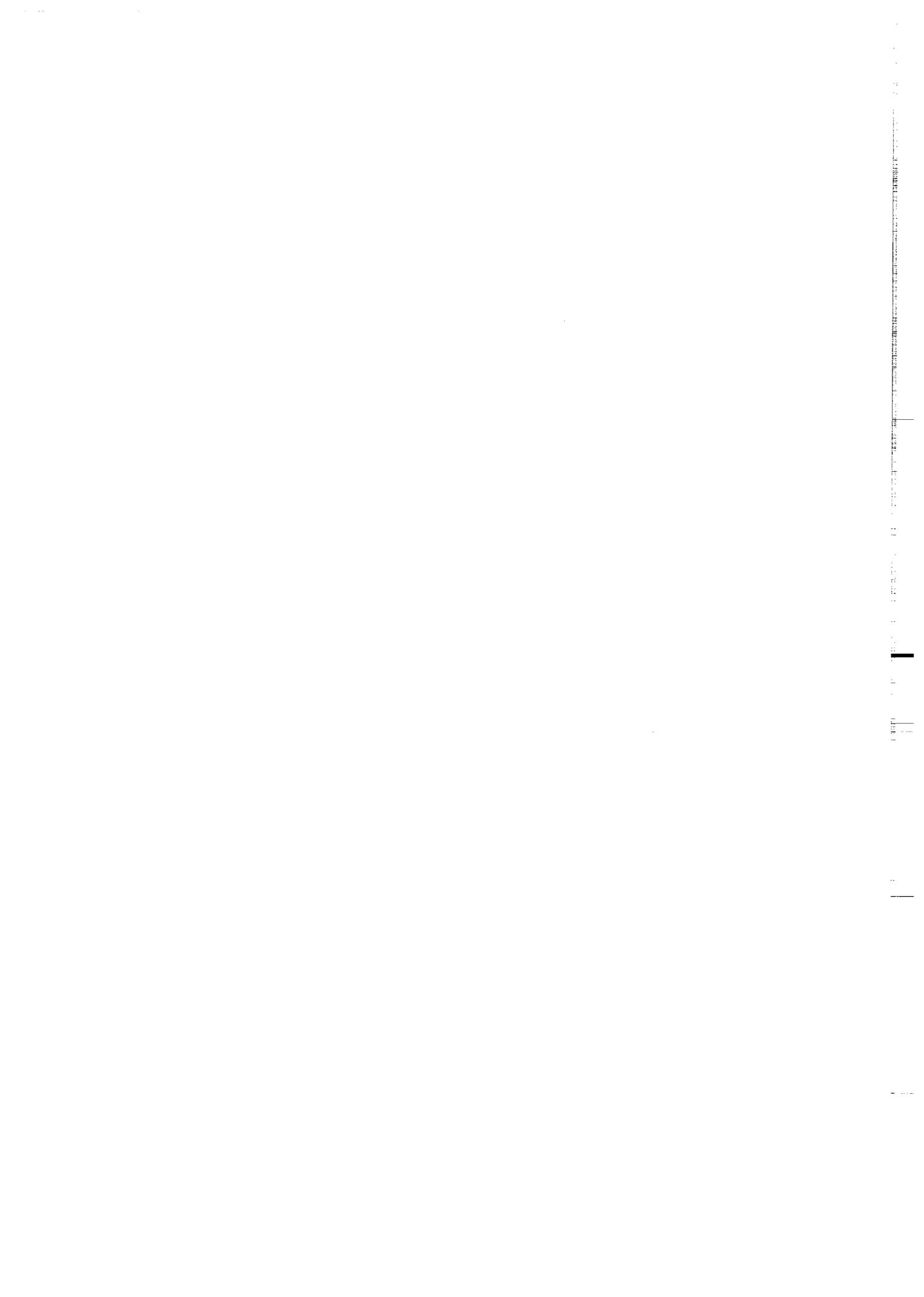
- le massif de Pontivy-Rostrenen se présente sous la forme d'une intrusion relativement plate avec un seul enracinement profond, la gravimétrie ne permettant pas de mettre en évidence l'existence de plusieurs corps indépendants;

- Les mises en places du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff sont synchrones;

- Il existe au moins deux types de sources à l'origine de ces granitoïdes;

- la mise en place des différents granitoïdes du complexe de Pontivy-Rostrenen s'effectue probablement sur une période de temps assez longue, son histoire thermique s'échelonnant approximativement de 340 à 310 Ma. Le problème de leur chronologie relative de mise en place n'est pas encore résolu.

CHAPITRE II
DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DU
COMPLEXE DE PONTIVY-ROSTRENEN



CHAPITRE II : DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DU COMPLEXE DE PONTIVY-ROSTRENNEN

Nous avons défini dans le chapitre précédent six faciès "pôles" (le granite de Malguénac, le granite grossier, le granite fin tardif, le granite de Langonnet, le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff), dont nous allons voir ici la description pétrographique détaillée.

I) Les leucogranites

I-1) Description minéralogique et ordres de cristallisation

I-1-1) Le granite de Malguénac

Ce faciès constitue l'essentiel de la bordure est du Massif de Pontivy mais, comme nous l'avons vu, est également présent au Nord de la bande de Lignol (fig. I-6). C'est un granite porphyroïde à grain moyen (1 à 3 mm) et à deux micas. Il est pétrographiquement très hétérogène et montre des variations locales de la taille du grain, des proportions de mégacristaux et de micas. Ces variations le plus souvent d'échelle centimétrique à métrique, semblent résulter d'accumulations locales de minéraux liées au fluage du granite (schlierens, "poches" de mégacristaux), ou peuvent être le produit d'hétérogénéités héritées de leur source (fig. II-1). Nous allons décrire ici le faciès le plus typique en précisant les variations d'habitats des minéraux lorsqu'il y a lieu.

a) Description minéralogique

Le quartz : Il se présente sous deux habitats distincts,

- en cristaux globuleux généralement en inclusion dans les feldspaths (mégacristaux de feldspaths potassiques, lattes de plagioclase).
- en plages de cristaux xénomorphes engrenés cimentant les minéraux plus précoces.

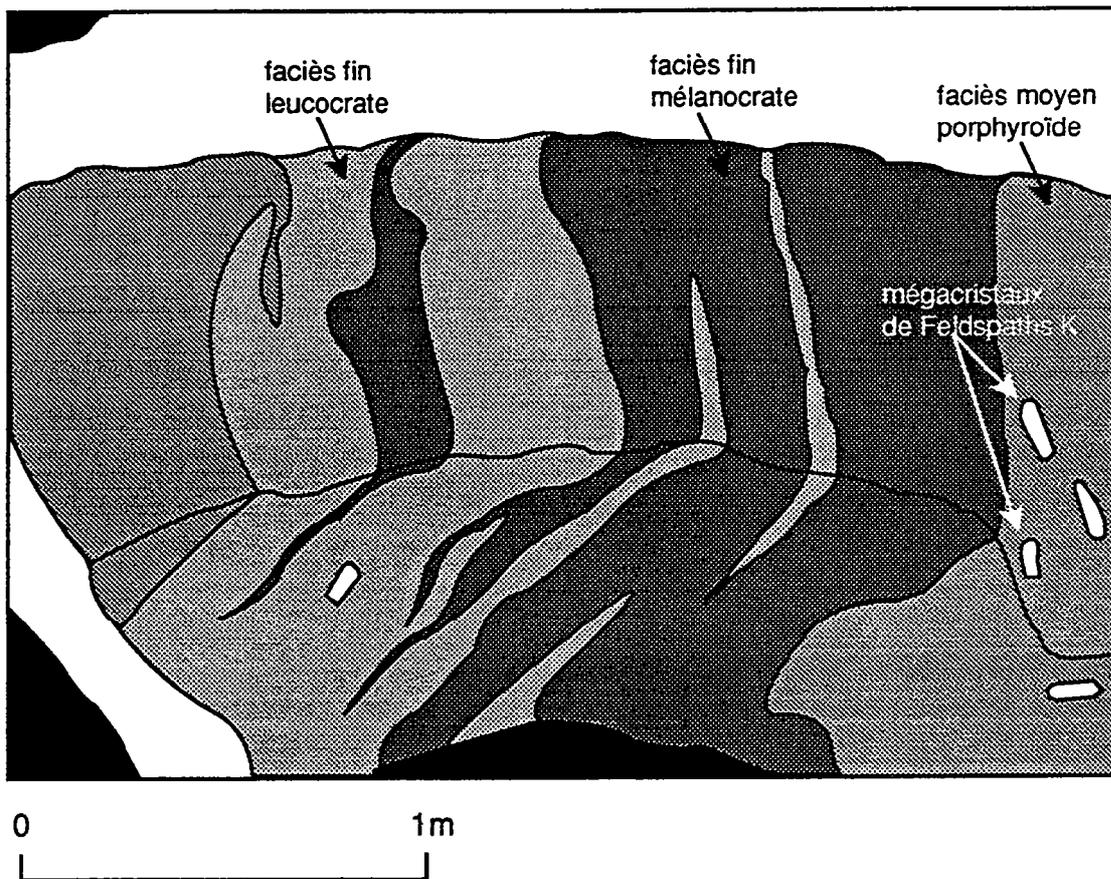


Figure II-1 : Hétérogénéités locales dans le granite de Malguénac (carrière de Kerhiec) : on peut observer sur quelques mètres, trois faciès aux contacts plus ou moins francs, avec des figures d'injection. Le faciès moyen porphyroïde correspond au faciès commun du granite de Malguénac, tandis que le faciès fin mélanocrate (enrichi en biotite et plagioclase) se rapproche pétrographiquement des filons et enclaves microgrenus.

Le feldspath potassique : il présente également deux habitus,

- en mégacristsaux automorphes maclés carlsbad pouvant atteindre quelques centimètres, largement perthitiques et présentant le moirage caractéristique du microcline. Ils contiennent de nombreuses inclusions, parmi lesquelles on trouve du plagioclase en quantité dominante, de la biotite et du quartz plus souvent localisés dans les zones les plus externes des mégacristsaux.
- en cristaux xénomorphes de microcline faiblement perthitiques, dépourvus d'inclusions et de plus petites dimensions.

Le Plagioclase : c'est de l'albite-oligoclase (An5-An13) normalement zoné de façon continue et qui se présente en cristaux généralement automorphes,

- soit en inclusions de petite taille dans les mégacristsaux de feldspath potassique, disposées suivant les faces de croissance du cristal hôte.
- soit en grandes lattes indépendantes présentant des inclusions de quartz et de muscovite d'aspect secondaire (disposées suivant des clivages perpendiculaires). Ces plagioclases sont souvent damouritisés.

La biotite:

- lorsqu'elle est incluse dans les mégacristsaux de feldspath potassique, elle se localise le plus souvent dans les zones périphériques, mais elle peut aussi s'observer au centre de ceux-ci en petit cristaux associés au plagioclase.
- dans la matrice, elle se présente en grandes lames bordant les autres minéraux suivant leurs faces cristallographiques et associées à la muscovite. Elle forme souvent des amas plurimillimétriques dans lesquels se concentrent les minéraux accessoires.

La muscovite : elle montre deux habitus principaux,

- en grandes lames d'aspect primaire en association epitaxiale avec la biotite. Le fait qu'elle ne présente pas les inclusions qui caractérisent le plus souvent la biotite (zircons), montre qu'elle ne provient pas de la déstabilisation de celle-ci. Ces muscovites contiennent fréquemment des inclusions de petites aiguilles de sillimanite (voir planche I, photo 2) et proviennent probablement

en partie de la déstabilisation de ce minéral suivant la réaction décrite par Abbott (1985) :



- En petites lattes d'aspect secondaires se disposant suivant des clivages perpendiculaires dans les plagioclases et dans les zones de démixtion des feldspaths potassiques.

La sillimanite : c'est de la fibrolite que l'on trouve essentiellement dans les muscovites (Planche I, photo 2) ou, plus rarement, dans le quartz (une seule observation dans un quartz lui-même inclus dans une muscovite; Planche I, photo 1).

Les minéraux accessoires

L'apatite : elle se présente :

- soit en cristaux trapus aux faces cristallographiques mal définies, se trouvant essentiellement en inclusion dans la biotite (quand ils sont de petites tailles) ou en bordure de celles-ci (quand ils sont de grande taille) dans les amas micacés.
- soit en petits cristaux aciculaires qui se trouvent en inclusion dans tous les minéraux principaux.

Le Zircon : il se rencontre presque exclusivement en inclusion dans la biotite dans laquelle il provoque des auréoles pléochroïques caractéristiques. Il se présente en petits cristaux globuleux d'un diamètre de l'ordre du dixième de millimètre.

L'ilménite : on l'observe le plus souvent dans les amas de biotite dans lesquels se concentrent les autres minéraux accessoires.

Le sphène : c'est du leucoxène toujours associé à l'ilménite et qui provient probablement de la déstabilisation de celle-ci.

La monazite : bien qu'elle soit difficile à identifier au microscope, sa présence est très fréquente dans ce type de granite (Cocherie, 1978, Georget, 1986) dont, nous le verrons plus loin,

l'évolution chimique pour certains éléments (La, Ce, Th) est contrôlée par ce minéral (Montel, 1986).

b) relations de phases et ordre de cristallisation :

Avant de tirer des conclusions sur les ordres de cristallisation il convient de signaler les problèmes inhérents à leur détermination à l'aide de critères texturaux. En effet, de nombreux critères classiquement utilisés sont loin d'être univoques. D'après Flood et Vernon (1988), *most microstructures of granitoid rocks record simultaneous rather sequential cristallisation of minerals*. En fait les relations texturales varient durant le refroidissement, en même temps que les taux de nucléation et de croissance des germes dont elles dépendent.

La plupart des relations microstructurales dans le granite de Malguénac montrent que tous les minéraux cardinaux et essentiels ont dû cristalliser conjointement durant une grande partie du refroidissement.

- Les inclusions des mégacristsaux de feldspath potassique :

les mégacristsaux de feldspath potassique sont généralement riches en inclusions qui se disposent parallèlement aux faces de croissance du minéral hôte. Le plagioclase est nettement dominant parmi ces inclusions, la biotite étant moins abondante et même parfois absente. Le quartz est également moins fréquent et se localise souvent en périphérie des mégacristsaux, sous forme de petits cristaux globuleux ou en remplissage dans des micro-fractures. La muscovite, lorsqu'elle est présente, se dispose en petites lattes d'aspect secondaire suivant les clivages ou les zones de démixtion. Ces observations semblent indiquer un début de cristallisation précoce du plagioclase et de la biotite, par rapport au quartz et à la muscovite.

- Les amas de biotite dans lesquels se concentrent les minéraux accessoires sont probablement des produits de cristallisation précoce comme il est classiquement reconnu.

- Une partie importante de la muscovite cristallise aux dépens de la sillimanite qu'elle contient souvent en relique. Il est difficile de trancher ici entre une origine restitutive ou magmatique de cette sillimanite. Néanmoins, son caractère fibreux plaide en faveur d'une

origine restitue (métamorphique) de ce minéral.

- Certains minéraux accessoires (apatite, monazite, zircon) peuvent aussi avoir un caractère hérité.

Enfin, la seule observation des relations microstructurales ne permet pas de déterminer avec précision la chronologie relative du début et de la fin de cristallisation des différentes phases minérales. On peut cependant schématiser l'histoire de la cristallisation comme suit :

- **une phase précoce :**

- avec l'existence probable d'une composante restitue matérialisée par les aiguilles de sillimanite en inclusions dans la muscovite et probablement une partie des minéraux accessoires (zircon, monazite, apatite).

- la cristallisation précoce du plagioclase, de la biotite et des minéraux réfractaires (zircon, monazite, apatites trapues, ilménite).

- **une phase principale :**

- durant laquelle tous les minéraux cristallisent simultanément, avec formation de mégacristaux de feldspath potassique, de grands plagioclases automorphes, de grandes lames de biotite et de muscovite (en partie aux dépens de la sillimanite) souvent associées et de quartz sub-automorphes.

- **une phase tardive :**

- durant laquelle cristallise le liquide résiduel et se forment les plages de quartz et de feldspath potassique xénomorphes.

- enfin, les transformations subsolidus marquées par la cristallisation de la muscovite secondaire, la damouritisation du plagioclase, la chloritisation de la biotite et la croissance du leucoxène aux dépens de l'ilménite.

I-1-2) Le granite grossier

Il constitue la bordure sud du massif de Pontivy et une grande partie de sa bordure ouest (fig. I-6). Comme nous l'avons vu c'est un faciès à deux micas, à grain grossier (5 à 10 mm), et de texture équilibrée.

a) Description minéralogique

Le quartz : il est abondant et se présente soit en gros cristaux sub-automorphes pouvant contenir de petites inclusions de plagioclase, de biotite et de muscovite (0,2 mm), soit en plages polycristallines cimentant les autres minéraux. Certains échantillons montrent des plages de quartz complètement recristallisées en petit cristaux engrenés (0,05mm) et sont traversés par de petites veines de quartz, témoignant de la circulation de fluides.

Le feldspath potassique : ce sont de gros cristaux sub-automorphes de microcline et d'orthose maclés carlsbad fortement perthitiques. Ils contiennent fréquemment de petites inclusions de plagioclase, de biotite, de muscovite et de quartz.

Le plagioclase : il se présente en grandes tablettes subautomorphes d'albite non zonées. Il contient des inclusions de biotite, de muscovite, d'apatite et de quartz parfois automorphes.

La biotite : elle est peu abondante et même parfois absente, souvent chloritisée ou décolorée (déferritisée). Elle contient des inclusions de zircon, d'ilménite et d'apatite et est souvent bordée par des "touffes" de fines paillettes de muscovite. On la trouve en inclusion dans tous les minéraux essentiels.

La muscovite : elle présente deux types d'habitats :

- en paillettes d'altération (séricite) dans les feldspaths ou en "touffes" de fines aiguilles autour ou à proximité des biotites et parfois associée au quartz et à de la sillimanite en amas lenticulaires fibreux (fibrolite). Elles peuvent former des veines dans les faciès les plus altérés.
- en grandes lames plus ou moins allongées pouvant contenir des inclusions de quartz ou de plagioclase. Elles montrent parfois certaines faces d'aspect déchiqueté, bordées de quartz au contact du plagioclase.

Les minéraux accessoires

L'apatite : elle est moins abondante que dans le granite de Malguénac. Ce sont généralement des cristaux trapus en inclusion dans la biotites ou dans le plagioclase.

L'ilménite : elle se trouve essentiellement en inclusion dans la biotite.

Le zircon : il est très abondant et se trouve également en inclusion dans la biotite.

La tourmaline : celle-ci n'a fait l'objet que d'une observation. C'est un cristal morcelé, faiblement pléochroïque (brun-vert) dans une plage de quartz recristallisé.

b) Relations de phases et ordre de cristallisation

Malgré de nombreuses similitudes avec le granite de Malguénac, le granite grossier montre quelques différences essentielles :

- l'absence de mégacristaux de feldspath potassique,
- la proportion et l'habitus de la muscovite,
- l'habitus en amas lenticulaires fibreux de la sillimanite,
- le caractère albitique du plagioclase.

Etant donné, comme nous le verrons plus tard, la grande similitude chimique entre le granite de Malguénac et le granite grossier leurs différences pétrographiques ne peuvent être que le résultat de différences dans les conditions de cristallisation. Le granite grossier a dû cristalliser à plus basse température dans des conditions de teneur en eau et en éléments volatils plus élevées. Ceci permet d'expliquer la cristallisation simultanée de tous les minéraux (texture équante, tendance à l'automorphisme de tous les minéraux).

- Rôle des fluides

La cristallisation de fibrolite, que l'on trouve aussi parfois en "plaques" sur des surfaces de fracture, l'albitisation du plagioclase et la cristallisation deutérique de certaines muscovites, témoignent de l'interaction avec des fluides de haute température.

La recristallisation du quartz, la chloritisation de la biotite, et la

damouritisation du plagioclase, sont le reflet d'une altération hydrothermale, à plus basse température.

L'abondance de filons pneumatolitiques tels que les pegmatites, les aplites et les greisens, témoigne également de l'abondance de fluides durant la cristallisation du granite grossier.

Etant donné la position de ce granite le long du cisaillement sud armoricain, il semble que celui-ci ait enregistré toute l'histoire thermique du cisaillement, grâce à la grande quantité de fluides drainés par ce dernier.

On peut donc schématiser la cristallisation du granite grossier en deux stades :

- un stade primaire durant lequel cristallisent ensemble tous les minéraux essentiels.

- un stade tardif, durant lequel la roche est soumise à d'importantes recristallisations, témoins du passage par un stade deutérique, puis hydrothermal.

Le granite de Malguénac et le granite grossier (leucogranites précoces) se sont mis en place simultanément et les granites dits "intermédiaires" représentent probablement des mélanges et/ou des variations des conditions de cristallisation (teneurs en eau, températures) à partir de ces deux cas extrêmes. La disposition cartographique de ces différents faciès est directement liée à la structure de l'encaissant (proximité des zones de cisaillement) qui contrôle notamment l'abondance des fluides.

I-1-3) Les granites fins tardifs

La mise en place des granites fins tardifs est contrôlée, comme nous l'avons déjà vu, par une direction N150-N170 visible cartographiquement et parfois microscopiquement, dans les échantillons déformés. La fabrique de ces granites, lorsqu'elle est exprimée, est sécante sur celle des granites environnants, ce qui montre sans ambiguïté leur caractère tardif.

Leur grain est en général plus fin que celui des autres granites à deux micas (0,3 à 1,5 mm) et ils peuvent contenir des mégacristaux de feldspath potassique.

a) Description minéralogique

Le quartz : il est très abondant et se présente généralement en grandes plages polycristallines (avec une tendance à l'automorphisme) qui sont parfois recristallisées en petits cristaux xénomorphes engrenés.

Le feldspath potassique : c'est du microcline souvent perthitique se présentant soit en cristaux xénomorphes cimentant les autres minéraux, soit en mégacristaux plus ou moins bien formés, généralement poecilitiques, avec des inclusions de plagioclase, de quartz arrondi, de biotite et de muscovite. On rencontre localement des textures granophyriques (syn-cristallisation rapide de feldspath et de quartz) qui constituent des "bouffées" liées à des concentrations locales de fluides.

Le plagioclase : c'est de l'oligoclase de composition remarquablement constante (An15-20) qui se présente sous forme de tablettes souvent mal formées et de petites dimensions.

La biotite : elle peut être localement abondante et est caractérisée par sa couleur brune et sa forme généralement aciculaire. Elle se présente souvent en association épitaxique avec la muscovite et est très riche en inclusions de zircon et d'apatite.

La muscovite : elle est également abondante et de forme parfois aciculaire. Aucune inclusion de sillimanite n'y a été observée.

Les minéraux accessoires

Ce sont, là encore, l'apatite, le zircon, l'ilménite et probablement la monazite qui constituent le cortège des minéraux accessoires de ces granites. Ils se trouvent le plus souvent en inclusion dans la biotite.

b) Relation de phases et ordre de cristallisation

La texture de ces granites (grain fin, micas aciculaires, "bouffées" granophyriques) est le témoin d'une cristallisation rapide. Ceci est

en accord avec la petite dimension de ces intrusions et leur mise en place tardive dans un encaissant plus froid que dans le cas des leucogranites précoces.

La biotite, le plagioclase et les minéraux accessoires sont les minéraux les plus précoces. La muscovite et le quartz (subautomorphe) qui sont également présents en inclusion dans les phénocristaux de feldspath potassiques, commencent à cristalliser avant la phase terminale.

I-1-4) Le granite de Langonnet

Il dessine un massif elliptique circonscrit, cartographiquement sécant sur les autres faciès du massif. C'est un granite très clair caractérisé par son homogénéité, sa richesse en muscovite et sa pauvreté en biotite. Ils se distinguent aussi, comme nous le verrons, des autres faciès leucogranitiques par ses caractéristiques géochimiques.

Il est essentiellement constitué par deux faciès :

- un faciès commun assez grossier de texture généralement isogranulaire quoique parfois sub-porphyroïde.
- un faciès de bordure à grain plus fin, très pauvre en biotite.

a) Description minéralogique

Le quartz : il est très abondant et se présente soit en gros cristaux automorphes pouvant contenir des inclusions de biotite et de muscovite soit en grandes plages polycristallines.

Il remplit également des "golfs de corrosion" dans la muscovite et parfois dans les feldspaths.

Le plagioclase : Il se présente en tablettes automorphes à subautomorphes d'albite non zonés et riches en inclusions (biotite, muscovite, quartz). Il est presque toujours damouritisé.

Le feldspath potassique : c'est, selon le cas, de l'orthose ou du microcline (détermination optique) souvent perthitique et presque systématiquement altéré (kaolinisé). Il se présente généralement en cristaux xénomorphes, mais forme parfois des phénocristaux aux

faces mal définies. Ces derniers peuvent contenir des inclusions de micas, de plagioclases et de quartz automorphes.

La muscovite : généralement abondante elle se présente en grandes lames parfois automorphes, possédant souvent des "golfs de corrosion" remplis de quartz sur les faces perpendiculaires à l'allongement du minéral, ce qui leur confère un aspect déchiqueté.

La biotite : elle est peu abondante et même parfois absente. Elle est presque systématiquement chloritisée ou décolorée.

Les minéraux accessoires :

Ils se présentent le plus souvent en amas isolés ou en inclusion dans la biotite et sont essentiellement représentés par l'apatite, l'ilménite et le zircon (et probablement la monazite). On peut aussi noter la croissance fréquente d'associations leucoxène-rutile aux dépens des opaques.

b) Relations de phases et ordre de cristallisation

L'automorphisme du quartz témoigne de sa cristallisation précoce, en relation avec le caractère acide de ce granite.

La muscovite doit être également précoce. Ceci est probablement dû à la richesse en fluides et en éléments volatils du magma (élément tel que le fluor qui élargit le champ de stabilité de la muscovite vers les hautes températures; Zen, 1988). En fait, tous les minéraux ont dû cristalliser ensemble. Ceci est compatible, comme nous allons le voir, avec la composition d'eutectique du granite de Langonnet. La fin de la cristallisation est gouvernée par d'importants phénomènes deutériques, puis hydrothermaux, qui s'accompagnent de la chloritisation de la biotite, de la croissance de muscovite secondaire abondante dans les plagioclases, de la kaolinisation des feldspaths potassiques et de l'altération des opaques en association rutile-leucoxène. La phase deutérique se traduit par l'existence d'un cortège filonien important avec notamment un faciès aplitique très développé et des pegmatites "stockscheider" qui caractérisent ce granite.

I-1-5) Filons et enclaves

a) Les filons

a-1) Les filons pneumatolitiques

Les leucogranites contiennent une grande quantité d'aplitites et de pegmatites, témoignant de la grande richesse en fluides de ces granites.

On observe localement dans les faciès les plus évolués (type grossier à quartz automorphe, carrière du Péros) des passées greisenifiées de quelques cm de largeur. On rencontre également dans ces faciès des zones épisyénitisées. Ces zones constituent, par leur porosité, des pièges pour l'uranium et témoignent également du passage de fluides hydrothermaux. Un des buts essentiels des travaux de prospection effectués par les géologues de la COGEMA a été la localisation de ces minéralisations et l'étude des contrôles magmatiques et structuraux. Le granite de Langonnet montre également un faciès aplitique très développé et est caractérisé par la présence de pegmatites stocksheider sur sa bordure. Nous ne nous étendrons pas sur les problèmes des gîtes minéralisés et de la métallogénie du massif, ces problèmes ayant déjà fait l'objet de nombreux travaux (Pothin-Koffi, 1973 Marcoux, 1980; Panarizadeh-Echraghi, 1981; Alabossi, 1984).

a-2) Le filon microgranitique :

Un filon de granite sombre à grain fin (0,5 mm) à été observé dans le granite de Malguénac (carrière de Kérhiec; planche I, photo 3). Sa minéralogie est identique à celle du granite hôte mais il se caractérise par sa richesse en biotite et en plagioclase. De petites lattes de plagioclase et de biotite dessinent la charpente de cette roche, cimentée par le quartz et le feldspath potassique. La muscovite, peu abondante, est parfois criblée de petites aiguilles de sillimanite, comme dans le granite hôte. L'existence de figures d'injections réciproques aux épontes de ce filon montrent son caractère syn-plutonique.

Il présente de nombreuses similitudes pétrographiques avec les enclaves microgrenues auxquelles il est associé spatialement et semble être à l'origine de la formation ces enclaves. Ce problème à fait l'objet d'une note à l'Académie des Sciences à laquelle ont peut se reporter en annexe (Euzen et Capdevila, 1991a).

b) Les enclaves

b-1) Les enclaves d'encaissant

Des enclaves d'encaissant d'importance métrique à décamétrique se rencontrent en bordure du massif et ont été décrits par Marcoux (1980). De petites enclaves centimétriques à décimétriques de gneiss (enclaves rubanées), ou de quartzites sont également disséminées dans le massif.

b-2) Les enclaves surmicacées

Celles-ci sont traitées à part car leur origine est plus délicate à déterminer (Montel et al. 1991). Elles sont essentiellement de deux types :

- certaines d'entre elles ont une texture d'aspect magmatique (bien que partiellement recristallisées), avec une grande abondance de biotites aciculaires, poecilitiques (nombreuses inclusions de quartz) et formant parfois des amas. La matrice est essentiellement constituée de quartz, plagioclase et feldspath potassique en grande partie recristallisés. Ces enclaves peuvent également se rencontrer dans les enclaves microgrenues (double-enclave).

Elles peuvent être interprétées comme des accumulations précoces de minéraux, mais ayant recristallisé partiellement lors de leur reprise par des liquides plus tardifs.

- contrairement à ce premier type, la plupart des enclaves surmicacées, de forme lenticulaire, sont caractérisées par une texture foliée très nette, soulignée par la biotite et la sillimanite toujours présentes en abondance.

La sillimanite peut former des "touffes" lenticulaires fibreuses moulées par la foliation, mais se présente souvent sous forme de longues baguettes prismatiques.

La biotite, très abondante, forme souvent des agrégats, avec de très fréquentes textures de recuit (présence de points triples).

Le fond de la roche est essentiellement constitué de quartz en plages monocristallines poecilitiques.

La muscovite est également abondante et semble se former aux dépens de la sillimanite et de la biotite.

La cordiérite peut être présente localement, en grands cristaux automorphes complètement pinitisés et remplacés par de la biotite et de la muscovite.

Enfin les minéraux accessoires sont l'ilménite, le zircon, l'apatite, le rutile et localement la tourmaline.

Ces enclaves ont probablement subi d'importantes recristallisations et leur histoire est difficile à retracer. Ils est en effet délicat de trancher entre une hypothèse restitique et une hypothèse xénolitique ("en route vers la surface"). On peut simplement préciser que, étant donnée leur répartition homogène au sein des leucogranites, elles ne correspondent probablement pas à des enclaves de toit.

b-3) Les enclaves microgrenues

Elles n'ont été observées que dans le faciès porphyroïde (granite de Malguénac) et semblent former des essaims associés localement au filon microgrenu (Euzen et Capdevila, 1991a, 1991b; voir en annexe). Elles ont une forme ovoïde à sphérique, leur diamètre n'excédant généralement pas 20 cm et présentent le plus souvent des contacts francs avec le granite hôte (planche I, photo 4), plus rarement diffus. Elles sont caractérisées par une minéralogie identique à celle du granite hôte mais sont plus riches en biotite et en plagioclase (oligoclase). Leur texture est variable, depuis des roches homogènes à grain fin (0,1 à 0,5 mm) jusqu'à des roches grenues (1 mm) plus hétérogènes. Elles contiennent toutes en quantité variable des phénocristaux de quartz, de feldspath potassique, et de plagioclase d'aspect résorbés, isolés ou en agrégats et interprétés comme des xénocristaux provenant du granite hôte (planche I, photo 5). Leur texture leur minéralogie et leur géochimie permettent de les interpréter comme provenant du démantèlement de filons microgranitiques syn-plutoniques.

PLANCHE I

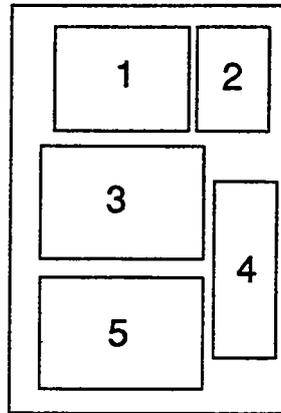


Photo 1 : Aiguilles de sillimanite en inclusion dans un cristal de quartz, lui-même inclu dans une muscovite (lumière polarisée; x125). Le bord inférieur de la photo représente une largeur de 0,9 mm.

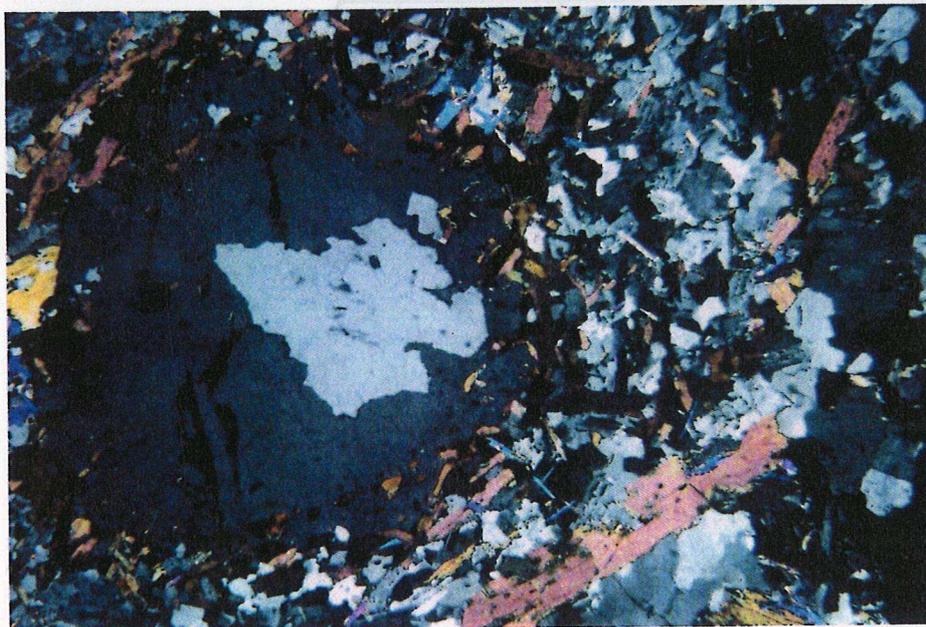
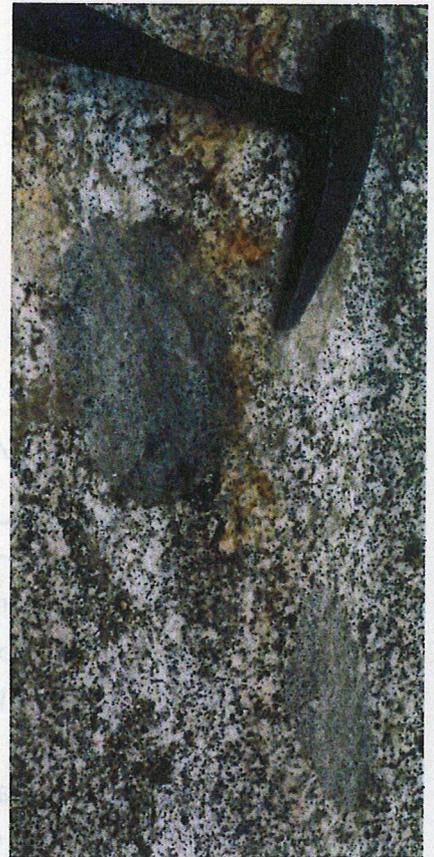
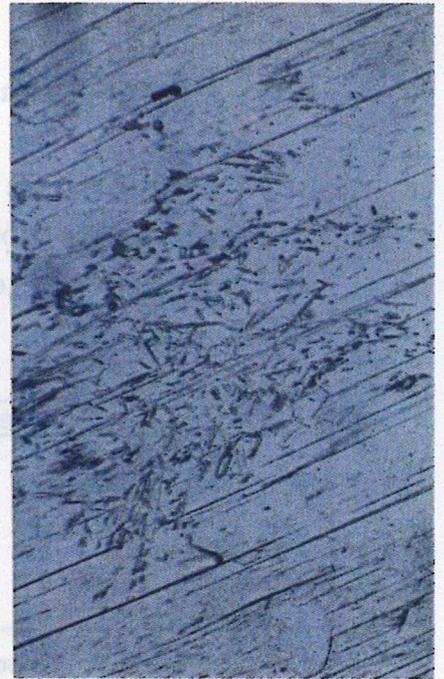
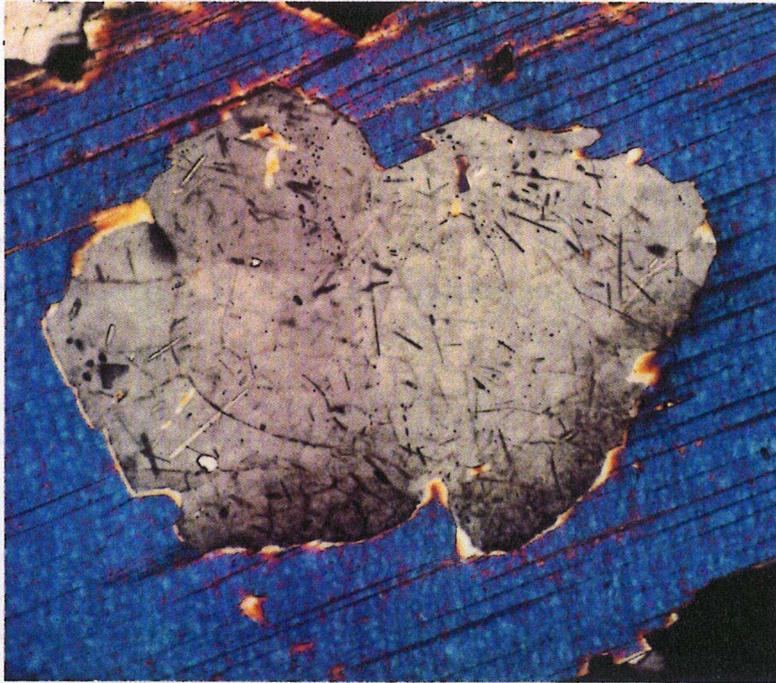
Photo 2 : Aiguilles de sillimanite en inclusion dans un cristal de muscovite (lumière naturelle; x125).

Photo 3 : Filons microgrenus dans le granite de Malguénac. On peut observer trois filons :

- (1) tout à fait à droite sur la photo.: il est peu visible, mais le contact apparaît diffus;
- (2) au centre : il présente un contact franc, à gauche et un autre plus progressif, à droite;
- (3) à gauche sur la photo : on observe qu'un seul de ses contacts avec le granite hôte (sous le marteau), mais son épaisseur réelle est de quelques mètres.

Photo 4 : Enclaves microgrenues dans le granite de Malguénac.

Photo 5 : Xénocristal de quartz dans une enclave microgrenue (lumière polarisée; x30). On peut observer à droite sur la photo, le contact de l'enclave avec le granite hôte, bordé en bas par un cristal de biotite allongé. Le xénocristal possède une bordure interne de petits cristaux de biotite et de plagioclase, qui matérialisent une auréole correspondant à la fin de croissance du minéral à l'intérieur de l'enclave.



microfotografii
mărmurii de
ne poate fi

I-2) Compositions modales :

Les compositions modales moyennes des différents faciès leucogranitiques sont reportés dans le tableau II-1 et les analyses modales dans le diagramme de classification Q-A-P (Streckeisen, 1976), (fig. II-2).

	Grossier	Malguénac	Interméd.	Fins tardifs	Langonnet
Feldspath k	24	25	23	19	28
Plagioclase	36	26	31	30	29
Quartz	26	34	35	37	31
Biotite	5	7	7	9	4
Muscovite	9	8	4	6	8
TOTAL	100	100	100	100	100

Tableau II-1 : composition modale moyenne des différents faciès leucogranitiques.

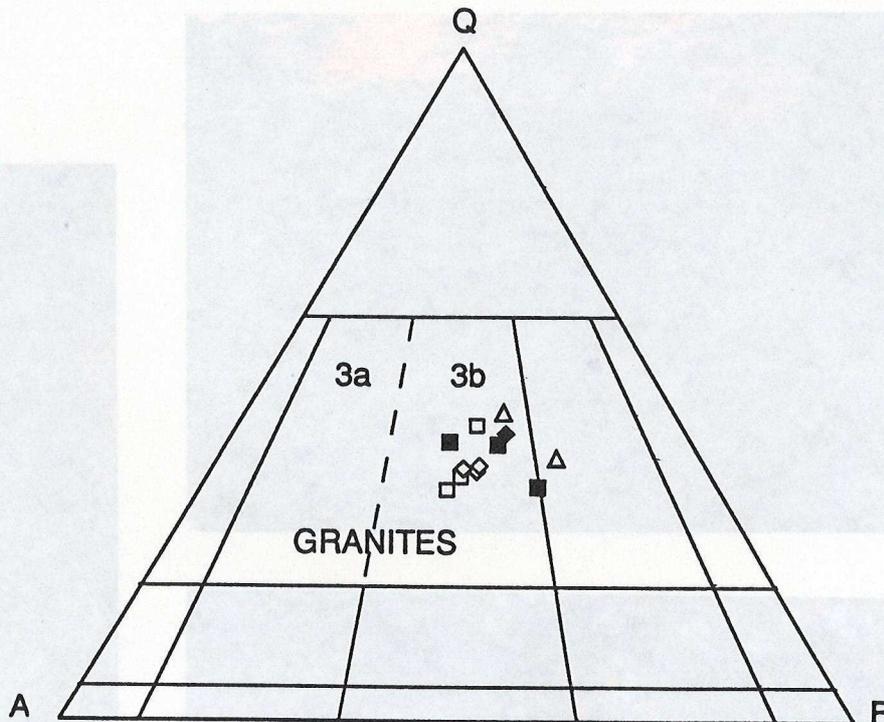


Figure II-2 : Diagramme de classification de Streckeisen (1976). Carrés évidés : granite de Malguénac; carrés pleins : granite intermédiaire; triangles : granite grossier; losanges pleins : granites fins tardifs; losanges évidés : granite de Langonnet.

On peut remarquer la relative homogénéité de l'ensemble des leucogranites, qui sont centrés dans le champ des granites. Les hétérogénéités existant à l'intérieur de chaque faciès pôle sont du même ordre de grandeur que celles existant d'un faciès à l'autre. On ne peut donc pas, par l'analyse modale, individualiser les différents

faciès leucogranitiques.

I-3) Conclusion :

La minéralogie des différents granites à deux micas étudiés est remarquablement constante. Les variations ne s'expriment que par les proportions relatives et les habitus des différentes phases minérales. Ces variations sont souvent aussi importantes à l'intérieur d'un faciès que d'un faciès à l'autre. Ceci, ajouté à l'existence de faciès intermédiaires, rend difficile l'individualisation et la cartographie de ces granites. Les critères pétrographiques et structuraux permettent néanmoins de dégager les points suivants :

- il existe au moins deux épisodes magmatiques distincts dans le temps, (1) mise en place précoce du granite de Malguénac et des granites grossiers (leucogranites précoces) et (2) mise en place tardives des granites fins et du granite de Langonnet.

- Les différences pétrographiques existant entre le granite grossier et le granite de Malguénac reflètent des variations des conditions de cristallisation. Une teneur en eau (et en éléments volatils?) plus élevée et une température de cristallisation plus faible dans le granite grossier permettent de rendre compte de ces différences. La structure de l'encaissant (proximité du cisaillement, densité de la fracturation), contrôle fortement l'importance des phases deutérique et hydrothermale, qui sont plus développées dans le granite grossier.

Les variations existant à l'intérieur de ces faciès peuvent aussi s'expliquer par des accumulations de minéraux, probablement liées au fluage des granites (mécanismes de type filtre-presse) ou par des hétérogénéités de source.

- mis à part leur caractère tardif et leur cristallisation rapide, les granites fins tardifs ne montrent pas de différences significatives avec les leucogranites précoces.

- le granite de Langonnet s'individualise par son caractère tardif, sa remarquable homogénéité pétrographique, mais également, comme nous allons le voir, par ses caractères géochimiques. Ces différences en font une unité à part dans l'ensemble des leucogranites du massif de Pontivy-Rostrenen et elles sont probablement le reflet de différences dans les conditions de fusion et/ou dans la nature des

sources.

II) Le granite de Rostrenen

Le granite de Rostrenen est un monzogranite porphyroïde à biotite pouvant contenir, toujours en quantité mineure, de la muscovite et de la cordiérite. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent ce granite présente différents faciès, le plus caractéristique, qui servira de référence, étant le faciès commun, homogène, à gros mégacristaux de feldspath potassique. Les variations à partir de ce faciès concernent la proportion, la taille et l'habitus des mégacristaux de feldspath potassique, les quantités de biotite et de muscovite et la présence ponctuelle de cordiérite.

Nous allons décrire ici les minéraux du faciès commun en précisant, quand il y a lieu, les variations d'habitus accompagnant les variations de faciès.

II-1) Description minéralogique

Le quartz : il se présente presque invariablement en grandes plages polycristallines constituées de cristaux d'environ 2 mm, xénomorphes à sub-automorphes. Il est également présent en petits cristaux subautomorphes, en inclusion dans les mégacristaux de feldspath potassique. Dans de rares cas, il peut former de gros cristaux automorphes isolés (en particulier dans le faciès à cordiérite).

Le feldspath potassique :

- en mégacristaux : il constitue en moyenne près de 15% de la roche mais peut se concentrer dans certaines zones (étang de Coronq, commune de Glomel) pour constituer jusqu'à 50% du granite (planche II, photo 1). Cotten (1975) a étudié l'état structural de ces mégacristaux par diffractométrie et les a définis comme *du microcline faiblement ou moyennement triclinique*. Dans le faciès commun (Rostrenen nord, fig.I-6), ils sont généralement perthitiques et ont une taille moyenne de 4 à 5 cm pouvant atteindre jusqu'à 15 cm. Ils contiennent de nombreuses inclusions disposées généralement suivant les faces de croissances du cristal

hôte. Les plagioclases y sont de petite taille (inférieure à ceux de la matrice) et présentent des couronnes albitiques. La biotite, le quartz et une muscovite d'aspect secondaire, y sont également présents.

Dans le faciès sud (Rostrenen sud, fig. I-6) les mégacristsaux sont plus petits (< 5 cm), moins automorphes et nettement plus poecilitiques.

- le feldspath potassique de la matrice : il est constitué essentiellement par de l'orthose et du microcline perthitiques, présents en faible quantité et pouvant contenir des inclusions de biotite, de plagioclase et de quartz. Il se présente en plages monocristallines xénomorphes.

Le plagioclase : c'est de l'oligoclase-andésine formant des tablettes automorphes nettement zonées. Il peut contenir de la biotite et du quartz en inclusions et est souvent altéré en fines paillettes de séricite. L'habitus du plagioclase semble constant dans l'ensemble du massif de Rostrenen.

La biotite : elle se présente en lames allongées et contient fréquemment des inclusions de zircon, d'apatite et d'ilménite. Elle forme souvent des groupes de plusieurs individus parfois associés à des muscovites de plus petite taille. Les contacts biotite-muscovite sont parfois soulignés par des minéraux opaques. La biotite se plaque souvent le long de faces cristallographiques d'autre minéraux ou souligne les contours de plages de quartz

La muscovite : elle est très peu abondante et se présente en petits cristaux, parfois d'aspect primaire, associés à la biotite et en inclusions, toujours d'aspect secondaire, dans les mégacristsaux de feldspaths potassiques. Elle contient fréquemment des inclusions de minéraux opaques. Lorsque la cordiérite est présente, la muscovite est plus abondante et de plus grande taille.

La cordiérite : elle se rencontre sporadiquement dans le granite de Rostrenen et se présente toujours sous forme de cristaux automorphes pinitisés et presque complètement remplacés par une association biotite verte + muscovite. Elle n'a jamais été observée en

inclusion dans les phénocristaux de feldspaths potassiques.

La sillimanite : son apparition est restreinte au faciès à cordiérite dans lequel elle se présente en "touffes" fibreuses (fibrolite) de forme lenticulaire, associées à de la muscovite qui semble se développer à ses dépens.

L'andalousite : elle a été localement décrite par Marcoux (1980), mais nous ne l'avons jamais observée. Elle se présente sous forme de *petits globules d'andalousite damouritisée dans les fissures qui s'associent localement à la biotite et au plagioclase.*

Les minéraux accessoires :

- L'apatite forme de petits cristaux trapus (jusqu'à 0,3 mm) le plus souvent en inclusion dans la biotite ou à proximité de celle-ci.
- Le zircon est également fréquent et généralement en inclusion dans le biotite.
- L'ilménite est incluse dans la biotite et la muscovite et souligne parfois les contacts entre ces minéraux.

II-2) Relations de phases et ordre de cristallisation

Il n'y a, là encore, pas de critères texturaux univoques permettant de définir avec précision la chronologie relative de début et de fin de cristallisation des différentes phases minérales. Il apparaît qu'une grande partie du refroidissement s'est accompagnée de la cristallisation conjointe de tous les minéraux principaux.

Le plagioclase et la biotite sont probablement les phases les plus précoces avec les minéraux accessoires.

Il semble que feldspath potassique ait cristallisé plus précocement dans le faciès commun, par rapport à la biotite et au plagioclase, que dans le faciès sud dans lequel les mégacristaux sont plus petits et plus poecilitiques.

La muscovite, même lorsqu'elle apparaît primaire, semble avoir toujours cristallisé tardivement.

La cordiérite est absente du faciès commun (Rostrenen nord), faciès qui semble être le plus primitif du granite de Rostrenen. Ceci, ajouté à son absence dans les mégacristaux de feldspath potassique, suggère une origine tardive de ce minéral dans l'histoire de la cristallisation du granite. La cordiérite se déstabilise suivant la réaction décrite par Clemens et Wall. (1988, réaction 16) :



Il semble que l'apparition de la cordiérite soit systématiquement liée à une augmentation de la proportion et de la taille des muscovites et de l'automorphisme du quartz (et même parfois à l'apparition de la sillimanite), ce qui est compatible avec le caractère plus alumineux, plus acide et plus hydraté du granite qui la contient.

D'une manière générale, trois principaux types de cordiérite, correspondant à trois origines différentes, sont reconnus dans les granites peralumineux (Maillet et Clarke, 1985; Weber et al., 1985, Bouloton, 1992) : les cordiérites héritées, magmatiques, ou tardives. Les premières proviennent de la source des granites (restites), ou sont arrachées à l'encaissant (xénolites) par le magma en route vers la surface (Bouloton, 1992). Les secondes cristallisent directement à partir du bain silicaté (réaction cotectique) ou proviennent de la réaction entre un minéral alumineux et le liquide (réaction péritectique; Abbott et Clarke, 1979). Enfin, les dernières trouvent leur origine dans les échanges chimiques entre une phase fluide, des phases solides (minéraux) et éventuellement un liquide silicaté résiduel (Weber et al., 1985).

La cordiérite d'origine magmatique (*sensus stricto*) est généralement précoce dans l'histoire de cristallisation des granites peralumineux (Weber, 1985; Georget, 1986; Bouloton, 1992). ce n'est pas le cas dans le granite de Rostrenen, comme nous venons de le voir. Les cordiérites héritées de roches métamorphiques sont généralement riches en inclusions (sillimanite, spinelle, grenat) témoignant de leur origine blastique. Or, toutes les cordiérites observées dans le granite de Rostrenen ne contiennent pas d'inclusions autres que celles nées de leur propre déstabilisation (biotite, muscovite, quartz). De plus, leur caractère automorphe

suggère qu'elles ont cristallisé en équilibre avec un liquide (Bouloton, 1992).

Il semble donc que la cordiérite du granite de Rostrenen ait une origine en partie magmatique (*sensus lato*), mais tardive et en relation avec l'augmentation du caractère acide, alumineux et hydraté du granite. On peut y voir le résultat d'une interaction avec un liquide fortement peralumineux (leucogranite?) et/ou avec une phase fluide hydratée.

II-3) Compositions modales

Les compositions modales moyennes des différents faciès du granite de Rostrenen sont reportés dans le tableau II-2 et les analyses individuelles dans le diagramme de Streckeisen (1976), (fig. II-3). Tous les points tombent dans le champ des granites et évoluent vers un pôle riche en quartz. Cette évolution est plus évidente dans un diagramme portant les composition modales moyennes en fonction des paragenèses (fig. II-4). On observe une diminution de la teneur en feldspath potassique et en biotite avec une augmentation parallèle de la teneur en quartz, depuis le faciès à gros mégacristaux vers les faciès les plus évolués.

	faciès nord	faciès sud	faciès à cordiérite
Quartz	19	27	27
Feldspath K	32	26	27
Plagioclase	33	33	32
Biotite	13	13	9
Muscovite	3	1	3
Cordiérite	0	0	1
TOTAL	100	100	100

Tableau II-2 : Compositions modales moyennes des différents faciès du granite de Rostrenen.

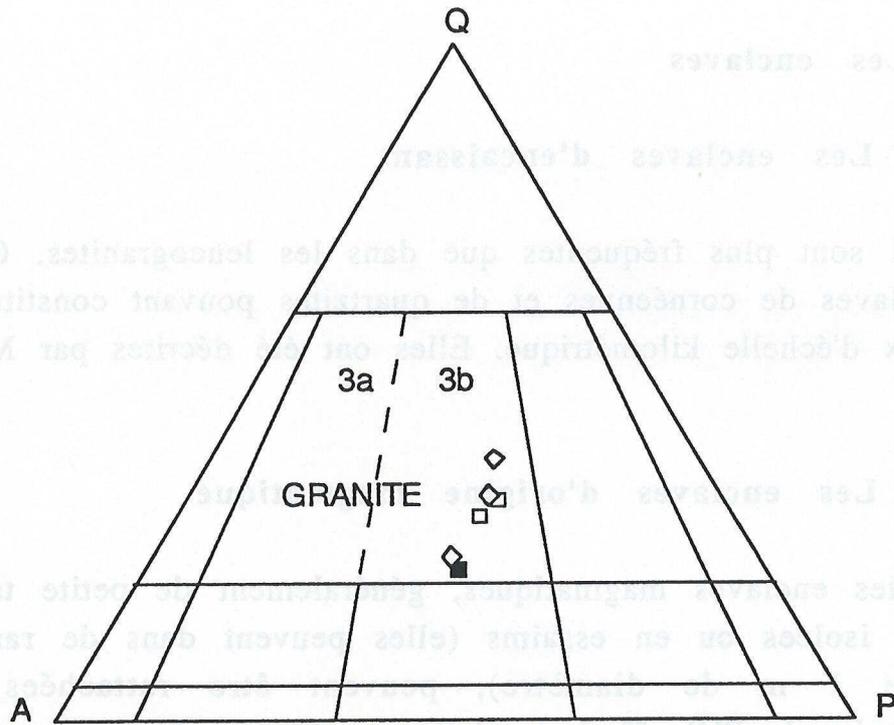


Figure II-3 : Diagramme de classification de Streckeisen (1967). Carrés pleins : faciès nord; carrés évidés : faciès sud; losanges : faciès à cordiérite.

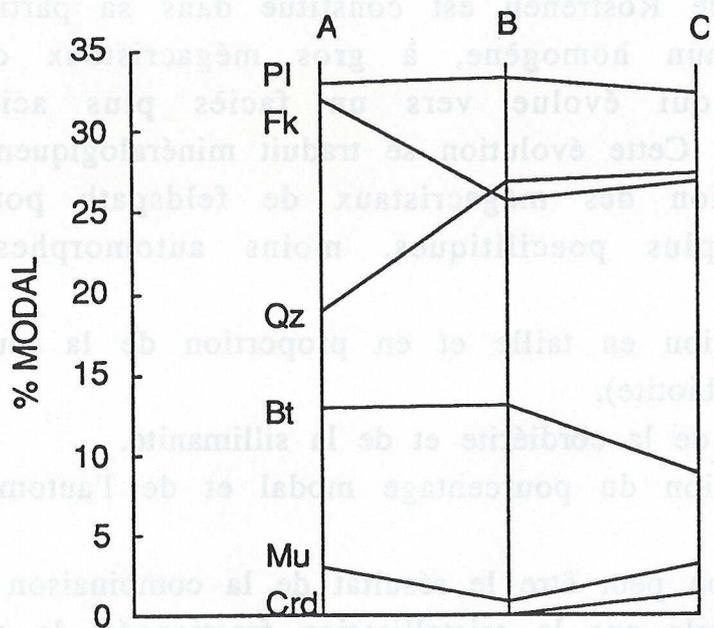


Figure II-4 : Variations de composition modale en fonction des faciès du granite de Rostrenen. A : faciès nord; B : faciès sud; C : faciès à cordiérite.

II-4) Les enclaves

II-4-1) Les enclaves d'encaissant

Celles-ci sont plus fréquentes que dans les leucogranites. Ce sont des enclaves de cornéennes et de quartzites pouvant constituer des panneaux d'échelle kilométrique. Elles ont été décrites par Marcoux (1980).

II-4-2) Les enclaves d'origine magmatique

Toutes les enclaves magmatiques, généralement de petite taille et ovoïdes, isolées ou en essaims (elles peuvent dans de rares cas atteindre 1 m de diamètre), peuvent être rattachées à la monzodiorite de Plélauff. Les relations entre ces deux magmas sont traitées dans le paragraphe qui suit.

II-5) Conclusion

Le granite de Rostrenen est constitué dans sa partie nord d'un faciès commun homogène, à gros mégacristsaux de feldspath potassique, qui évolue vers un faciès plus acide et plus peralumineux. Cette évolution se traduit minéralogiquement par :

- la réduction des mégacristsaux de feldspath potassique qui deviennent plus poecilitiques, moins automorphes et moins abondants.
- l'augmentation en taille et en proportion de la muscovite (par rapport à la biotite).
- l'apparition de la cordiérite et de la sillimanite.
- l'augmentation du pourcentage modal et de l'automorphisme du quartz.

Cette évolution peut être le résultat de la combinaison de plusieurs mécanismes tels que la cristallisation fractionnée, la contamination par un matériel peralumineux (qui peut être un magma leucogranitique ou un encaissant sédimentaire), ou l'interaction avec une phase fluide.

III) La monzodiorite de Plélauff

La monzodiorite de Plélauff constitue de petits stocks d'importance volumétrique mineure par rapport à l'ensemble du massif. Le pointement principal (quelques km²) est localisé au voisinage de Plélauff et de petits pointements (<1km²) sont disséminés dans le granite de Rostrenen. On en trouve aussi dans les granites à deux micas, mais les relations avec ces derniers ne sont pas observables sur le terrain. En revanche, les relations entre le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff ont été observées en plusieurs endroits. On peut voir notamment de nombreuses figures de mélange dans la carrière de Kermarec (commune de Plélauff) où le granite de Rostrenen s'injecte dans la monzodiorite et isole ainsi des portions de magma, parfois anguleuses, parfois arrondies (fig. II-5; planche II, photo 2). Les enclaves ainsi formées peuvent elles-mêmes contenir des xénocristaux provenant du granite (planche II, photo 3). On trouve des enclaves de monzodiorite disséminées dans tous le granite de Rostrenen et celles ci peuvent parfois former des essaims (moulin du Cordy).

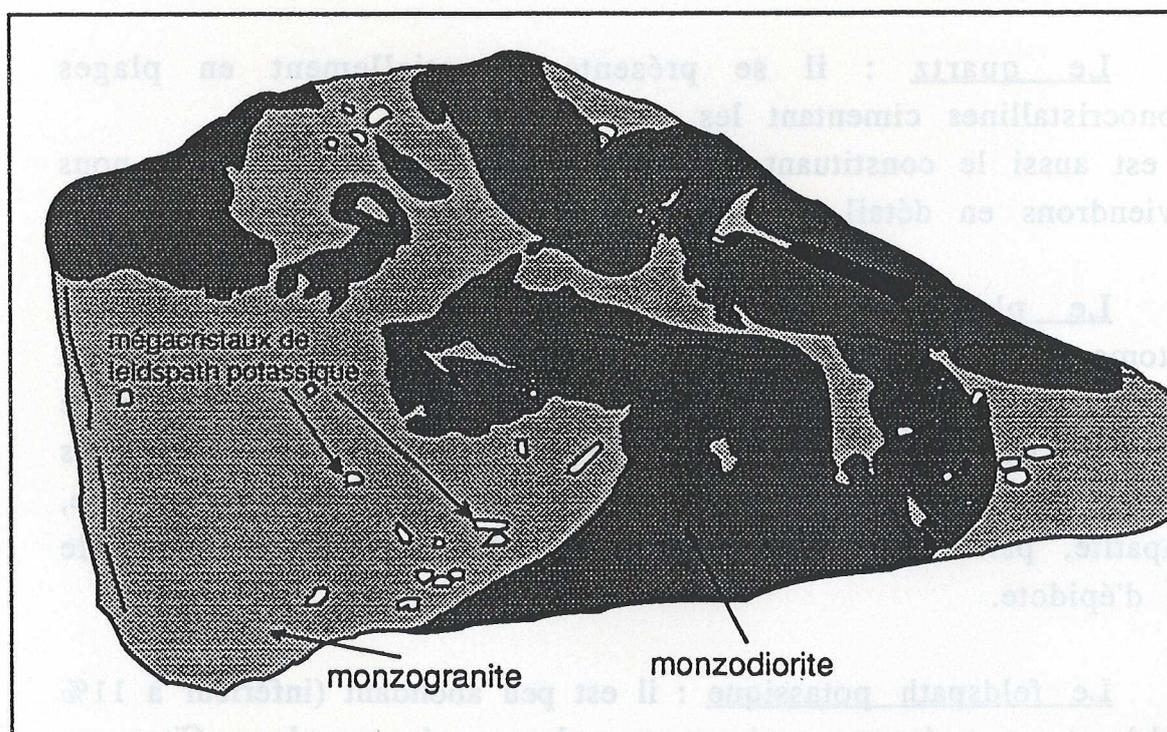


Figure II-5 : Relations entre le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff (carrière de Kermarec). On peut observer des figures d'injections réciproques, où les deux magmas s'enclavent mutuellement.

Des enclaves de granite dans la monzodiorite de Plélauff ont également été décrites par Didier et al. (1972). La contemporanéité de la monzodiorite de Plélauff et du granite de Rostrenen ainsi que l'existence de mélanges, au moins mécaniques, entre ces deux magmas ne font donc aucun doute.

La monzodiorite de Plélauff constitue un ensemble hétérogène depuis des tonalites (nettement dominante) à clinopyroxène + amphibole + biotite, jusqu'à des granodiorites à biotite + amphibole (granodiorite G1) ou à biotite seule (granodiorite G2). Les textures sont également variables, depuis des textures fines sub-doléritiques, (0,1 à 0,5mm) jusqu'à des textures grenues (1 à 2mm). Ces roches sont caractérisées par une grande abondance de biotite et le quartz y est toujours présent (> 10%) formant parfois des ocelles.

Cette minéralogie, ainsi que la présence locale d'ocelles de quartz à couronne de clinopyroxènes ou d'amphibole, lui confèrent une ressemblance avec les lamprophyres calco-alcalins (Rock, 1984, 1991) et les vagnérites (Sabatier, 1980, 1992).

III-1) Description minéralogique

Le quartz : il se présente essentiellement en plages monocristallines cimentant les autres minéraux.

Il est aussi le constituant essentiel des ocelles sur lesquelles nous reviendrons en détail.

Le plagioclase : c'est de l'andésine-labrador en tablettes automorphes qui constituent, avec la biotite, la charpente de la matrice, ce qui donne à la roche lorsque le grain est fin, une texture d'aspect doléritique. Il peut également constituer de grands cristaux, automorphes ou d'aspect résorbés à inclusions de biotite, d'apatite, parfois de clinopyroxène et, plus rarement, d'amphibole ou d'épidote.

Le feldspath potassique : il est peu abondant (inférieur à 11% Vol.) et se présente toujours en plages xénomorphes. C'est un microcline faiblement perthitique. Lorsqu'il est au contact du plagioclase, le développement de myrmékites est très fréquent.

La biotite : c'est une biotite magnésienne présentant un pléochroïsme vert à brun-rouge. Elle est toujours abondante constituant 20 à 30% en volume de la roche. Dans la mésostase elle se présente en petits cristaux mais forme aussi de grandes lames automorphes isolées. Elle constitue parfois des amas dans lesquels elle est associée à l'amphibole et au clinopyroxène. Elle est parfois chloritisée et présente souvent des inclusions de prehnite de forme lenticulaire et disposées suivant les clivages ou, plus rarement, d'épidote (clinozoïsite). Ce type d'altération est presque systématique dans le faciès granodioritique sans clinopyroxène.

L'amphibole : c'est une amphibole relativement magnésienne (magnésio-hornblende, actinote) de couleur généralement vert pâle. Elle se présente presque systématiquement sous forme d'amas de cristaux enchevêtrés aux formes mal définies (Planche II, photo 4). Elle est souvent partiellement remplacée par de la biotite et montre aussi fréquemment un coeur de clinopyroxène relictuel. On trouve également dans ces amas des opaques et du sphène. Elle se présente parfois, notamment dans le faciès granodioritique sans clinopyroxène, en grands cristaux automorphes en épitaxie avec la biotite, témoignant dans ce cas d'une syn-cristallisation (cotectique) des deux minéraux.

Le clinopyroxène : c'est une salite qui peut constituer jusqu'à 4 % de la roche et semble restreinte au faciès tonalitique. Elle se présente le plus souvent en petits cristaux arrondis d'aspect granuleux ou, plus rarement, en grands cristaux subautomorphes partiellement résorbés et pouvant contenir de petites inclusions de plagioclase. Elle est très souvent présente sous forme de relique au coeur des amphiboles, ou même parfois dans la biotite. Elle constitue aussi le plus souvent les auréoles des ocelles de quartz dans lesquelles elle forme des cristaux automorphes bien conservés.

Les ocelles : elles sont généralement constituées d'un cristal de quartz plus ou moins ovoïde entouré d'une frange de minéraux colorés. Dans la plupart des cas, cette frange est exclusivement

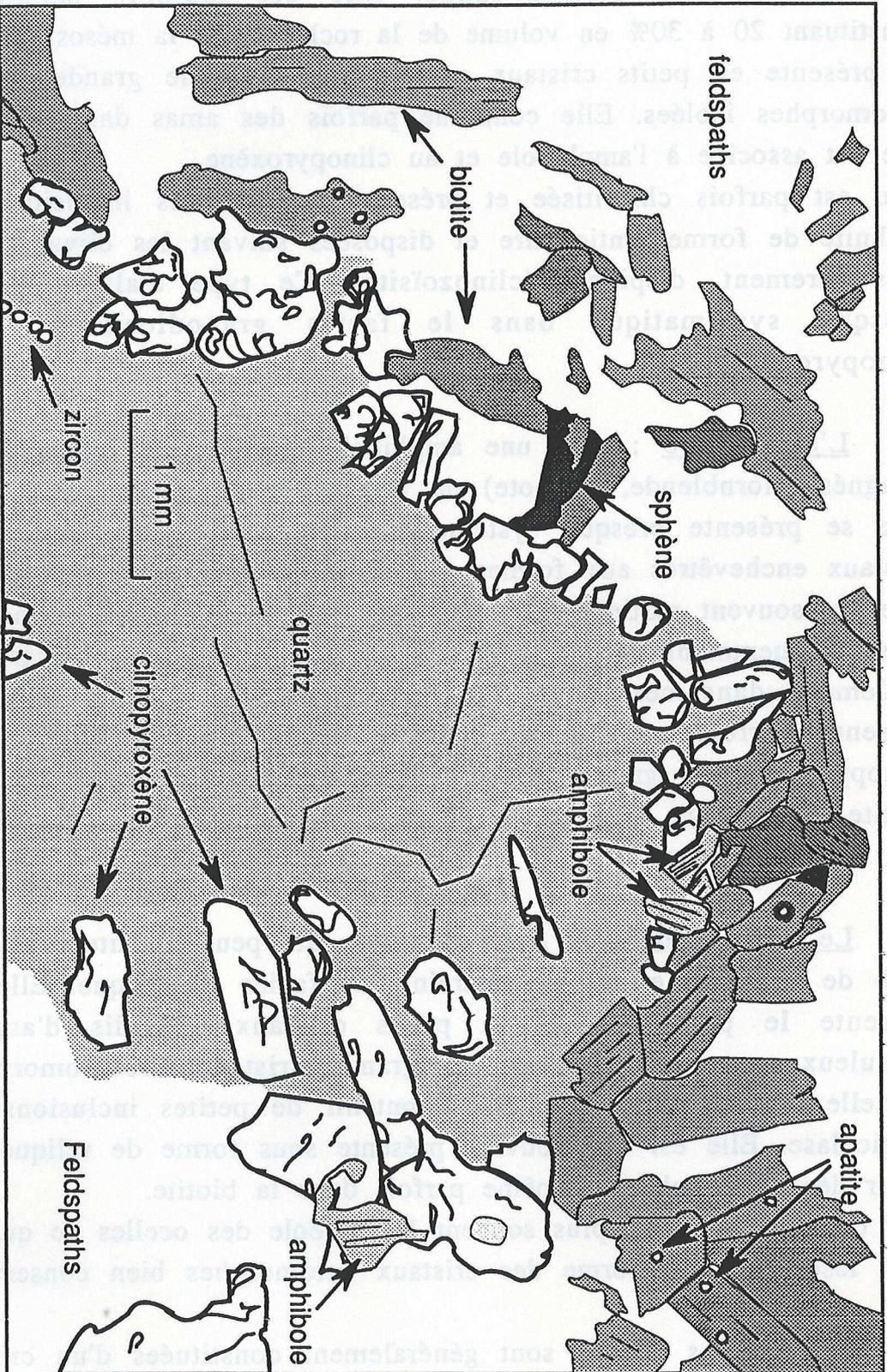


Figure II-6 : Ocelle à couronne de clinopyroxène dans la monzodiorite de Plélauff.

constituée de clinopyroxènes automorphes disposés en position radiale (fig. II-6; Planche II, photo 5). Ceux-ci se déstabilisent parfois en amphibole, le plus souvent sur la bordure externe de l'auréole au contact de la biotite. Ces ocelles sont également caractérisées par une grande concentration de petits cristaux d'apatite sur leur bordure.

On rencontre aussi des ocelles essentiellement constituées de clinopyroxène en position rayonnante le peu de vide restant étant comblé par du quartz, du feldspath potassique et du sphène.

Enfin, dans de très rares cas, l'auréole de l'ocelle est constituée par de l'amphibole en position tangentielle et pouvant contenir de petits grains de clinopyroxène relictuel.

Les minéraux accessoires :

L'apatite : elle est toujours abondante et présente systématiquement deux habitus :

- en petits cristaux trapus, le plus souvent en inclusions dans le clinopyroxène, le plagioclase ou la biotite, en bordure de laquelle elle se concentre parfois.
- en cristaux aciculaires pouvant atteindre quelques millimètres de long, témoins d'une cristallisation rapide de ce minéral, probablement au niveau de mise en place du magma.

L'apatite doit donc cristalliser tout au long du refroidissement.

Le zircon : il se présente en petits cristaux inclus dans tous les minéraux principaux ou en grands cristaux aciculaires (jusqu'à 0,3 mm de long).

Le sphène : il est toujours présent en quantité abondante et se présente en cristaux xénomorphes moulant les autres minéraux et associés selon le cas à de la calcite, de la chlorite et/ou des opaques (\pm épidote). On peut l'observer dans des biotites, souvent chloritisées, en cristaux allongés suivant les clivages et dans les amas d'amphibole ou en bordure de ceux-ci.

Le sphène a probablement cristallisé tardivement à partir du magma résiduel ou comme produit de réactions péritectique ou subsolidus de transformation d'amphibole en biotite (Speer, 1987) :

PLANCHE II

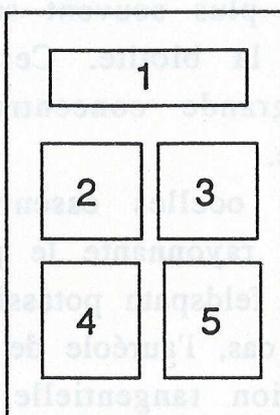


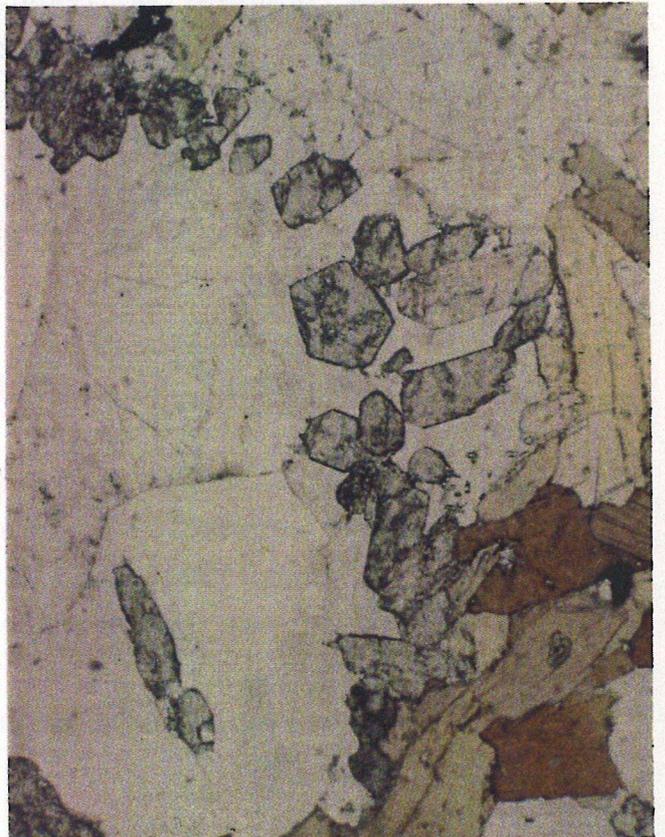
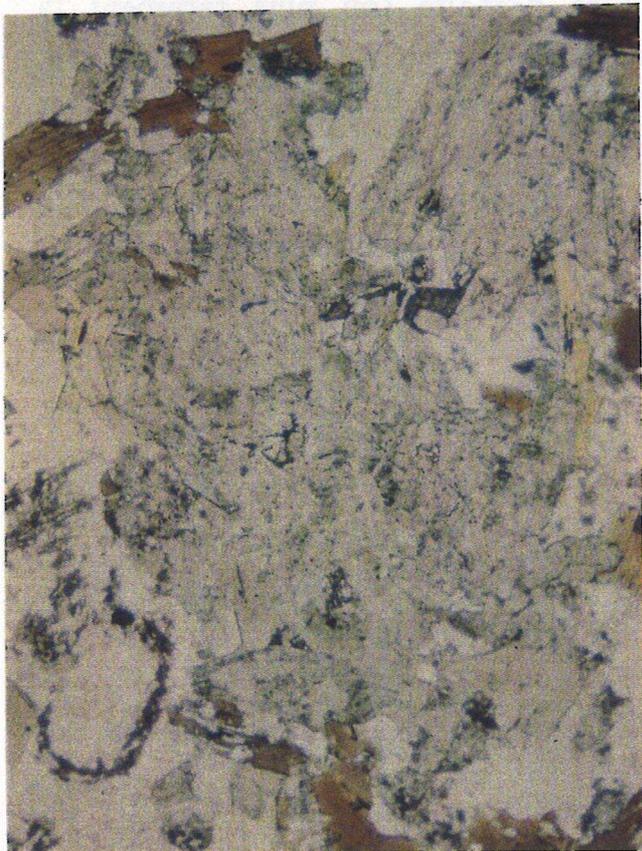
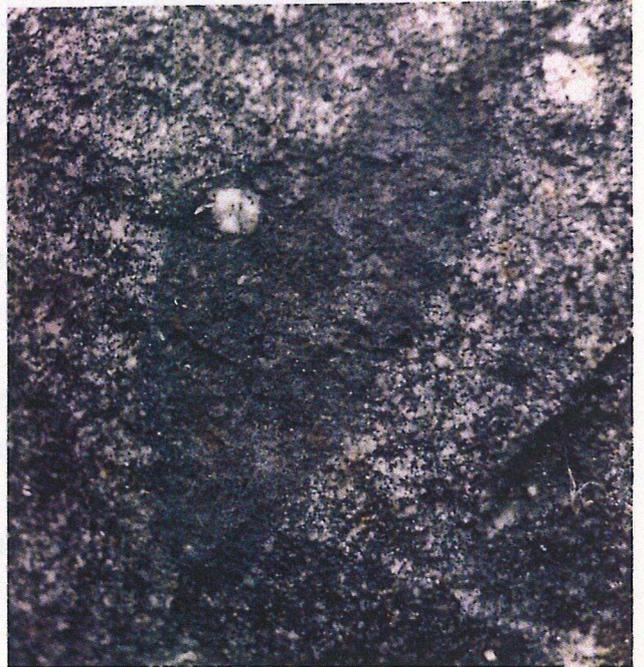
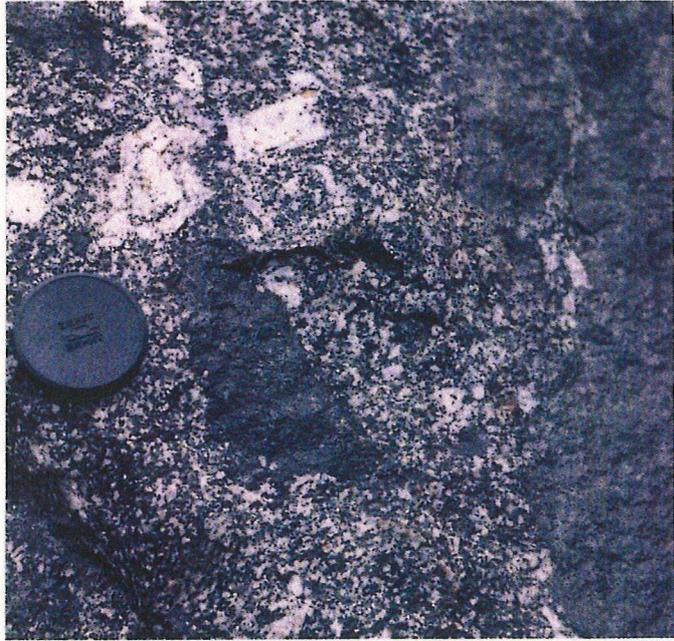
Photo 1 : Accumulation de mégacristaux de feldspath potassique dans le granite de Rostrenen (le marteau donne l'échelle).

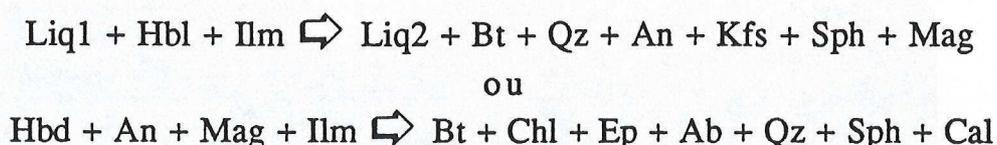
Photo 2 : Détail d'un contact entre le granite de Rostrenen (à gauche) et la monzodiorite de Plélauff (à droite). On distingue une enclave de monzodiorite anguleuse et des mégacristaux de feldspath potassique au centre de la photo. On peut également observer une figure d'injection du magma granitique dans le magma monzodioritique, en haut et à droite sur la photo.

Photo 3 : Enclave de monzodiorite dans le granite de Rostrenen (environ 20 cm de long). Elle contient un xénocrystal résorbé de feldspath potassique, provenant du granite hôte.

Photo 4 : Habitus caractéristique de l'amphibole, en amas de cristaux enchevêtrés, dans la monzodiorite de Plélauff. Ces amas sont fréquemment bordés de biotite et on y trouve souvent du sphène, qui semble cimenter les autres minéraux (lumière naturelle; x30).

Photo 5 : Ocelle de quartz à couronne de clinopyroxènes (détail de la figure II-6; lumière naturelle; x30).





La calcite : elle se présente en masses xénomorphes dans le plagioclase, l'amphibole et la biotite. Elle est parfois associée à des opaques et provient probablement de la déstabilisation subsolidus de clinopyroxène, de l'amphibole et du plagioclase.

Les opaques : c'est de l'ilménite qui se présente en masses poecilitiques cimentant les autres minéraux et parfois associée à la calcite et au sphène. Lorsqu'elle est incluse dans la biotite elle présente parfois certaines faces automorphes. Deux des opaques analysés (associés à de la calcite et du sphène) ont des compositions pouvant correspondre à de la goethite ($\text{FeO}t = \Sigma \text{Oxydes} = 81-82 \%$).

L'allanite : elle est toujours présente en cristaux sub-automorphes (0,5 à 1mm) métamictes, dont le coeur est parfois préservé.

La prehnite et l'épidote : la prehnite (ou plus rarement la clinozoïsite) se trouve fréquemment en inclusions lenticulaires, d'aspect caractéristique, suivant les clivages des biotites qui sont alors souvent chloritisées. Elle est parfois absente mais son abondance peut atteindre 1 à 2% de la roche. Elle peut correspondre à l'altération directe de la biotite ou à une pseudomorphose tardive de clinozoïsite.

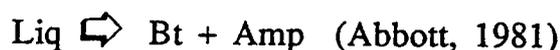
III-2) Relations de phases et ordre de cristallisation

Le clinopyroxène et le plagioclase sont les deux phases les plus précoces comme en témoignent le caractère relictuel du clinopyroxène, l'existence de phénocristaux de plagioclase à coeur de labrador et la présence d'inclusions de plagioclase dans le clinopyroxène.

La majeure partie de l'amphibole provient de la déstabilisation du clinopyroxène :



La présence locale dans le faciès granodioritique, d'association épitaxiale de biotite et d'amphibole suggère qu'une partie de la cristallisation a été gouvernée par la réaction cotectique :



De nombreuses évidences texturales montrent que dans la plupart des cas l'amphibole se déstabilise suivant la réaction :



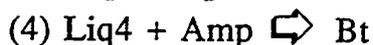
Néanmoins, il est probable que la biotite produite par cette réaction ne représente qu'une proportion mineure de la biotite présente dans ces roches.

La biotite doit aussi être assez précoce étant donné sa présence en quantités toujours importantes et le caractère potassique de ces roches.

Le quartz et le feldspath potassique constituent les deux minéraux cardinaux les plus tardifs de la cristallisation magmatique et viennent cimenter les minéraux plus précoces.

Enfin le développement tardif de la chlorite, de la prehnite, de la calcite et du sphène, marque l'existence d'une phase de transformation subsolidus pouvant être importante.

L'histoire de la cristallisation peut être schématisée comme suit dans le système AFM :



Cette séquence s'accorde bien avec la topologie des surfaces de liquidus dans le système AFM décrites par Abbott (1981) et Speer (1987), mais elle n'est qu'un schéma simplifié. En effet, les associations minérales observées montrent que les réactions péritectiques sont incomplètes (ex : $\text{Liq} + \text{Cpx} \rightleftharpoons \text{Amp}$), et que les

liquides n'évoluent donc pas d'une façon aussi simple que la théorie le prédit. D'autre part, l'existence d'une contamination à différents stades de cette cristallisation vient également perturber cette séquence théorique. La chronologie relative des réactions (2) et (3) ne peut être précisée par la seule observation des relations texturales et sera discutée dans les chapitres suivants (chapitres III et IV).

Origine des ocelles :

Des ocelles de quartz (ou quartzo-feldspathiques) à couronne de clinopyroxène ont souvent été décrits (Lacroix, 1893; Nicholls et al., 1971; Angus, 1971; Dupuis 1976, Philpotts, 1976; Barrière 1977, Sabatier, 1992). La plupart de ces auteurs s'accordent généralement sur l'existence d'un déséquilibre entre une phase silicatée et un magma basique hôte, mais l'origine de cette phase silicatée reste controversée.

(1) Nicholls et al. (1971) l'interprètent comme la déstabilisation lors de la remontée du magma, de phénocristaux de quartz magmatiques précoces (Green et Ringwood, 1968), qui se blindent de clinopyroxène sous l'effet d'une chute de pression. (2) Philpotts (1976), en trouve l'origine dans la démixture d'une phase silicatée à partir d'un magma basique. (3) Il peut s'agir enfin de la fusion ou de la réaction en bordure de xénocristaux de quartz, témoins d'une hybridation avec un matériel acide (Angus, 1971, Barrière, 1979).

Les travaux expérimentaux de Green et Ringwood (1968) ont mis en évidence la cristallisation possible de quartz précoce dans des liquides de compositions dacitiques et rhyodacitiques (respectivement 65 et 69,5 % de SiO₂). Sachant que la monzodiorite de Plélauff correspond plutôt à une composition andésitique (55 à 60 % de SiO₂), dans laquelle Green et Ringwood (1968) n'ont pas observé de quartz précoce, la première hypothèse ne semble donc pas s'appliquer à notre cas.

Il est plus difficile de trancher entre l'hypothèse de formation des ocelles par démixture d'une phase silicatée et celle par ingestion de quartz exogène réagissant avec le magma hôte. Néanmoins, comme nous allons le voir, certaines caractéristiques géochimiques de la monzodiorite de Plélauff témoignent de son caractère hybride et

favorisent donc la dernière hypothèse. Notons, comme le précise Barrière (1977), que les deux dernières hypothèses ne s'excluent pas mutuellement.

Si l'on admet que l'hybridation est à l'origine de la formation des ocelles, celle-ci a dû s'effectuer en profondeur étant donné la répartition homogène des ocelles au sein de la monzodiorite de Plélauff.

Notons enfin, que les ocelles à couronne d'amphiboles en position tangentielle, ont été interprétés par Dupuis (1976) comme un stade évolué des ocelles à couronne de clinopyroxènes, dû à l'influence d'apports granitiques.

III-3) Compositions modales :

Les analyses modales de différents faciès de la monzodiorite de Plélauff sont reportées dans le tableau II-3 et dans le diagramme de Streckeisen (1967), (fig. II-7).

	Tonalites	Granodiorites 1	Granodiorites 2
Plagioclase	45,5	38,5	45,7
Quartz	18,3	13,5	18,5
Feldspaths K	1,4	8,7	10,3
Biotite	27,2	19,2	23,8
Amphibole	3,9	16,5	0,0
Clinopyroxène	2,2	traces	0,0
sphène+apatite	1,0	2,3	1,4
épidote+prehnite	0,7	1,3	0,3

Tableau II-3 : Compositions modales moyennes des différents faciès de la monzodiorite de Plélauff. Granodiorite 1 correspond au faciès granodioritique commun et granodiorite 2 au faciès à biotite seule, rencontré localement au contact du granite de Rostrenen.

On peut noter la présence du clinopyroxène dans les faciès tonalitiques et sa très faible proportion dans le faciès granodioritiques G1 (fig. II-8). Le faciès granodioritique G1 est également caractérisé par l'abondance de l'amphibole et des minéraux d'altération (sphène, prehnite), qui sont probablement le reflet d'une phase deutérique plus importante.

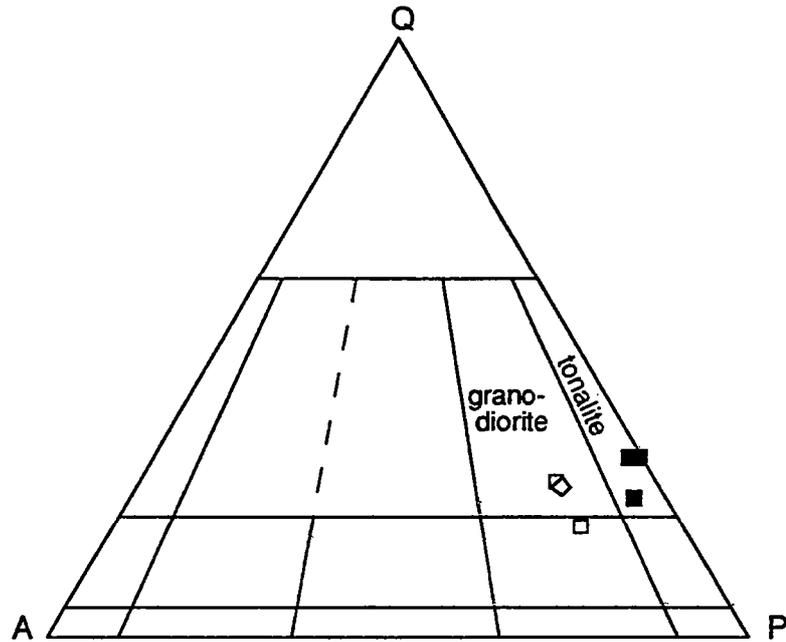


Figure II-7 : Diagramme de Streckeisen (1967). Carrés pleins : tonalites; carrés évidés : granodiorite G1; losange : granodiorite G2.

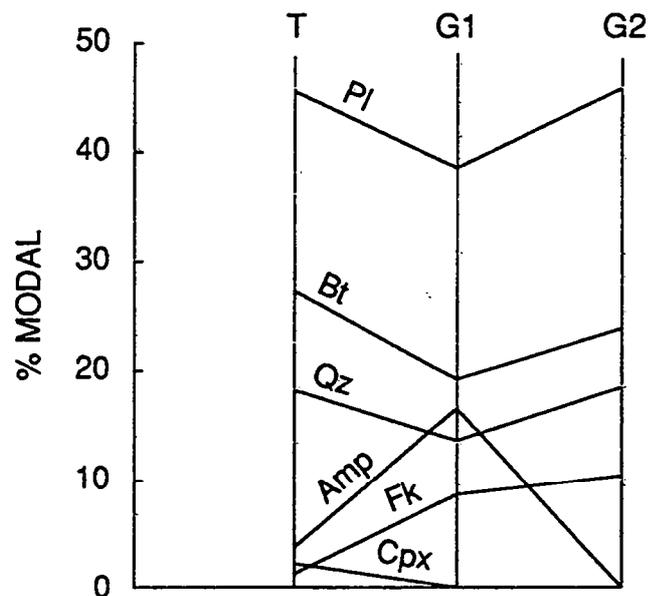


Figure II-8 : Variations modales en fonction des faciès de la monzodiorite de Plélauff.

On constate que les compositions modales n'évoluent pas de façon continue suivant la séquence T-G1-G2 (fig. II-8). Il est probable que deux processus différents sont à l'origine des granodiorites G1 et G2. La granodiorite G2 n'a été observée que localement et toujours dans des zones de contact entre la monzodiorite de Plélauff et le granite de Rostrenen. Il est probable qu'elle trouve son origine dans

une interaction poussée entre ces deux magmas. La granodiorite G1 ne montre pas de relation avec la proximité du granite et résulte d'un autre processus dont nous discuterons plus loin.

Enfin nous avons reporté pour comparaison, les analyses de la monzodiorite de Plélauff dans le diagramme Q'-ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979). On constate que la plupart des échantillons se trouvent, comme nous l'avons vu dans le chapitre I, dans le champ des quartz-monzodiorites.

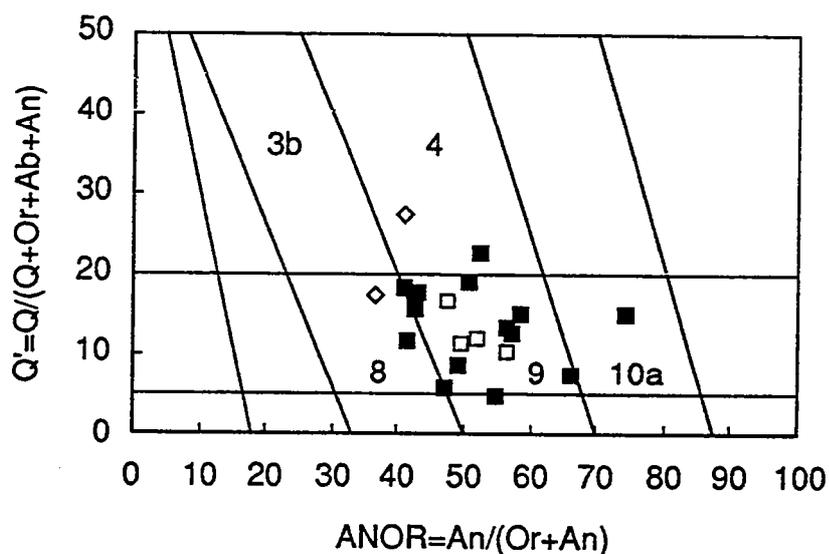


Figure II-9 : Position de la monzodiorite de Plélauff (mêmes symboles que dans la figure II-7) dans le diagramme normatif de Streckeisen et Le Maitre (1979). 3b : monzogranites; 4 : granodiorites; 8 : quartz-monzonites; 9 : quartz-monzodiorites; 10a : quartz-diorites.

On peut aussi constater qu'il n'y a pas dans ce diagramme de différences significatives entre les tonalites et les granodiorites G1. Ceci suggère que les différences minéralogiques existant entre les tonalites et les granodiorites G1 reflètent un hétéromorphisme.

III-4) Les filons et les enclaves

III-4-1) Les filons

Un filon de plusieurs mètres d'épaisseur de microdiorite quartzique recoupant la granodiorite a été observé en carrière de Guendoll (commune de Plélauff). Sa texture est finement grenue (< 0,1mm) et montre d'importantes recristallisations de quartz (en tout petits cristaux engrenés). Le plagioclase (andésine-labrador) est

également abondant et se présente en petites lattes dans la matrice ou en phénocristaux (pouvant atteindre plusieurs centimètres). Il présente systématiquement une couronne albitique contenant de petites inclusions de quartz globuleux. La muscovite est rare et d'aspect secondaire.

III-4-2) Les enclaves

Des xénolites de quartzites ou de gneiss sont fréquemment observées dans la monzodiorite (carrière de Kermarec).

Des enclaves du granite de Rostrenen ont également été décrites dans la monzodiorite par Didier et Giret (1972) et Cotten (1975).

Il n'a en revanche, jamais été observé d'enclave basique ou ultrabasique dans la monzodiorite de Plélauff.

III-5) Conclusion

Voici les quelques points que l'on peut souligner à l'issue de ce paragraphe :

- les caractéristiques pétrographique de la monzodiorite de Plélauff présentent des similitudes avec les magmas lamprophyriques calco-alcalins ou leurs "équivalents" plutoniques que sont par exemple les vaugnérites, qui sont par ailleurs très répandues dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Ces caractéristiques sont :

- la présence d'un clinopyroxène calcique.
- la présence d'une amphibole magnésienne formant des amas.
- la richesse en biotite et son caractère magnésien.
- l'existence d'ocelles ("globular structures", Rock, 1991).

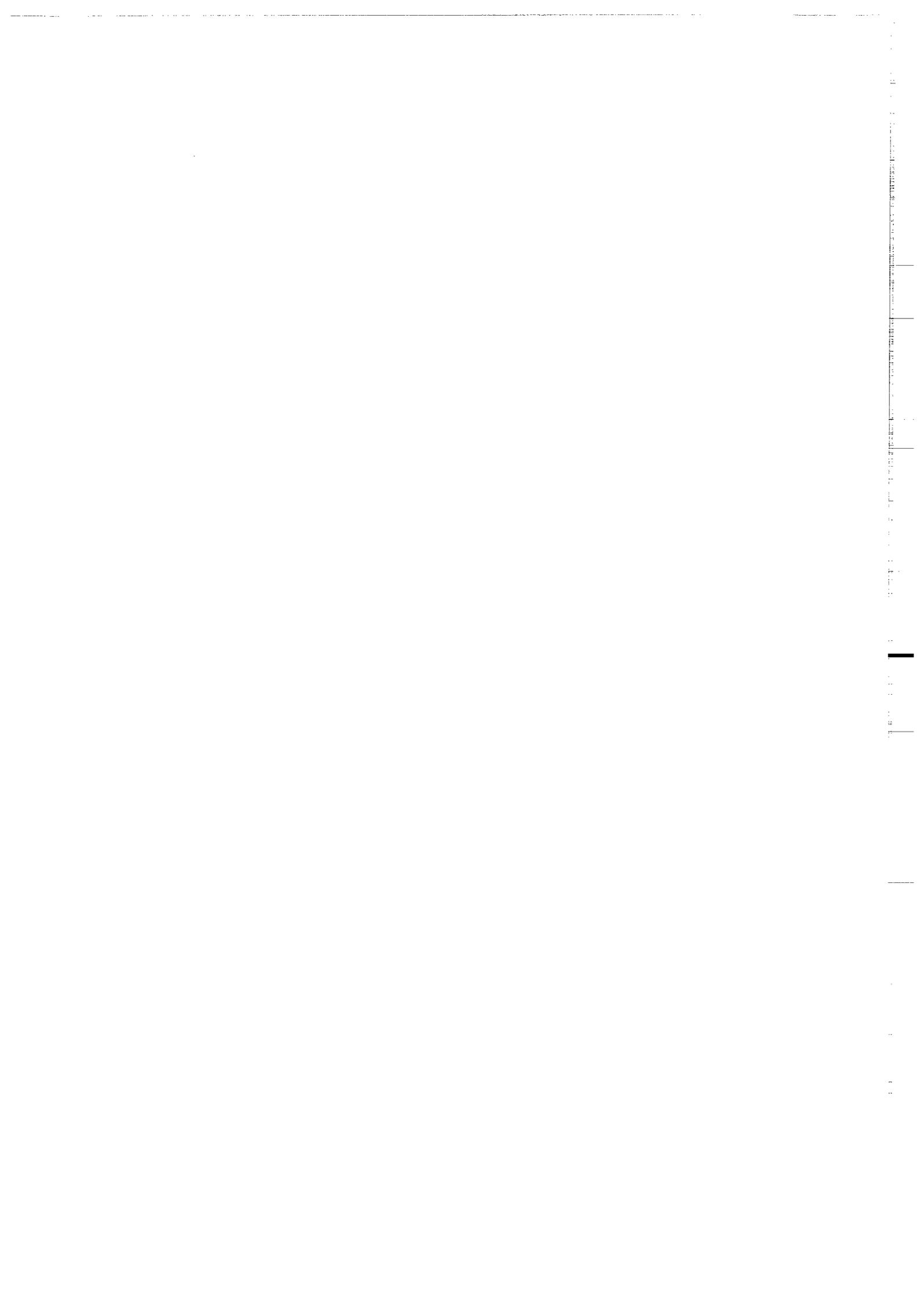
Ces similitudes minéralogiques seront plus longuement débattues dans le chapitre qui suit.

- La monzodiorite de Plélauff est constituée de tonalites à clinopyroxène + amphibole + biotite, de granodiorites à biotite + amphibole (G1) et de granodiorites à biotite seule (G2; carrière de Kermarec). Les différences entre les tonalites et les granodiorites G1 doivent refléter un hétéromorphisme. La granodiorite G2 semble provenir, d'après les relations de terrain, d'une hybridation poussée entre la monzodiorite et le granite de Rostrenen.

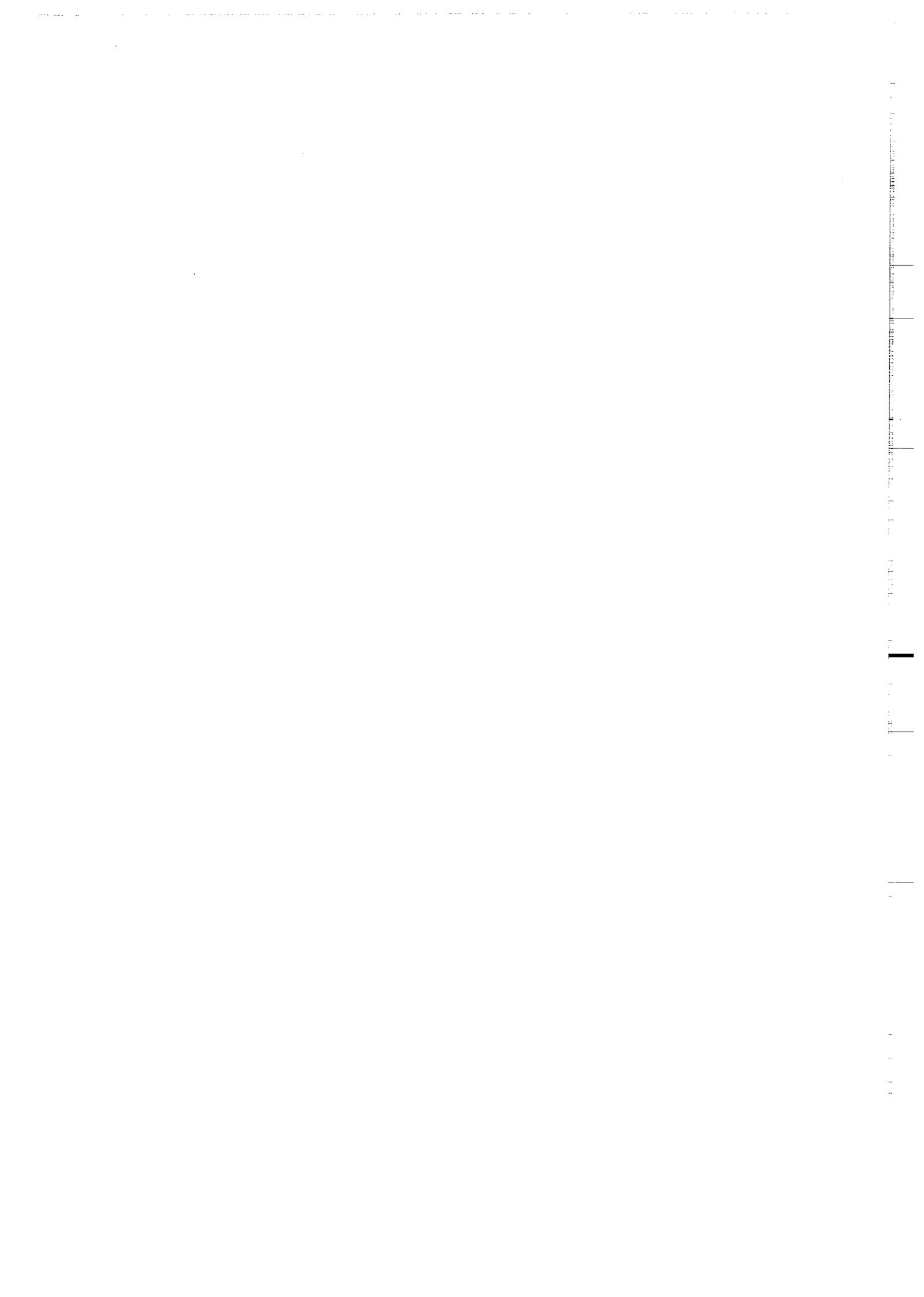
- Des phénomènes d'hybridation ont également eu lieu en

profondeur (ocelles) et les faciès les plus primitifs de la monzodiorite sont probablement déjà des faciès hybrides.

- Ces roches ont subi des transformations sub-solidus qui sont particulièrement importantes dans les faciès granodioritiques.



CHAPITRE III
COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES
MINERALES



CHAPITRE III : COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES MINÉRALES

Ce chapitre a pour but de nous permettre d'affiner les définitions de chacune des unités, de dégager les affinités dans les diagrammes minéralogiques et de mettre en évidence les relations d'équilibre entre les phases minérales.

I) Le plagioclase :

On distingue trois grands groupes de composition correspondant aux trois principales unités pétrographiques et géochimiques :

- albite-oligoclase dans les granites à deux micas.
- oligoclase-andésine dans le granite de Rostrenen.
- andésine-labrador dans la monzodiorite de Plélauff.

La gamme de composition des plagioclases des granites à deux micas (Tableau III-1) est relativement restreinte ($\Delta(\%An)_{max}=10\%$), les zonations à l'intérieur d'un cristal n'excédant pas 5%. Ceci reflète le rôle mineur joué par la cristallisation fractionnée dans ce type de granite. On peut noter deux groupes de composition :

- l'albite-oligoclase caractérisant le granite de Malguénac et le granite fin tardif (faciès porphyroïde).
- l'albite dans le granite grossier ($< An2$) et dans le granite de Langonnet ($< An1$).

Bien que ces différences soient faibles, elles confirment le caractère plus évolué (plus acide et/ou plus riche en eau) du granite grossier et du granite de Langonnet.

Le plagioclase du granite de Rostrenen est plus calcique et présente des variations de composition plus importante ($\approx An20-40$) que celui des granites à deux micas (Tableau III-2). Ces compositions se situent le plus souvent entre $An20$ et $An30$ sans qu'il y ait de différences notables entre les faciès nord et sud du granite. Les cristaux sont zonés de façon normale.

	Malguénac		Grossier		Fin Tardif		Langonnet	
	An min	An max	An min	An max	An min	An max	An min	An max
SiO ₂	68,30	66,04	69,10	68,82	65,45	64,43	68,73	68,46
Al ₂ O ₃	19,88	21,55	20,13	19,97	20,73	21,39	19,62	19,31
CaO	0,77	2,86	0,03	0,45	1,57	2,48	0,04	0,19
Na ₂ O	11,25	10,13	11,86	11,63	10,77	10,26	11,92	11,88
K ₂ O	0,17	0,31	0,09	0,12	0,21	0,17	0,03	0,09
TOTAL	100,36	100,89	101,21	100,99	98,73	98,73	100,34	99,93
Si	2,98	2,88	2,98	2,98	2,91	2,87	2,99	3,00
Al	1,02	1,11	1,02	1,02	1,09	1,12	1,01	1,00
Ca	0,03	0,13	0,00	0,02	0,08	0,12	0,00	0,01
Na	0,95	0,86	0,99	0,98	0,93	0,89	1,01	1,00
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
An	3,33	13,29	0,10	2,09	7,39	11,64	0,20	0,89
Ab	95,77	85,02	99,40	97,21	91,43	87,48	99,60	98,62
Or	0,91	1,69	0,50	0,70	1,18	0,89	0,20	0,49

Tableau III-1 : Gammes de compositions et formules structurales (8 oxygènes) du plagioclase des leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

	Rostrenen	
	An min	An max
SiO ₂	62,26	57,25
Al ₂ O ₃	22,11	26,02
CaO	3,91	7,97
Na ₂ O	9,11	6,66
K ₂ O	0,23	0,21
TOTAL	97,62	98,11
Si	2,82	2,61
Al	1,18	1,40
Ca	0,19	0,39
Na	0,80	0,59
K	0,01	0,01
An	18,96	39,33
Ab	79,74	59,45
Or	1,30	1,21

Tableau III-2 : Gammes de compositions et formules structurales (8 oxygènes) du plagioclase du granite de Rostrenen

	Granodiorites		Tonalites	
	An min	An max	An min	An max
SiO ₂	62,11	53,14	60,29	53,35
Al ₂ O ₃	23,56	28,83	24,88	29,25
CaO	5,18	12,18	6,79	11,80
Na ₂ O	8,87	4,46	7,61	4,62
K ₂ O	0,28	0,09	0,22	0,08
TOTAL	100,00	98,70	99,79	99,10
Si	2,76	2,43	2,69	2,43
Al	1,23	1,56	1,31	1,57
Ca	0,25	0,60	0,32	0,58
Na	0,76	0,40	0,66	0,41
K	0,02	0,01	0,01	0,01
An	24,00	59,86	32,60	58,24
Ab	74,44	39,64	66,10	41,25
Or	1,56	0,50	1,31	0,51

Tableau III-3 : Gammes de compositions et formules structurales (8 oxygènes) du plagioclase de la monzodiorite de Plélauff.

La gamme de composition des plagioclases de la monzodiorite

de Plélauff est la plus étendue (\approx An20-60), (tableau III-3).

Les zonations varient en amplitude de 5 à 35% d'An et sont normales. Il n'y a pas de différences significatives entre les plagioclases des faciès granodioritique et tonalitique.

II) Le feldspath potassique

Les teneurs en Ab et Or des feldspaths de la phase non perthitique des feldspaths potassiques des différents faciès du massif de Pontivy-Rostrenen sont reportées dans le tableau III-4.

	Malg.	Gr.	Fin	Lang.	R. sud	R. Nord	R. cord.	PLél.
Ab	12	5	5	8	12	12	12	9
Or	88	95	95	92	88	88	88	91

Tableau III-4 : Compositions (Ab, Or) des feldspaths potassiques des différents faciès du massif de Pontivy-Rostrenen.

Les teneurs élevées en Ab des feldspaths potassiques du granite de Malguénac suggèrent une cristallisation à plus haute température que dans les autres faciès leucogranitiques, fait qui peut être relié à la présence de mégacristaux dans ce faciès.

J. Cotten (1975) a étudié en détail la chimie des mégacristaux des feldspaths potassiques du granite de Rostrenen. Ces derniers possèdent une zonation très nette, leurs teneurs en Al₂O₃, Na₂O, Ba et Sr diminuant du coeur vers la bordure. Cette zonation traduit une cristallisation lente du feldspath potassique, la température et la composition du liquide avec lequel il est en équilibre, variant sensiblement au cours de sa cristallisation.

A l'échelle du granite de Rostrenen, les teneurs en Ba et en Sr des mégacristaux (fig. III-1) diminuent depuis les faciès les moins évolués (faciès nord), vers les granites les plus acides (faciès à cordiérite), (Cotten, 1975). Deux faits importants ressortent de la figure III-1. D'une part, les deux analyses de petits mégacristaux montrent qu'il peut s'agir de coeur de mégacristaux précoces (teneurs en Ba et Sr élevées) ou de mégacristaux plus tardifs (teneurs en Ba et Sr faibles). D'autre part, les teneurs élevées en Ba et Sr du mégacristal appartenant à l'enclave, révèle l'existence d'une contamination (rééquilibrage chimique ou mélange) dans cet

échantillon.

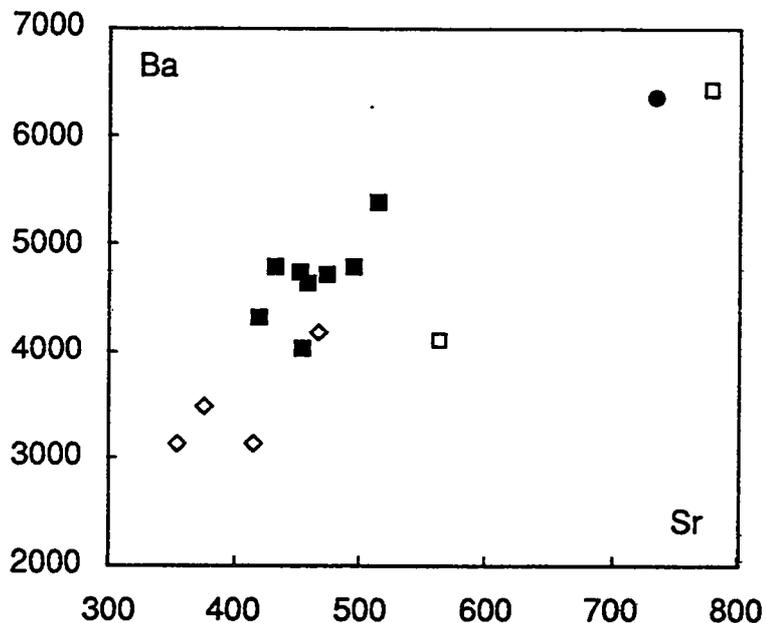


Figure III-1 : Variations de teneurs en Sr et Ba (ppm) des mégacristaux de feldspath potassique du granite de Rostrenen. Carrés pleins : faciès nord; carrés évidés : faciès à petits mégacristaux (terminologie de Cotten, 1975); losanges : faciès à cordiérite; cercle : enclave de granite dans la monzodiorite de Plélauff.

Les feldspath potassique de la monzodiorite de Plélauff montrent des teneurs en Ab inférieures à celles du granite de Rostrenen, confirmant sa cristallisation tardive dans la monzodiorite.

Dans les granites peralumineux du massif (granites à deux micas, granite de Rostrenen) il semble que le feldspath potassique cristallise d'autant plus tardivement que le magma est riche en eau (et que la roche est riche en muscovite), sa cristallisation précoce dans les faciès les moins hydratés (granite de Malguénac, granite de Rostrenen sans cordiérite) se traduisant par des cristaux plus grands, plus automorphes et plus riches en Na_2O , en Ba et en Sr.

III) La biotite

Outre les analyses que j'ai effectuées à la microsonde, parmi celles utilisées ici, certaines m'ont été fournies par J. Chantraine (BRGM). Avant de discuter des problèmes de différenciation et de typologie, il est important dans un premier temps de s'assurer du caractère primaire des biotites analysées. Pour cela les analyses des biotites des granites à deux micas ont été reportées dans un diagramme triangulaire (FeO+MnO-MgO-10TiO₂) dans lequel sont représentés les champs de composition des biotites primaires (Bt I) et secondaires (Bt II; Nachit, 1986). Toutes les analyses se situent dans le champ des biotites primaires (fig. III-2). Dans le diagramme qui oppose l'alumine totale au magnésium (atomes par formule structurale) les points définissent un trend compatible avec une évolution magmatique dans le champ des lignées aluminopotassiques (fig. III-3; Nachit, 1986). Les biotites du granite de Langonnet se trouvent dans le champ correspondant à l'association biotite + muscovite (leucogranites *sensu stricto*) alors que celles des granites à deux micas précoces sont dans le champ de l'association biotite ± cordiérite. Celles des granites fin tardifs se distinguent par leur caractère intermédiaire.

Dans le diagramme (FeO+MnO-MgO-10TiO₂), toutes les biotites appartenant aux faciès sans cordiérite du granite de Rostrenen se trouvent dans le champ des biotites primaires (fig. III-2). Parmi les biotites du faciès à cordiérite certaines, analysées dans ou à proximité de la cordiérite, montrent un caractère secondaire qui se traduit par leur pauvreté en Ti. Celles-ci proviennent probablement de la déstabilisation tardive de biotites magmatiques ou de la transformation de la cordiérite. Dans le diagramme de Nachit (1986) les points se situent dans le champ des lignées aluminopotassiques (en accord avec le caractère peralumineux du granite), montrant un léger enrichissement en magnésium par rapport aux biotites des granites à deux micas (fig. III-3). Les biotites secondaires, appartenant au faciès à cordiérite, sont déplacées vers des teneurs en Al et Mg plus élevées.

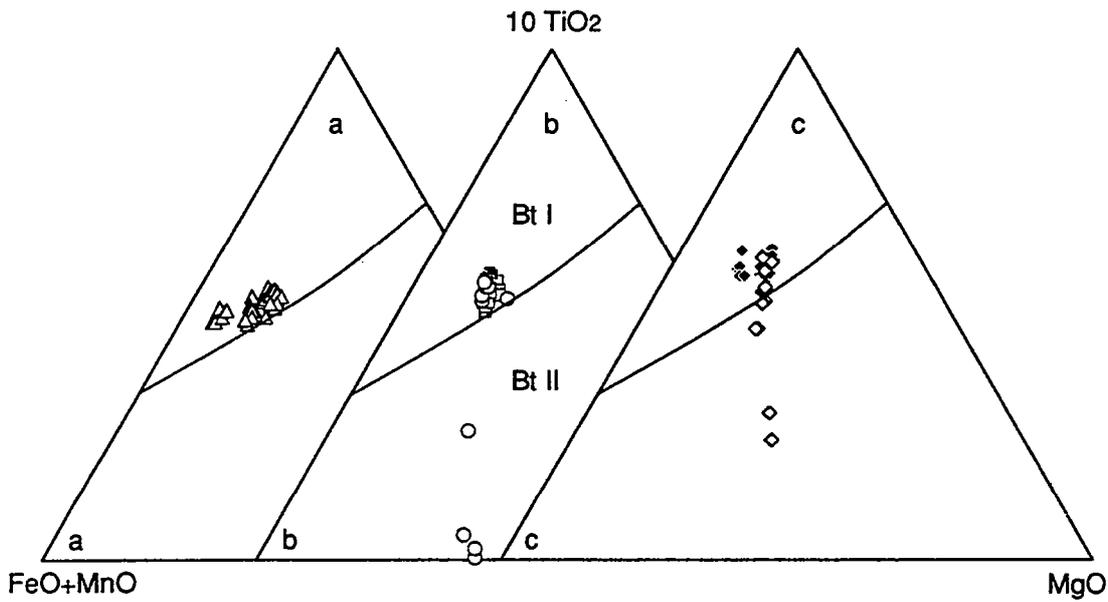


Figure III-2 : Caractères primaire (Bt I) ou secondaire (Bt II) des biotites des principales unités du massif de Pontivy-Rostrenen. a : granites à deux micas, b : granite de Rostrenen (carrés pleins : faciès nord, carrés évidés : faciès sud, cercles : faciès à cordiérite), c : monzodiorite de Plélauff (losanges pleins : tonalites, losanges évidés : granodiorite).

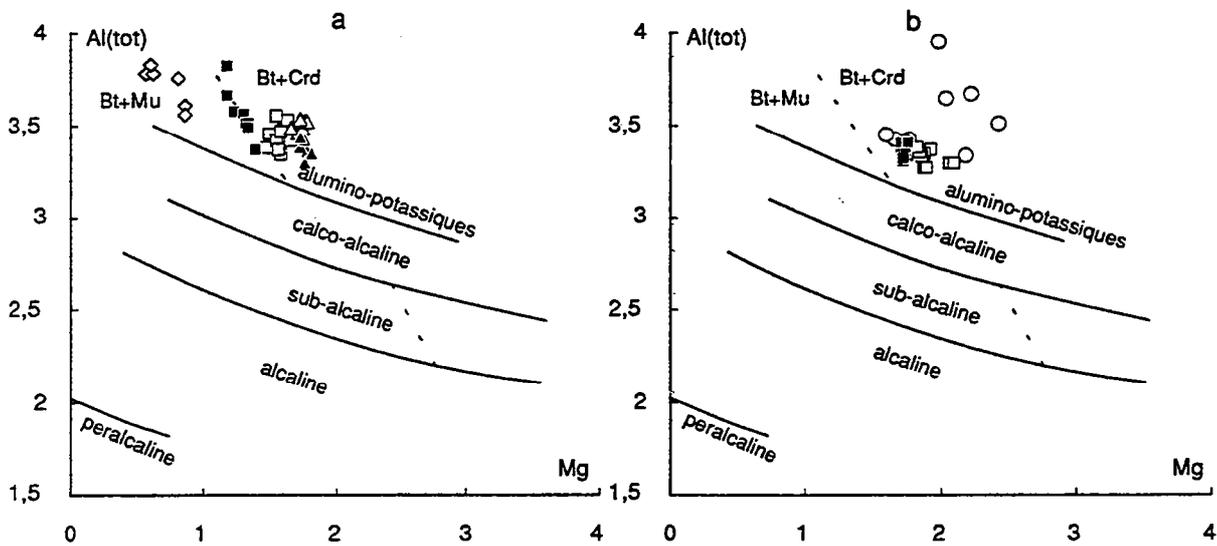


Figure III-3 : Positions des biotites des granites peralumineux du massif de Pontivy-Rostrenen dans le diagramme de Nachit (1986).

a : granites à deux micas. Triangles évidés : granite grossier, Triangles pleins : granite intermédiaire, carrés évidés : granite de Malguénac, carrés pleins : granites fins tardifs, losanges : granite de Langonnet.

b : granite de Rostrenen. Carrés pleins : faciès nord, carrés évidés : faciès sud, cercles : faciès à cordiérite.

Les biotites de la monzodiorite de Plélauff, sans être des phlogopites, montrent un caractère relativement magnésien les rapprochant des biotites des lamprophyres calco-alcalins (fig. III-4). Dans le diagramme (FeO+MnO-MgO-10TiO₂) on peut observer le caractère secondaire de certaines biotites s'exprimant par une diminution de la teneur en Titane (fig. III-2). La présence de cette biotite secondaire semble confinée au faciès granodioritique et peut correspondre au développement de biotite secondaire aux dépens de l'amphibole (biotite incluse dans les amas d'amphibole) ou au rééquilibrage tardif de biotites primaires avec formation de biotites secondaires (Nachit 1986). Dans le diagramme opposant Al(tot) à Mg (fig. III-5) cette évolution s'exprime par une augmentation conjointe de Mg et Al et diffère de l'évolution magmatique qui se traduit par une diminution de Mg parallèlement à une augmentation de Al. Cette évolution magmatique peut résulter de la cristallisation fractionnée et/ou de la contamination par un matériel crustal (plus alumineux et moins magnésien). Dans ce diagramme les biotites se trouvent à cheval entre le champ des lignées calco-alcalines et sub-alcalines (fig. III-5).

IV) La muscovite

La muscovite n'est présente que dans les faciès peralumineux du massif de Pontivy-Rostrenen. Les micas blancs n'existent dans la monzodiorite de Plélauff que sous la forme de petites paillettes d'altération dans les feldspaths.

Dans les granites à deux micas la muscovite est omniprésente, constituant jusqu'à 15% de la roche et montre, comme nous l'avons vu, un habitus qui suggère son caractère primaire (identique à celui de la biotite). La position des muscovites dans le diagramme Mg-Na-Ti confirme leur origine magmatique (Mu I; Miller et al. 1981; fig. III-6). Les teneurs en titane des muscovites appartenant aux différents faciès des granites à deux micas, comparées à celles des biotites et des roches totales, sont reportées dans le tableau III-5. On peut noter la plus faible teneur en titane des muscovites et les valeurs plus élevées du $Kd^{TiO_2Liq-Mu}$ ($=TiO_2(RT)/TiO_2(Mu)$) et du $KdBt-Mu$ dans le granite grossier. Ceci tend à montrer le caractère

plus tardif de la muscovite, ce qui est en contradiction avec les observations pétrographiques.

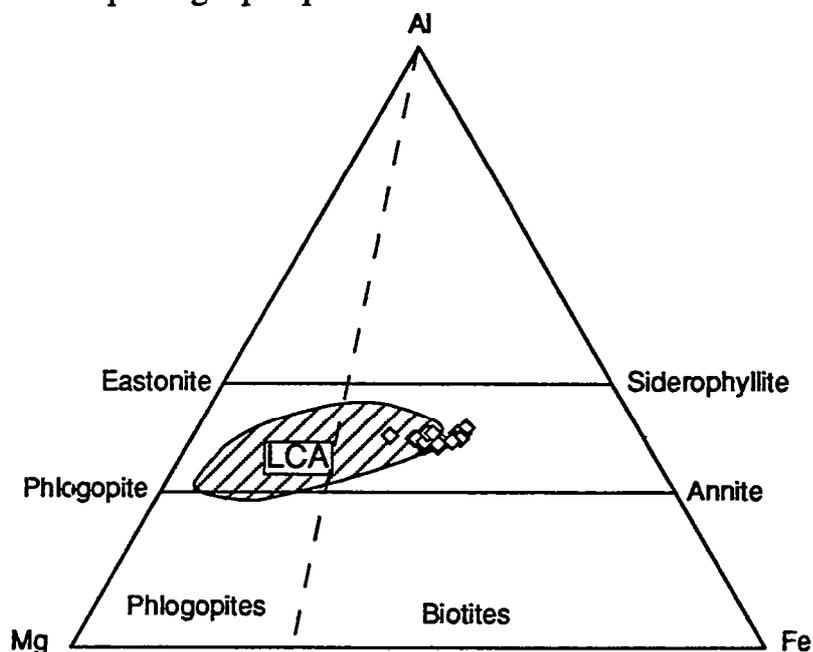


Figure III-4 : Compositions des biotites de la monzodiorite de Plélauff comparées à celles des lamprophyres calco-alcalins (LCA, Rock 1991).

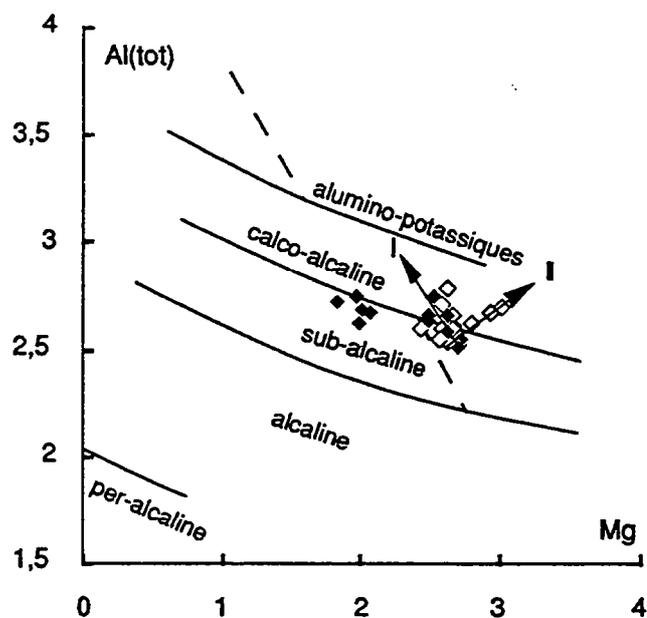


Figure III-5 : Position des biotites de la monzodiorite de Plélauff dans le diagramme de Nachit (1986). Losanges pleins : tonalites; losanges évidés : granodiorites; flèche I : évolution magmatique, flèche II : évolution secondaire.

Un rééquilibrage tardif lié aux phénomènes deutériques pourrait

être à l'origine de ces différences de K_d apparents.

	Teneurs en TiO_2			K_d TiO_2	
	Roche totale	Muscovite	Biotite	RT-Mu	Bt-Mu
Malguénac	0,27	0,64	2,93	0,43	4,61
Fin tardif	0,26	0,65	2,54	0,39	3,89
Grossier	0,18	0,32	2,88	0,57	8,96
Langonnet	0,12	0,62	2,47	0,20	3,98
Rostrenen N	0,60	0,89	3,40	0,68	3,83
Rostrenen S	0,44	1,87	3,02	0,24	1,62

Tableau III-5 : Teneurs brutes et normalisées (K_d) en titane des muscovites des différents faciès de granite peralumineux.

La valeur particulièrement faible du $K_dTiO_2Liq-Mu$ du granite de Langonnet semble, en revanche, confirmer le caractère plus précoce de la muscovite et reflète également la pauvreté en biotite de ce granite.

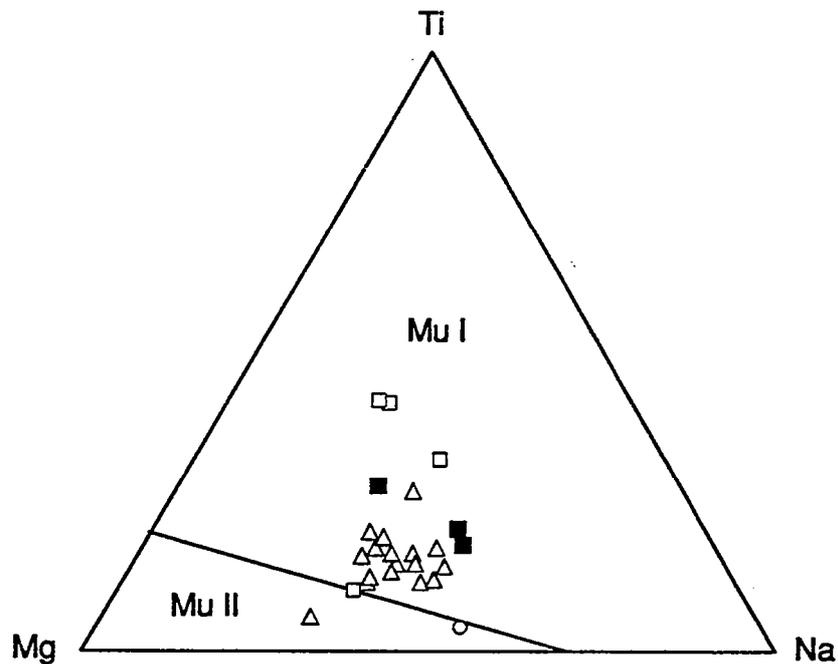


Figure III-6 : Muscovites des granites à deux micas (triangles) et du granite de Rostrenen (Carrés pleins : faciès nord; carrés évidés : faciès sud; cercle : muscovite dans cordiérite), reportées dans le diagramme de Miller et al. (1981).

La muscovite du granite de Rostrenen est beaucoup moins abondante (< 4%) et présente un habitus souvent d'aspect secondaire (petits cristaux inclus dans la biotite). Elle présente des teneurs en titane variables mais se trouve néanmoins presque

toujours dans le champ de composition des muscovites primaires (Miller et al. 1981, fig. III-6). Ces teneurs sont plus élevées que celles des granites à deux micas et, si l'on accepte leur caractère primaire, elles reflètent la teneur en titane plus élevée du granite de Rostrenen. Les valeurs plus faibles du $K_d^{TiO_2}Liq-Mu$ et du $K_d^{TiO_2}Bt-Mu$ du faciès sud comparées à celles du faciès nord suggèrent la cristallisation plus précoce de la muscovite dans le premier faciès, expression du caractère plus alumineux et plus hydraté de ce dernier (Tableau III-5). Au contraire la muscovite provenant de la destruction de la cordiérite se caractérise par une faible teneur en Ti (Mu II).

V) La cordiérite

La cordiérite est rare et mal conservée dans le granite de Rostrenen et les quelques cristaux analysés à la microsonde, bien que choisis parmi les plus frais, ne permettent pas d'en calculer les formules structurales. En effet, ces cordiérites montrent presque toujours des teneurs en K_2O élevées (jusqu'à 10%) et celles qui en contiennent peu, sont déficitaires en Fe et Mg ($(Fe+Mg) < 1$ pour 18 oxygènes) par rapport à une cordiérite fraîche ($(Fe+Mg) = 2$). En fait, tous les points analysés correspondent à des cordiérites partiellement ou complètement transformées, cette transformation se traduisant par une augmentation du K_2O parallèlement à une diminution de la teneur en SiO_2 (fig. III-7). Cette évolution s'accompagne aussi d'une diminution du X_{Fe} ($Fe/(Fe+Mg)$). On peut ainsi estimer la valeur initiale de ce X_{Fe} en l'extrapolant pour une teneur nulle en K_2O , ce qui nous donne un $X_{Fe}(Crd) \approx 0,58$ (fig. III-8), suggérant une origine magmatique de cette cordiérite (Clarke 1981). Le $K_d^{Fe}Crd-Bt$ de 0,75 ($= (Fe/Mg)_{Crd} / (Fe/Mg)_{Bt}$) calculé sur le granite de Rostrenen (pour un $X_{Fe}Liq \approx 0,6$) est de beaucoup supérieur à la fourchette de valeurs ($K_d^{Fe}Crd-Bt = 0,41 - 0,47$) obtenues expérimentalement pour l'équilibre Crd-Bt dans un liquide de $X_{Fe} = 0,6$ à 780°C (Green 1976). Ceci tend à montrer que la cordiérite a cristallisé après la biotite, en équilibre avec un liquide résiduel de X_{Fe} plus élevé que celui dans lequel la biotite a cristallisé.

Ainsi, les données pétrographiques et minéralogiques tendent à

montrer le caractère magmatique mais tardif de la cordiérite dans l'histoire de la cristallisation du granite de Rostrenen.

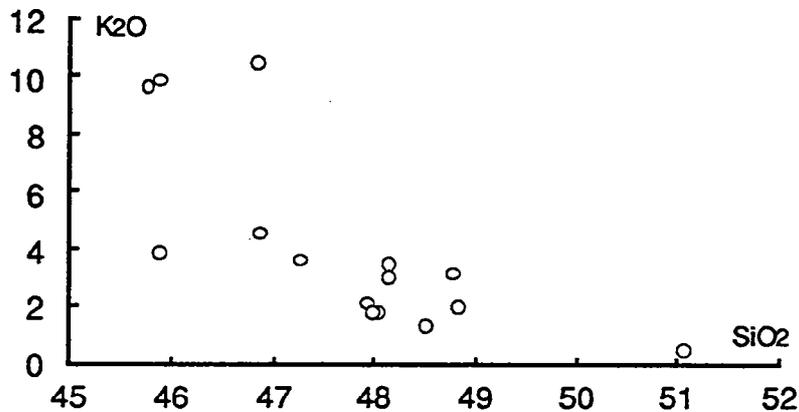


Figure III-7 : Variations des teneurs en SiO₂ et K₂O accompagnant la transformation des cordiérites du granite de Rostrenen.

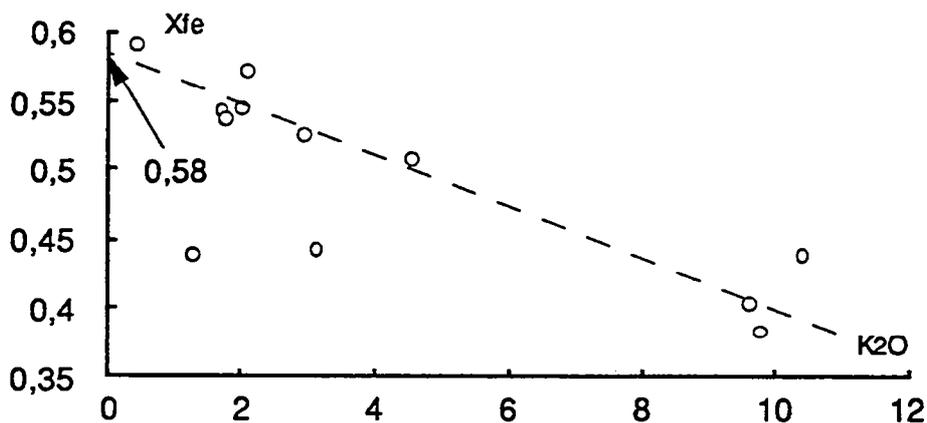


Figure III-8 : Variations du X_{Fe} avec le degré de transformation (K₂O) des cordiérites du granite de Rostrenen permettant d'extrapoler un X_{Fe} initial de 0,58.

VI) L'amphibole

Celle-ci n'est présente que dans l'unité méta-alumineuse du massif, c'est-à-dire la monzodiorite de Plélauff.

C'est une amphibole calcique ((Ca+Na)_{M4} ≥ 1,34) relativement magnésienne (Mg/(Mg+Fe²⁺) > 5) dont la composition varie depuis celle d'une actinote jusqu'à celle de la magnésio-hornblende ((Na+K)_A < 5, Si > 7), (fig.III-9).

Comme on peut le voir sur la figure III-9, il n'y a pas de différence de composition significative entre l'amphiboles des faciès granodioritique et tonalitique.

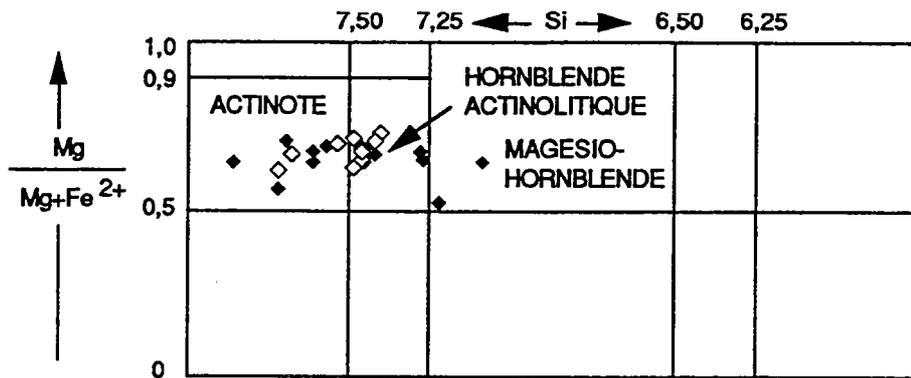


Figure III-9 : Position des amphiboles de la monzodiorite de Plélauff dans le diagramme de classification de Leake (1978). Losanges pleins : tonalites; losanges évidés : granodiorites.

La composition de ces amphiboles (actinote) est typique de celles rencontrées dans les roches vaugnéritiques (Couturier, 1977; Sabatier, 1980; Rock, 1991; fig. III-10).

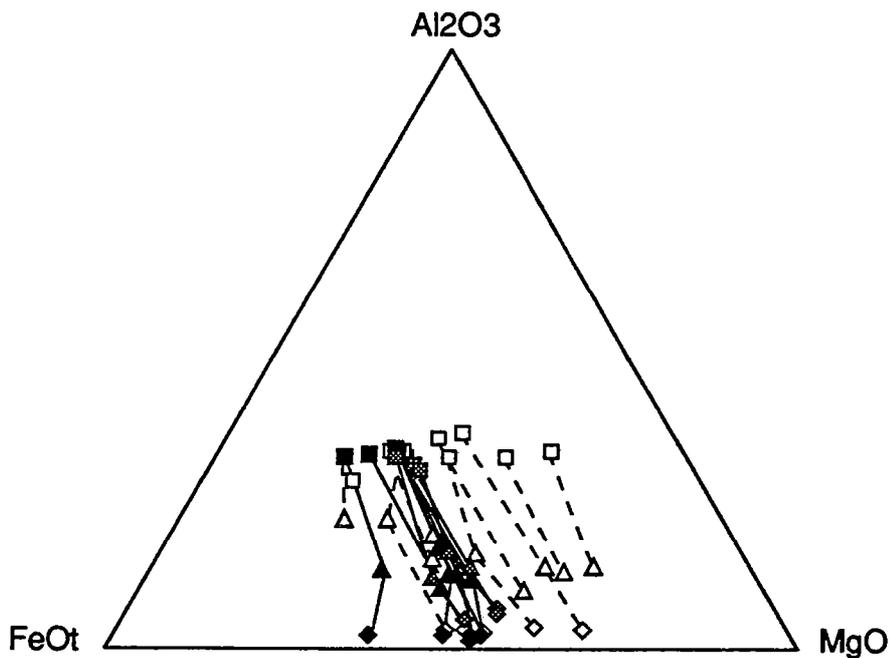


Figure III-10 : Positions des associations Cpx (losanges)-Amph (triangles)-Bt (carrés) dans le diagramme Al_2O_3 -FeO₃-MgO (Sabatier, 1980). Vaugnérites du Massif Central (Sabatier, 1980) : symboles blancs; quartz-diorites de Ben-Nevis (Haslam, 1968) : symboles grisés; monzodiorite de Plélauff : symboles noirs.

Parmi les caractères chimiques qui font la particularité de ces amphiboles on peut noter leurs faibles teneurs en TiO_2 ($\leq 1\%$) comparées à celles des amphiboles des granodiorites des séries calco-alcalines typiques (Sabatier, 1980). Ceci peut être lié au fait que la biotite cristallise avant l'amphibole dans ces magmas, à cause

de leur caractère potassique.

On sait depuis longtemps que les amphiboles de la série trémolite-actinote semblent ne pas cristalliser dans des conditions magmatiques. Leake (1971) fixe la limite supérieure de composition des amphiboles magmatiques à 7,5 atomes de Si par formule structurale (sur la base de 23 oxygènes). Il définit dans un diagramme Si-(Na+K+Ca), une courbe séparant les domaines des amphiboles primaires et secondaires. L'amphibole de la monzodiorite de Plélauff se trouvent sous la limite supérieure du champ des amphiboles magmatiques vis à vis du paramètre (Na+K+Ca) mais chevauchent la limite définie par Si=7,5 (fig. III-11).

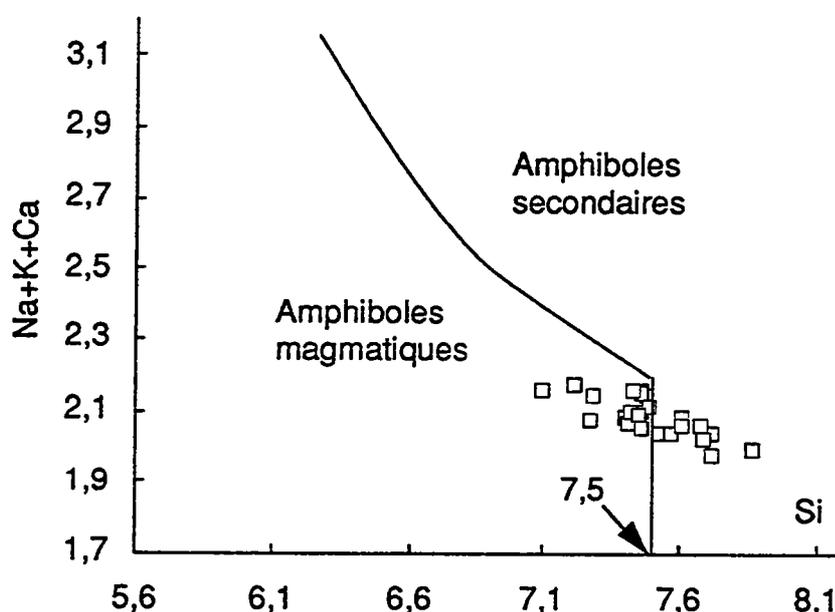


Figure III-11 : Position des amphiboles de la monzodiorite de Plélauff dans le diagramme de Leake (1971).

Haslam (1968) décrit des associations biotite-amphibole-clinopyroxène dans les diorites quartziques du complexe de Ben Nevis (Ecosse), dans lesquelles les amphiboles (hornblendes actinolitiques) présentent des compositions proches de celles de la monzodiorite de Plélauff (fig. III-10). Toutefois, Si ne dépasse pas la valeur de 7,5. Il conclut que l'amphibole cristallise tardivement aux dépens du clinopyroxène, celui-ci et la biotite étant les deux minéraux ferromagnésiens au liquidus.

Les compositions ainsi que les relations texturales (coeurs de clinopyroxène fréquents, texture gloméroporphyrique) des amphiboles de la monzodiorite de Plélauff, suggèrent donc leur

crystallisation tardive (basse température, teneur en eau élevée) aux dépens du clinopyroxène et probablement après le début de cristallisation de la biotite. Le X_{Mg} de ces amphiboles (0,54-0,68) est d'ailleurs identique à celui du clinopyroxène (0,53-0,69).

L'absence du clinopyroxène dans certains faciès granodioritiques, faciès par ailleurs caractérisés par la présence fréquente de biotite II (cristallisant aux dépens de l'amphibole) et de préhnite (produit d'altération de la biotite), suggère la présence d'une plus grande quantité de fluides ayant permis la destruction totale du clinopyroxène et la transformation partielle de l'amphibole et de la biotite.

VII) Le clinopyroxène

Comme l'amphibole il n'est présent que dans la monzodiorite de Plélauff. Son abondance diminue depuis les tonalites jusqu'aux granodiorites dans lesquelles il peut être absent.

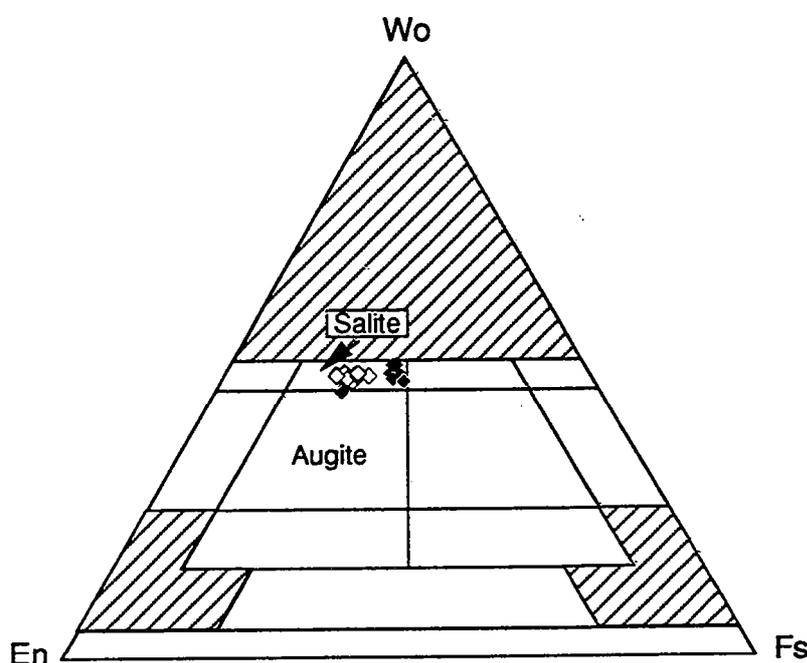


Figure III-12 : Position des clinopyroxènes de la monzodiorite de Plélauff dans le triangle de classification de Poldervaart et Hess (1951).

Sa composition relativement magnésienne et calcique (salite, fig.III-12) le rend comparable aux clinopyroxènes rencontrés dans les lamprophyres calco-alcalins (Rock 1991) et dans les vagnérites (Sabatier, 1980; fig. III-10).

Speer (1987) décrit l'évolution des assemblages AFM dans les granitoïdes du Liberty Hill Pluton :

salite ⇨ actinote ⇨ ferro-édénite

Il déduit de la zonation discontinue des amphiboles (coeurs actinolitiques au contact de clinopyroxènes relictuels et bordures de ferro-édénite), l'existence d'un clinopyroxène d'origine exogène réagissant avec le magma pour donner l'actinote se déstabilisant elle-même en une ferro-édénite, stable dans les conditions magmatiques. Une telle lacune de composition n'est pas observée dans les amphiboles de la monzodiorite de Plélauff, celles-ci ayant des compositions relativement homogènes. On ne peut donc pas dans notre cas, en conclure l'origine exogène du clinopyroxène. Celui-ci a dû cristalliser de façon précoce directement à partir du magma et se déstabiliser à relativement basse température lorsque le magma s'est enrichi en eau.

VIII) Conclusion

A l'issue de ce chapitre, les données minéralogiques nous permettent de confirmer les différences établies dans le chapitre précédent et de préciser les relations de phases à l'intérieur de chaque unité.

Les minéraux des granites à deux micas présentent de faibles variations chimiques montrant le rôle mineur joué par la cristallisation fractionnée et les différences observées sont probablement liées à des variations des conditions de cristallisation.

Parmi les granites à deux micas, le granite de Malguénac est probablement celui qui a cristallisé dans des conditions de teneur en eau les plus faibles et à plus haute température.

Le granite grossier montre des caractères minéralogiques suggérant l'existence de rééquilibrages tardifs en présence de fluides, en accord avec sa mise en place au contact du cisaillement sud armoricain.

Les compositions des phases minéralogiques du granite de

Langonnet confirment sont caractère particulier, très évolué et riche en eau.

Le rôle important joué par la cristallisation fractionnée dans le granite de Rostrenen est confirmé par les variations de composition des minéraux (notamment la zonation des plagioclases).

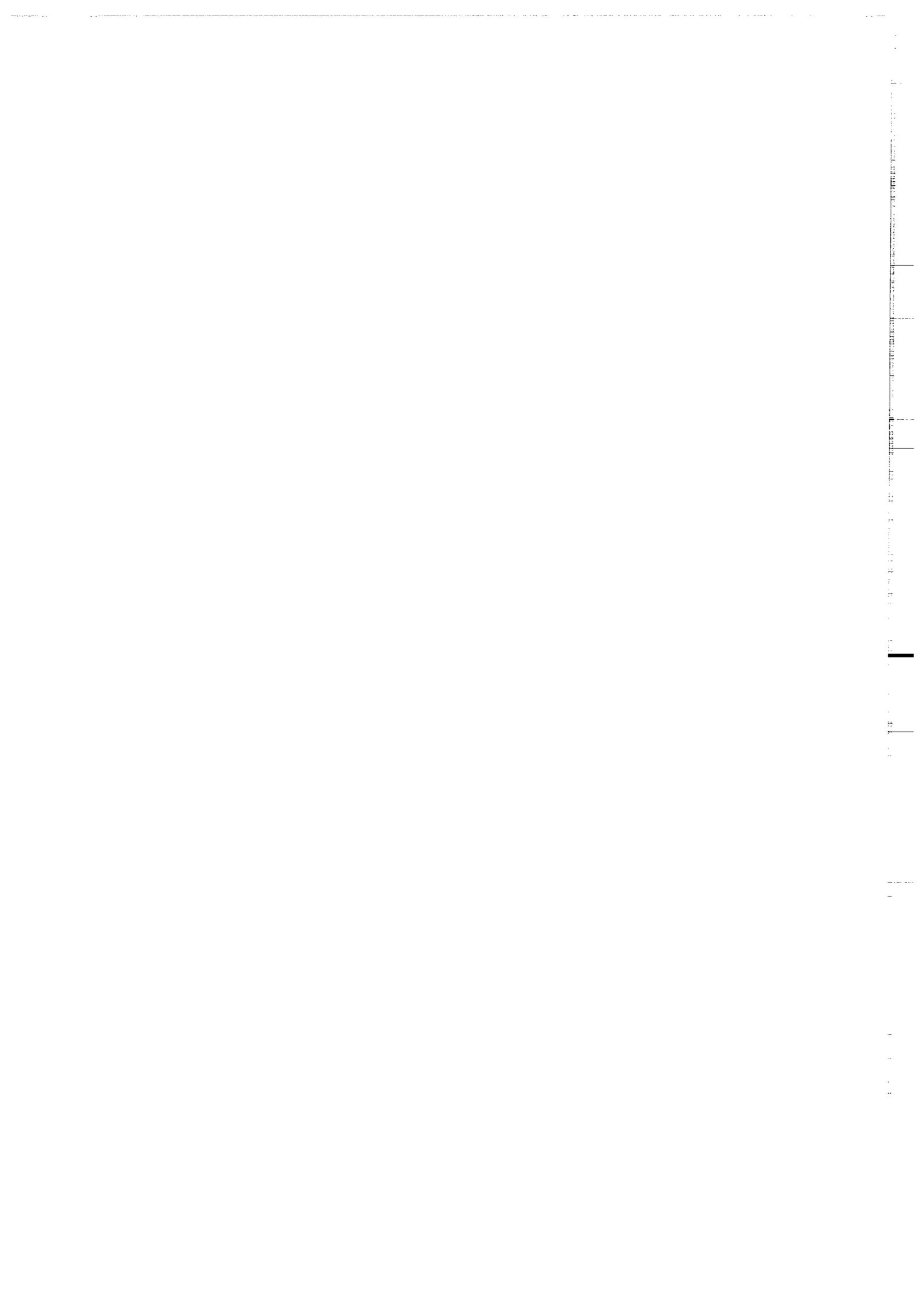
Les données minéralogiques confirment bien l'évolution ébauchée dans le chapitre précédent. Cette évolution se traduit du faciès nord au faciès sud, par un enrichissement en eau (cristallisation plus précoce de la muscovite et plus tardive du feldspath potassique) et aboutit, lorsque le magma devient plus alumineux, à la cristallisation de la cordiérite (\pm sillimanite).

Les compositions des différentes phases minérale confirment l'affinité de la monzodiorite de Plélauff avec les lamprophyres calco-alcalins et leurs "équivalents" plutoniques, les vagnérites.

On a montré le caractère tardif de l'amphibole, les deux minéraux ferro-magnésiens les plus précoces étant le clinopyroxène et la biotite.

Enfin, la composition de certaines biotites ainsi que l'absence de clinopyroxène montrent le rôle probablement plus important joué par les fluides dans le faciès granodioritique.

CHAPITRE IV
CONDITIONS PHYSIQUES DE LA
CRISTALLISATION



CHAPITRE IV : CONDITIONS PHYSIQUES DE LA CRISTALLISATION

I) Introduction

Les conditions physiques (P, T, X_{H_2O} , f_{O_2}) de formation et de mise en place d'un magma sont généralement estimées à l'aide de plusieurs méthodes. Chacune de ces méthodes est soumise à des contraintes et à des erreurs souvent non négligeables et c'est la convergence de ces différentes approches qui permet d'aboutir à un résultat exploitable. Nous allons ici utiliser quatre méthodes complémentaires :

- le métamorphisme de l'encaissant;
- les géothermobaromètres quantitatifs, fondés sur les substitutions et le partage d'éléments chimiques dans les minéraux ou couples de minéraux;
- l'observation qualitative des relations de phase et des ordres de cristallisation et la comparaison avec les travaux expérimentaux;
- la comparaison de la chimie des roches totales avec les compositions obtenues dans les expériences de fusion et de cristallisation dans des systèmes simples;

Nous avons vu dans le chapitre I le métamorphisme régional et son expression locale, liée à la mise en place du massif de Pontivy-Rostrenen. L'omniprésence de l'andalousite dans l'auréole de métamorphisme de contact du massif, même dans les zones où le métamorphisme régional a enregistré les plus fortes pressions (zone à disthène), suggère une mise en place du massif à une pression inférieure à 4 kb (Bohlen et al. 1991).

II) Les granites à deux micas

II-1) Le système Qz-Ab-Or-An-H₂O

Des valeurs limites des pressions de genèse et de mise en place des granites à deux micas peuvent être approchées par l'utilisation des données expérimentales existantes dans le système Qz-Ab-Or-An-H₂O (James et Hamilton, 1969; Winkler et al. 1975; 1979, Luth, 1976). En effet l'emploi d'une telle méthode est particulièrement

intéressante dans le cas des leucogranites si l'on admet que (1) ces roches proviennent de la fusion de sources crustales à des taux faibles et que (2) les magmas une fois formés ne subissent pas d'importantes modifications par cristallisation fractionnée lors de leur remonté et de leur mise en place.

Si ces deux conditions sont respectées, on doit garder dans les roches les moins différenciées la mémoire de la composition de l'eutectique correspondant aux conditions de fusion, tandis que les roches les plus différenciées, représentant les liquides résiduels, doivent se rapprocher de l'eutectique reflétant les conditions de mise en place. On doit ainsi avoir une idée des pressions minimales de genèse et maximales de cristallisation, tout en gardant présent à l'esprit que les incertitudes sur les valeurs sont importantes, étant donné le grand nombre de paramètres susceptibles de faire varier les points "invariants" (Clarke, 1992, p. 133). Les différents faciès des granites à deux micas ont été reportés dans le diagramme Qz-Ab-Or (projection par le sommet An du tétraèdre Qz-Ab-Or-An; fig. IV-1). Dans ce type de diagramme les positions des eutectiques (ou des minimums ternaires) et des courbes cotectiques dépendent de différents facteurs tels que P (pression totale), Ab/An (rapport de la source) et P_{H_2O} (pression partielle d'eau). La comparaison avec les résultats expérimentaux indique une pression de mise en place de l'ordre de 2 kbar (position des aplites) et une pression de fusion supérieure ou égale à 4 kbar, sachant que les rapports Ab/An sont classiquement compris entre 2 et 10 dans les métapélites ou les métagreywackes (sources supposées). La position du champ correspondant au granite de Langonnet suggère une pression d'eau plus élevée (flèche 2) lors de la genèse de ce magma, en accord avec son caractère plus hydraté.

La topologie des surfaces de liquidus dans le système Qz-Ab-Or-An permet également d'estimer les températures de cristallisation pour des magmas saturés en eau (Winkler et al. 1975) et de définir une séquence théorique de cristallisation. Cette méthode sera appliquée au granite de Langonnet et au granite grossier, qui sont les deux faciès leucogranitiques supposés avoir cristallisé dans les conditions de teneur en eau les plus élevées.

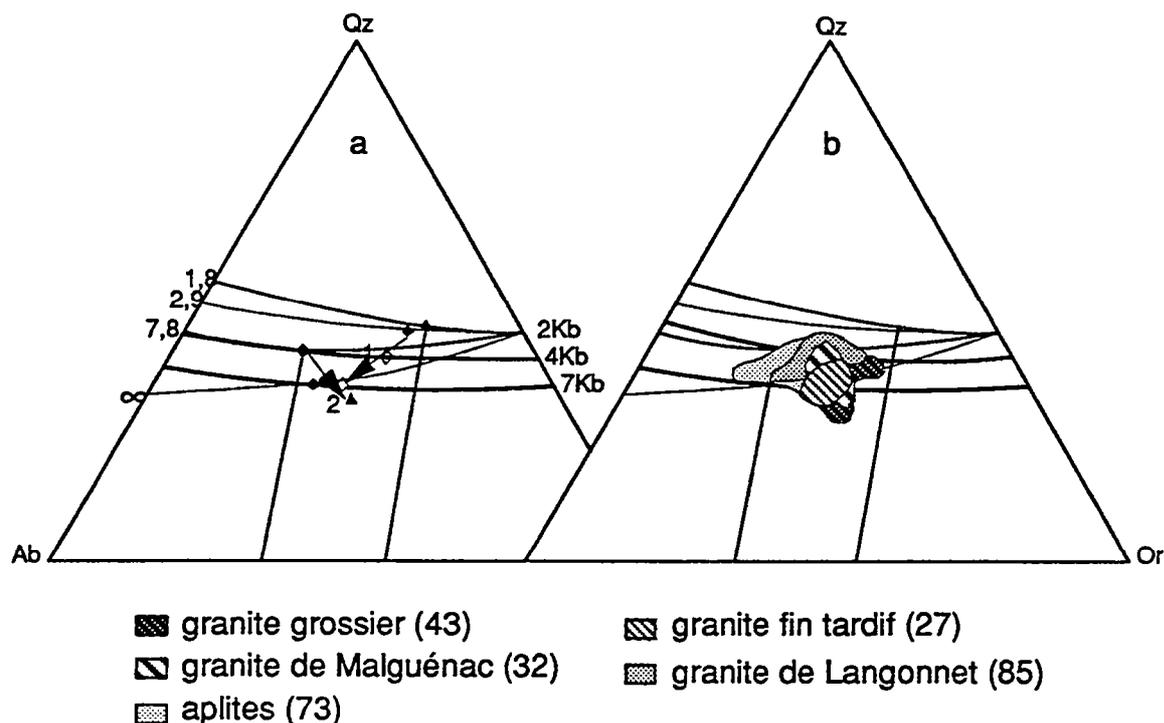


Figure IV-1 : Compositions normatives des granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen dans le diagramme Qz-Ab-Or.
 a) points eutectiques et courbes cotectiques expérimentaux (d'après Winkler 1979). Losanges pleins et traits fins : $PH_2O = P_{total} = 2Kb$. Triangle plein : $Ab/An = 7,8$ et $PH_2O < P_T = 2K$ (+0,05mol/L d'HCl). Losanges évidés et traits gras : $Ab/An = 2,9$ et $P = 4$ et $7Kb$. Les flèches 1 et 2 montrent les effets respectifs d'une augmentation de la pression totale et d'une diminution de la pression d'eau.
 b) voir légende ci-dessus, les nombres en parenthèse représentent les rapports Ab/An moyens.

La figure IV-2a nous montre la position des champs (volumes) représentatifs du granite de Langonnet et du granite grossier dans le tétraèdre Qz-Ab-Or-An, construit à partir des projections dans les trois triangles Qz-Ab-Or, An-Ab-Or et An-Qz-Or. Dans les deux cas, le quartz est la première phase à cristalliser et il semble donc adéquat d'utiliser la projection à partir du quartz (triangle An-Ab-Or) pour déterminer les températures de cristallisation. Les points représentatifs des deux granites étudiés définissent des champs qui se superposent dans le triangle An-Ab-Or (fig. IV-2b) et permettent d'estimer des températures de cristallisation comprises entre $680^{\circ}C$ et $695^{\circ}C$ (température à laquelle le feldspath potassique commence à cristalliser). Notons que ces températures sont probablement surestimées, car une partie du potassium comptée dans l'orthose, est en réalité contenue dans la biotite et les points devraient donc être plus proche de l'eutectique.

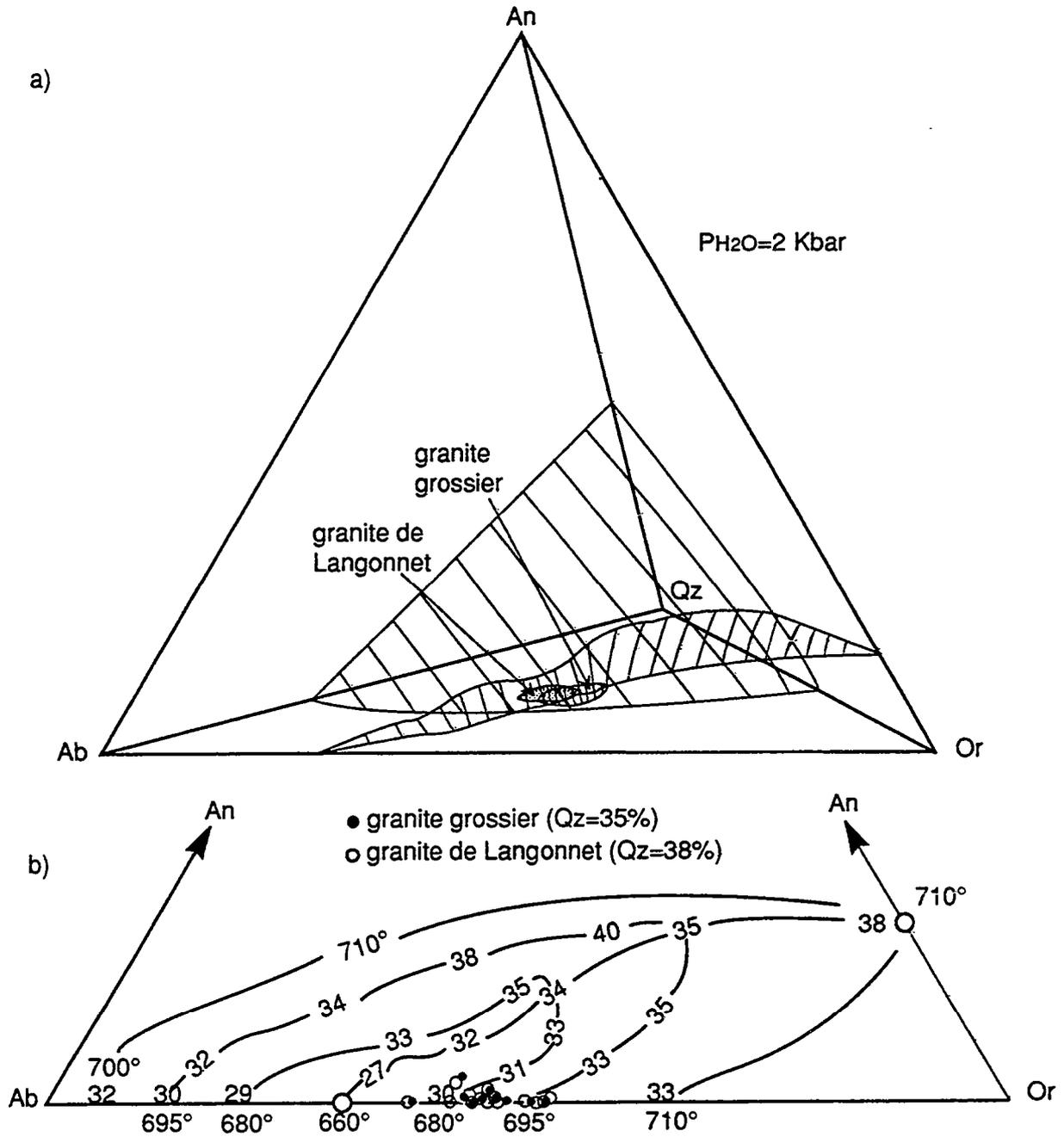


Figure IV-2 : Compositions normatives du granite grossier et du granite de Langonnet dans le système Qz-Ab-Or-An-H₂O (d'après Winkler et al. 1975).

a) position schématique des volumes représentatifs des deux granites dans le tétraèdre Qz-Ab-Or-An.

b) projection des mêmes points dans le triangle Ab-Or-An à partir du quartz. Les teneurs en quartz nous indiquent la position des points par rapport à la surface cotectique.

II-2) Le thermomètre biotite-muscovite

Monier et Robert (1986) ont étudié les substitutions phengitiques et biotitiques dans la muscovite et leurs variations en fonction de la température. Ils ont ainsi, à partir des résultats expérimentaux, mis au point un diagramme triangulaire (M^{2+} -Si-Al) dans lequel sont définis des isothermes. On a reporté dans ce diagramme les micas des différents faciès leucogranitiques (fig. IV-3). Toutes les muscovites se trouvent entre les isothermes 500°C et 600°C. L'évolution de leur composition se fait essentiellement par substitution phengitique (parallèlement à l'axe x : Al^{IV} , $Al^{VI} \rightleftharpoons (M^{2+})^{VI}$, Si^{IV}). Ces substitutions sont plus importantes dans le granite de Langonnet et le granite grossier que dans les autres faciès leucogranitiques et peuvent résulter de plus faibles températures de cristallisation et/ou de rééquilibrages sub-solidus. Notons que la présence de fluor ou de lithium dans les micas, tend à combler la lacune de miscibilité entre la biotite et la muscovite et que nos températures peuvent donc être erronées. Les muscovites du granite de Malguénac sont les plus proches du pôle pur Muscovite, indiquant une température de cristallisation plus élevée. Les biotites des granites à deux micas indiquent des températures de cristallisation comprises entre 700°C et 800 °C. Ces températures contrairement à celles obtenues dans le cas des muscovites (qui sont sous-estimées) sont des températures maximales, car l'absence de dosage du Fe^{3+} nous oblige à calculer tout le Fer sous la forme Fe^{2+} et donc à surestimer la proportion de M^{2+} . La position intermédiaire de trois biotites du granite de Langonnet (valeur absolue de [-y] élevée) correspond probablement à un début de transformation ponctuel de la biotite en muscovite. Notons que les points représentatifs des biotites du granite de Malguénac sont encore ceux correspondant aux plus hautes températures.

II-3) Teneurs en eau

On peut estimer la teneur en eau d'un magma, par comparaison de sa séquence de cristallisation avec celles obtenues expérimentalement pour des liquides de composition granitique. De nombreux auteurs se sont intéressés à déterminer les températures

d'apparition des différentes phases minérales en fonction de la quantité d'eau ajoutée au système pour une pression donnée (Maaløe et Wyllie, 1975; Whitney, 1975; 1988, Clemens et Wall, 1981, 1988 Naney 1980).

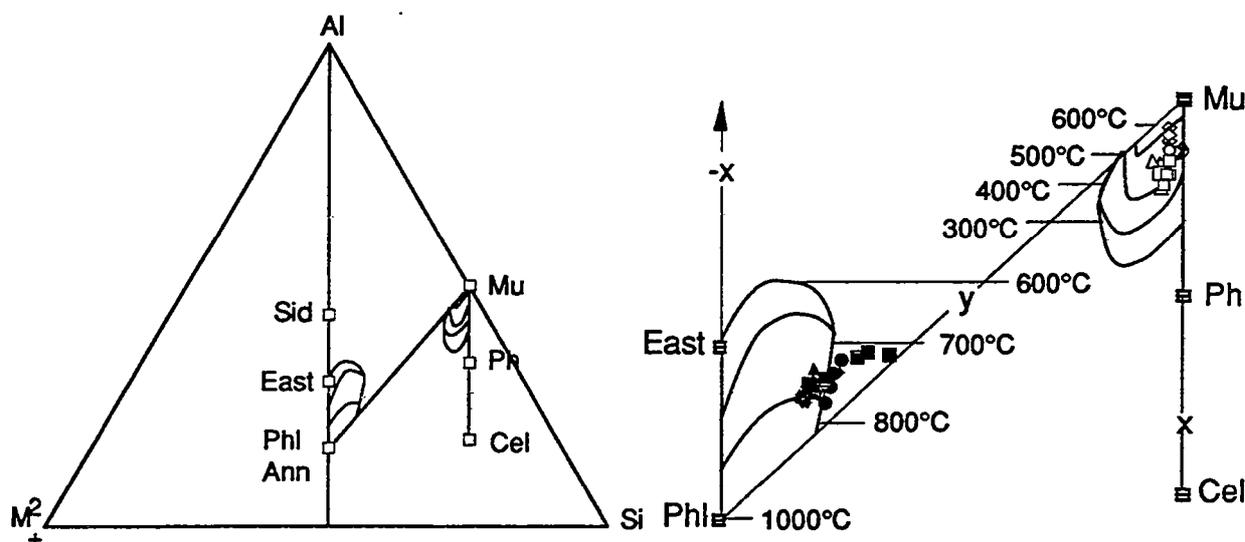


Figure IV-3 : Position des micas (biotites : symboles noirs; muscovites : symboles blancs) des différents faciès leucogranitiques dans le diagramme $M2+-Si-Al$ (Monier et Robert, 1986). Losanges : granite de Malguénac; triangles : granite grossier; cercles : granite fin tardif; carrés : granite de Langonnet. Les pôles purs sont la muscovite (Mu), la phengite (Ph), la céladonite (Cel), la phlogopite (Phl), l'eastonite (East) et la sidérophyllite (Sid).

Malheureusement, les matériaux de départ (naturels ou synthétiques) utilisés dans ces expériences, ont des compositions différentes de celles des granites à deux micas (plus riches en Ca) et tombent dans le champ du plagioclase du tétraèdre Qz-Ab-Or-An. On ne peut donc pas utiliser directement les séquences de cristallisation obtenues dans ces expériences. On peut, en revanche, observer l'effet des variations de différents paramètres sur la cristallisation d'un magma granitique.

Dans les expériences de Whitney (1975, 1988) le feldspath potassique cristallise plus tôt et dans un plus large intervalle de température ($100^{\circ}C < \Delta T < 300^{\circ}C$) dans le système sous-saturé que dans celui saturé en eau ($\Delta T < 100^{\circ}C$; fig. IV-4). Ceci peut expliquer la présence de mégacristaux de feldspath potassique dans le granite de Malguénac et localement dans les granites fins tardifs et son

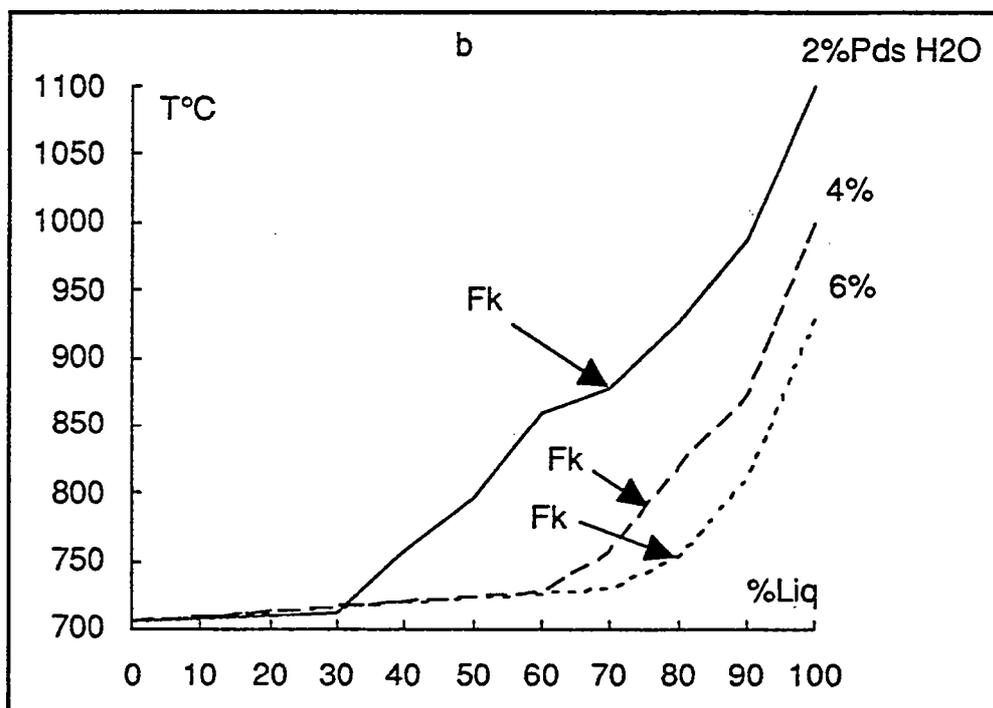
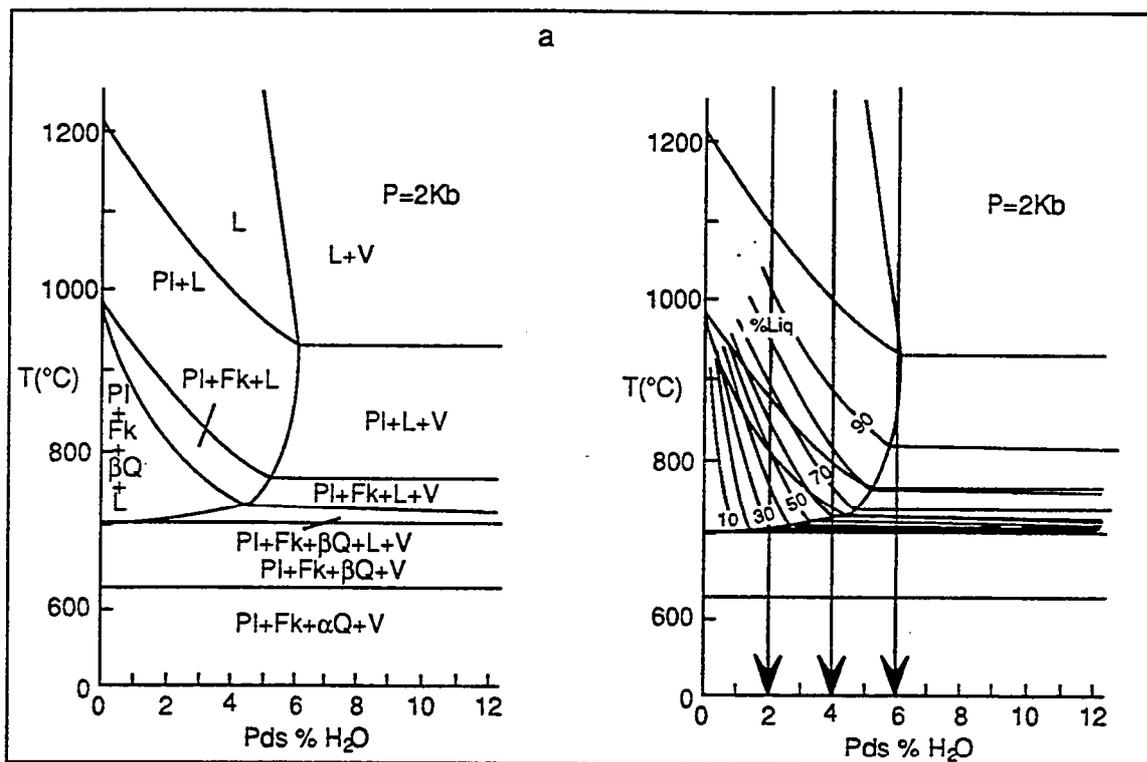


Figure IV-4 : Estimation des teneurs en eau des différents faciés leucogranitiques du massif de Pontivy-Rostrenen. a : diagramme T-X_{H2O} pour le granite synthétique (R4) à 2Kbar (Whitney, 1975, 1988). Sur le diagramme de droite sont ajoutées des courbes semi-quantitatives représentant les pourcentages en volume de liquide restant. Les trois flèches représentent les "trajectoires" de cristallisation reportées en (b). b : pourcentages de liquide restant en fonction de la température et de la teneur en eau. Les flèches indiquent le début de la cristallisation du feldspath potassique.

absence dans les autres faciès leucogranitiques. Les teneurs en eau seraient, dans ce cas, inférieures à 5% (intersection de la courbe de saturation en eau et de la courbe d'apparition du feldspath potassique) dans le granite de Malguénac et supérieur à cette valeur dans le cas des granites non porphyroïdes.

On sait d'autre part que la biotite cristallise précocement dans le granite de Malguénac et de toute façon avant le quartz. Ceci implique, d'après les travaux de Clemens et al. (1981) une teneur en eau supérieure à 4% pour une pression de 2 Kb.

On peut donc approximer la teneur en eau du granite de Malguénac à 4-5%, Ces teneurs pouvant atteindre et dépasser 5 à 6% dans les faciès équants (granite grossier et granite de Langonnet).

II-4) La fugacité d'oxygène

Wones et Eugster (1962, 1966) ont introduit et souligné l'importance de la notion de fugacité d'oxygène (fO_2) en pétrologie. Ils ont montré l'influence prépondérante de ce paramètre (avec P, T et fH_2O) sur la stabilité des minéraux ferro-magnésiens et des oxydes ferro-titanés (puisqu'il contrôle l'état d'oxydation du fer).

Ainsi, on utilise en pétrologie expérimentale, des assemblages (par exemple IQF, QFM, MH et NNO) qui tamponnent et permettent de contrôler la fugacité d'oxygène dans les "expériences. Pour chacun de ces tampons la fugacité d'oxygène est une fonction de P et T, suivant la relation :

$$\text{Log}(fO_2) = \frac{-A}{T} + B + \frac{C(P-1)}{T}$$

les coefficients A, B et C étant propres à chaque équilibre (Wones et Eugster, 1966).

Dans des cas naturels, la fugacité d'oxygène peut être estimée par diverses méthodes s'appuyant sur les données expérimentales et thermodynamiques existantes. Par exemple, les compositions des biotites appartenant à des assemblages biotite+magnétite+feldspath alcalin, biotite+muscovite+magnétite+silicate d'alumine+quartz ou biotite+magnétite+feldspath alcalin+leucite permettent une estimation de fO_2 et de T (°C) en s'appuyant sur les données expérimentales de Wones et Eugster (1966). Si l'on connaît le

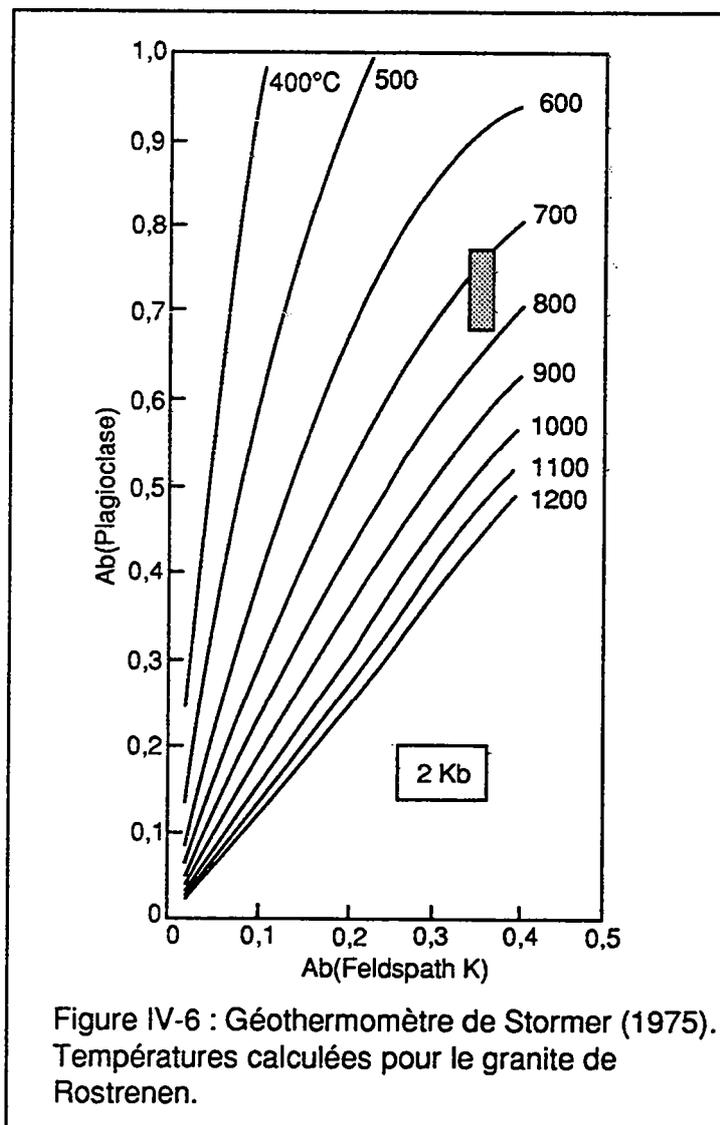
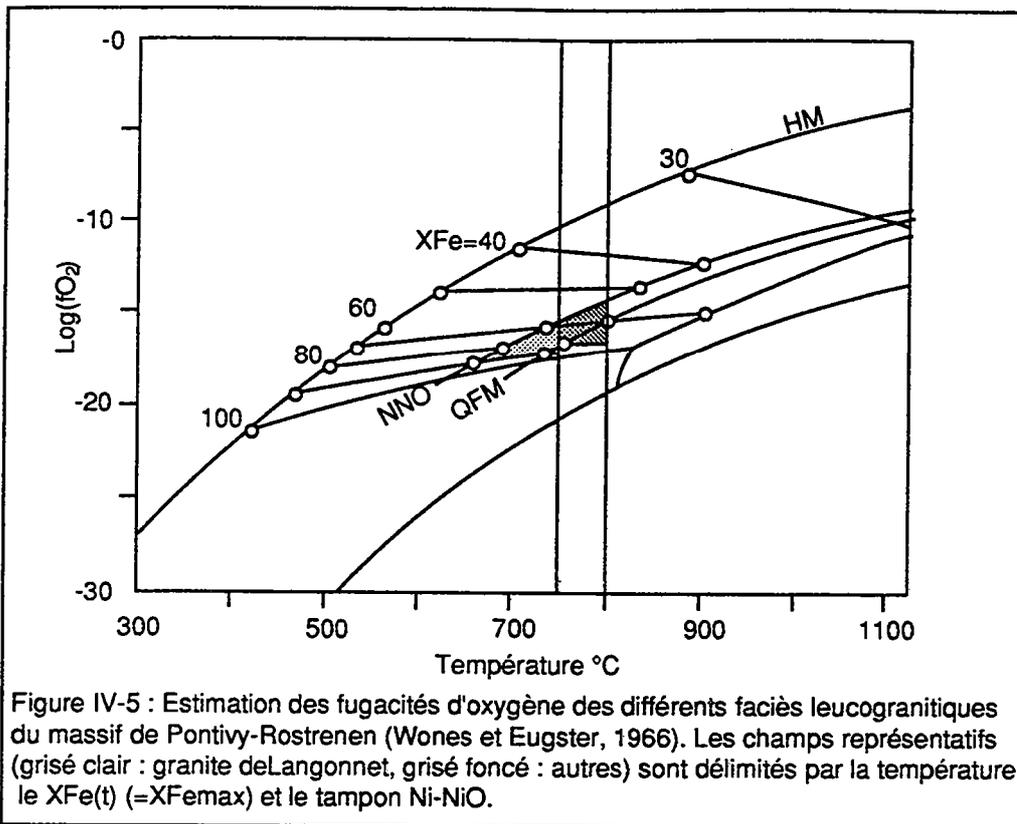
pourcentage en moles d'annite de la biotite (ce qui nécessite la connaissance du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+}) on peut se situer empiriquement par rapport aux assemblages tampons et ainsi estimer la fugacité d'oxygène en se reportant dans l'espace (T-fO₂-XFe[Bt]). La coexistence d'oxydes ferro-titanés cubiques et rhomboédrique permet également d'estimer la fugacité d'oxygène pour des assemblages équilibrés à plus de 600°C (Ghiorso et Sack, 1981, 1991). Malheureusement, l'absence de magnétite dans les roches du massif de Pontivy-Rostrenen, ainsi que l'absence de dosage du Fe^{3+} des biotites à la microsonde électronique, excluent dans notre cas l'utilisation directe de telles méthodes. Une estimation de la fugacité d'oxygène n'est donc possible que par comparaison avec des magmas ou des séries magmatiques présentant des affinités avec les roches du massif de Pontivy-Rostrenen.

Les granites à deux micas, fortement peralumineux, sont généralement interprétés comme résultant de la fusion de sources crustales, métasédimentaires et appartiennent aux "ilménite-séries" définies par Ishihara (1977). Ils sont caractérisés par leur faible teneur modale en oxydes ferro-titanés et par l'absence de magnétite. Ce fait est interprété par Ishihara (1977) comme résultant d'une faible fugacité d'oxygène dans les séries à ilménite, due à la présence de graphite dans les sources impliquées dans la genèse de ces magmas. La limite fixée par cet auteur entre les séries à ilménite et les séries à magnétite est représentée par le tampon Ni-NiO.

En l'absence du dosage du Fe^{3+} , les valeurs du XFe(t) ($Fe(t)/(Fe(t)+Mg)$) des biotites représentent des valeurs maximales de XFe ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$). Pour la même raison, les températures calculées par le thermomètre de Monier et al. (1986) sont des températures maximales.

Ainsi, pour les différents faciès leucogranitiques, on peut définir un champ dans l'espace (T°C-fO₂-XFe), champ délimité par le tampon Ni-NiO, les températures maximales et les XFe maximums des biotites (fig. IV-5).

Ces champs représentés dans la figure IV-5 suggèrent une fugacité d'oxygène moins élevée dans le granite de Langonnet (10^{-16} bars $\leq fO_2 \leq 10^{-18}$ bar pour $670^\circ C \leq T \leq 750^\circ C$) que dans les autres



faciès leucogranitiques ($10^{-14} \leq fO_2 \leq 10^{-17}$ pour $700^\circ C \leq T \leq 800^\circ C$). Ceci va également dans le sens de conditions différentes (P, PH_2O , T, fO_2) lors de la genèse du granite de Langonnet.

III) Le granite de Rostrenen

III-1) Le système Qz-Ab-Or-An-H₂O

A l'inverse des granites à deux micas fortement peralumineux, le granite de Rostrenen résulte probablement de la fusion d'une source crustale à des taux plus élevés et ne garde donc pas la mémoire de l'eutectique de fusion. Le liquide primaire doit se trouver quelque-part entre la ligne cotectique et la composition du matériel source. D'autre part ce granite montre des variations chimiques plus importantes résultant de phénomènes de cristallisation fractionnée et/ou de contamination. Sa position dans le système Qz-Ab-Or-An ne nous renseigne donc pas sur les conditions de genèse et de cristallisation de ce granite.

Le granite de Rostrenen se mettant en place légèrement postérieurement aux granites à deux micas précoces, nous considérerons que sa pression de mise en place est inférieure ou égale à celle estimée pour les leucogranites, c'est-à-dire voisine de 2-3 kbar.

III-2) Températures et teneur en eau

III-2-1) Le géothermomètre de Stormer

Ce thermomètre est fondé sur l'échange de la phase albite entre le feldspath alcalin et le plagioclase (Stormer, 1975). Son utilisation nécessite qu'il y ait équilibre entre les deux feldspaths et le choix des cristaux est déterminant. Les mégacristaux de feldspath cristallisent précocement (les inclusions de plagioclase étant de taille inférieure à ceux de la matrice) et sont donc utilisés ici pour le calcul thermométrique. Le plagioclase quant à lui, ne présente qu'un seul type d'habitus. L'échantillon T11 est choisi pour ce calcul puisqu'il appartient au faciès nord (à gros mégacristaux) apparaissant comme le plus primitif et le plus homogène du granite

de Rostrenen.

On prend les teneurs en albite de chaque feldspath (minimale et maximale) de façon à s'assurer que la température d'équilibre soit comprise dans la fourchette des températures déterminées par le thermomètre. La teneur en albite du feldspath potassique est calculée connaissant la composition de la phase perthitique (mesurée à la microsonde) et la proportion de cette phase dans le feldspath (déterminée au compteur de point).

Les résultats sont reportés dans un abaque calibré pour une pression de 2 kbar (Stormer 1975) et nous donne une estimation de la température d'équilibre comprise entre 700 et 800°C (fig. IV-6).

III-2-2) Le thermomètre biotite-muscovite

Dans le diagramme M2+-Si-Al de Monier et Robert (1986), La muscovite du granite de Rostrenen se situe sur le joint muscovite-phengite et indique des températures de cristallisation compris entre 400 et 550°C, tandis que les biotites se trouvent groupées sur l'isotherme 800°C (fig. IV-7).

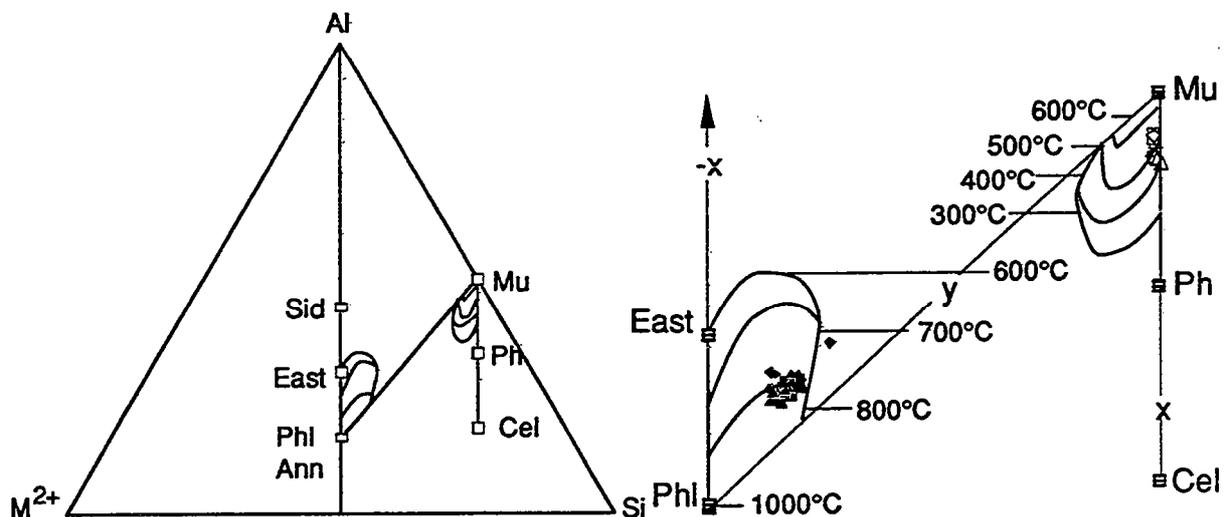


Figure VI-7 : Position des micas du granite de Rostrenen dans le diagramme M2+-Si-Al (Monier et Robert, 1986). Carrés : faciès nord; triangles : faciès sud; losanges : faciès à cordiérite.

Les faibles températures obtenues avec les muscovites (qui sont, rappelons le, des températures minimales) suggèrent sa cristallisation tardive. Ce minéral montre pourtant un caractère primaire dans le diagramme (Mg-Na-Ti) de Miller et al. (1981) (exceptées lorsqu'il provient de la déstabilisation de la cordiérite).

Etant donné l'habitus d'aspect secondaire de la muscovite et le caractère faiblement peralumineux du granite de Rostrenen, nous considérons que la cristallisation de la muscovite est tardive et probablement subsolidus (exceptées peut-être la muscovite de la matrice du faciès à cordiérite, plus fortement peralumineux).

III-2-3) Teneur en eau

Comme nous l'avons vu au début de ce chapitre, on peut estimer la teneur en eau d'un magma par comparaison avec les résultats expérimentaux, dans l'espace P-T-XH₂O. On choisit ici les travaux de Maaløe et Wyllie. (1975), étant donnée la similitude de la composition de leur matériel de départ avec celle du granite de Rostrenen (Tableau IV-1).

	Qz	Ab	Or	An
MG-1	27,3	30,6	33,9	8,2
T11	31,3	31,8	29,2	7,7

Tableau IV-1 : Compositions normatives (Qz+Ab+Or+An=100) du solide expérimental (MG-1) et de l'échantillon T11 du granite de Rostrenen (utilisé en thermométrie).

La présence de feldspath potassique sous forme de mégacristaux suggère que sa cristallisation est antérieure à la saturation en eau du magma (voir paragraphe II-3) et donc une teneur en eau inférieure à 6% (fig. IV-8). D'autre part, l'existence de petites lattes de biotite au coeur de mégacristaux suggère sa cristallisation précoce par rapport au feldspath potassique. Ceci implique une teneur en eau minimum de 3%.

Une teneur en eau de 4 à 5% pour le granite de Rostrenen semble donc être une estimation raisonnable.

III-3) La fugacité d'oxygène

Bien que moins fortement peralumineux que les granite à deux micas, le granite de Rostrenen montre par l'absence de magnétite, son appartenance aux séries à ilménite (Ishihara, 1977). On peut donc, en utilisant les mêmes limites que pour les granites à deux micas (tampon NNO, température de cristallisation et XFe(t) de la

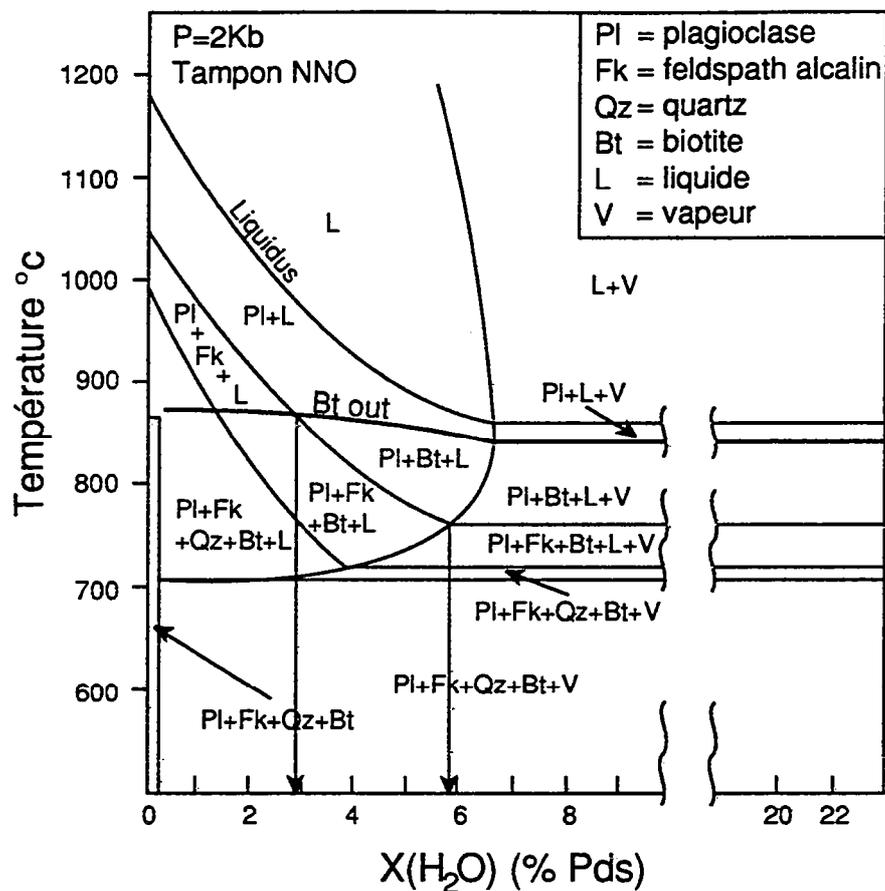


Figure IV-8 : Estimation de la teneur en eau du granite de Rostrenen à partir des résultats expérimentaux de Maaløe et Wyllie (1975).

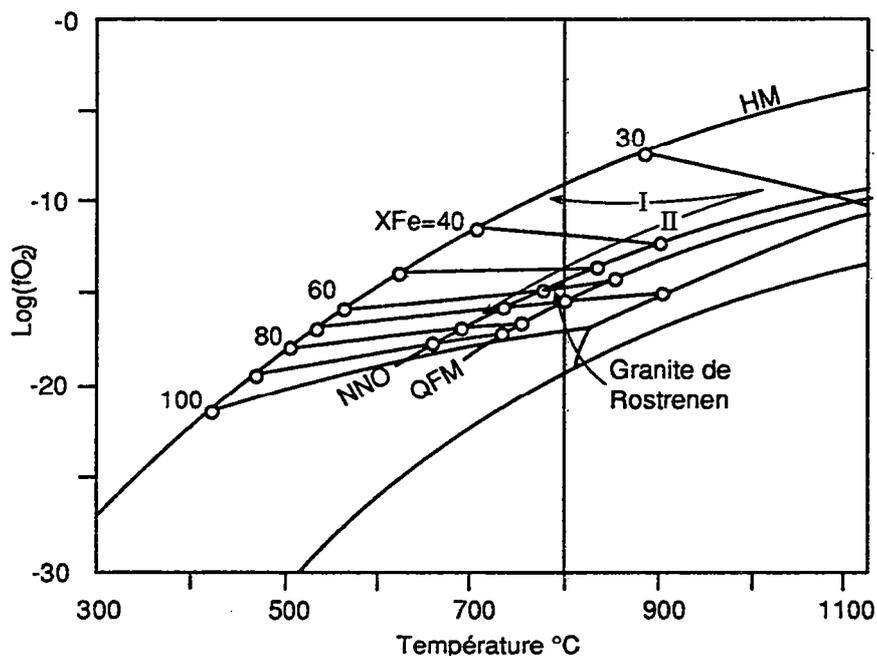


Figure IV-9 : Estimation de la fugacité d'oxygène du granite de Rostrenen (champs en grisé), dans l'espace T-fO₂-XFe pour une pression totale de 2070 bars (Wones et Eugster, 1966). Les flèches I et II représentent respectivement les trends d'évolution oxydants et réducteurs au cours de la différenciation d'un magma.

biotite), estimer de façon empirique la fugacité d'oxygène lors de la cristallisation de la biotite.

Les $X_{Fe(t)}$ moyens des biotites des différents faciès du granite de Rostrenen sont compris entre 0,57 et 0,60. Reportées dans l'espace (T-fO₂-X_{Fe}) ces limites nous donnent une fugacité d'oxygène de 10⁻¹⁴ à 10⁻¹⁵ bars pour des températures comprises entre 800 et 775°C (fig. IV-9).

Dans certains échantillons du faciès à cordiérite pour lesquels le X_{Fe} de la roche totale (=0,62) est plus élevé que celui des autres faciès, le X_{Fe} de la biotite qu'il contient est, au contraire, plus faible (=0,51). Ce fait peut s'interpréter par une augmentation de la fugacité d'oxygène, l'incorporation par la biotite de Mg stabilisant ce minéral lorsque fO₂ croît (Frost, 1976). Nous nous trouvons alors dans le cas du trend d'évolution I de Wones et Eugster (1966; fig. IV-9), interprété par ces auteurs comme le résultat de la réaction du magma avec une phase fluide riche en eau (endo ou exogène) en fin de cristallisation.

IV) La monzodiorite de Plélauff

IV-1) Thermométrie sur les biotites

Les biotites de la monzodiorite de Plélauff ont été reportées dans le diagramme M²⁺-Si-Al de Monier et Robert (1986). Elles se regroupent entre les isothermes 800 et 1000°C (fig. IV-10). Comme on pouvait l'attendre, ces biotites relativement magnésiennes cristallisent à plus haute température que les biotites des granites peralumineux. Ceci est probablement dû en partie au caractère potassique de la monzodiorite.

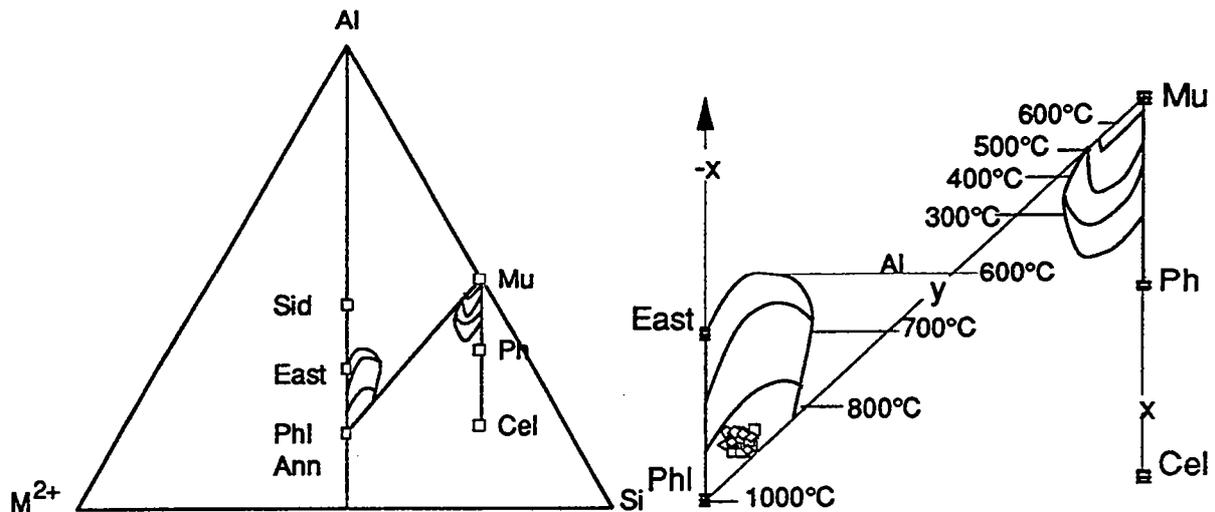


Figure IV-10 : Position des biotites de la monzodiorite de Plélauff dans le diagramme M^{2+} -Si-Al (Monier et Robert, 1986). Carrés tonalites; losanges : granodiorites.

IV-2) Géothermobarométrie sur l'amphibole

IV-2-1) Géobarométrie

Hamarstrom et Zen (1986) ont montré empiriquement qu'il existait une relation entre la teneur en alumine (Alt) de l'amphibole et la pression à laquelle elle cristallise et ont abouti à l'équation suivante :

$$P_{\text{totale}} (\pm 3\text{Kbar}) = -3,92 + 5,03 \text{ Alt}$$

Depuis, d'autres auteurs se sont intéressés à préciser cette relation et ont abouti à des équations similaires, les coefficients variants légèrement et l'erreur sur la pression diminuant (Hollister et al., 1987, Johnson et Rutherford, 1989). L'utilisation de tels géobaromètres sur les amphiboles de la monzodiorite de Plélauff donne des résultats aberrants, les pressions calculées étant négatives (excepté une magnésio-hornblende donnant 1,5 kbar). Ceci est dû aux très faibles teneurs en alumine de ces amphiboles et montre que ces géobaromètres ne peuvent s'appliquer dans notre cas.

IV-2-2) Géothermométrie

Blundy et Holland (1990) ont défini un géothermomètre fondé sur la teneur en Al^{IV} (site T1) de l'amphibole coexistant avec le plagioclase dans des roches silicatés (métamorphiques ou ignées) et ont abouti à l'équation :

$$T (\pm 75^{\circ}C) = \frac{0,677P - 48,98 + Y}{-0,0429 - 0,008314 \ln(K)}$$

ou $K = (Si-4)/(8-Si)X_{ab}^{Pl}$

$Y = 0$ pour $X_{ab}^{Pl} > 0,5$

$Y = -8,06 + 25,5(1 - X_{ab}^{Pl})^2$ pour $X_{ab}^{Pl} < 0,5$

Cette équation a été calibrée à partir des données expérimentales sur des assemblages amphibole-plagioclase pour des températures comprises entre 500 et 1100°C et avec des amphiboles contenant moins de 7,8 atomes de Si par formule structurale (sur la base de 23 oxygènes).

Sachant que l'amphibole cristallise tardivement dans la monzodiorite de Plélauff nous utilisons les compositions des bordures de plagioclases (les plus riches en albite) pour calculer les températures d'équilibre.

Les températures obtenues pour une pression de 2 kbar sont comprises entre 542 et 653°C (excepté une magnésio-hornblende donnant 700°C), ce qui implique, si ces températures sont fiables, une cristallisation secondaire de l'amphibole bien en dessous du solidus. Hammarstrom et Zen (1986, 1992) ont décrit un cas similaire dans le complexe du Mont Princeton (Colorado). Des amphiboles de composition actinolitique donnent des températures de moins de 600°C par le thermomètre de Blundy et Holland (1990). L'actinote se trouve dans des faciès également caractérisés par la présence de feldspaths altérés, de biotite chloritisée, d'épidote secondaire et de sphène cristallisant suivant les clivages des minéraux ferromagnésiens. Ils interprètent donc les compositions de ces amphiboles comme résultant de rééquilibrage

subsolidus.

Dans notre cas, la composition des amphiboles varie peu et ne montre pas de relation avec l'importance des transformations tardives (chloritisation des biotites, abondance de la prehnite). Il semble donc peu probable que la composition de ces amphiboles résulte de rééquilibrages tardifs.

IV-2-3) Discussion

Le géothermomètre de Blundy et Holland fondé (1990), tout comme les géobaromètres cités précédemment, sur les compositions des amphiboles (Hammarstrom et Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson et Rutherford, 1989), ne semble pas donner de résultats quantitatifs fiables dans le cas des amphiboles de la monzodiorite de Plélauff. En fait la teneur en alumine d'une amphibole dépend de nombreux facteurs et le thermomètre de Blundy et Holland (1986) a récemment fait à ce sujet, l'objet de critiques (Hammarstrom et Zen., 1992; Rutherford et Johnson, 1992; Poly et Schmidt, 1992). Parmi celles-ci on citera, par exemple, la variation de l'activité de la silice dans certains assemblages (compositions basaltiques) utilisés pour la calibration, variations affectant la teneur en silice des amphiboles et donc la quantité d'alumine en position tétraédrique ($Al^{IV}=8-Si$). Ces variations sont liées pour des système non saturés en silice, au taux de cristallisation, lui-même dépendant de la température, de la pression et de la fugacité d'eau (Rutherford et al., 1992). Poly et Schmidt (1992) insistent également sur l'importance, sous estimées selon eux par Blundy et Holland (1990), de la substitution tschermakitique dans les amphiboles et critique le modèle d'activité utilisé pour la calibration du thermomètre.

Blundy et Holland (1992) estiment quant à eux, qu'une incertitude sur la température du solidus (liée aux variations de la teneur en eau de la phase fluide) de 100°C suffit à provoquer une variation de 8 kbar sur une pression calculée par le Géobaromètre de Hammarstrom et Zen (1986) . Poly et Schmidt (1992) admettent que des variations de température de solidus peuvent être importante dans la nature, bien qu'absente selon eux, pour la calibration de Hammarstrom et Zen (1986) concernant des systèmes saturés en eau ($a_{H_2O}=1$). Le géobaromètre de Hammarstrom et Zen

(1986) a été calibré pour un assemblage amphibole + biotite + plagioclase + feldspath K + quartz + sphène \pm magnétite \pm ilménite \pm pyroxène, qui est supposé tamponner la composition des amphiboles ("buffering assemblage"), mais ces auteurs soulignent le possible "buffering effect" du grenat pour des pressions supérieures à 10 kbar. Il semble également possible que le chimisme potassique de la monzodiorite de Plélauff, induisant la cristallisation précoce de la biotite par rapport à l'amphibole, puisse influencer la composition de cette amphibole (pauvretés en Al et Ti), rendant ainsi impossible l'utilisation du géobaromètre, bien que l'assemblage minéralogique de la monzodiorite de Plélauff semble, a priori, s'y prêter. Ceci, ajouté à l'imprécision de ce géobaromètre vers les basses pressions ainsi que la présence possible de CO₂ dans la phase fluide, suffit à rendre compte des pressions aberrantes que nous obtenons.

IV-3) Les travaux expérimentaux

La première condition nécessaire lorsque l'on cherche à comparer les résultats de travaux expérimentaux avec des exemples naturels, est la similitude entre les compositions des matériaux de départ. Or, la monzodiorite de Plélauff ainsi que les roches qui s'y apparentent chimiquement (lamprophyres calco-alcalins; Rock, 1991; vagnérites; Sabatier, 1980; Sanukitoïdes, Stern et Hanson, 1989 et 1991) présentent un caractère fortement potassique et magnésien (surtout potassique en ce qui concerne la monzodiorite de Plélauff), par rapport aux roches intermédiaires et basiques utilisées dans la plupart des travaux expérimentaux (Green et Ringwood, 1968; Egger, 1972; Lambert et Wyllie, 1974; Naney et Swanson, 1980; Barker et Egger, 1983; Folden et Green, 1992 et voir Green, 1982 pour une synthèse des travaux expérimentaux sur les compositions andésitiques).

La présence d'actinote est très fréquente dans ce type de roche, suggérant une relation entre la cristallisation de ce minéral et la composition particulière de ces roches. Leake (1971) a défini sur la base d'environ 1500 analyses d'amphiboles choisies dans la littérature, la limite des amphiboles magmatique à 7,5 atomes de Si par unité formulaire (sur la base de 23 oxygènes) et il a délimité les

champs des amphiboles primaires et secondaires dans un diagramme opposant Si à (Ca+Na+K; fig. III-11). Les données expérimentales sur la cristallisation de la trémolite montrent que ce minéral peut cristalliser jusqu'à 850°C pour des pressions d'eau comprises entre 1 et 5 kbar (Boyd, 1959; Oba, 1980). Ainsi, il est possible que dans la monzodiorite de Plélauff, l'amphibole cristallise dans des conditions magmatiques de relativement basse température ($T \leq 850^\circ\text{C}$).

La cristallisation de l'amphibole à basse température, dans un magma de composition andésitique "normal", nécessite d'une part, que le magma soit initialement sous-saturé en eau, et d'autre part, qu'il cristallise à faible pression (≤ 3 kb) ou à très haute pression (>15 kb) dans le champ de stabilité du grenat (fig. IV-11).

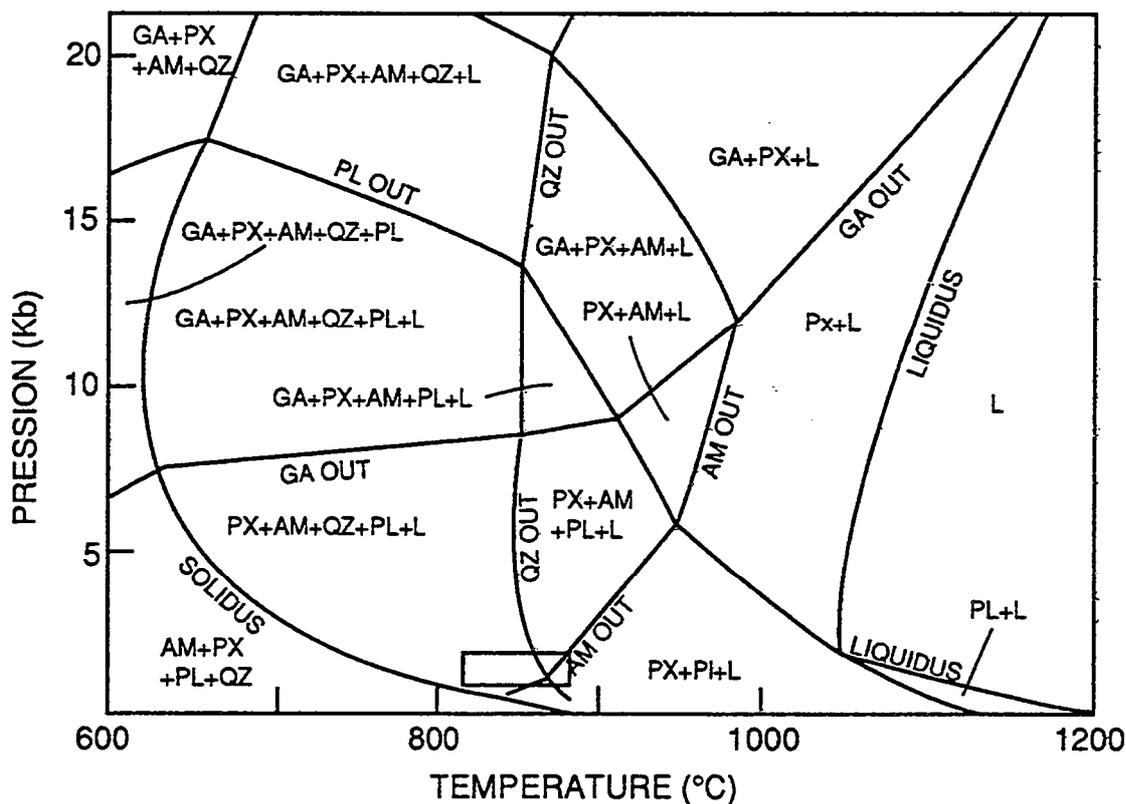


Figure IV-11 : Relations de phase lors de la cristallisation d'un magma de composition andésitique (+ 5% en poids d'eau), dans un diagramme P-T (d'après Green, 1982).

Pour une composition d'andésite potassique comme celle de la monzodiorite de Plélauff, les causes de la cristallisation tardive de l'amphibole peuvent être différentes. Le fait que la biotite,

relativement magnésienne, cristallise avant l'amphibole, est probablement imputable au caractère potassique du magma. Ceci peut en outre expliquer la pauvreté en alumine et en titane des amphiboles (ces éléments étant préférentiellement incorporés dans la biotite) et donc la restriction de son champ de stabilité vers les basses températures.

Un tel schéma peut s'appliquer plus généralement aux roches à affinité vaugnéritique contenant de l'actinote, mais sa confirmation nécessiterait un plus grand nombre de données expérimentales sur ce type de roches.

IV-4) La fugacité d'oxygène

Nous ne pouvons pas ici utiliser les mêmes limites que celles fixées dans le cas des granites peralumineux étant donnée la position ambiguë de la monzodiorite de Plélauff vis-à-vis de la classification de Hishihara (1977). En effet, le caractère basique de ces roches ne s'accorde pas, dans le cadre de cette classification, avec l'absence systématique de la magnétite.

Nous pouvons par contre les comparer avec les tonalites-granodiorites du pluton tardi-hercynien de la région d'Aregos au Portugal (Albuquerque, 1971, 1973, 1974). Ce pluton est constitué par l'association de tonalites et de granodiorites à amphibole, de granodiorites à biotite ou biotite+muscovite et de granites à deux micas (\pm silicates d'alumine). Parmi les nombreuses similitudes qui rapprochent cet ensemble magmatique du massif de Pontivy-Rostrenen, on peut noter la faible proportion à l'affleurement des roches méta-alumineuses, le caractère potassique de ces dernières, la composition actinolitique de leurs amphiboles (contenant parfois un coeur de clinopyroxène relictuel), le caractère relativement magnésien de leur biotite et enfin l'absence systématique de la magnétite. La mise en place de cet ensemble a de plus été estimé à 2-3 kbar.

Les biotites des différents faciès de cet ensemble sont caractérisées par leur faible teneur en Fe^{3+} comparées à celles des séries calco-alcalines typiques (Albuquerque, 1973). A partir des rapports Fe/Mg et Fe^{3+}/Fe^{2+} des biotites ainsi que des conditions de cristallisation, Albuquerque (1973) déduit une fugacité d'oxygène

dans les tonalites-granodiorites de 10^{-14} à 10^{-15} bars pour une température de 800°C .

Il existe une nette corrélation entre le rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotite et de l'amphibole des tonalites-granodiorites de Aregos (fig. IV-12). Celle-ci implique une influence prépondérante de la fugacité d'oxygène sur le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de l'amphibole, comme le suggère Albuquerque (1974). Etant donnée la similitude des relations de phases des tonalites-granodiorites de Aregos avec celles de Plélauff, on peut extrapoler les rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ des biotites de la monzodiorite de Plélauff à partir de la valeur de ce rapport dans les amphiboles (valeurs calculées dans les amphiboles par bilan de charges; fig. IV-12).

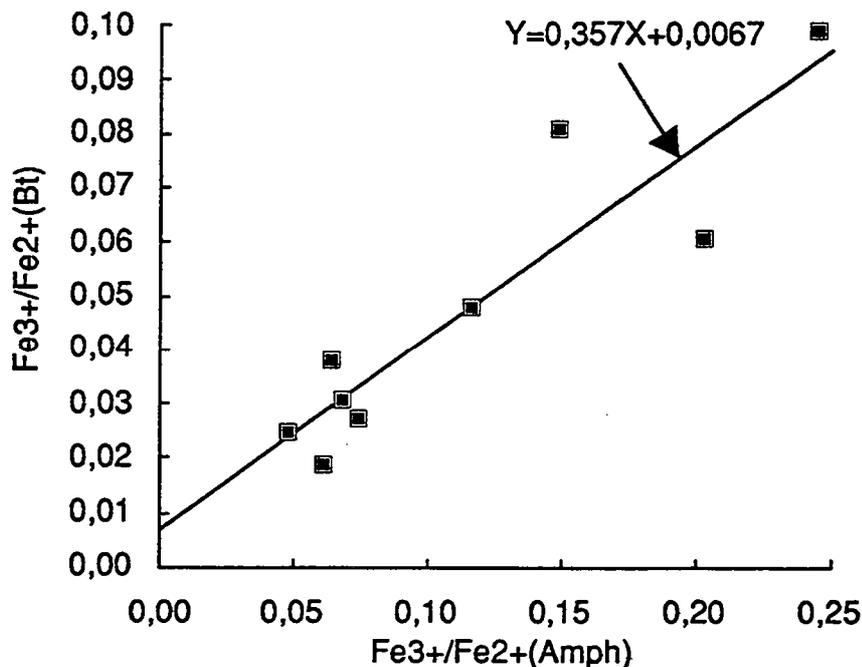


Figure IV-12 : Corrélation des $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ des biotites et des amphiboles des tonalites-granodiorites de la région d'Aregos (Albuquerque, 1973, 1974). Ces rapports dans les biotites de la monzodiorite de Plélauff sont calculés à partir de l'équation de la droite de corrélation ci-dessus, connaissant ceux des amphiboles (calculés par bilans de charge).

Les compositions des biotites sont ensuite reportées dans le diagramme $(\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}^{2+}-\text{Fe}^{3+})$ de Wones et Eugster (1965). Les résultats suggèrent une évolution de la fugacité d'oxygène depuis celle du tampon NNO vers celle du tampon QFM (fig. IV-13a).

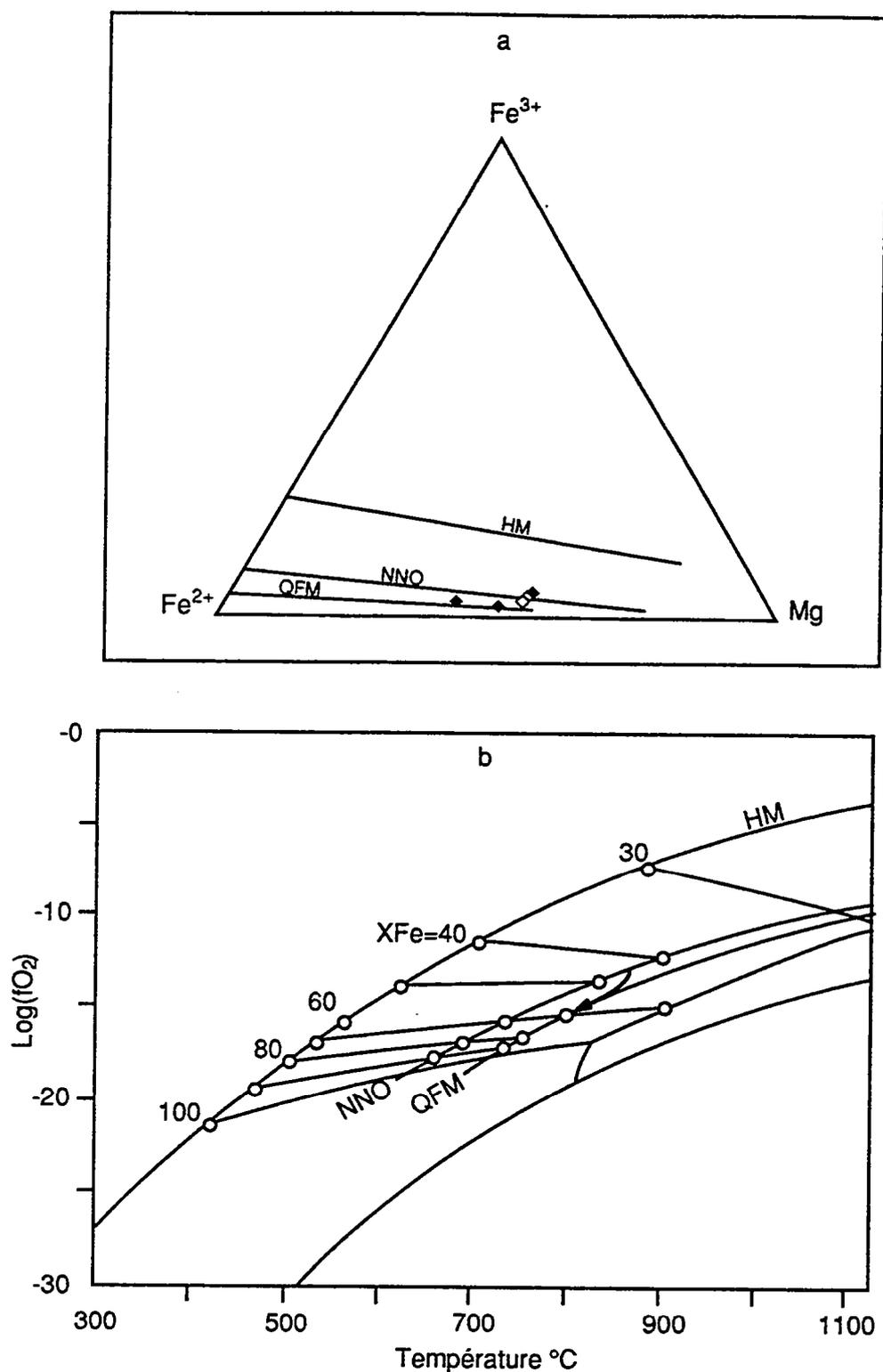


Figure IV-13 : Estimation de la fugacité d'oxygène dans la monzodiorite de Plélauff (d'après Wones et Eugster, 1966). a : positions des biotites des faciès granodioritiques (losanges évidés) et tonalitiques (losanges pleins) dans le diagramme Fe^{2+} - Mg^{2+} - Fe^{3+} , comparées à celles des assemblages tampons (hématite-magnétite, Ni-NiO et quartz-fayalite-magnétite). b : position schématique du trend d'évolution de la monzodiorite de Plélauff dans l'espace T- fO_2 -XFe.

Une fois reportées dans l'espace (T-fO₂-XFe) les biotites de la monzodiorite de Plélauff montrent une évolution depuis fO₂=10⁻¹³ bars à 870°C jusqu'à fO₂=10⁻¹⁵ bars à 810°C (fig. IV-13b). Ces valeurs sont bien sûr des estimations empiriques, mais notons que ces températures sont en accord avec celles obtenues par le thermomètre de Monier et Robert (1986).

L'évolution de la fugacité d'oxygène suit le trend II de Wones et Eugster (1966; fig. IV-9), c'est à dire qu'elle décroît avec la température.

V) Conclusion

Les différentes approches utilisées dans ce chapitre nous permettent de dégager les points suivant :

- la mise en place de l'ensemble de Pontivy-Rostrenen c'est effectué à une pression comprise entre 2 et 4 kbar.

- parmi les granites à deux micas, le granite de Malguénac est celui qui a cristallisé à plus haute température (biotites : 800°C) et dans les conditions de teneur en eau les plus faibles (4-5%).

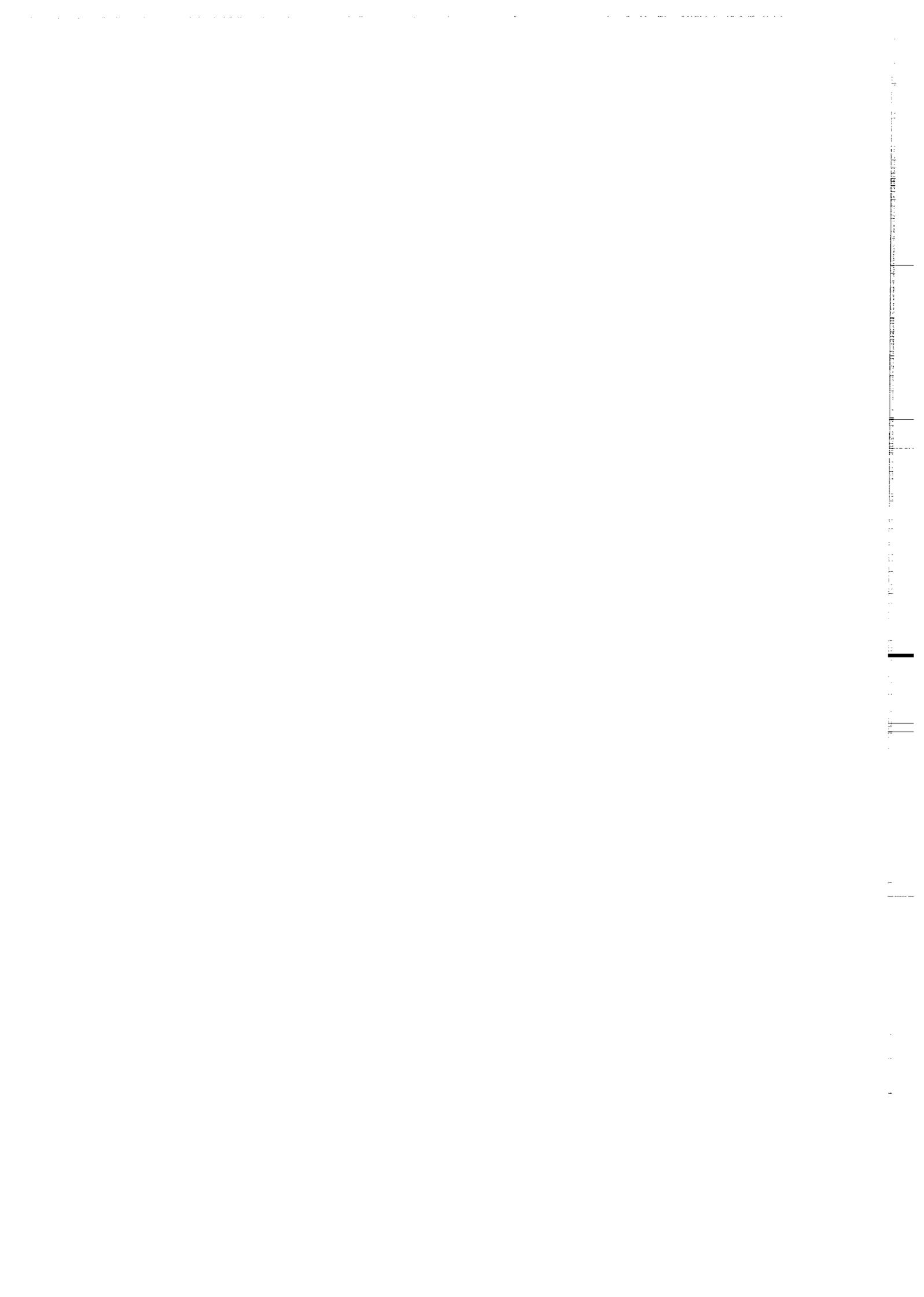
- au contraire, le granite de Langonnet à cristallisé à basse température (biotites : 700-750°C) et à partir d'un magma plus riche en eau (>6%).

- les conditions de cristallisation du granite de Rostrenen semblent comparables à celles du granite de Malguénac, la biotite cristallisant vers 800-850°C et la teneur en eau étant estimée à 4-5%.

- dans la monzodiorite de Plélauff la biotite cristallise vers 900°C, tandis que l'amphibole cristallise probablement à une température inférieure à 850°C.

- Etant donné la précision de nos estimations empiriques de la fugacité d'oxygène, on ne peut pas mettre en évidence de différences significatives de la valeur de ce paramètre, entre les différents granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen. Dans le granite de Rostrenen la fin de la différenciation semble se traduire par une augmentation fO₂ (faciès à cordiérite; trend I de Wones et Eugster , 1965), suggérant une interaction avec une phase fluide.

CHAPITRE V
GEOCHIMIE DES GRANITOIDES DU
MASSIF DE PONTIVY-ROSTRENEN



CHAPITRE V : GEOCHIMIE DES GRANITOÏDES DU MASSIF DE PONTIVY-ROSTRENEN

I) Introduction

Ce chapitre a pour but de caractériser les différents faciès pétrographiques du massif de Pontivy-Rostrenen du point de vue de la géochimie, de manière d'une part, à les situer par rapport aux grands types de granitoïdes connus (typologie) et d'autre part à dégager les mécanismes de genèse et de différenciation de ces roches.

II) Les granites à deux micas

II-1) Les éléments majeurs

Toutes les analyses en éléments majeurs présentées dans ce chapitre, sont ramenées à 100% en base anhydre. Une partie de ces analyses sont tirées de Cotten (1975) et Marcoux (1980), et ont été effectuées par absorption atomique et émission de flamme par J. Cotten à Brest (dosage des éléments majeurs et de Ba, Sr et Rb). Les analyses brutes, effectuées à Rennes par fluorescence X, sont reportées en Annexe.

II-1-1) Caractères généraux et typologie

Les gammes de composition en éléments majeurs des différents faciès des granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen sont reportées dans le tableau V-1.

Il apparait tout d'abord que les variations chimiques sont faibles ($\Delta\text{SiO}_2 \leq 4\%$), reflétant la composition de "minimum granitique" de ces roches (voir chapitre IV). Ils sont pauvres en calcium ($\text{CaO} < 1,1\%$) et la somme $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ (que nous noterons "FMMT" dans la suite de ce mémoire) n'excède jamais 2,8%, traduisant leur caractère leucocrate. Leur X_{Fe} ($\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$) est toujours supérieur à 0,55. Comme nous l'avons vu, le rapport molaire A/CNK (Shand, 1949) est toujours supérieur à 1,1 ($\geq 1,16$), traduisant leur caractère fortement peralumineux, qui s'exprime minéralogiquement par l'omniprésence de la muscovite (\pm sillimanite) dans ces granites.

	G. Malguénac (N=10)		G. Grossier (N=9)		G. Fin tardif (N=6)		G. Langonnet (N=13)	
	Moy.	Gamme	Moy.	Gamme	Moy.	Gamme	Moy.	Gamme
SiO ₂	73,17	72,21-73,96	73,66	71,87-75,45	72,74	71,41-73,70	75,05	74,25-75,87
Al ₂ O ₃	15,33	14,76-15,87	15,26	14,29-16,29	15,32	14,62-15,81	14,83	14,42-15,19
Fe ₂ O _{3t}	1,49	0,92-1,84	1,18	0,89-1,44	1,39	1,13-1,60	0,95	0,61-1,43
MnO	0,02	0,01-0,03	0,01	0,01-0,02	0,02	0,01-0,02	0,03	0,01-0,05
MgO	0,44	0,26-0,59	0,35	0,17-0,52	0,47	0,35-0,56	0,15	0,05-0,39
CaO	0,74	0,53-0,97	0,69	0,37-1,01	0,76	0,44-1,07	0,46	0,36-0,72
Na ₂ O	3,45	3,12-3,77	3,25	2,51-3,85	3,18	2,26-3,96	3,59	3,06-3,84
K ₂ O	4,77	4,47-5,06	5,04	4,45-6,11	5,09	4,42-6,20	4,49	4,19-4,79
TiO ₂	0,25	0,15-0,33	0,18	0,14-0,28	0,26	0,17-0,34	0,13	0,05-0,34
P ₂ O ₅	0,34	0,23-0,42	0,38	0,29-0,51	0,77	0,36-1,42	0,33	0,26-0,41
FMMT	2,11	1,30-2,65	1,66	1,23-2,17	2,06	1,67-2,36	1,26	0,71-1,72
A/CNK	1,26	1,16-1,37	1,27	1,16-1,31	1,26	1,16-1,38	1,28	1,21-1,40
X(Fe)	0,63	0,61-0,65	0,63	0,57-0,74	0,60	0,57-0,65	0,78	0,59-0,86

Tableau V-1 : Compositions moyennes et gammes de variations des principaux faciès leucogranitiques du massif de Pontivy-Rostrenen.

Chappell et White (1974) ont défini deux grands types parmi les granitoïdes australiens de la zone orogénique de Lachlan, les granites "I" et les granites "S". Les granites "S" présentent un rapport A/CNK élevé ($>1,1$), interprété par ces auteurs comme le résultat d'un cycle d'altération superficiel subi par la source (Sédimentaire) de ces granites. Au contraire, la source des granites "I" de A/CNK modéré, est considérée comme infra-crustale (Ignée). Les granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen se rapprochent par de nombreux aspects des granites de type "S" ($K_2O/Na_2O > 1$, $A/CNK > 1,1$, faibles variations en SiO_2 ; White et Chappell, 1983), mais s'en distinguent notamment par l'absence de cordiérite, leur caractère moins cafémique et plus alcalin (fig. V-1). Chappell (1984) expliquent les variations chimiques des granites "S" par un modèle de mélange en diverses proportions entre des restites arrachées à la zone source et le liquide anatectique (modèle restitique). Un tel modèle permet notamment d'expliquer la diminution du rapport A/CNK avec l'index de différenciation.

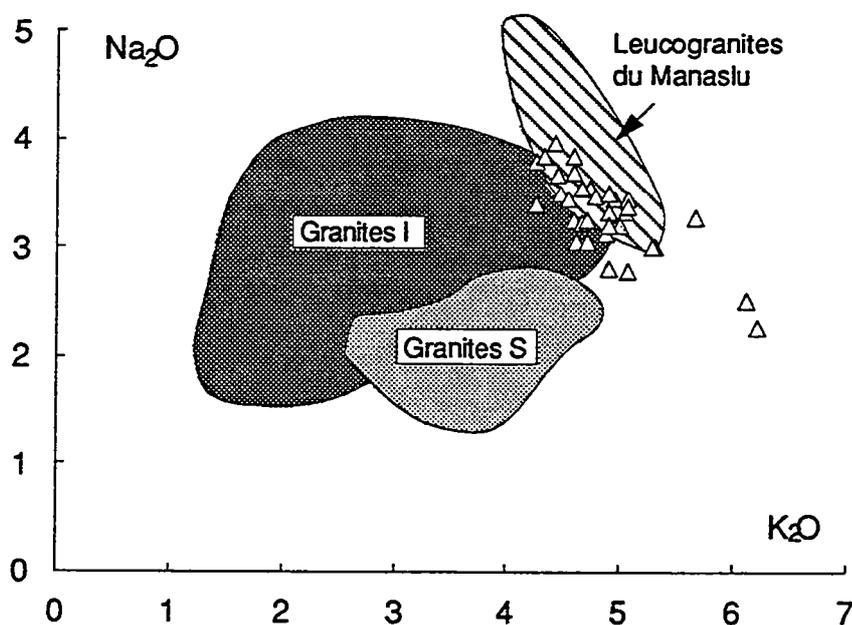


Figure V-1 : Comparaison dans un diagramme Na₂O-K₂O des leucogranites de Pontivy-Rostrenen (tous faciès confondus), avec les granites "S" et "I" (White et Chappell, 1983) et les leucogranites du Manaslu (Vidal et al., 1982).

Nous verrons que les faibles variations chimiques des granites à deux micas de Pontivy-Rostrenen peuvent s'interpréter, au moins

partiellement, de cette façon.

Didier et al. (1982) ont proposé pour les granitoïdes du Massif Central français une nomenclature différente, divisant ceux-ci en deux groupes, les granites "C" et les granites "M", correspondant respectivement aux leucogranites et aux monzogranites-granodiorites de Didier et Lameyre (1969; voir aussi Capdevila et Floor, 1970). Les granites "C" résultent de la fusion d'une source purement crustale, sédimentaire ("CS") ou Ignée ("CI") et les granites "M" ont une origine soit purement mantellique, soit mixte (manteau+croûte). D'une manière générale les granites "C" sont moins cafémiques, plus alumineux et plus alcalins que les granites "S" (Pichavant et Stussi, 1986).

Les granites à deux micas de Pontivy-Rostrenen se rapprochent davantage des granites "C" que des granites "S"; par leur rapport A/CNK élevé (généralement $\geq 1,2$), leur teneur élevée en Na₂O (=3,31) et faible en CaO (=0,65). Leur composition les rapproche également des leucogranites himalayens du Manaslu (Vidal et al., 1982, 1984; Le Fort et al., 1987; France-Lanord et Le Fort, 1988; fig.V-1).

II-1-2) Comparaison des différents faciès

Malgré leur grande homogénéité en éléments majeurs, on peut noter quelques différences d'un faciès à l'autre, qui peuvent être significatives.

a) Différences

Le granite de Langonnet se distingue nettement des autres granites à deux micas, par sa richesse en SiO₂, ses faibles teneurs en CaO, Fe₂O_{3t}, MgO et TiO₂ (FMMT<1,72) et son XFe élevé (0,76). Ceci confirme son caractère particulier qui, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, s'exprime aussi par la composition des minéraux de ce granite (voir chapitre III).

Le granite grossier montre également de faibles teneurs en fer, magnésium et titane (FMMT=1,66), alors que le granite de Malguénac et le granite fin tardif qui ont des compositions très similaires sont plus cafémiques.

Cependant, Le granite fin tardif se distingue de tous les autres faciès leucogranitiques du massif par sa richesse en phosphore (presque deux fois supérieure).

b) Interprétations

La composition particulière du granite de Langonnet par rapport aux autres granites à deux micas peut, à priori, être le témoin d'une source de composition différente.

Les XFe des liquides obtenus expérimentalement par fusion de métapélites, dépendent des minéraux ferro-magnésiens des solides résiduels avec lesquels ils sont en équilibre, eux-même dépendants entre autres paramètres (XH₂O, fO₂), des conditions pression-température. Dans les expériences effectuées à des pressions inférieures ou égales à 5 kbar, la cordiérite est généralement associée à la biotite dans le résidu de fusion et les liquides ont des XFe élevés (XFeCrd < XFeBt < XFeLiq) de l'ordre de 0,7 à 0,8 (Green, 1976; Holtz et Johannes, 1991). Au contraire lorsque le grenat se trouve au résidu (P ≥ 5 Kbar), les XFe des liquides expérimentaux (XFeGt < XFeLiq < XFeBt) sont plus proches de 0,6-0,7 (Green, 1976; Vielzeuf et Holloway, 1988 Conrad et al., 1988 Patino-Douce et Dana-Johnston; 1991).

Le XFe plus élevé du granite de Langonnet peut donc aussi être le reflet d'une origine moins profonde que celles des autres leucogranites du massif.

II-1-3) Les variations chimiques

Les diagrammes de variations chimiques de chaque faciès leucogranitique en fonction de SiO₂ (diagrammes de Harker) sont reportés en annexe. On remarque tout d'abord la mauvaise définition et mêmes parfois l'absence de "trend" d'évolution chimique. Un caractère linéaire est néanmoins marqué pour Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO et TiO₂. Ceci est probablement dû à la faible mobilité de ces éléments, par rapport aux alcalins et au calcium. La diminution régulière de ces oxydes avec l'acidité croissante suggère le fractionnement de la biotite (formant souvent des amas dans lesquels se concentrent les minéraux accessoires) au cours de la

différenciation. L'extraction de 4 à 5% de biotite suffit à rendre compte des variations du fer et du magnésium dans ces granites. La muscovite, l'ilménite, l'apatite, le zircon et la monazite présents dans ces amas sont également susceptibles de fractionner.

Le rapport A/CNK ne montre globalement pas de corrélation avec la silice dans l'ensemble des leucogranites. En revanche, on peut noter une diminution de ce rapport lorsque FMMT décroît (indice de différenciation inverse de SiO_2) lorsque l'on considère indépendamment les différents faciès (fig. V-2).

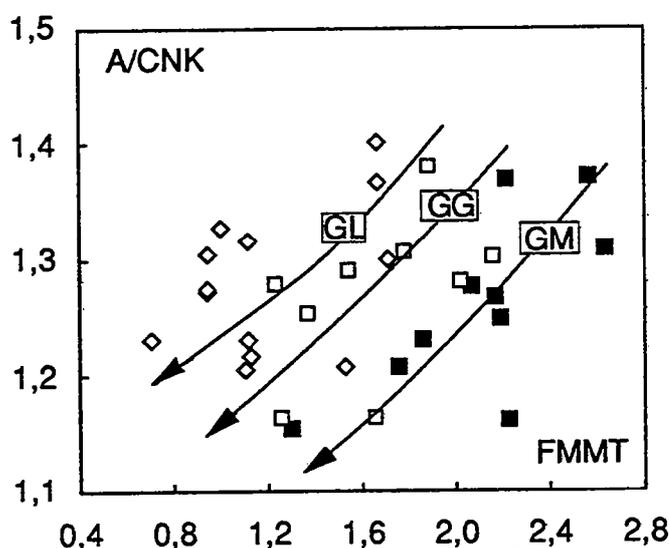


Figure V-2 : Variations du rapport A/CNK en fonction FMMT (représentant la quantité de biotite), dans le granite de Malguénac (GM : carrés pleins), le granite grossier (GG : carrés évidés) et le granite de Langonnet (GL : losanges).

Ces "trends" distincts dans le diagramme A/CNK-FMMT suggèrent l'existence de plusieurs intrusions discrètes évoluant parallèlement par extraction de minéraux ferro-magnésiens et alumineux. Holtz (1989) a mis en évidence le même type de relations dans les diagrammes chimico-minéralogiques de La Roche (1964), entre les différents faciès des granites à deux micas de Chaves (Portugal).

Le potassium, le sodium et le calcium sont les éléments qui montrent les répartitions les moins régulières en fonction de SiO_2 . Ces éléments sont depuis longtemps réputés pour être mobiles et Ferry (1979) a montré que K^+ , Na^+ et Ca^+ (avec H^+ , H_2O et H_4SiO_4) migrent lors des processus d'altération hydrothermale des

feldspaths et des micas dans les granites. Ceci peut expliquer leur comportement apparemment indépendant de la différenciation magmatique. Néanmoins la faible variation de la somme des alcalins ($7,6 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8,6$) dans ces granites, indique que ces migrations sont probablement de faible ampleur. La répartition des alcalins et du calcium ainsi que la présence fréquente de biotites chloritisées et de micas secondaires dans les feldspaths montrent le rôle important joué par les phénomènes deutériques et hydrothermaux.

De tous les leucogranites du massif, c'est le granite de Langonnet qui présente les plus faibles variations en silice et les "trends" les moins linéaires. Etant donné son caractère très évolué et sa composition d'eutectique (voir Chapitre IV), le rôle de la cristallisation fractionnée doit être mineur dans ce granite.

II-1-4) Conclusion

L'étude de la géochimie des éléments majeurs des granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen nous a permis de confirmer ou de préciser les points suivants :

- la composition eutectique de ces granites, reflétant probablement de faibles taux de fusion, ou la composition eutectique de leur source;
- le caractère peralumineux des sources impliquées dans la genèse de ces magmas (granites fortement peralumineux);
- l'existence de plusieurs intrusions discrètes évoluant parallèlement (Friedrich et al., 1988);
- le rôle important joué par la biotite dans la différenciation de ces granites, la cristallisation fractionnée étant cependant d'importance mineure (taux de cristallisation probablement inférieurs à 10-15%);
- l'importance des phénomènes deutériques et hydrothermaux mobilisant les alcalins et le calcium;
- l'origine probablement moins profonde et/ou la source différente du granite de Langonnet, comparées à celle des autres granites à deux micas.

II-2) Les éléments en traces (traces et terres rares)

La géochimie des éléments majeurs et la minéralogie des granites à deux micas permettent généralement de leur attribuer une origine crustale par fusion, le plus souvent de métapélites, mais aussi de métagreywackes ou même de matériaux orthodérivés (Miller, 1985; Zen, 1988; Holtz, 1989).

La géochimie des éléments en traces de ces granites reste, en revanche, souvent problématique, certaines de leurs caractéristiques étant difficilement explicables par des modèles simples de fusion de matériaux crustaux largement répandus (Fourcade, 1981). L'étude de ces éléments permet donc de préciser et d'affiner ces modèles, la recherche de mécanismes de genèse propres à ce type de roches semblant, toute-fois, plus réaliste que l'invocation de sources à chimisme particulier.

II-2-1 Les éléments en traces

Dans ce paragraphe, nous nous intéressons à tous les éléments en traces, mais le paragraphe suivant sera consacré plus particulièrement aux terres rares (il en sera de même pour l'étude des éléments en traces dans le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff).

a) Caractères généraux

Un caractère essentiel des granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen (et des leucogranites en général) est leur pauvreté en la plupart des éléments en traces par rapport aux roches crustales dont ils sont censés dériver. Les teneurs en 18 éléments en trace normées à la moyenne des shales post-Archéens (Taylor et Mc Lennan, 1981) donnent pour la plupart des valeurs inférieures à 1 (fig. V-3). Cet appauvrissement suggère d'une part le comportement relativement compatible de la plupart des éléments en trace lors de la fusion crustale et d'autre part des taux de fusion faibles, en accord avec la géochimie des éléments majeurs.

Les leucogranites précoces (granite de Malguénac et granite

grossier) et les granites fins tardifs ont des compositions en éléments traces qui sont très similaires. Le granite grossier montre néanmoins des teneurs en Y et en Co nettement plus faibles.

On peut constater sur la figure V-3 la grande similitude de ces leucogranites avec le leucogranite himalayen du Manaslu excepté pour Y qui est nettement plus abondant dans ces derniers. Cette similitude entre les leucogranites himalayens et hercyniens avait déjà été soulignée par Vidal et al. (1984), qui en avaient déduit des mécanismes de genèse et des sources assez comparables dans les deux cas.

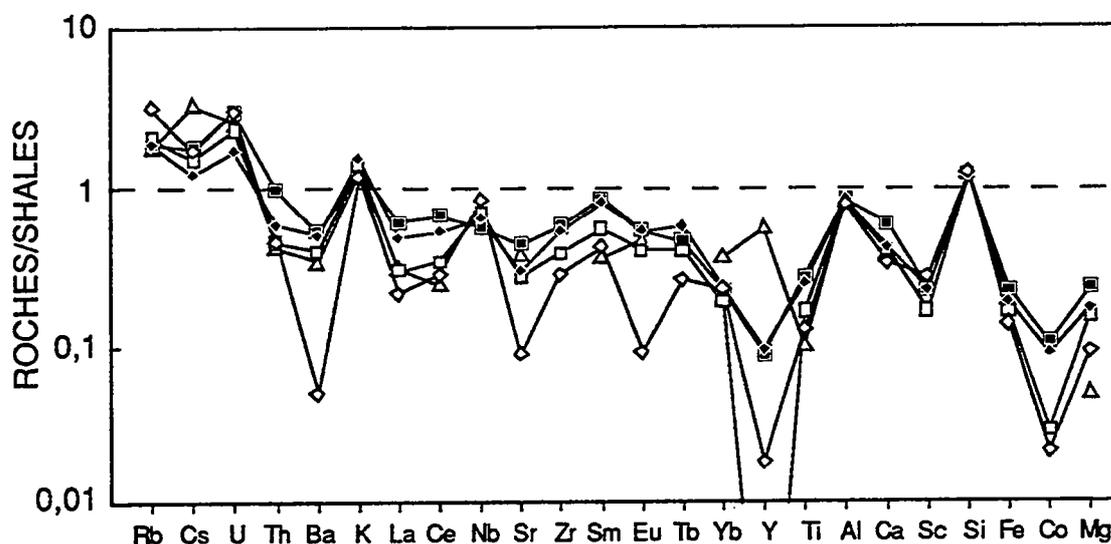


Figure V-3 : Compositions en éléments traces (et quelques majeurs) des différents faciès leucogranitiques de Pontivy-Rostrenen, normés à la moyenne des shales (Taylor et McLennan, 1985) et comparées aux leucogranites du Manaslu (triangles; France-Lanord et Le Fort, 1988). Carrés pleins : granite de Malguénac; carrés évidés : granite grossier; losanges pleins : granites fins tardifs; losanges évidés : granite de Langonnet.

Le caractère particulier du granite de Langonnet par rapport aux autres leucogranites du massif apparait sur la figure V-3. Il exprime essentiellement par ses faibles teneurs en Ba, en Sr et en Eu. Cette triple anomalie négative suggère un rôle prépondérant du feldspath potassique lors de la fusion. Pour Harris et Inger (1992), le facteur déterminant la présence ou l'absence de feldspath potassique dans le résidu lors de la fusion crustale, est la quantité de fluide disponible lors des réactions de déshydratation.

Néanmoins, dans le cas du granite de Langonnet, il ne semble pas que la présence du feldspath potassique soit liée à l'absence d'eau lors de la fusion, étant donné le caractère très hydraté de ce granite. En présence d'eau, la température a une influence sur le rôle joué par le feldspath potassique lors de la fusion crustale. A basse température (600 à 800°C) le feldspath potassique est présent (Bénard et al., 1985; Holtz et Johannes, 1991) et il disparaît lorsque celle-ci dépasse 800 à 850°C (Vielzeuf et Holloway, 1988; Patino-Douce et Dana-Johnston, 1991; Conrad et al., 1991). Le rôle important joué par le feldspath potassique, exprimé par les fortes anomalies négatives en Ba, Sr et Eu (fig. V-3) dans le granite de Langonnet, pourrait donc être le reflet de conditions de fusion à basse température lors de sa genèse, par contraste avec les autres granites à deux micas du massif.

b) Les éléments compatibles

La plupart des éléments en traces se comportent de façon compatible lors de la formation et de la différenciation des leucogranites. Ceci est dû (1) aux caractères acides et aux faibles températures de ces magmas, puisque les coefficients de partages minéraux-liquides augmentent avec l'acidité et lorsque la température diminue (Drake et Weill, 1975; Irving, 1978); (2) au fait que la plupart des minéraux cristallisent conjointement (Flood et Vernon, 1988) durant une grande partie du refroidissement des magmas granitiques, et que peu d'éléments se concentrent dans les liquides. Dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen, Ba, Sr, Zr, Zn, V, Sc, Cr, Co, Ni, Hf et les terres rares sont nettement appauvris dans les roches les plus différenciées. Nous verrons dans le chapitre qui suit, concernant les modélisations géochimiques, que les variations de ces éléments dans les leucogranites sont interprétables en termes de fractionnement liquide-solide.

c) Les éléments incompatibles

Peu d'éléments se comportent de façon incompatible dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen. Parmi ceux analysés, Cs, Rb, Nb, Ta et U montrent un net enrichissement à SiO₂ croissant.

Les granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen sont caractérisés par des rapports Rb/Sr variables et élevés (5 à 35 pour le granite de Langonnet, 2 à 15 pour les autres faciès). La variabilité de ce rapport est autant liée aux variations de [Rb] (250-400) qu'à celles de [Sr] (15-150).

De telles variations et surtout un tel enrichissement en Rb sont difficilement explicables en termes de cristallisation fractionnée. En effet, un enrichissement de 100 ppm de Rb (de 250 à 350 ppm) nécessite, pour un coefficient de distribution global très inférieur à 1 ($D_{\text{cumulat-liquide}}=0,01$), un taux de cristallisation ($1-F$) supérieur à 30%. Etant donné les faibles variations en éléments majeurs et le rôle important joué par la biotite dans la cristallisation fractionnée ($K_{\text{dRbBiotite-Liquide}}$ généralement supérieur à 1; Henderson, 1982; Nash et Crecraft, 1985), il semble peu probable que ce mécanisme soit à lui seul responsable des variations de teneur en Rb et donc du rapport Rb/Sr. De plus, les variations du rubidium semblent globalement indépendantes de celles du potassium et les granites à deux micas définissent dans le diagramme Log(K)-Log(Rb) un trend identique au "PH-trend" (*Pegmatitic-Hydrothermal trend*) défini par Shaw (1968), (fig. V-4).

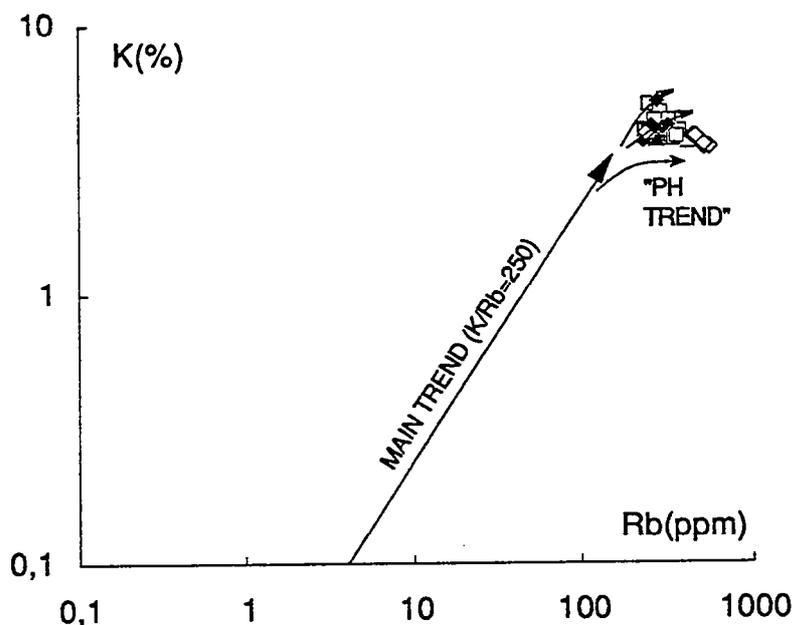


Figure V-4 : Position des leucogranites de Pontivy-Rostrenen (mêmes symboles que ceux de la figure V-3) dans le diagramme K-Rb de Shaw (1968).

Il est donc probable que des fluides précoces et/ou tardifs soient à

l'origine de l'enrichissement en Rb de ces granites.

Le problème est le même pour le césium. Les granites à deux micas sont enrichis en Cs (fig. V-3) et présentent des variations d'environ 20 ppm (10 à 30 ppm), ce qui nécessite, si elles sont dûes à la cristallisation fractionnée, un taux de cristallisation supérieur à 65% pour un $D^{Cs}_{cumulat-liquide} < 0,1$. Or, un tel coefficient de distribution global n'est pas réaliste, le césium présentant une forte affinité pour la biotite ($1 < Kd^{Cs}_{biotite-liquide} < 5$; Henderson, 1982; Nash et Crécraft, 1985). Il semble donc que, là encore, l'intervention d'une phase fluide soit nécessaire pour expliquer ces variations.

Une autre caractéristique des leucogranites en général et de ceux du massif de Pontivy-Rostrenen en particulier, est leur faible rapport Th/U. Ce rapport est compris entre 0,3 et 2 dans les granites à deux micas du massif, alors que la valeur communément admise pour les roches granitiques est de 3 à 5 (Fourcade, 1981). Ce rapport dans les sédiments post-Archéen (pélites et greywackes) est toujours supérieur à 1,5 (Taylor et Mc Lennan, 1985).

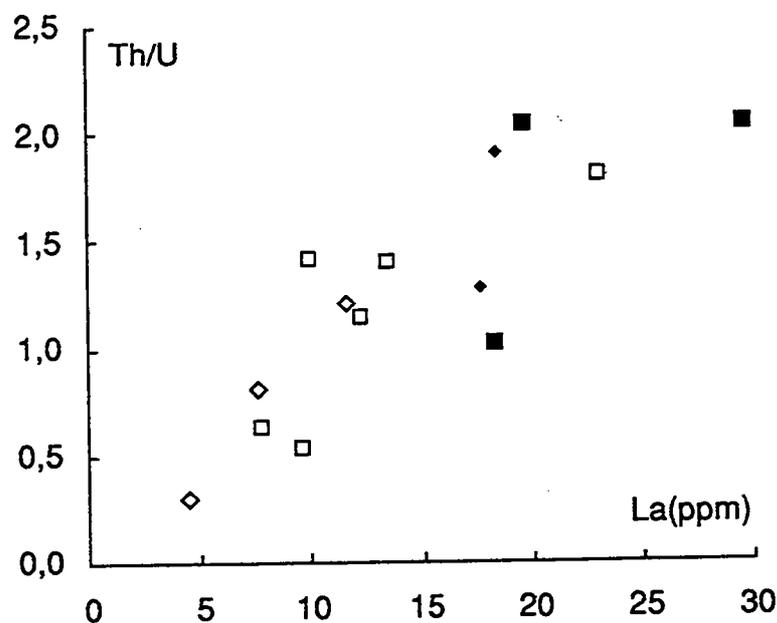


Figure V-5 : Diagramme Th/U-La montrant le rôle probable de la monazite dans le fractionnement du rapport Th/U, dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen. Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure V-3.

La nette corrélation existant entre le rapport Th/U et le lanthane

suggère que ce rapport est contrôlé par le fractionnement de la monazite (fig. V-5).

C'est le processus invoqué par Vidal et al. (1982) pour expliquer le faible rapport Th/U des leucogranites himalayens du Manaslu. Les gammes de teneurs en U et Th et des rapports Th/U pour différents types de granites et de matériaux crustaux (sources potentielles des leucogranites) sont reportés dans le Tableau V-2. Dans le cas des leucogranites du Manaslu on remarque de faibles teneurs en Th comparées à celles de granitoïdes calco-alcalins ou de divers sédiments. Elles peuvent résulter de l'extraction de monazite lors de la fusion ou de la cristallisation fractionnée.

Nature	Références	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
Granitoïdes du massif de Quérigut	Fourcade [1981]	1,2-5,6	9,3-19,6	2,5-8,4
Leucogranites du Manaslu	Cuney et al. [1984]	1,0-30,0 (m=9)	1,0-20,0 (m=6,2)	0,2-8 (m=0,7)
Leucogranites de Pontivy	Ce Travail	4,6-14,7 (m=7,8)	3,6-16,9 (m=8,9)	0,3-2,0 (m=1,1)
Moyenne de la croûte supérieure	Taylor et Mc Lennan [1985]	2,8	10,7	3,8
Shales australiens post-Archéens	Taylor et Mc Lennan [1985]	2,5-3,5	12-19,9	4,4-7,6
Greywackes post-Archéens	Taylor et Mc Lennan [1985]	0,3-3,4	0,9-16	1,7-5,2
Dalle du Tibet	Vidal et al. [1982]	1,6-4,2	10,6-22,1	4,4-7,3

Tableau V-2 : Teneurs en Uranium et en Thorium de différentes roches crustales.

En revanche, les teneurs élevées en U nécessitent l'intervention d'un autre mécanisme faisant probablement appel à une phase

fluide complexant facilement l'uranium.

Dans les granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen, les teneurs en U et en Th sont similaires à celles des leucogranites du Manaslu. Les plus grandes fourchettes de valeurs dans ces derniers ne sont probablement dûes qu'au plus grand nombre de valeurs analytiques.

L'indépendance des comportements de l'uranium et du thorium renforce l'idée selon laquelle il existe au moins deux mécanismes distincts à l'origine des variations de chacun de ces deux éléments (fig V-6). On ne peut donc pas expliquer les rapports Th/U faibles des granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen par le seul fractionnement de la monazite lors de la fusion ou de la cristallisation fractionnée.

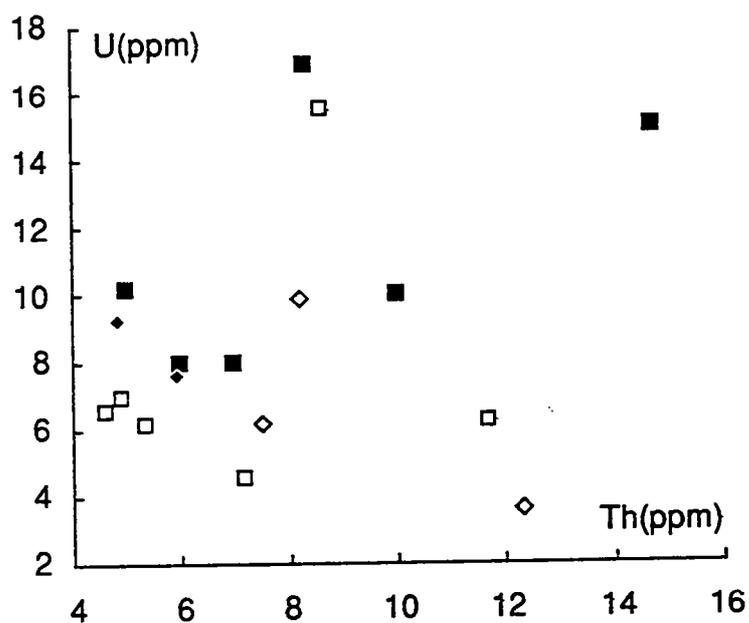


Figure V-6 : Diagramme U-Th montrant les variations indépendantes de ces deux éléments dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

Nous allons préciser le rôle possible de la monazite et des autres phases accessoires dans le paragraphe qui suit concernant les terres rares.

II-2-2) Les terres rares

a) Caractères généraux

Les granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen sont, comme la plupart des leucogranites, pauvres en terres rares comparés aux granites des suites calco-alcalines (Cocherie, 1978; Fourcade, 1981; Vidal et al, 1982). Les teneurs moyennes en terres rares des différents faciès leucogranitiques du massif et celle des leucogranites du Manaslu, sont reportées dans le tableau V-3 et les spectres de terres rares des échantillons et des moyennes de chaque faciès sont représentés sur la figure V-7. On peut noter une différence entre les valeurs du rapport Eu/Eu* calculées dans le tableau V-3 et celles calculées par Cocherie (1978) pour les granites du Manaslu. Elle est dûes à des différences dans les valeurs de rayons ioniques et de normalisation utilisés dans les régressions. Pour la comparaison tous les calculs ont été ici effectués de la même façon (rayons ioniques d'après Shannon et al., 1976; normalisation à la chondrite de Leedy divisée par 1,2; Taylor et Gorton, 1977).

	Malguénac	grossier	fin tardif	Langonnet	Manaslu
	N=4	N=5	N=2	N=3	N=5
La	20,51	12,64	18,10	7,95	9,06
Ce	46,75	29,64	41,45	21,73	19,36
Nd	23,73	15,18	20,72(*)	10,77(*)	9,58
Sm	4,39	3,27	4,48	2,34	2,28
Eu	0,56	0,44	0,57	0,10	0,40
Gd	2,45	2,41	4,20(*)	1,48(*)	1,97
Tb	0,34	0,31	0,42	0,19	0,45
Yb	0,58	0,58	0,65	0,62	0,58
La/Yb	35,37	21,90	27,85	12,75	15,67
La/Sm	4,68	3,87	4,04	3,39	3,97
Tb/Yb	0,59	0,54	0,65	0,31	0,76
Eu/Eu*	0,51	0,50	0,46	0,16	0,77

Tableau V-3 : Teneurs moyennes et fractionnements des terres rares dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen, comparés à ceux des leucogranites du Manaslu. (*) : valeurs extrapolées.

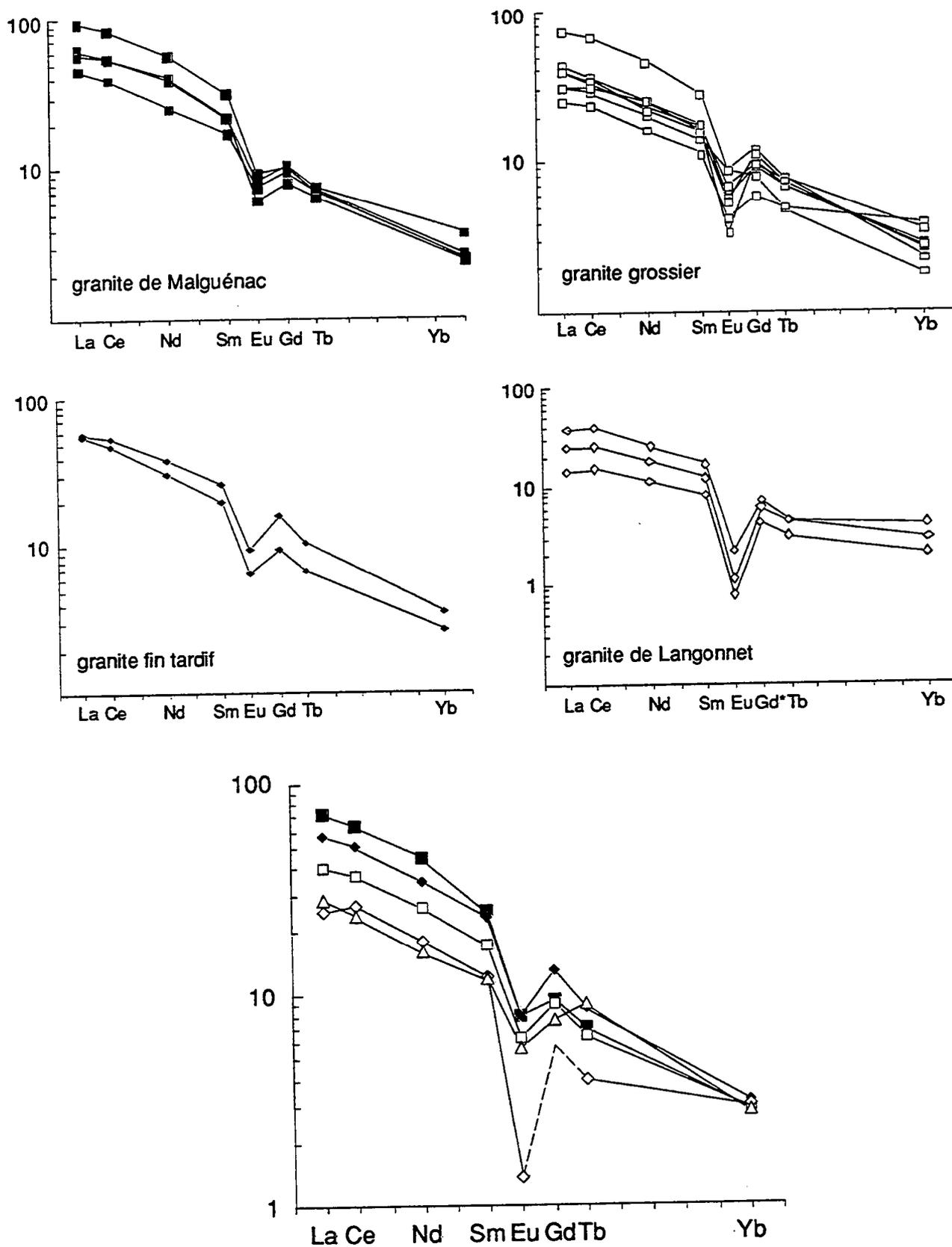


Figure V-7 : Spectres de terres rares normés aux chondrites des différents faciès leucogranitiques (en haut) et spectre moyen de chaque faciès (en bas), comparés aux leucogranites du Manaslu (Cocherie, 1978). Les symboles sont les mêmes que ceux de la figure V-3.

Le granite de Langonnet s'individualise encore des autres leucogranites par ses faibles teneurs en terres rares, ses spectres moins fractionnés, surtout au niveau des terres rares lourdes ($Tb/Yb=0,31$) et par une anomalie en Eu beaucoup plus marquée ($Eu/Eu^*=0,16$). Ceci vient confirmer d'une part le rôle prépondérant joué par le feldspath potassique lors de la fusion et suggère, par le faible rapport Tb/Yb , l'absence de grenat au résidu.

Les autres granites à deux micas ont des spectres très similaires entre eux. Les différences s'expriment surtout d'un faciès à l'autre par les teneurs en terres rares légères. Ces spectres sont tous enrichis et le rapport La/Yb est toujours supérieur à 10, le plus souvent supérieur à 20. Bien que très similaire, le spectre moyen des leucogranites du Manaslu est légèrement moins riche en terres rares et moins fractionné au niveau des terres rares légères. Le fractionnement des terres rares lourdes ($Tb/Yb=0,6$) dans les granites à deux micas du massif (exception faite du granite de Langonnet) suggère la présence de grenat au résidu de fusion. Une anomalie en Eu est toujours présente.

Sur la figure V-8 sont reportées les rapports Eu/Eu^* des leucogranites du massif en fonction de $[Sr]$. Il existe une bonne corrélation montrant le rôle joué par les feldspaths dans la différenciation des leucogranites.

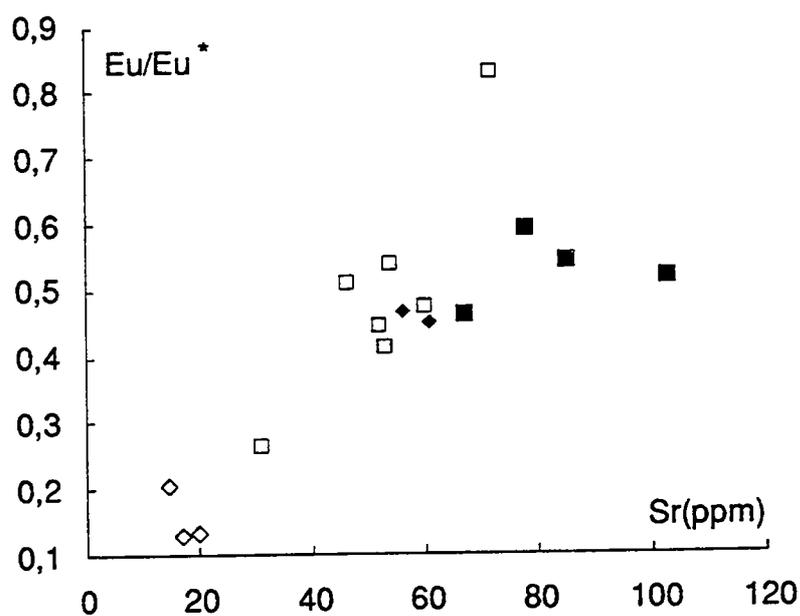


Figure V-8 : Corrélation Eu/Eu^* -Sr dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

La pauvreté en terres rares des granites à deux micas est un problème auquel on s'intéresse depuis longtemps (Cocherie, 1978; Fourcade, 1981; Vidal et al., 1982; Montel, 1986). Deux hypothèses ont été proposées :

- Les terres rares peuvent être essentiellement contrôlées par des phases accessoires (monazite, xénotime, apatite, zircon) qui sont extraites lors de la fusion et/ou de la cristallisation fractionnée.
- Elles peuvent être lessivées par des fluides précoces (dans le site de fusion) ou tardifs (en fin de cristallisation).

b) Rôle des minéraux accessoires dans le fractionnement des terres rares

Les minéraux accessoires ont une importance cruciale dans l'étude des granites peralumineux car certains éléments en traces sont des constituants majeurs de ces minéraux ("*Essential Structural Constituents*"; Hanson et Langwir, 1978). Le comportement de ces éléments est fonction de la solubilité du minéral qui les contient et un certain nombre de travaux expérimentaux ont déjà été effectués afin d'estimer les paramètres contrôlant cette solubilité (Watson, 1979; Green et Watson, 1982; Harrison et Watson, 1983; Watson et Harrison, 1984; Rapp et Watson, 1986; Montel, 1986; Rapp et al., 1987).

D'une manière générale, il semble que la solubilité des minéraux accessoires étudiés (apatite, zircon, monazite) diminue avec la température et lorsque l'acidité et le caractère peralumineux (pour le zircon et la monazite) des magmas augmentent. C'est pourquoi la prise en compte des minéraux accessoires dans la modélisation géochimique des granites peralumineux semble essentielle.

La monazite est un phosphate de terres rares qui, comme l'allanite, concentre les terres rares légères et le thorium (Brooks et al., 1981; Fourcade et Allègre, 1981; Miller et Mittlefehldt, 1982; Mahood et Hildreth, 1983; Rapp et Watson, 1986; Montel, 1986). Si le comportement de ces éléments est globalement contrôlé par le fractionnement de ce minéral, leurs teneurs doivent évoluer conjointement. C'est ce que l'on observe sur la figure V-9 ou l'on a

reporté La en fonction de Th pour les différents faciès des leucogranites. Il semble donc bien que les terres rares légères soient globalement contrôlées par la monazite.

La même corrélation (La-Th) à été observée par Montel (1986) dans les leucogranites du Manaslu et leur source présumée, les gneiss de la dalle du Tibet (Le Fort, 1981). Le rapport La/Th est constant et identique dans les granites et dans les gneiss, suggérant une origine principalement restitique de la monazite. De plus Montel (1986) à montré que la monazite est peu soluble dans les liquides silicatés et l'est d'autant moins que ceux-ci sont peralumineux, riches en P₂O₅ et formés à basse température. Les variations de teneur en terres rares légères peuvent être dues à des hétérogénéités de source (les teneurs en monazite variant probablement dans les sources) et/ou à l'extraction de monazite restitique ou magmatique précoce.

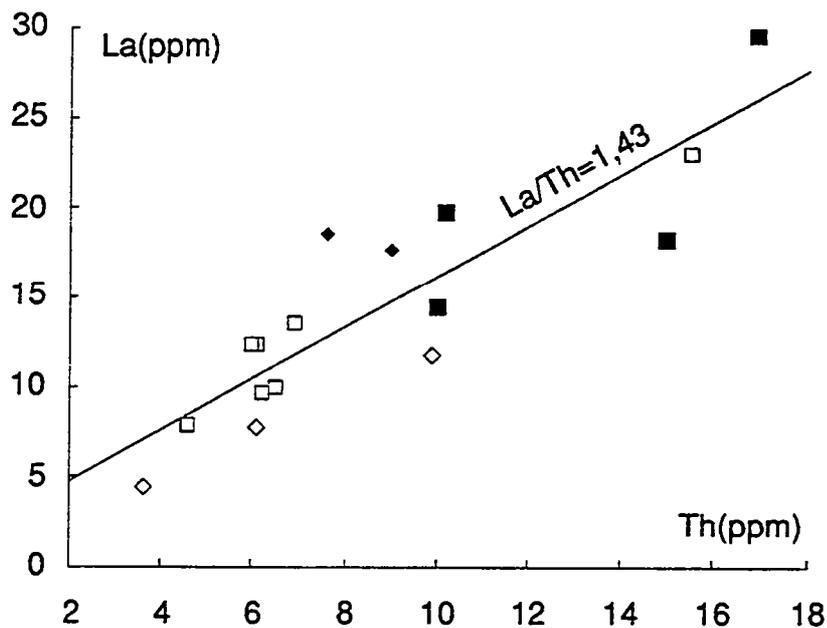


Figure V-9 : Diagramme La-Th montrant le contrôle de ces éléments par le fractionnement de la monazite (mêmes symboles que dans les figures précédentes).

Le comportement des terres rares dépend de la solubilité de la monazite, elle-même fonction de la composition du magma et de sa température (et dans une moindre mesure de la teneur en eau; Montel, 1986). Montel (1992) a défini sur la base des résultats expérimentaux, un thermomètre dont l'expression est la suivante :

$$\ln(\text{REEt}) = 9,5 + 2,34D + 0,3879\sqrt{\text{H}_2\text{O}} - \frac{13318}{T}$$

$$\text{où } \text{REEt} = \frac{\sum_{\text{La}}^{\text{Gd}} \frac{\text{REE}}{\text{Mass.at.}}}{0,83} \quad (\text{Eu exclu du calcul})$$

0,83 étant la fraction molaire moyenne des phosphates de terres rares de 35 monazites de gneiss et de granites peralumineux (Montel, 1992).

$$D = (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) / \text{Al} \cdot (\text{Al} + \text{Si}) \quad (\text{en proportions cationiques})$$

H₂O en % de poids et T en °K.

Cette équation a été appliquée aux granites à deux micas de Pontivy-Rostrenen et les résultats sont représentés sur la figure V-10. Les températures obtenues peuvent représenter une température d'extraction (séparation du liquide anatectique et de sa source) pour les échantillons les moins différenciés, ou une température de cristallisation pour les roches différenciées. Ces températures sont compatibles avec celles obtenues expérimentalement par fusion de matériaux crustaux (Vielzeuf et Holloway, 1988; Conrad et al., 1988; Patiño-Douce et Dana Johnston 1991, Holtz et Johannes, 1991) et avec celles déterminées par d'autres méthodes sur les mêmes échantillons (voir chapitre IV). Les températures les plus élevées, obtenues par ce thermomètre peuvent aussi correspondre à une accumulation de monazite restitique, mais cet effet doit ici être mineur étant donné la cohérence de nos résultats. D'après ces résultats il semble que lors de l'épisode de fusion à l'origine des leucogranites, la température n'ait pas excédé 800 à 850°C. A cette température la quantité de terres rares légères nécessaire pour saturer le liquide en monazite est inférieure à la quantité présente dans la source (shales post-archéens; Taylor et Mc Lennan, 1985) et le résidu de fusion se trouve ainsi enrichi en terres rares légères (monazite), tandis que le

liquide est tamponné au seuil de saturation (Rapp et al., 1987). Les températures plus faibles obtenues pour le granite de Langonnet sont également en bon accord avec les estimations effectuées indépendamment dans le chapitre précédent.

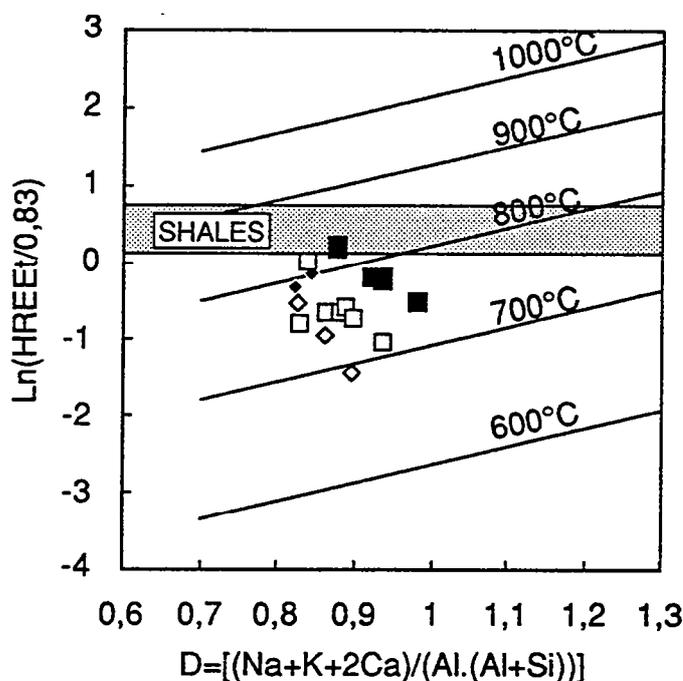


Figure V-10 : Températures calculées avec le thermomètre de Montel (1992). H₂O=4%.

Le zircon est un minéral qui concentre les terres rares lourdes. La solubilité du zircon dans les liquides silicatés a également été étudiée expérimentalement (Watson, 1979; Harrison et Watson, 1983; Watson et Harrison, 1984). Watson (1979) a montré que plus le rapport $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ est faible, plus la teneur en Zr nécessaire pour saturer un magma en zircon est faible. Pour un rapport molaire $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1$ moins de 100 ppm de Zr sont nécessaires pour saturer le liquide. Les granites à deux micas de Pontivy-Rostrenen ont un rapport molaire $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ toujours inférieur à 0,8 et des teneurs en Zr comprises entre 50 et 130 ppm. Sur la figure V-3 on peut voir que ces granites sont appauvris en Zr par rapport à leur source potentielle. Le zircon a donc pu fractionner lors de la fusion et lors de la cristallisation. Comme nous l'avons vu dans le chapitre II, le zircon est généralement inclus dans la biotite, minéral qui doit donc contrôler

le fractionnement des éléments que concentre le zircon. La bonne corrélation existant entre Zr et la somme $Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$ (FMMT) confirme ce point (Fig. V-11). En revanche, la mauvaise corrélation existant entre Yb et Zr suggère l'intervention d'un autre processus à l'origine des variations en Yb (fig. V-12).

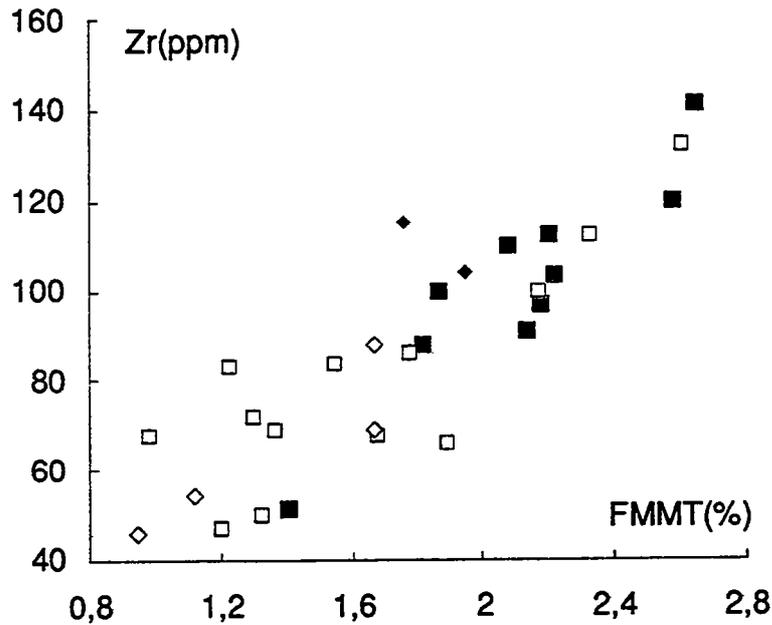


Figure V-11 : Diagramme opposant Zr à FMMT (proportionnel à la quantité de biotite) pour les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

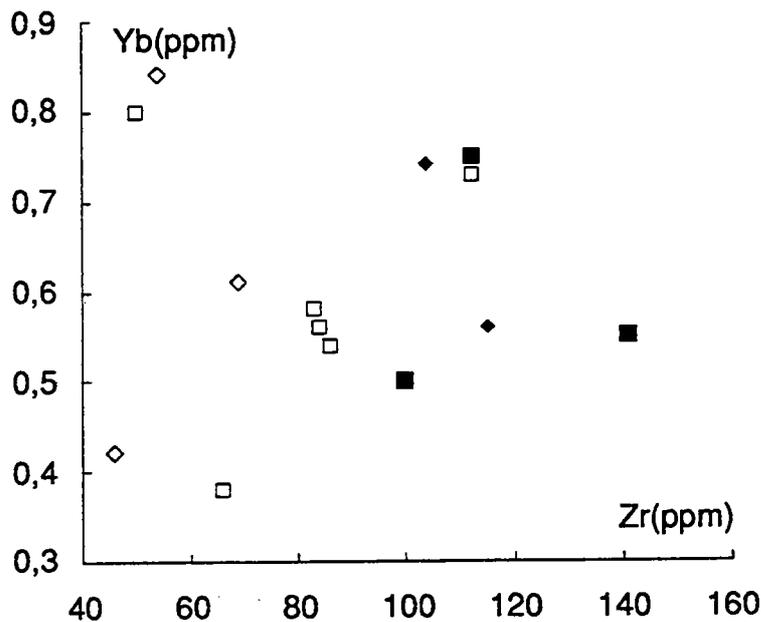


Figure V-12 : Diagramme Yb-Zr pour les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

Des hétérogénéités de source peuvent en être la cause, le comportement de l'ytterbium étant probablement contrôlé par le grenat lors de la fusion (excepté pour le granite de Langonnet).

De la même manière que nous l'avons fait pour les terres rares légères on peut utiliser les teneurs en zirconium comme thermomètre, à partir de l'équation définie par Watson et Harrison (1984) pour la solubilité du zircon, qui s'exprime comme suit :

$$\text{Ln}D_{\text{Zr}}(\text{Zir/Liq}) = -3,8 - [0,85.(M-1)] + \frac{12900}{T}$$

où $D_{\text{Zr}}(\text{Zir/Liq})$ est le rapport des concentration en Zr du zircon sur le liquide (avec $\text{ZrO}_2=55\%$ arbitrairement choisi pour le zircon)

$$M = (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/(\text{Al}.\text{Si}) \text{ (proportions cationiques)}$$

et T est la température en °K.

Cette équation a été appliquée aux granites à deux micas et les résultats sont reportés dans la figure V-13.

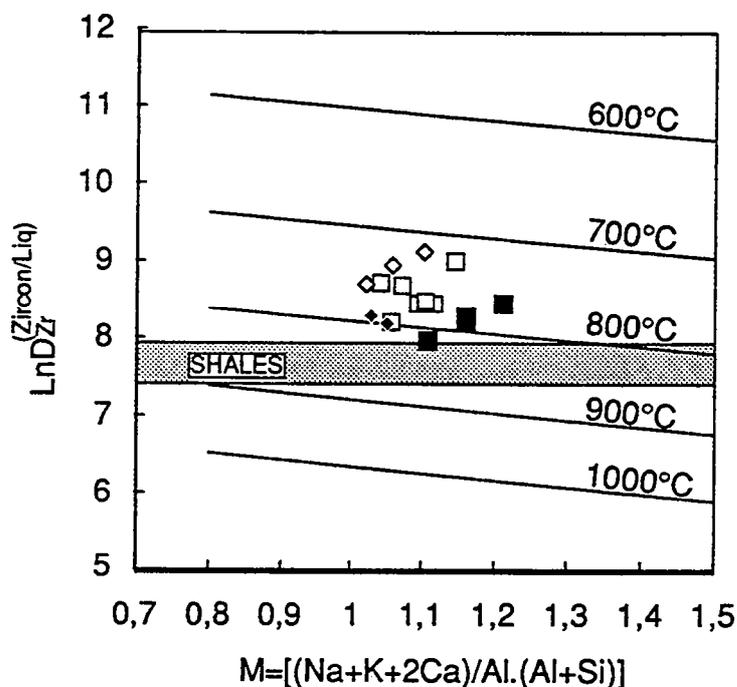


Figure V-13 : Températures calculées avec le modèle de Watson et Harrison (1984) pour les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

On peut constater la bonne correspondance de ces résultats, avec ceux obtenus avec les terres rares légères (fig. V-10; Montel, 1992). On constate également que le seuil de saturation en Zr des leucogranites est inférieur à la gamme de teneurs en Zr des shales post-archéens (Taylor et Mc Lennan, 1985). La teneur en zirconium d'un liquide produit à une température inférieure à 800°C est donc tamponnée à une concentration qui dépend de la température.

L'apatite est un minéral connu pour concentrer les terres rares intermédiaires (Brooks et al., 1981; Fourcade et Allègre, 1981; Mahood et Hildreth, 1983; Watson et Harrison, 1984; Harrison et Watson, 1984; Pichavant et al., 1992). Green et Watson (1982) ont montré que ce minéral est d'autant moins soluble que le magma est acide, potassique, riche en phosphore et qu'il cristallise à basse température. Ainsi les suites calco-alcalines faiblement potassiques montrent un "trend" P_2O_5 - SiO_2 plat, car l'apatite ne fractionne que très tardivement dans la différenciation. Au contraire, dans les suites calco-alcalines potassiques, l'apatite cristallise dès les termes basiques.

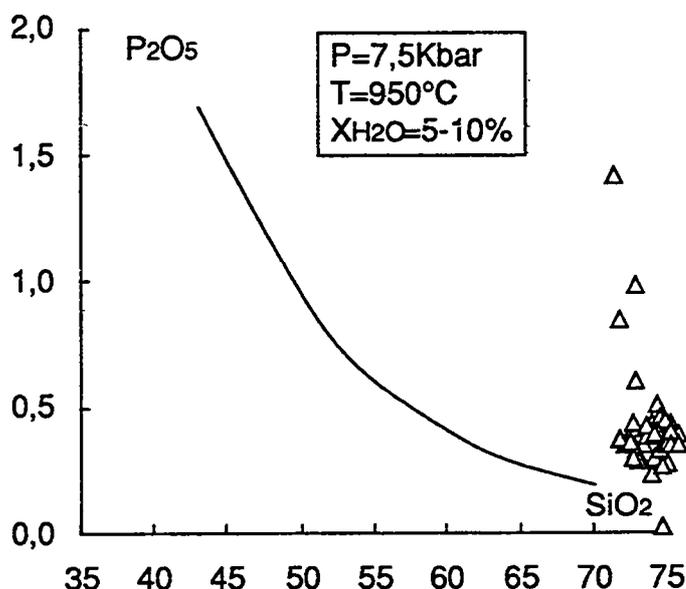


Figure V-14 : Position des leucogranites de Pontivy-Rostrenen (tous faciès confondus), par rapport à la limite de saturation en apatite (Green et Watson, 1982), dans un diagramme P_2O_5 - SiO_2 .

La figure V-14 représente la limite de saturation en apatite obtenue expérimentalement par Green et Watson (1982) sur des roches naturelles à 7,5 kbar et 950°C en fonction des teneurs en SiO₂ et P₂O₅.

Sur ce diagramme sont reportées les compositions des granites à deux micas de Pontivy-Rostrenen (tous faciès confondus). On constate que d'après leurs résultats expérimentaux, dans des roches très évoluées (70 à 75% de SiO₂), et à moins que celles-ci ne soient très pauvres en phosphore (P₂O₅<0,2), l'apatite cristallise très tôt et est donc susceptible de fractionner.

Si l'on s'intéresse plus en détail, c'est-à-dire par faciès, aux variations de P₂O₅ en fonction de SiO₂ (fig. V-15), on observe l'absence de corrélation dans le granite de Langonnet, alors que celle-ci est nettement négative dans le granite de Malguénac et le granite fin tardif et positive dans le granite grossier.

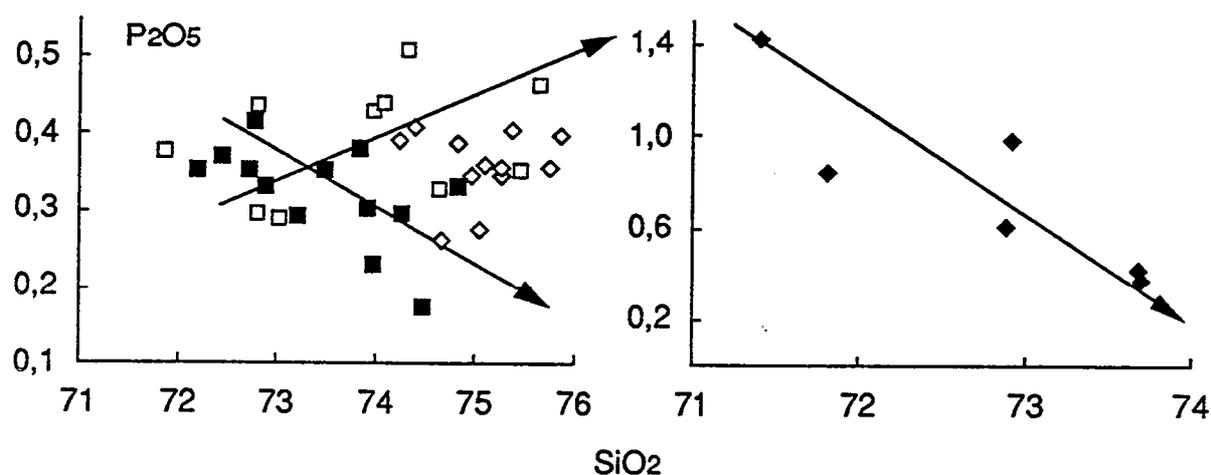


Figure V-15 : Variations de teneurs en P₂O₅ en fonction de SiO₂ dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen (mêmes symboles que dans la figure V-3).

Il semble donc que l'apatite n'ait pas un comportement aussi simple que la théorie le prédit, dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

Des travaux récents (Pichavant et al., 1992; Béa et al., 1992) ont montré que si le modèle de solubilité de Harrison et Watson (1984) s'applique bien aux magmas de composition peralcaline et méta-alumineuse, ce n'est pas le cas pour les granites peralumineux. En effet, dans les magmas peralumineux la solubilité de l'apatite augmente largement lorsque le rapport A/CNK et la température augmentent. Plus la température est élevée et plus la solubilité de

l'apatite croît rapidement avec A/CNK (Pichavant et al., 1992). Béa et al. (1992) prédisent une augmentation de cette solubilité (et donc une augmentation des teneurs en P₂O₅ du liquide) dans les roches les plus différenciées (acides) des suites peralumineuses. Les températures de saturation en apatite (calculs effectu es en prenant P₂O₅(apatite)=42%) obtenues avec le modèle de Harrison et Watson (1984) pour les leucogranites de Pontivy-Rostrenen sont comprises entre 950 et 1180 C, tandis que celles calculées avec le modèle de Pichavant et al. (1992) sont comprise entre 540 et 680 C. Bien que ces dernières semblent plus réalistes, elles ne s'accordent pas non plus avec les températures calculées à partir des modèles de solubilité de la monazite (Montel, 1992) et du zircon (Watson et Harrison, 1984).

II-2-3) Conclusion

L'étude de la géochimie des éléments en traces des granites à deux micas de Pontivy-Rostrenen nous conduit à dégager les points suivants :

- la plupart des éléments en trace analys es se comportent de façon compatible vis à vis de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée. On peut y voir trois explications principales :

- le caractère acide et les faibles températures de ces magmas, confirm es par l'étude des minéraux acc essoires;
- la cristallisation conjointe de tous les minéraux principaux.;
- la faible solubilité des minéraux accessoires tels que la monazite, le xénotime et le zircon dans les liquides peralumineux;

Les variations chimiques peuvent être liées à des h et erog enit es de source (Deniel et al., 1987; Friedrich et al., 1988) et au fractionnement de minéraux magmatiques et/ou restitiques.

- les éléments incompatibles (Rb, Cs, Nb, Ta, U) montrent des gammes de variations qui ne peuvent être le résultat de fractionnements liquide-solide. Ces éléments présentent comme l'avait not e Fourcade (1981) *une forte affinité avec les pegmatites et peuvent être stabilis es dans une phase fluide*. Il semble donc nécessaire de faire intervenir une phase fluide pour expliquer de tels enrichissements.

- la géochimie des éléments en traces confirme la différence essentielle existant entre le granite de Langonnet et les autres faciès leucogranitiques. Le granite de Langonnet résulte probablement de la fusion d'une source crustale à une pression inférieure à 5 kbar (absence de grenat, présence de feldspath potassique) et à très faible taux de fusion (pauvreté en terres rares). Une source de composition radicalement différente de celles des autres faciès leucogranitiques du massif, peut aussi être invoquée, ces deux hypothèses n'étant pas mutuellement exclusives.

III) Le granite de Rostrenen

III-1) Les éléments majeurs

III-1-1) Caractères généraux et typologie

La gamme et la moyenne des compositions chimiques des différents faciès du granite de Rostrenen sont reportées dans le tableau V-4.

	Rostrenen nord (N=12)		Rostrenen sud (N=7)		faciès à cordiérite (N=6)	
	Gamme	Moy.	Gamme	Moy.	Gamme	Moy.
SiO ₂	65,2-71,4	67,8	68,6-72,5	70,9	70,6-71,3	71,34
Al ₂ O ₃	17,7-14,5	16,1	15,2-16,2	15,9	15,1-15,8	15,41
Fe ₂ O _{3t}	3,13-4,47	3,69	1,37-3,45	2,18	1,72-2,59	2,27
MnO	0,02-0,06	0,05	0,02-0,04	0,03	0,02-0,05	0,03
MgO	1,04-1,89	1,38	0,41-1,42	0,83	0,63-0,91	0,80
CaO	1,63-2,57	2,13	1,13-2,13	1,59	0,96-1,47	1,27
Na ₂ O	3,40-3,82	3,69	3,21-4,02	3,68	3,09-3,75	3,48
K ₂ O	4,19-4,76	4,44	3,24-4,93	4,29	4,27-5,49	4,79
TiO ₂	0,40-0,75	0,61	0,22-0,66	0,39	0,30-0,40	0,35
P ₂ O ₅	0,20-0,24	0,21	0,24-0,37	0,29	0,20-0,36	0,26
FMMT	4,47-6,87	5,51	1,97-5,36	3,30	2,57-3,68	3,32
A/CNK	1,07-1,16	1,10	1,11-1,23	1,17	1,11-1,25	1,17
XFe	0,54-0,61	0,58	0,55-0,63	0,58	0,55-0,62	0,59

Tableau V-4 : Gammes de variations et compositions moyennes des différents faciès du granite de Rostrenen.

On remarque tout d'abord le caractère moins acide et la plus grande gamme de compositions du granite de Rostrenen par rapport aux granites à deux micas.

Il est plus riche en calcium ($1 \leq \text{CaO} \leq 2,8$) et plus ferro-magnésien ($2 < \text{FMMT} < 7$). Les teneurs en alcalins sont comparables, bien que le granite de Rostrenen montre un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ légèrement supérieur à celui des leucogranites. Le XFe compris entre 0,54 et 0,63 est plus faible que celui des leucogranites. Le rapport A/CNK est compris entre 1,07 et 1,25, mais il est souvent inférieur à 1,1 dans les roches les moins différenciées. Ceci se traduit minéralogiquement par la faible quantité et le caractère généralement secondaire de la muscovite (chapitres II et III).

Le granite de Rostrenen s'apparente chimiquement aux granites de type "I", d'après la terminologie de Chappell et White (1974), (A/CNK voisin de 1,1, variations inter-éléments linéaires, SiO_2 compris entre 65 et 72%, $\text{Na}_2\text{O} \geq 3,2$; fig. V-16).

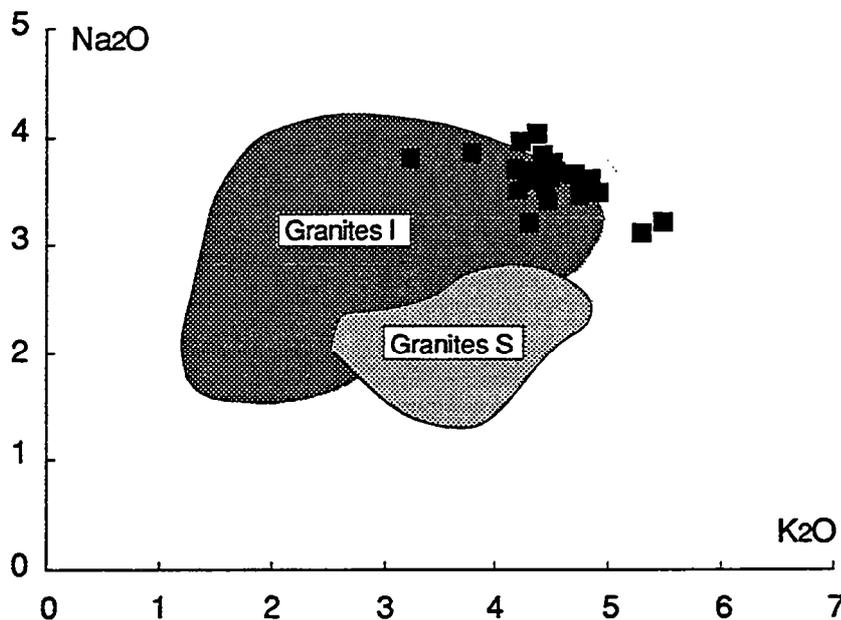


Figure V-16 : Comparaison dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ du granite de Rostrenen (tous faciès confondus), avec les granites "S" et "I" (White et Chappell, 1983).

L'une des différences essentielles entre les granites I et les granites M (Didier et al., 1982), est l'interprétation des enclaves basiques considérées comme d'origine magmatiques dans les derniers. Dans

le granite de Rostrenen les enclaves surmicacées sont absentes et les enclaves basiques et intermédiaires considérées généralement par White et Chappell (1974) comme des restites dans les granites I, sont ici le résultat de l'interaction entre le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff (voir chapitre II). Il semble donc que le terme de granite M s'applique mieux au granite de Rostrenen, quel que soit la proportion de matériel basique impliquée dans la genèse de ce granite.

Barbarin (1990) a proposé dans une synthèse des classifications antérieures des granitoïdes, une classification fondée sur l'environnement tectonique, en précisant les caractères pétrographiques et géochimiques des granitoïdes inclus dans chaque type défini. Les granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen sont par beaucoup d'aspects similaire au type "CST" ("Crustal Shearing and Thrusting") tandis que le granite de Rostrenen ressemble au type "CCI" ("Crustal Collisional Intrusive"). La différence entre ces deux types réside surtout dans l'existence de roches basiques associées, la présence de cordiérite, la pauvreté en muscovite et le caractère faiblement peralumineux des granites du type "CCI". Barbarin (1992) interprète les leucogranites hercyniens d'Europe occidentale (granites "CST" et "CCA") comme résultant d'une anatexie "humide" de la croûte continentale, grâce aux fluides drainés par de grands cisaillements crustaux, tandis que les monzogranites-granodiorites (type "CCI") proviendraient d'une fusion "sèche" induite par l'injection de magmas basiques dans la croûte, les sources pouvant être dans les deux cas para- ou ortho-dérivées.

L'association étroite du granite de Rostrenen avec la monzodiorite de Plélauff rappelle les associations granites-vaugnérîtes (Couturier, 1977; Sabatier, 1980), très répandues dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Dans ces associations les granites ont généralement le caractère magnésien et potassique des vauugnérîtes qui leur sont contemporaines. On peut voir sur la figure V-17 que le granite de Rostrenen a une composition "normale" comparée à celle des granites potassiques et magnésiens du Massif Central. Nous verrons que la monzodiorite de Plélauff ne présente

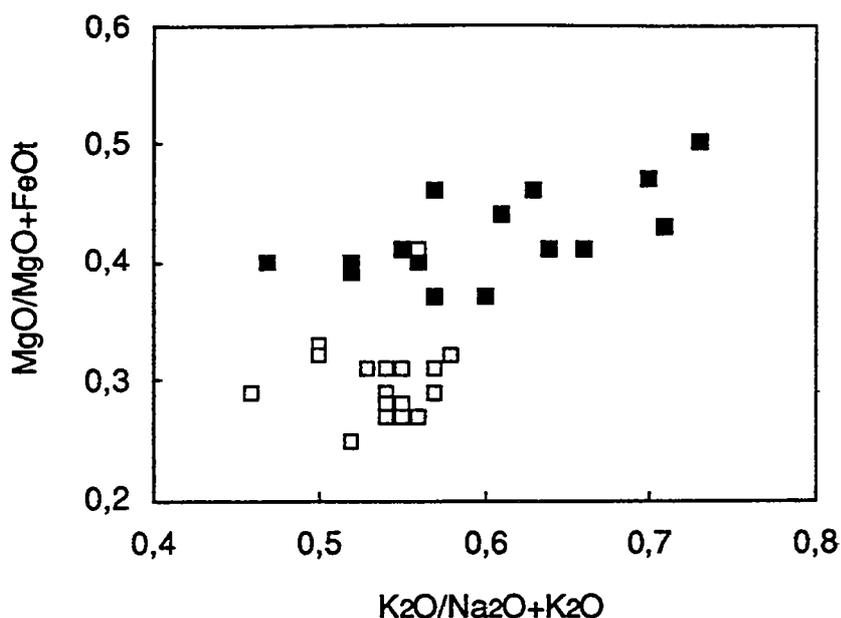


Figure V-17 : Composition du granite de Rostrenen (carrés évidés) comparée à celle des granites potassiques et magnésiens du Massif Central (carrés pleins; Sabatier, 1980).

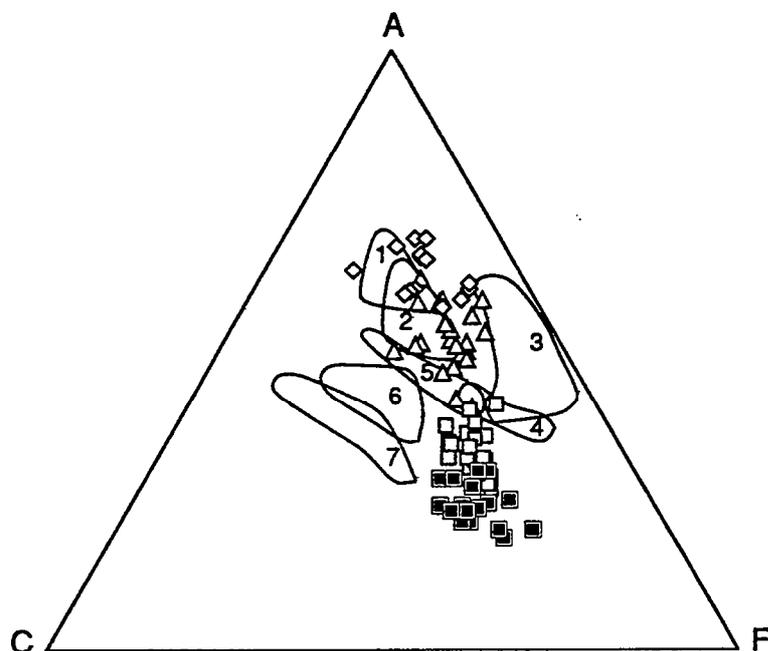


Figure V-18 : Diagramme A($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$)-C(CaO)-F($\text{FeO}+\text{MgO}$) (en moles). Position du granite de Rostrenen (carrés évidés) par rapport aux leucogranites (losanges : granite de Langonnet; triangles : leucogranites précoces et granite fin tardif), à la monzodiorite de Plélauff (carrés pleins) et à divers liquides expérimentaux (sources en parenthèse). 1 : Bénard et al., 1985 (leucogranites); 2 : Holtz et Johannes, 1991 (pélites); 3 : Patiño-Douce et Dana Johnston, 1991 (pélites); 4 : Vielzeuf et Holloway, 1988 (pélites); 5 : Green, 1976 (pélites); 6 : Conrad et al., 1988 (greywackes) ; 7 : Conrad et al., 1988 (dacites).

pas non plus des caractères potassiques et magnésiens aussi marqués que les vagnérites.

Sur la figure V-18 ont été reportés les différents types de granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen et les compositions de liquides obtenus expérimentalement par fusion de divers matériaux crustaux (métapélites, métagreywackes, leucogranites, dacites). Les leucogranites se trouvent dans l'aire occupée par les liquides expérimentaux, tandis que le granite de Rostrenen se trouve en position intermédiaire entre ces champs et la monzodiorite de Plélauff, suggérant un mélange entre un composant purement crustal et la monzodiorite.

III-1-2) Comparaison des différents faciès

Les trois faciès définis sur des critères pétrographiques (proportion et habitus du feldspath potassique et de la muscovite, présence ou non de cordiérite) s'individualisent relativement bien du point de vue de leur composition en éléments majeurs.

Le granite de Rostrenen nord (faciès nord) est le moins différencié ($65 < \text{SiO}_2 < 71,5$), les teneurs en alumine, fer, magnésium, titane ($\text{FFMT} \geq 4,5$) et calcium étant plus élevées que dans les autres faciès. C'est également celui qui montre la gamme de variations la plus étendue et la tendance évolutive la plus linéaire.

Le faciès à cordiérite est le plus acide ($\text{SiO}_2 > 70\%$), le moins cafémique ($\text{CaO} < 1,5$; $\text{FMMT} < 3,7$) et présente un rapport A/CNK généralement plus élevé.

Le faciès sud présente des caractères chimiques intermédiaires entre les deux types précédents. Il est plus acide que le faciès nord ($\text{SiO}_2 > 68\%$), présente des teneurs en éléments cafémiques intermédiaires et un rapport A/CNK semblable à celui du faciès à cordiérite

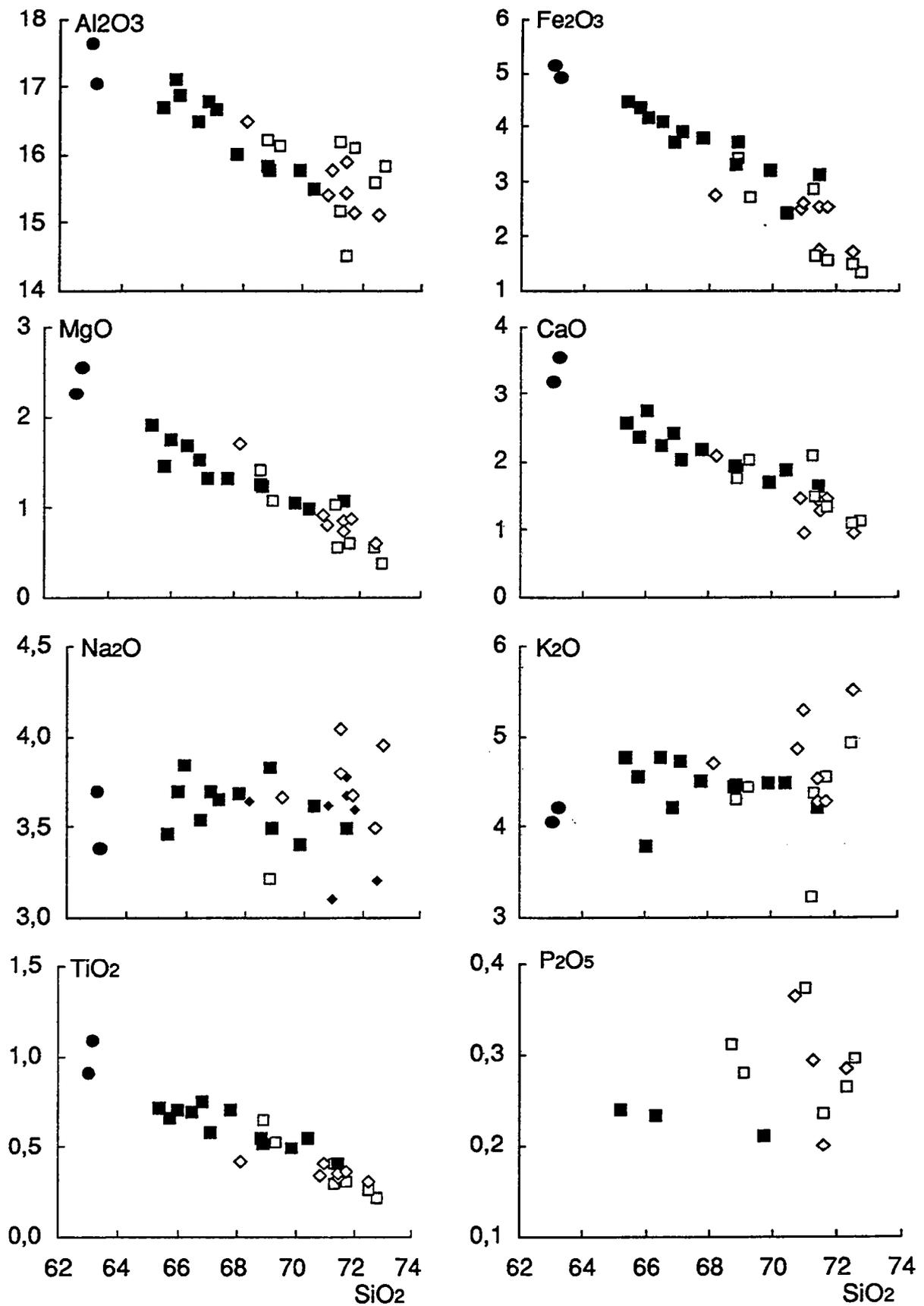


Figure V-19 : Diagrammes de Harker. cercles : enclaves du granite dans la monzodiorite de Plélauff; carrés pleins : faciès nord; carrés évidés : faciès sud; losanges : faciès à cordiérite.

III-1-3) Les variations chimiques

Les diagrammes de variations chimiques en éléments majeurs (diagrammes de Harker) sont représentés sur la figure V-19.

Comme nous l'avons vu, ces variations chimiques en éléments majeurs sont plus linéaires que dans le cas des leucogranites, mais elles tendent à devenir plus irrégulières lorsque SiO_2 dépasse 70%, c'est-à-dire dans le faciès sud et dans le faciès à cordiérite.

La tendance évolutive est bien marquée dans le cas de Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , et TiO_2 tandis que les variations de Na_2O et K_2O sont beaucoup moins régulières.

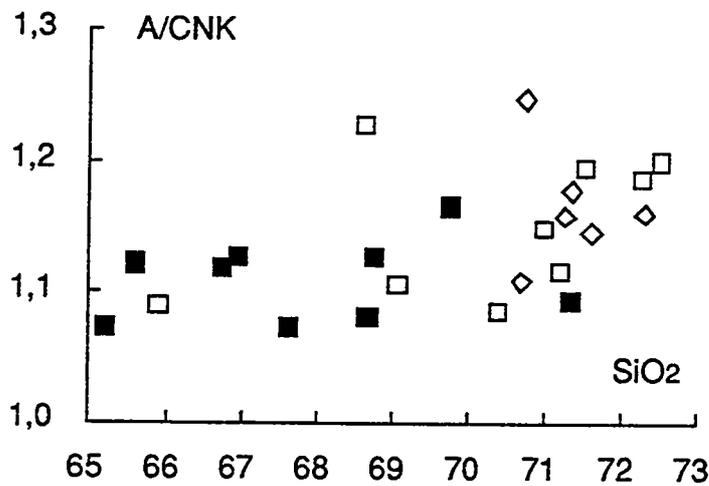


Figure V-20 : Variations du rapport A/CNK en fonction de SiO_2 dans le granite de Rostrenen.

Carrés pleins : faciès nord; carrés évidés : faciès sud; losanges : faciès à cordiérite.

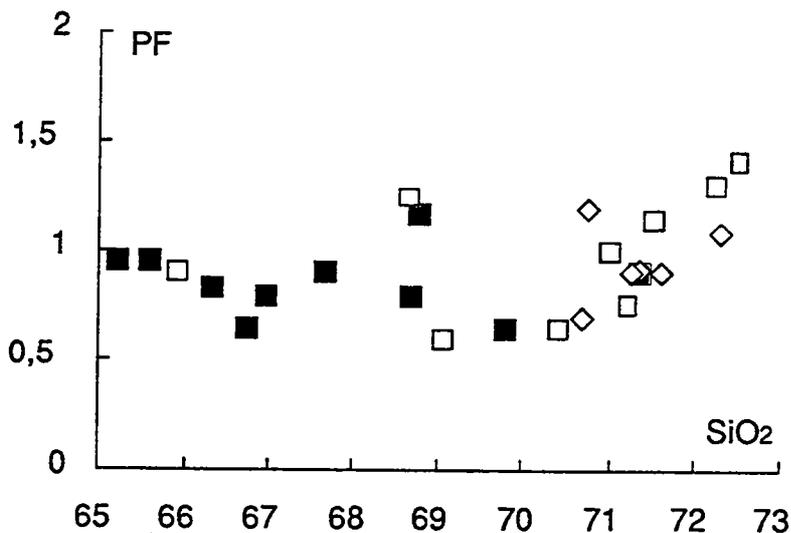


Figure V-21 : Variations de la perte au feu avec la silice dans le granite de Rostrenen (mêmes symboles).

Les teneurs en alcalins sont néanmoins relativement constantes dans le faciès nord et varient beaucoup plus lorsque les teneurs en SiO₂ dépassent 70%.

De la même manière, Le rapport A/CNK est relativement constant dans le faciès nord, puis augmente lorsque les teneurs en SiO₂ dépassent 70% (fig. V-20), tout comme la perte au feu (fig. V-21).

Les deux échantillons correspondant à des enclaves du granite de Rostrenen dans la monzodiorite de Plélauff ont les compositions les plus primitives (FMMT, CaO et Al₂O₃ élevés) et se trouvent dans le prolongement du "trend" défini par les granites du faciès nord.

III-1-4) Discussion

Les variations chimiques linéaires dans le faciès nord peuvent s'interpréter en termes de fractionnement solide-liquide, comme en termes de mélange. La seule étude de la géochimie des éléments majeurs ne peut pas nous permettre de trancher entre ces deux hypothèses.

La cassure de l'évolution chimique et la plus grande dispersion des points dans les diagrammes de Harker, lorsque SiO₂ atteint 70%, suggère l'intervention d'un mécanisme différent à l'origine des variations chimiques dans le faciès sud et dans le faciès à cordiérite. Leur évolution se traduit par une augmentation du rapport A/CNK, de la perte au feu, de l'alumine et du phosphore, ainsi qu'une plus grande dispersion des alcalins. Elle pourrait correspondre à la contamination du granite de Rostrenen par un matériel acide, peralumineux et hydraté. Ce matériel peut être représenté par un magma de composition leucogranitique (mélange), des sédiments encaissants (assimilation) ou une phase fluide. Les éléments majeurs ne peuvent nous permettre de trancher entre ces trois hypothèses.

La position des deux enclaves de granite de Rostrenen dans le prolongement du trend défini par le faciès nord peut également s'interpréter de deux manières, sans qu'il soit possible de trancher entre les deux. Ces enclaves peuvent résulter d'une contamination

du granite par la monzodiorite de Plélauff. Dans ce cas, elles n'ont pas de raison de se situer dans le prolongement du trend linéaire des granites du faciès nord, à moins que ce trend ne résulte lui-même d'un processus de mélange. Elles peuvent aussi résulter d'un processus de filtre-pressé, et ont dans ce cas, un caractère de cumulat. Cette deuxième hypothèse permettrait d'expliquer la continuité de l'évolution chimique avec le faciès nord, si les variations au sein de ce dernier sont liées à la cristallisation fractionnée.

III-2) Les éléments en traces (traces et terres rares)

III-2-1) Les éléments en traces

Les teneurs en éléments en traces des différents faciès du granite de Rostrenen, normées à la moyenne des shales de Taylor et Mc Lennan (1985), sont représentées sur la figure V-18. Dans cette figure a également été reporté pour comparaison, le spectre du granite de Malguénac, qui est le faciès leucogranitique le plus proche pétrographiquement du granite de Rostrenen (mégacristaux de feldspath potassique, biotite abondante).

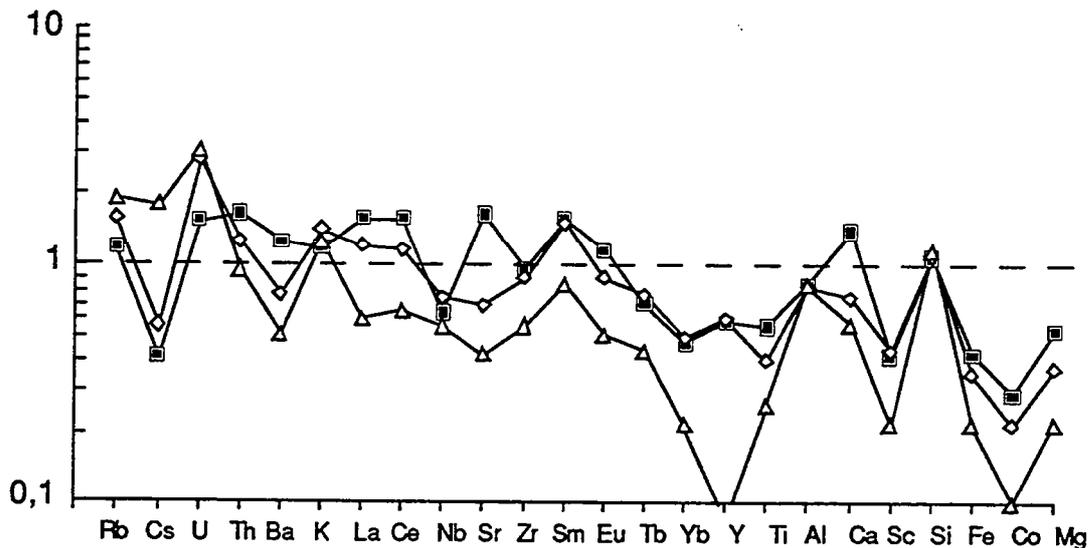


Figure V-22 : Diagramme multi-éléments normé à la moyenne des shales de Taylor et Mc Lennan (1985). Triangles : granite de Malguénac; Carrés : granite de Rostrenen nord; losanges: faciès à cordiérite.

Malheureusement, les échantillons du faciès sud, analysés par

activation neutronique sont relativement "primitifs" ($\text{SiO}_2 < 70\%$) et se situent dans le "trend" d'évolution des granites du faciès nord, auxquels ils peuvent être assimilés dans le diagramme multi-éléments. C'est pourquoi nous n'avons reporté sur la figure V-22 que deux spectres du granite de Rostrenen, l'un correspondant à la moyenne du faciès nord (échantillons RT11, RT14 et RT13-1) et l'autre correspondant au faciès à cordiérite (RT36).

Le faciès nord du granite de Rostrenen est nettement enrichi en éléments compatibles par rapport aux leucogranites (représentés par le granite de Malguénac). Ce caractère est particulièrement bien marqué pour, Sr, Ba, Th et les terres rares légères et intermédiaires, leurs teneurs normalisées aux shales étant supérieures à 1.

D'autres éléments tels que Cr, Ni, Co et Sc, bien que plus abondants que dans les leucogranites, ont des teneurs normalisées inférieures à 1. Le granite de Rostrenen est, en revanche, nettement appauvri en Cs et à un degré moindre en Rb et en U par rapport aux leucogranites.

Le spectre du faciès à cordiérite du granite de Rostrenen occupe une position intermédiaire entre ceux du granite de Rostrenen et des leucogranites. Pour la plupart des éléments, ses teneurs sont proches de celles du faciès nord, mais certains éléments, comme Rb, U, Ba et Sr montrent des teneurs plus proches de celles des leucogranites.

Sur la figure V-23 sont représentées les variations de Rb en fonction de SiO_2 . On peut noter, comme pour les éléments majeurs, un "trend" linéaire, des teneurs relativement constantes pour les granites du faciès nord et une augmentation brusque dans le faciès sud et le faciès à cordiérite. Une contamination par un magma leucogranitique de composition proche de celle du granite de Malguénac, pourrait être la cause de cette évolution. Les teneurs élevées en U et Cs du faciès à cordiérite par rapport aux autres faciès du granite de Rostrenen vont également dans ce sens.

Les teneurs élevées en Ba et Sr des roches les plus primitives du faciès nord (respectivement 1300 et 500 ppm) sont difficilement conciliables avec une origine purement crustale du granite de

Rostrenen. En effet les teneurs en Ba et Sr des pélites et des greywackes post-archéens (Taylor et Mc Lennan, 1985) sont respectivement comprises entre 80 à 1000 ppm et 50 à 250 ppm. Ceci nous suggère l'existence d'un composant particulièrement riche en ces éléments.

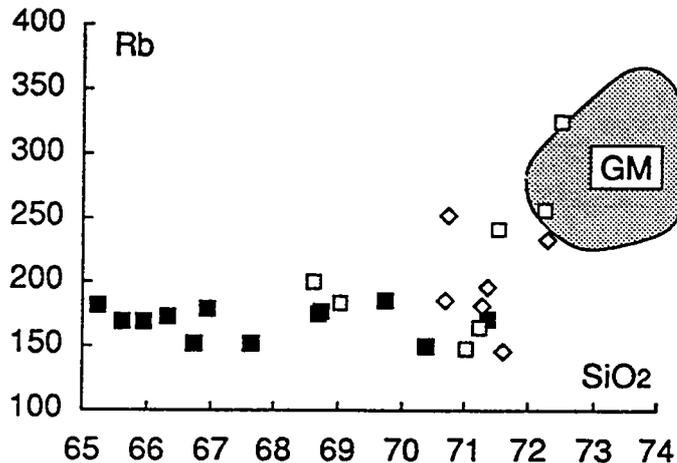


Figure V-23 : Variations de teneurs en Rb dans le granite de Rostrenen (mêmes symboles). GM=granite de Malguénac.

Etant donné les teneurs élevées en Ba et en Sr de la monzodiorite de Plélauff (respectivement jusqu'à 3500 et 1000 ppm) et ses relations étroites avec le granite de Rostrenen, elle peut représenter ce composant. La richesse en Ba et Sr est d'ailleurs une caractéristique des roches à affinité vagnéritique et des granites qui leur sont associés (Sabourdy, 1975; Couturier, 1979; Banzet, 1987). Excepté pour les enclaves du granite de Rostrenen dans la monzodiorite, il ne semble pas y avoir de relation entre la richesse en Ba et en Sr du granite et la proximité de la monzodiorite. Il semble donc qu'une partie au moins de la contamination se soit effectuée en profondeur.

III-2-2) Les terres rares

Dans le tableau V-5 sont reportées les teneurs en terres rares des échantillons du granite de Rostrenen analysés, et les spectres correspondants sont reportés sur la figure V-24. On peut constater la richesse en terres rares du granite de Rostrenen par rapport aux leucogranites. Le fractionnement des terres rares légères est

également supérieur ($5,5 < \text{La}/\text{Sm} < 7,2$) alors que le fractionnement des terres rares lourdes est comparable à celui des leucogranites ($0,31 < \text{Tb}/\text{Yb} < 0,65$). Une anomalie négative en Eu est toujours présente ($0,48 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,7$).

	RT11	RT14	RT13-1	T36
La	47,50	61,40	73,40	46,60
Ce	99,30	121,10	158,40	93,10
Nd(*)	42,19	48,76	60,92	42,48
Sm	7,85	8,60	10,26	8,49
Eu	1,12	1,36	1,40	0,99
Gd(*)	4,63	4,21	4,83	4,76
Tb	0,58	0,48	0,54	0,58
Yb	2,06	0,93	1,05	1,40
Eu/Eu*	0,57	0,70	0,61	0,48
La/Yb	23,06	66,02	69,90	33,29
La/Sm	6,05	7,14	7,15	5,49
Tb/Yb	0,28	0,52	0,51	0,41

Tableau V-5 : Teneurs et fractionnements des terres rares dans le granite de Rostrenen.

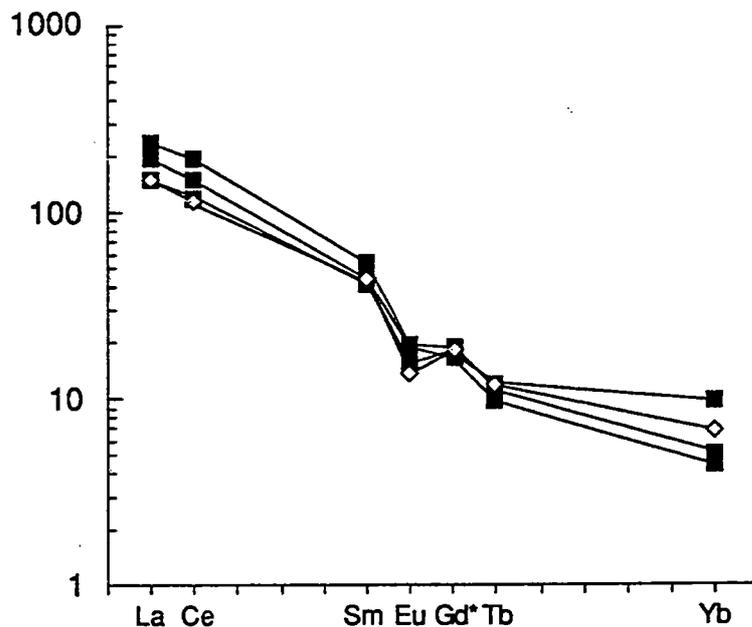


Figure V-24 : Spectres de terres rares du granite de Rostrenen. Carrés : faciès nord; losanges : faciès à cordiérite.

Les spectres des échantillons analysés sont très similaires et les faibles variations du degré de différenciation entre ces échantillons

ne permettent pas d'en discuter les effets sur les terres rares. Le spectre de terres rares moyen du granite de Rostrenen comparé à ceux du granite de Malguénac et de la moyenne des shales post-archéen (Taylor et Mc Lennan, 1985) sont représentés sur la figure V-25. Nous avons vu que l'appauvrissement en terres rares des leucogranites par rapport aux shales pouvait s'expliquer, lors d'un processus de fusion de métapélites, par la présence au résidu de phases telles que la monazite, l'apatite et le zircon qui concentrent les terres rares. L'enrichissement en terres rares légères du granite de Rostrenen par rapport aux shales n'est possible, dans l'hypothèse où la source est une métapélite (ou un métagreywacke, les spectres étant très similaires), que si l'on atteint des températures auxquelles la monazite et éventuellement l'apatite sont solubles dans le liquide.

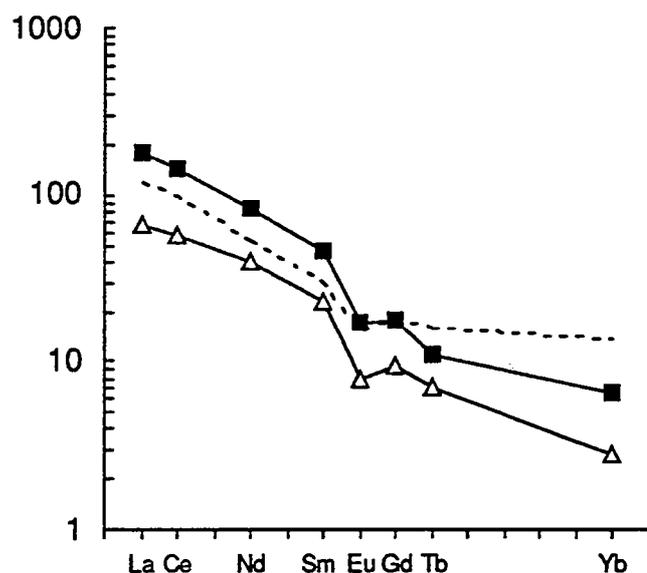


Figure V-25 : Spectre de terres rares moyen du granite de Rostrenen (carrés), comparé à ceux du granite de Malguénac (triangles) et des shales (tiretés; Taylor et Mc Lennan, 1985).

Lorsque l'on applique les équations de Watson et Harrison (1984) et Montel (1992) respectivement pour le zirconium et les terres rares légères (fig.V-26), les résultats des deux méthodes sont cohérents et indiquent une température de fusion atteignant et dépassant probablement 850°C.

Dans l'hypothèse d'une fusion de métasédiments (pélites ou greywackes) la température atteinte serait donc élevée (>850-900°C), d'autant plus que les échantillons utilisés pour les calculs ne

correspondent pas aux compositions les plus primitives du point de vue des éléments majeurs. Néanmoins, s'il y a eu contamination du liquide produit par la monzodiorite de Plélauff, comme semblent l'indiquer les teneurs élevées en Ba et Sr du granite de Rostrenen, les températures calculées ici n'ont plus aucune signification.

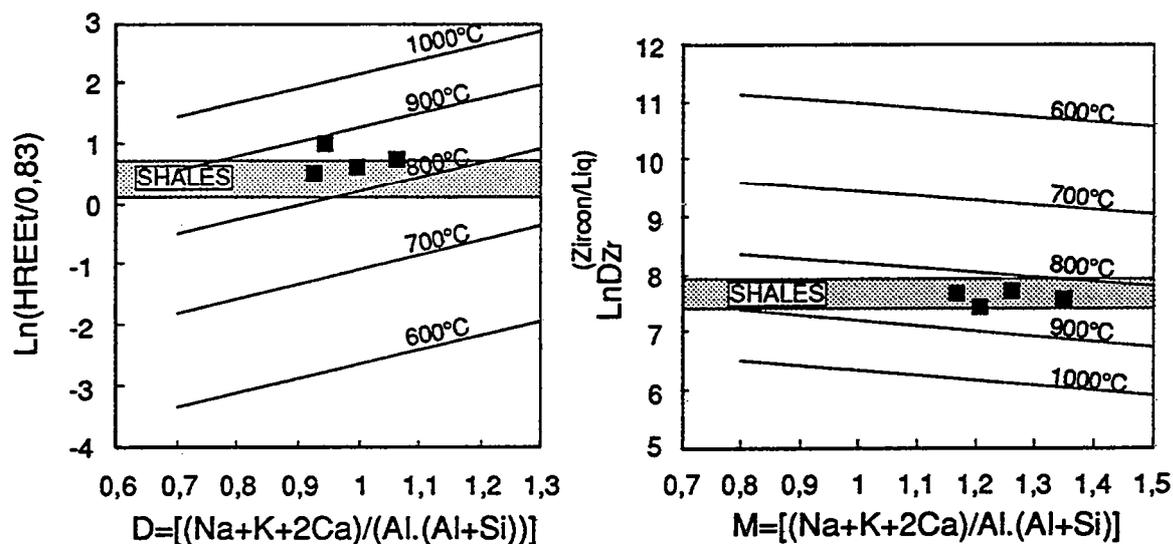


Figure V-26 : Thermomètres de Montel (1992) et de Watson et Harrison (1984), appliqués au granite de Rostrenen.

III-2-3) Conclusion

Trois points essentiels sont mis en évidence par la géochimie des éléments en trace :

- (1) La majeure partie des caractères géochimiques du granite de Rostrenen semble pouvoir s'accorder avec un modèle de fusion d'une source comparable à celle des leucogranites (granite de Malguénac), mais avec un taux de fusion et une température plus élevés. Néanmoins, les teneurs élevées en Ba et en Sr de ce granite sont difficilement explicables avec un tel modèle et suggèrent davantage une origine mixte (fusion crustale + mélange)

- (2) L'évolution chimique du faciès nord est compatible avec un processus de fractionnement solide-liquide (cristallisation fractionnée?).

- (3) Les termes les plus évolués du granite de Rostrenen ont été contaminés par un matériel acide, peralumineux et hydraté qui

pourrait être un magma leucogranitique.

IV) La monzodiorite de Plélauff

IV-1) Les éléments majeurs

IV-1-1) Caractères généraux et typologie

Les moyennes et les gammes de variations chimiques en éléments majeurs de la monzodiorite de Plélauff sont reportées dans le tableau V-6.

	Tonalites (N=8)		Granodiorite G1 (N=4)		Granodiorites G2 (N=2)
	Moyenne	Gammes	Moyenne	Gammes	Moyenne
SiO ₂	59,18	54,99-62,90	58,62	57,26-58,55	63,14
Al ₂ O ₃	17,30	16,72-17,77	16,86	16,11-17,39	17,05
Fe ₂ O _{3t}	6,55	4,54-8,16	6,29	5,99-6,94	5,54
MnO	0,09	0,07-0,12	0,09	0,08-0,10	0,07
MgO	3,74	2,59-5,34	4,39	3,31-5,94	2,50
CaO	4,99	3,82-6,56	5,63	4,53-6,44	3,25
Na ₂ O	3,19	2,95-3,49	3,03	2,53-3,22	3,32
K ₂ O	3,34	2,89-3,80	3,51	3,05-3,78	3,84
TiO ₂	1,16	0,93-1,42	1,12	1,04-1,18	1,02
P ₂ O ₅	0,48	0,30-0,66	0,46	0,40-0,63	0,28
FMMT	11,12	8,34-13,22	11,54	10,05-13,68	8,79
A/CNK	0,97	0,86-1,10	0,89	0,85-0,96	1,10
X _{Fe}	0,47	0,39-0,58	0,43	0,37-0,48	0,53

Tableau V-6 : composition moyenne et gammes de variations des faciès tonalitique et granodioritique de Plélauff.

La monzodiorite de Plélauff est constituée par des roches de composition intermédiaire ($54\% < \text{SiO}_2 < 65\%$) méta-alumineuses à faiblement peralumineuses. Elles sont caractérisées par des teneurs en potassium et surtout des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ élevés, lorsqu'on les compare à des roches de séries calco-alcalines typiques, à teneur en SiO_2 équivalente (andésites basaltiques, andésite, tonalites, moyennes d'après Taylor et Mc Lennan, 1985; monzodiorites,

moyennes d'après Nockolds, 1978). Ce caractère les rapproche chimiquement des *High-K andésites* (fig. V-27).

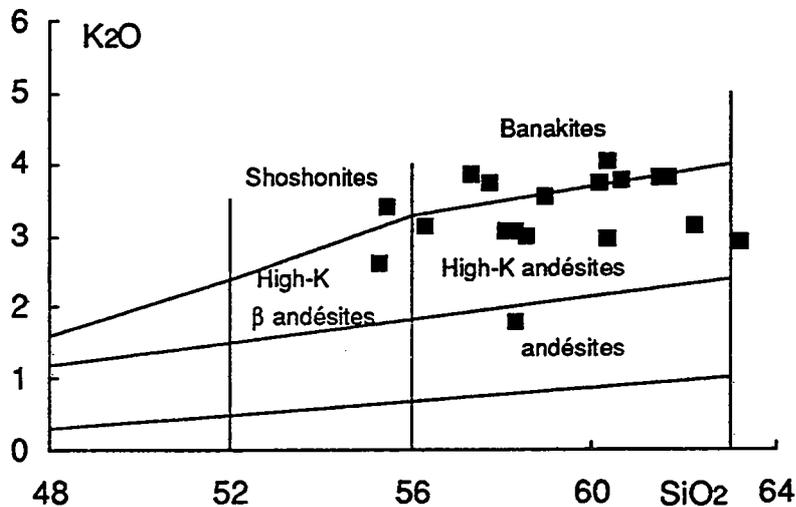


Figure V-27 : Position de la monzodiorite de Plélauff dans le diagramme de classification des roches volcaniques K₂O-SiO₂ (Peccerillo et Taylor, 1976).

Cette composition à la fois potassique et relativement primitive (SiO₂ généralement inférieur à 60%), ainsi comme nous allons le voir, qu'un enrichissement en certains éléments traces (Ba, Sr, REE ...), permet de classer la tonalite de Plélauff parmi un ensemble de roches très répandues dans la chaîne hercynienne. Cet ensemble est constitué d'une part, de lamprophyres calco-alcalins (spéssartites, kersantites, vogésites, Rock; 1984, 1991) et d'autre part de leurs "équivalents" plutoniques, que sont les vagnérites (vagnérites s.s., durbachites, redwitzites, Sabourdy, 1975; Sabatier, 1980, 1991, Montel et Weisbrod, 1986; Michon, 1987; Banzet, 1987). Les vagnérites ont un caractère potassique et magnésien plus prononcé que la monzodiorite de Plélauff, ce qui la rapproche d'avantage des redwitzites (fig. V-28). Les vagnérites ont en particulier un rapport MgO/CaO toujours supérieur à 1 (Sabatier, 1980), ce qui n'est pas le cas de la monzodiorite de Plélauff.

Parmi les roches plutoniques à affinité vagnéritique, Sabatier (1980) a montré que les rapports $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ et $MgO/(MgO+FeO)$ évoluent conjointement lorsque l'on passe d'une série à l'autre (redwitzites < vagnérites < durbachites). La monzodiorite de Plélauff peut se classer chimiquement parmi les roches à affinité vagnéritique modérément marquée comme par exemple les tonalites-granodiorites tardi-hercyniennes de la région d'Aregos

(Portugal nord, Albuquerque, 1971).

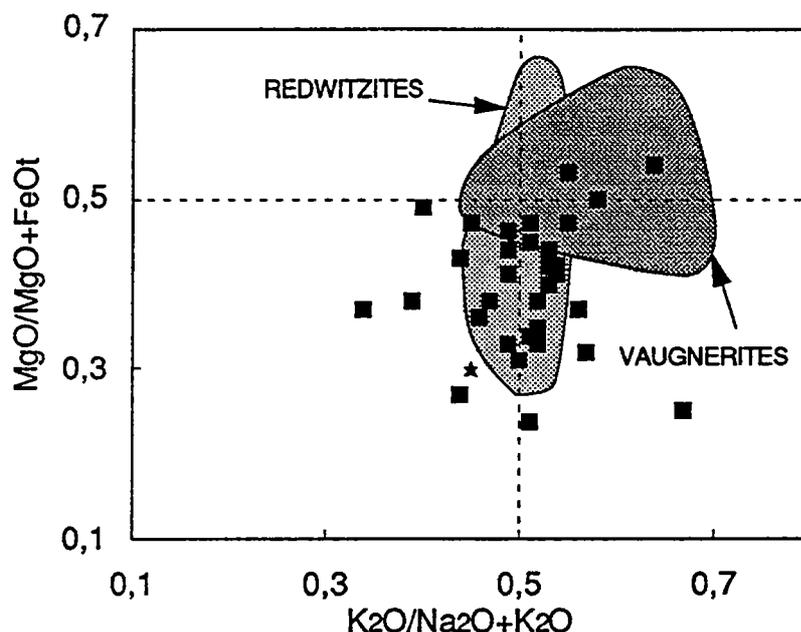


Figure V-28 : Monzodiorite de Plélauff comparée aux vaugnérites, aux redwitzites (Sabatier, 1980) et à la moyenne des granodiorites de Nockolds (1954; étoile).

Quatre principales hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine du caractère potassique, magnésien et hydraté de ces magmas.

- (1) une origine précoce par métasomatose du manteau (Rock, 1984, 1991; Sabatier, 1980, 1992, Banzet, 1987; Roger, 1982; Michon, 1987, Esperança et Holloway, 1987).
- (2) une origine plus tardive par contamination sélective de magmas basaltiques résultant d'interactions avec des matériaux crustaux (Weisbrod, 1970; Albarède et Weisbrod, 1982).
- (3) une origine par fusion de résidu anatectique (concernant plus particulièrement les vaugnérites; Couturier, 1979; Gil Ibarguchi, 1981; Gil Ibarguchi et al., 1984).
- (4) une origine cumulative, à partir de magmas granitiques (Gagny, 1978)

IV-1-2) Comparaison des différents faciès

Les diagrammes de Harker sont représentés dans la figure V-29. On constate qu'il est impossible de distinguer clairement, du point

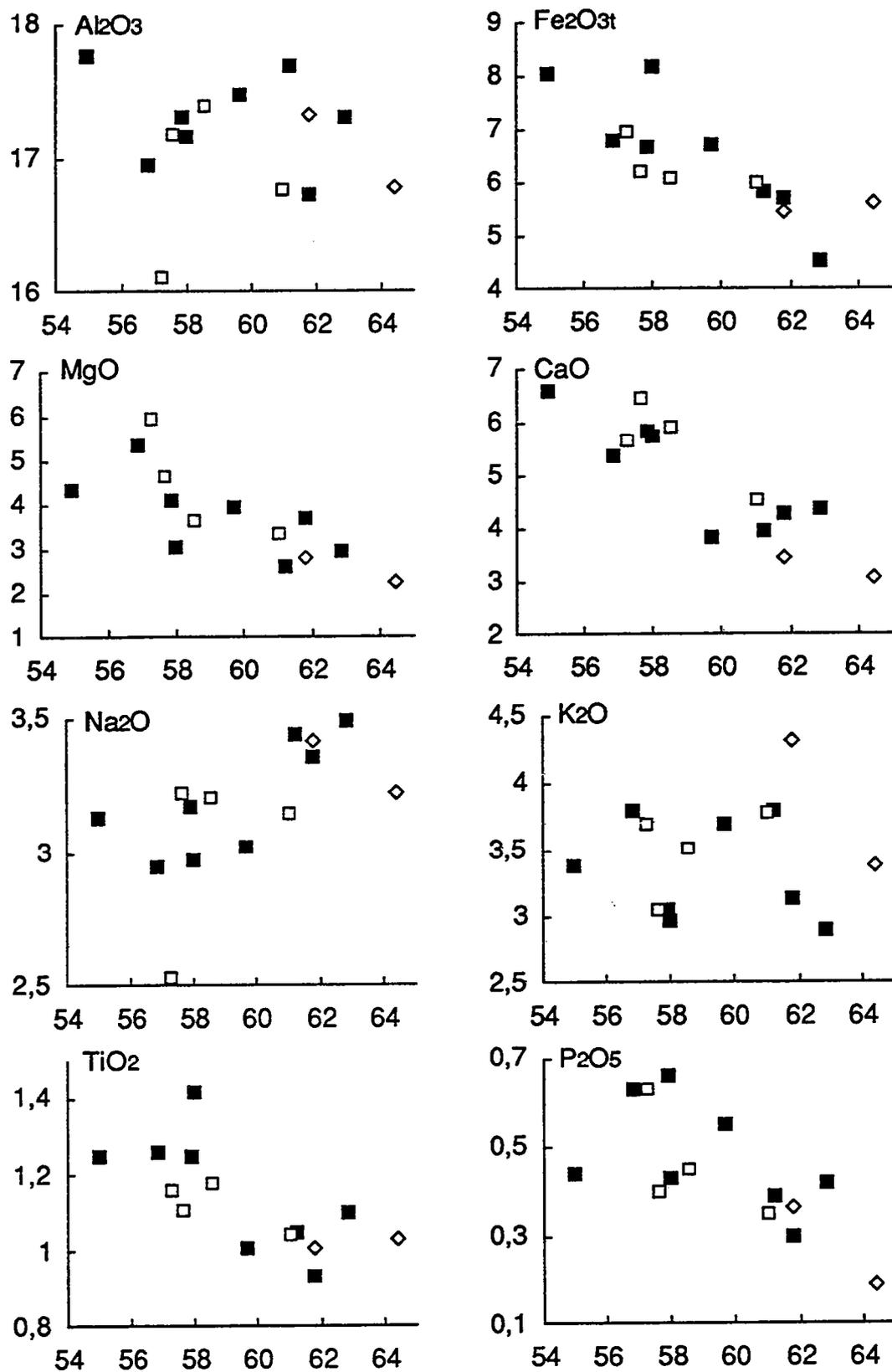


Figure V-29 : Diagrammes de Harker. Carrés pleins : tonalites; carrés évidés : granodiorite G1; losanges : granodiorite G2 (à biotite seule).

de vue de la chimie des éléments majeurs, les tonalites et les granodiorites. La présence ou non de clinopyroxène ne semble pas non plus liée à des variations chimiques en éléments majeurs. En fait il n'existe pas de relations évidentes entre les variations chimiques en éléments majeurs, la minéralogie et la texture (la taille du grain variant de 0,1 à 2 mm) de ces roches, ni de zonations à l'échelle cartographique. Il semble donc que la différence entre les tonalites et les granodiorites résultent de variations des conditions de cristallisation.

Pour Montel et Weisbrod (1986) la présence ou non de feldspath potassique dans les vaugnérites, dépend de la composition du liquide parent, mais aussi de la compétition entre les phases ferromagnésiennes calciques (clinopyroxène, amphibole) et potassiques (biotite). En effet, ils ont montré expérimentalement que lorsque la biotite cristallise très précocement, le liquide résiduel évolue vers le système quartz-plagioclase alors que lorsque celle-ci apparaît plus tardivement, le feldspath potassique peut être présent.

D'après les travaux expérimentaux de Edgar et al. (1976) effectués sur des roches magnésiennes et potassiques ("biotite mafrite"), il semble que la pression soit un facteur de premier ordre, dans le contrôle de l'apparition plus ou moins précoce de la biotite.

Ainsi, les faciès tonalitique et granodioritique proviendraient d'un même magma dont la cristallisation débiterait plus ou moins haut dans la croûte.

IV-1-3) Les variations chimiques

On constate sur la figure V-19, la dispersion importante des analyses de la monzodiorite de Plélauff dans les diagrammes de Harker, suggérant l'intervention de plusieurs mécanismes à l'origine des variations chimiques au sein de la monzodiorite. Cette dispersion est particulièrement marquée pour l'alumine et les alcalins. Elle peut refléter l'assimilation d'encaissant sédimentaire (riche en alumine et en potassium) par la monzodiorite. Montel et Weisbrod (1986) ont montré que les magmas vaugnéritiques se mettent en place à des températures élevées ($\approx 1000^{\circ}\text{C}$) et ils ont donc la possibilité d'assimiler facilement leur encaissant lors de leur ascension. Cette dispersion peut aussi résulter d'interactions avec

une phase fluide, comme en témoigne l'abondance des minéraux secondaires, issus de transformations sub-solidus ou hydrothermales (préhnite, épidote, calcite, sphène, chlorite).

La tendance évolutive générale peut refléter un fractionnement solide-liquide (cristallisation fractionnée), avec extraction de minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxène, biotite) et de plagioclase. Néanmoins les deux échantillons de granodiorite G2 (à biotite seule), interprétés comme résultant d'une interaction poussée entre la monzodiorite de Plélauff et le granite de Rostrenen (chap. II), se situent dans le prolongement du 'trend' défini par la tonalite et la granodiorite G1. Il semble donc que l'hybridation (*mixing* ou *mingling* ; Vernon et al., 1988) joue un rôle important et un modèle d'AFC (assimilation-cristallisation fractionnée) semble plus approprié pour décrire ces variations.

IV-1-4) Conclusion

Trois points essentiels sont mis en évidence par la géochimie des éléments majeurs :

- la monzodiorite de Plélauff peut être classée parmi les roches à affinités vagnéritiques, suggérant des mécanismes de genèse et une source comparables à ceux invoqués dans le cas des vagnérites. Dans l'hypothèse d'une source mantellique métagénisée, le caractère moins potassique et magnésien de la monzodiorite de Plélauff pourrait s'expliquer par une interaction plus poussée avec des matériaux crustaux, que dans le cas des vagnérites et/ou par un précurseur basique (lamprophyrique) de composition légèrement différente.

- les faciès tonalitique et granodioritique pourraient provenir de la cristallisation d'un seul magma, mais dans des conditions physiques différentes, le premier débutant sa cristallisation à plus haute pression.

- la dispersion des éléments majeurs dans les diagrammes de Harker, témoigne d'une histoire longue et complexe, durant laquelle se surimposent probablement plusieurs processus tels que l'assimilation d'encaissant, le mélange magmatique (*mixing* et *mingling* ; Vernon et al., 1988), des fractionnements solide-liquide

(cristallisation fractionnée, filtre presse) et des interactions avec des fluides.

IV-2) Les éléments en traces

IV-2-1) Caractères généraux

Sur la figure V-30 sont représentés les spectres d'éléments en traces moyens de la monzodiorite de Plélauff, du granite de Rostrenen et des lamprophyres calco-alcalins (Rock, 1991). On constate que les distributions sont très comparables, la monzodiorite de Plélauff occupant presque toujours une position intermédiaire entre le granite de Rostrenen et les CAL ("calco-alkaline lamprophyres"). On peut également noter que la composition moyenne de la monzodiorite de Plélauff est plus proche de celle du granite de Rostrenen pour les éléments dont celui-ci est enrichi (Rb, Th), tandis qu'elle se rapproche d'avantage de celle des CAL pour les éléments enrichis dans ces derniers (Sr, P, Ti).

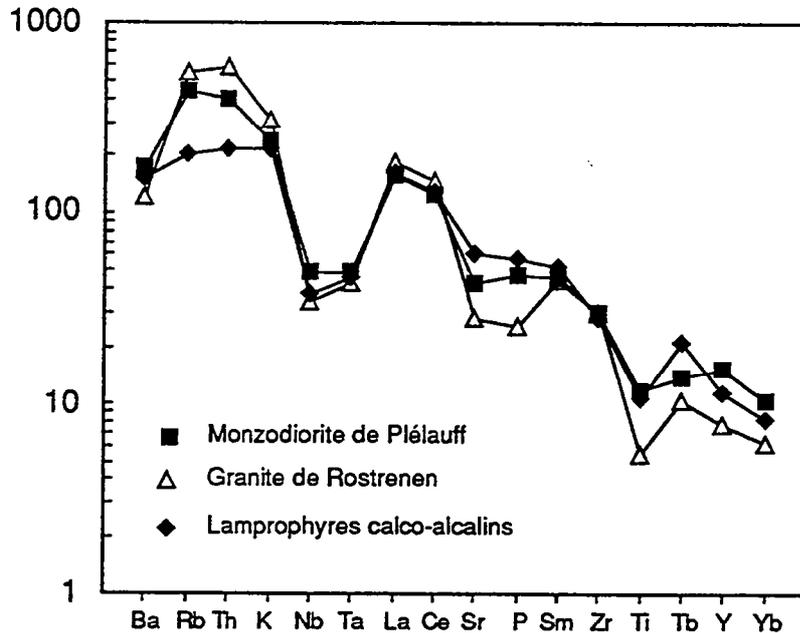


Figure V-30 : Diagramme multi-éléments normé aux valeurs chondritiques de Thompson (1982).

Une telle distribution est compatible avec l'hypothèse d'une origine de la monzodiorite de Plélauff par hybridation d'un magma lamprophyrique avec un magma crustal.

IV-2-2) Les variations chimiques en éléments traces

Nous avons vu, à travers les observations pétrographiques et la géochimie des éléments majeurs, que la cristallisation fractionnée et l'hybridation semblent gouverner la différenciation de la monzodiorite de Plélauff. De la même manière que pour les éléments majeurs, Il est difficile de mettre en évidence simultanément ces deux mécanismes, car ils produisent les mêmes effets sur la plupart des éléments en traces. En effet, les éléments compatibles, dont la concentration décroît lors de la cristallisation fractionnée, sont également appauvris lors d'un processus d'hybridation avec le granite de Rostrenen, étant donnée leur plus faible concentration dans ce granite (fig. V-31).

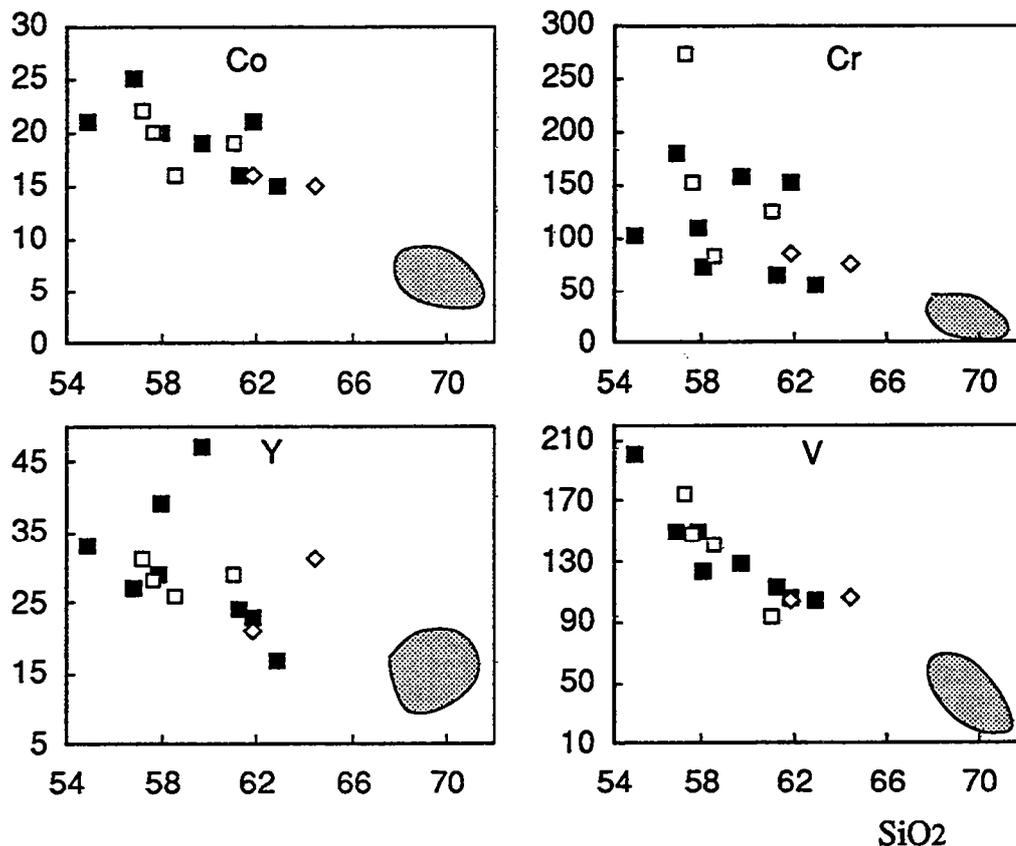


Figure V-31 : Variations de quelques éléments compatibles dans la monzodiorite de Plélauff et champs de composition du granite de Rostrenen (grisé). Les symboles sont les mêmes que ceux de la figure V-29.

Cependant, le zinc se comporte en élément compatible

(cristallisation précoce de la biotite) et est relativement enrichi dans le granite de Rostrenen.

Au contraire, le zirconium est incompatible (la majeure partie du zircon cristallisant tardivement sous forme de grands cristaux aciculaires) et est légèrement appauvri dans le granite de Rostrenen.

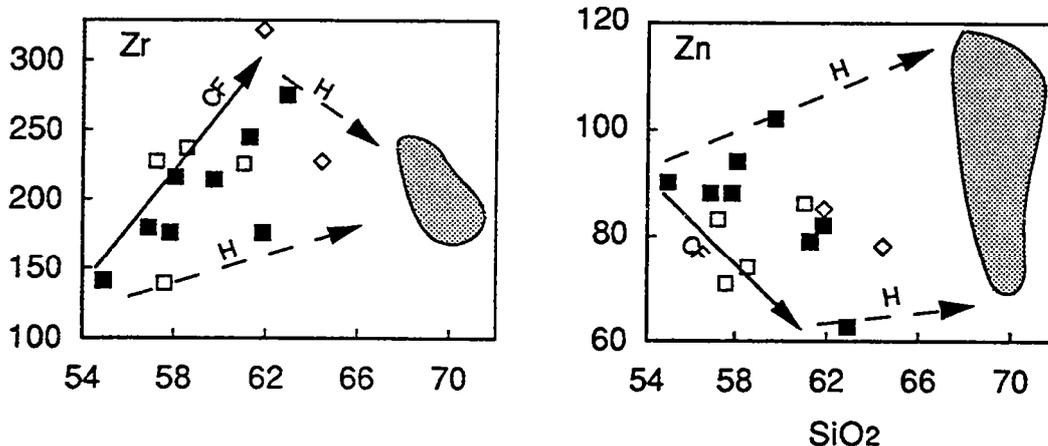


Figure V-32 : Variations de Zr et Zn dans la monzodiorite de Plélauff (mêmes symboles) et champs de composition du granite de Rostrenen (grisé). Les flèches et trait plein représente les variations théoriques liées à la cristallisation fractionnée (CF) et les flèches en tiretés, celles liées à l'hybridation (H).

Ces deux éléments permettent donc de mettre en évidence les effets simultanés de la cristallisation fractionnée et de l'hybridation (fig. V-32). Un échantillon de la granodiorite G2, possède une teneurs en Zr supérieure à celles du granite de Rostrenen et de la majorité des monzodiorites. Ceci est apparemment incompatible avec son origine par hybridation entre ces deux magmas. Nous reviendrons sur ce problème dans le chapitre qui suit concernant les modélisations géochimiques.

Les variations de Ba et de Sr sont reportées dans la figure V-33. On remarque que les champs de compositions du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff se chevauchent largement. Ceci est probablement dû, d'une part à l'effet de la contamination sur le granite de Rostrenen (ces éléments étant très enrichis dans le contaminant) et d'autre part au caractère très compatible de ces éléments vis-à-vis de la cristallisation fractionnée dans la monzodiorite. On voit encore ici, les effets simultanés de la cristallisation fractionnée et de l'hybridation.

On constate qu'un échantillon (ML19a) s'écarte significativement par ses teneurs en Ba et Sr (presque deux fois supérieures), des autres échantillons.

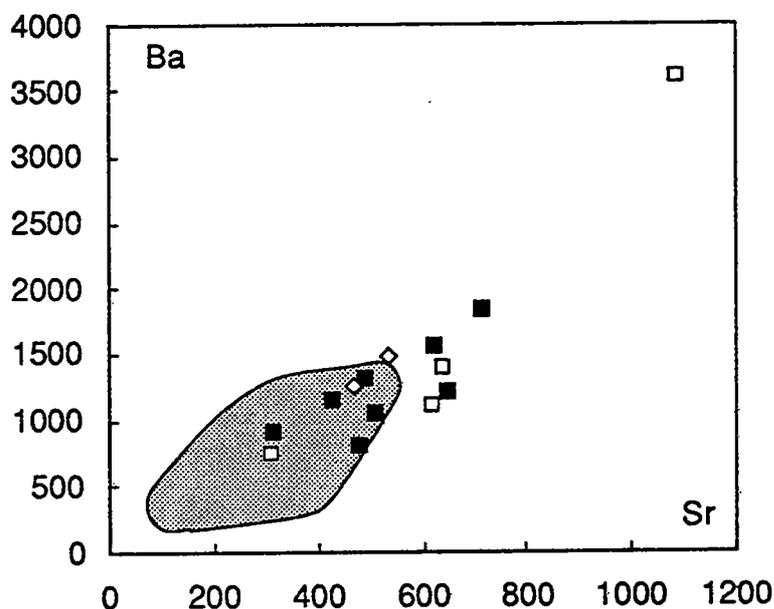


Figure V-33 : Variations de Sr et Ba dans la monzodiorite de Plélauff (mêmes symboles) et champs de composition du granite de Rostrenen (grisé).

Cet échantillon présente également des teneurs élevées en Cr et Ni et est relativement pauvre en Na_2O . Il s'individualise aussi par sa richesse en amphibole (teneur modale supérieure à 16% vol.) et en feldspath potassique et par sa pauvreté en plagioclase. Il semble donc que ces particularités chimiques soient le reflet direct de sa minéralogie.

IV-2-3) Les terres rares

Les teneurs en terres rares des différents échantillons analysés sont reportées dans le tableau V-7 et la gamme de teneurs correspondante est représentée sur la figure V-34.

Ces spectres de terres rares sont relativement proches de ceux du granite de Rostrenen. Le fractionnement des terres rares légères étant très comparable dans les deux cas ($3,8 < \text{La}/\text{Sm} < 7,1$), mais celui des terres rares lourdes est plus faible dans la monzodiorite de Plélauff ($0,28 < \text{Tb}/\text{Yb} < 0,38$). Une anomalie négative en europium est toujours présente, mais de faible ampleur ($0,68 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,98$).

Ici encore, on ne note pas de différences significatives entre les tonalites et les granodiorites.

	TONALITES			GRANODIORITES	
	ML35	T5	T1	T16	T3
La	67,3	51,3	33,9	60	41,4
Ce	133,7	114	82,2	119,9	91,8
Nd(*)	55,8	49,9	40,9	48,0	43,0
Sm	10,2	9,56	8,93	8,43	8,81
Eu	2,01	2,08	1,72	1,96	1,47
Gd(*)	5,89	5,87	6,19	5,28	5,03
Tb	0,73	0,75	0,84	0,68	0,62
Yb	1,94	2,49	2,99	2,08	1,99
Eu/Eu*	0,80	0,86	0,71	0,91	0,68
La/Sm	6,60	5,37	3,80	7,12	4,70
Tb/Yb	0,38	0,30	0,28	0,33	0,31
La/Yb	34,7	20,6	11,3	28,9	20,8

Tableau V-7 : Teneurs et fractionnements des terres rares dans la monzodiorite de Plélauff.

Du point de vu des terres rares la monzodiorite de Plélauff présente des caractères intermédiaires entre celles des roches basiques et intermédiaires des associations calco-alkalines sensus stricto et celles des associations calco-alkalines potassiques (Fourcade, 1981; Cocherie, 1985), (fig. V-34). En effet son spectre plat au niveau des terres rares lourdes la rapproche plus des séries calco-alkalines, tandis que ses teneurs élevées en terres rares légères sont un caractère des séries calco-alkalines potassiques. Outre un caractère moins magnésien et potassique que les vagnérites, la monzodiorite de Plélauff montre également des teneurs en terres rares bien inférieures. Il semble difficile d'expliquer une telle différence par la seule contamination crustale et il est probable que le précurseur basique (lamprophyrique?) de la monzodiorite soit différent de celui des vagnérites.

Sur la figure V-34, on a également représenté le spectre de terres rares moyen des lamprophyres calco-alkalins (Rock, 1991) et l'on constate encore une fois la grande similitude avec la tonalite de Plélauff, les teneurs en terres rares et la forme du spectre étant très comparables.

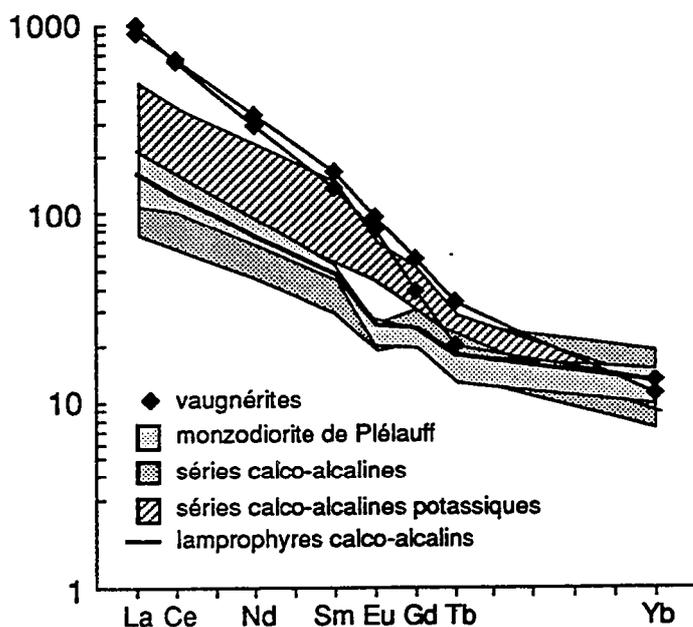


Figure V-34 : Gamme de composition en terres rares de la monzodiorite de Plélauff comparée au vaugnérîtes (Gil Ibarguchi et al., 1984), aux granodiorites calco-alcalines (Cocherie, 1985) et calco-alcalines potassiques (Fourcade, 1981) et à la moyenne des lamprophyres calco-alcalins (Rock, 1991).

Le granite de Rostrenen peut présenter des teneurs en terres rares ($\Sigma\text{REE} > 330\text{ppm}$) supérieures à celles de la monzodiorite de Plélauff et, dans l'hypothèse d'une origine par interaction entre le granite de Rostrenen et un magma lamprophyrique, il est probable que ce dernier n'était pas lui-même très riche en terres rares ($\Sigma\text{REE} \leq 300\text{ppm}$).

Des magmas de type spessartite ou kersantite (Rock, 1984, 1991) plus ou moins différenciés et contaminés par le granite de Rostrenen pourraient donc expliquer la majeure partie des caractéristiques géochimiques de la monzodiorite de Plélauff.

IV-3) Conclusion

L'étude de la géochimie des éléments en traces dans la monzodiorite de Plélauff nous a permis de confirmer:

- la forte affinité entre la monzodiorite de Plélauff et les lamprophyres calco-alcalins dont elle est probablement issue.
- son origine probable par interaction entre un magma lamprophyrique et le granite de Rostrenen.

- l'évolution complexe de la monzodiorite de Plélauff, avec surimposition de plusieurs processus tels que la cristallisation fractionnée et l'hybridation.

V) La géochimie isotopique

V-1) Le système Rb-Sr

V-1-1) Travaux antérieurs

Le massif de Pontivy-Rostrenen a déjà fait l'objet de plusieurs travaux concernant le système isotopique Rb-Sr (Leutwein et Sonet, 1965; Leutwein, 1968; Mifdal, 1979; Peucat et al., 1979; Bernard-Griffiths et al., 1985; Peucat et al., 1988).

Leutwein et Sonet (1965) ont analysé quelques échantillons des principaux faciès du massif de Pontivy-Rostrenen. Malheureusement leurs résultats sont difficilement exploitables, en raison des incertitudes analytiques importantes sur les teneurs en Rb (10%) et en Sr (6%). Ils ont obtenu des âges compris entre 270 et 375 Ma sur quelques échantillons du granite de Rostrenen et des granites à deux micas.

Plus récemment Peucat et al. (1979) ont publié des résultats isotopiques sur plusieurs granites hercyniens armoricains, dont le massif de Pontivy-Rostrenen. Les échantillons analysés appartiennent aux granites à deux micas précoces du massif (granite de Malguénac, granite grossier). Huit échantillons définissent une isochrone donnant un âge de 344 ± 8 Ma et un rapport initial de $0,7054 \pm 9$ (MSWD=3,2), (fig. V-35). Deux isochrones minéraux-roche totale ont également été calculées et donnent respectivement 309 ± 17 Ma (MSWD = 11) et 312 ± 16 Ma (MSWD = 13). Peucat et al. interprètent ces âges comme marquant la fin de l'histoire thermique du massif. Le rapport isotopique initial du strontium des leucogranites ($0,7054 \pm 9$) pose de sérieux problèmes d'interprétation quant à leur origine. En effet, nous avons vu que les caractères pétrographiques et géochimiques de ces granites suggèrent une origine purement crustale apparemment incompatible avec cette signature isotopique. C'est le fameux "paradoxe du strontium" (Vidal et al., 1981; Peucat et al., 1988;

Bickle et al., 1988, Turpin et al., 1990).

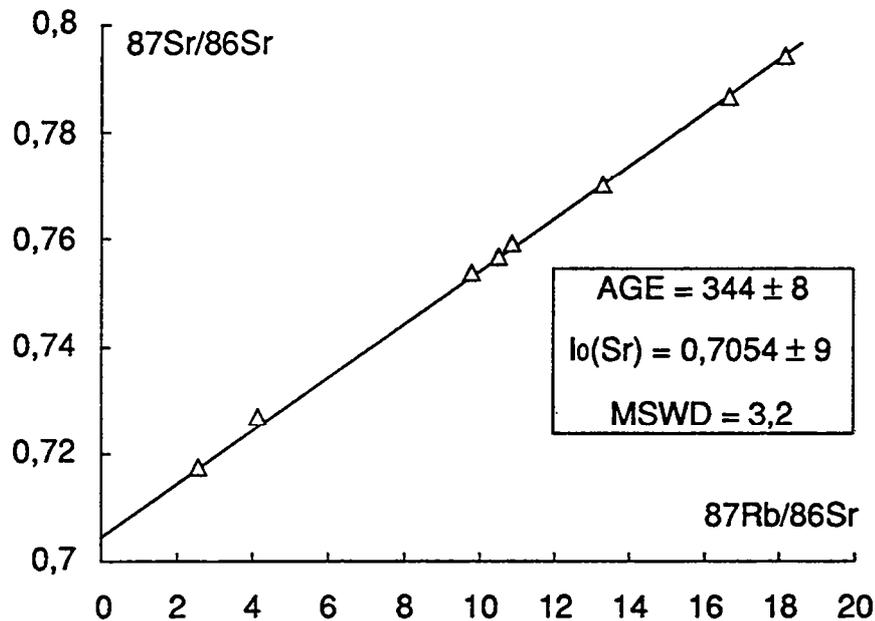


Figure V-35 : diagramme isochrone des leucogranites précoces du massif de Pontivy-Rostrenen (Peucat et al., 1979).

D'autre part Bernard-Griffiths et al. (1985) ont montré l'existence d'une zonation isotopique Nord-Sud des granites sud-armoricains (fig. V-36). En effet, eux-ci se disposent suivant trois axes d'orientation grossièrement Est-Ouest :

- le long de la branche nord du cisaillement sud-armoricain se mettent en place des granites dont l'âge est compris entre 337 ± 13 Ma et 344 ± 8 Ma et le rapport initial du strontium entre $0,7053 \pm 17$ et $0,7083 \pm 4$ (Lizio, Pontivy et Bignan).

- la branche sud du cisaillement sud-armoricain est jalonnée par des granites dont l'âge est compris entre 318 ± 7 Ma et 329 ± 21 Ma et le rapport initial du strontium entre $0,7063 \pm 9$ et $0,710 \pm 4$ (Questember, Quimper et la Pointe du Raz).

- enfin, tout à fait au Sud se mettent en place des granites peu enracinés (Vignerresse, 1987), spatialement indépendants du cisaillement sud-armoricain, dont les âges sont compris entre 300 ± 10 Ma et 305 ± 6 et les rapports initiaux entre $0,709 \pm 1$ et $0,717 \pm 1$ (Pont-l'Abbé, Ploemeur, Sarzeau).

Cette zonation des âges et des rapports initiaux est également corrélée avec l'augmentation des rapports Rb/Sr de ces granites, du

Nord vers le Sud.

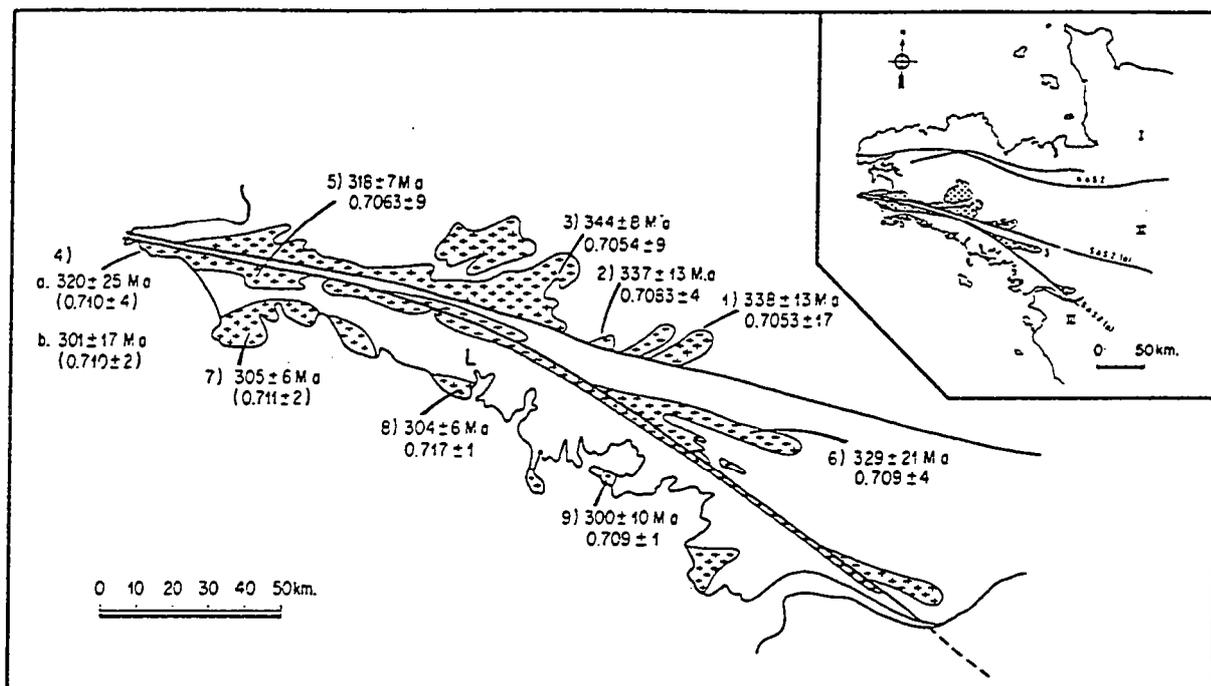


Figure V-36 : Zonations d'âges et de rapports isotopiques initiaux du strontium des leucogranites sud-armoricains (d'après Bernard-Griffiths et al., 1985).

Peucat et al. (1988) ont interprété cette zonalité isotopique régionale des leucogranites sud-armoricains comme résultant de la remobilisation d'une croûte de plus en plus ancienne vers le sud.

V-1-2) Nouvelles données

Nous avons acquis, grâce à l'aide précieuse de J.-J. Peucat et J. Cornichet de nouvelles données en Rb-Sr sur les autres faciès du massif, c'est-à-dire les monzodiorites, les monzogranites (2 échantillons de chaque) et les leucogranites tardifs (2 échantillons du granite de Langonnet et un échantillon de granite fin tardif).

L'interprétation de ces résultats, en termes de rapports initiaux du strontium, nécessite la connaissance des âges de ces différents faciès.

La monzodiorite de Plélauff n'a fait l'objet que d'une datation (U-Pb sur zircon; Lancelot, inédit) qui donne un âge de 328 ± 12 Ma. Nous ne pouvons pas discuter la validité de cette datation, car on ne

dispose pas des données analytiques concernant ce travail. On ne peut donc pas affirmer que la mise en place de la monzodiorite est tardive par rapport aux leucogranites précoces. En revanche, l'existence sur le terrain de zones de mélange entre la monzodiorite et le granite de Rostrenen nous permet d'affirmer la contemporanéité de ces deux magmas. Lancelot a également daté le granite de Rostrenen (U-Pb sur zircon, inédit) à 323 ± 4 Ma.

Plus récemment, Calvez et Cocherie (1990) ont obtenu des âges sur le granite de Rostrenen par la méthode d'évaporation sur mono-zircon. Les trois échantillons analysés ont donné 310 ± 11 Ma, 318 ± 23 Ma et 314 ± 16 Ma, ce qui donne un âge moyen de 314 ± 17 Ma. Il semble donc que la monzodiorite de Plélauff et le granite de Rostrenen puissent être plus jeunes que ne l'indiquent les données non publiées de Lancelot, mais on ne peut pas l'affirmer de façon définitive. Dans le tableau V-8 sont reportés les rapports isotopiques du strontium recalculés à différents âges.

	340	330	320	310
T14	0,7058	0,7061	0,7063	0,7065
T11	0,7060	0,7065	0,7068	0,7071
T5	0,7055	0,7056	0,7057	0,7058
T1	0,7062	0,7065	0,7067	0,7070
4386	0,7059	0,7081	0,7097	0,7112
4387	0,7057	0,7077	0,7091	0,7105
4388	0,7050	0,7076	0,7095	0,7114
4389	0,7049	0,7054	0,7058	0,7061
4390	0,7052	0,7073	0,7088	0,7103
4392	0,7063	0,7071	0,7077	0,7083
4393	0,7047	0,7083	0,7109	0,7135
4395	0,7047	0,7081	0,7104	0,7128

Tableau V-8 : rapports isotopiques du strontium recalculés à différents âges, du granite de Rostrenen (T14 et T11) et de la monzodiorite de Plélauff (T5 et T1) comparés à ceux des leucogranites précoces (Peucat et al., 1979).

Ces résultats nous montrent que, en tenant compte des incertitudes sur les âges, les rapports isotopiques initiaux du strontium de la monzodiorite de Plélauff et du granite de Rostrenen ne sont pas très différents de ceux des leucogranites précoces.

Il n'existe pas actuellement de datation géochronologique sur les granites fins tardifs et sur le granite de Langonnet. Seul un échantillon du granite de Langonnet a été analysé par la méthode d'évaporation sur monozircon (Calvez et Cocherie, inédit). Les zircons analysés, très probablement hérités, donnent des âges compris entre 351 et 2840 Ma, suggérant la présence de matériaux très anciens dans la source de ce granite.

Les rapports isotopiques initiaux du granite de Langonnet (BL117 et BL111) et du granite fin tardif (BL196) recalculés à différents âges sont reportés dans le tableau V-9 :

	340	330	320	310	300
BL196	0,6998	0,7032	0,7056	0,7080	0,7104
BL116	0,6653	0,6809	0,6921	0,7032	0,7143
BL111	0,6623	0,6825	0,6969	0,7113	0,7257

Tableau V-9 : Rapports isotopiques initiaux du strontium recalculés à différents âges.

Nous ne connaissons pas l'âge précis de ces granites, cependant, sur des critères structuraux et cartographiques, nous avons établi qu'ils sont tardifs par rapport à la mise en place des autres faciès leucogranitiques du massif (voir chap. I et II).

Si les rapports isotopiques initiaux calculés du granite de Langonnet sont bien le reflet de sa source (c'est-à-dire si l'on considère que le système isotopique Rb-Sr n'a pas été perturbé), on peut considérer qu'il est probablement plus jeune que 310 Ma, car les rapports initiaux calculés pour des âges plus anciens sont aberrants.

Pour la même raison, l'âge des granites fins tardifs est vraisemblablement plus jeune que 320 Ma.

Etant donné le peu de données isotopiques dont nous disposons sur ces faciès, on ne peut pas actuellement apporter plus de précisions.

V-2) Le système Sm-Nd

V-2-1) Travaux antérieurs

Bernard-Griffiths et al. (1985) ont déterminé les compositions isotopiques du néodyme sur quelques échantillons de plusieurs

massifs leucogranitiques sud-armoricains (dont deux appartiennent aux leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen). Ces auteurs interprètent les $\epsilon_{Nd(T)}$ faiblement négatifs ($-2,3 \leq \epsilon_{Nd(T)} \leq -7,9$) de ces granites comme résultant d'un faible temps de résidence crustale de leurs sources. Les âges modèles (TDM) compris entre 600 et 1200 Ma suggèrent que les sources des leucogranites sud armoricains ne sont probablement pas plus anciennes que le Protérozoïque supérieur. Peucat et al. (1988) ont montré qu'il peut en fait s'agir de sources composites, comprenant un composant juvénile et un composant ancien, auquel cas les âges modèles n'auraient pas de signification géologique

Bien que moins marquée que dans le cas des isotopes du strontium, il existe également une zonation nord-sud indiquant la remobilisation d'une croûte de plus en plus ancienne vers le sud.

Peucat et al. (1988) ont cherché à caractériser la source des leucogranites sur la base de leurs données isotopiques. Ils ont montré qu'un mélange binaire entre sédiments et matériaux basiques pourrait expliquer leur caractère peu radiogénique, mais un tel modèle est considéré comme incompatible avec les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des leucogranites. Ils optent donc pour un modèle de mélange à la source, entre un composant volcanogène immature et un composant détritique terrigène. Cette interprétation présente l'avantage d'expliquer simultanément (1) les caractères crustaux des leucogranites ($\delta^{18}O$ élevés, caractère fortement peralumineux), issu du passage des matériaux sources par un cycle supergène, ainsi que (2) leur composition isotopique peu radiogénique, en raison du caractère juvénile des matériaux volcano-sédimentaires. Une association acide-basique du même type que celles que l'on trouve dans l'île de Groix pourrait, selon ces auteurs, représenter un bon analogue de ce type de source. Ils émettent également l'hypothèse d'un apport détritique issu de protolites volcaniques acides (andésites-rhyolites).

V-2-2) Nouvelles données

En plus des deux analyses publiées par Bernard-Griffiths et al. (1985), nous avons analysé, grâce à l'aide de J. J. Peucat et J.

Cornichet, les compositions isotopiques du néodyme de quatre échantillons de leucogranites précoces (dont trois correspondent aux échantillons analysés par Peucat et al., 1979, pour le strontium), deux échantillons de monzodiorites et deux échantillons de monzogranites.

Dans le tableau V-10 sont reportés les $\epsilon_{Nd(T)}$ de ces échantillons à 340 Ma et à 320 Ma, étant données les incertitudes sur les âges de mise en place

Les résultats obtenus sur quatre des échantillons de leucogranite ($-4,17 < \epsilon_{Nd} < -2,26$ à 340 Ma) sont compatibles avec ceux publiés par Bernard-Griffiths sur les leucogranites sud armoricains.

En revanche, les deux autres échantillons de leucogranite ont des $\epsilon_{Nd(T)}$ positifs (+2,26 et +1,31 à 340 Ma) ce qui est tout à fait exceptionnel pour ce type de granite. Ces $\epsilon_{Nd(T)}$ élevés se traduisent par un âge modèle ("*temps de résidence crustale*") plus jeune que ceux des autres échantillons (respectivement 905 et 1028 Ma; TDM corrigé avec $147Sm/144Nd(\text{source})=0,12$).

	340 Ma	320 Ma
4387	-2,29	-2,55
4388	-3,88	-4,16
4389	2,26	1,99
4392	-3,42	-3,76
4393	-4,17	-4,38
BL30	1,31	0,98
T14	-3,68	-4,05
T11	-3,13	-3,46
T5	-1,93	-2,26
T1	-2,52	-2,82

Tableau v-10 : $\epsilon_{Nd(T)}$ calculés à 340 et 320 Ma pour les leucogranites précoces, le granite de Rostrenen (T14 et T11) et la monzodiorite de Plélauff (T5 et T1).

Il existe donc au moins deux sources de compositions isotopiques du néodyme contrastée, à l'origine des leucogranites précoces. Ces valeurs positives indiquent la faible proportion de matériaux détritiques anciens dans la source de ces deux échantillons.

Les résultats obtenus sur le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff (respectivement $-3,68 < \epsilon_{Nd(T)} < -3,13$ et $-2,52 < \epsilon_{Nd(T)} < -1,93$ à 340 Ma) sont très comparables entre eux et avec ceux obtenus sur

les quatre premiers échantillons de leucogranites. Ces résultats indiquent, d'une part, l'existence d'une contamination crustale dans la monzodiorite de Plélauff et d'autre part, que la source du granite de Rostrenen n'est peut-être pas différente de celle des leucogranites précoces, en terme de maturité isotopique (excepté les deux échantillons à $\epsilon_{Nd(T)}$ positif). Les signatures isotopiques similaires du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff, s'accordent avec les évidences pétrographiques et géochimiques, suggérant l'existence d'une interaction entre ces deux magmas.

Les résultats sont reportés dans un diagramme $\epsilon_{Nd(T)}-I^0Sr$ (calculés à 340 Ma pour les leucogranites et à 320 Ma pour les deux autres faciès); fig. V-37. Les valeurs du $\epsilon_{Nd(T)}$ de -2 à -4 des leucogranites sont moins problématiques que leurs rapports initiaux du strontium. En effet, on trouve dans le Briovérien de Bretagne centrale des sédiments relativement matures présentant un $\epsilon_{Nd(T)}$ supérieur (plus faiblement négatifs) à -2 (Greywackes de Néant/Yvel, M.-P. Dabbard, comm. pers. et Michard et al., 1985).

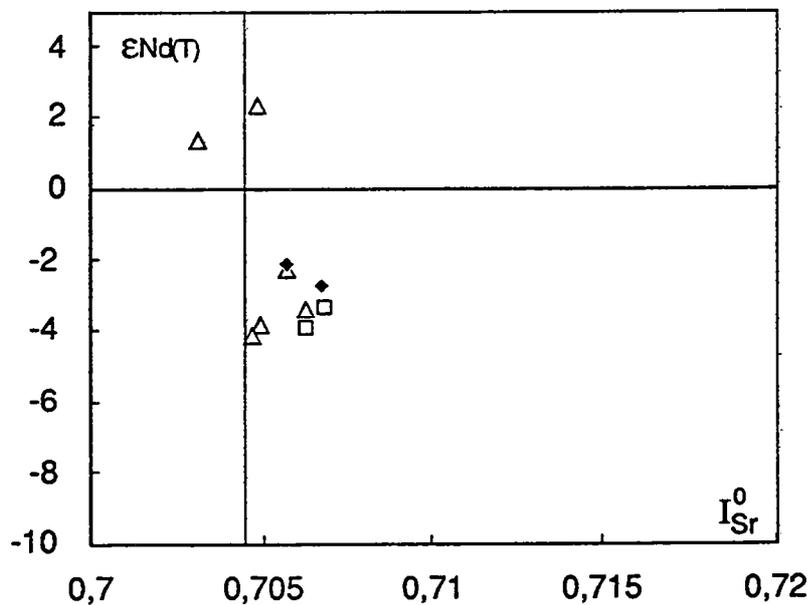


Figure V-37 : Diagramme $\epsilon_{Nd(T)}-^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ calculés à 340 Ma pour les leucogranites précoces (triangles) et à 320 Ma, le granite de Rostrenen (carrés) et la monzodiorite de Plélauff (losanges).

V-3) Les isotopes du plomb

Bernard-Griffiths et al. (1985) ont analysé les compositions isotopiques du plomb des feldspaths de cinq échantillons de leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen. Les feldspaths sont utilisés car leurs faibles valeurs de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) et de k ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) leur permettent de "figer" les rapports isotopiques du plomb au moment de leur cristallisation. Les résultats sont reportés sur la figure V-38.

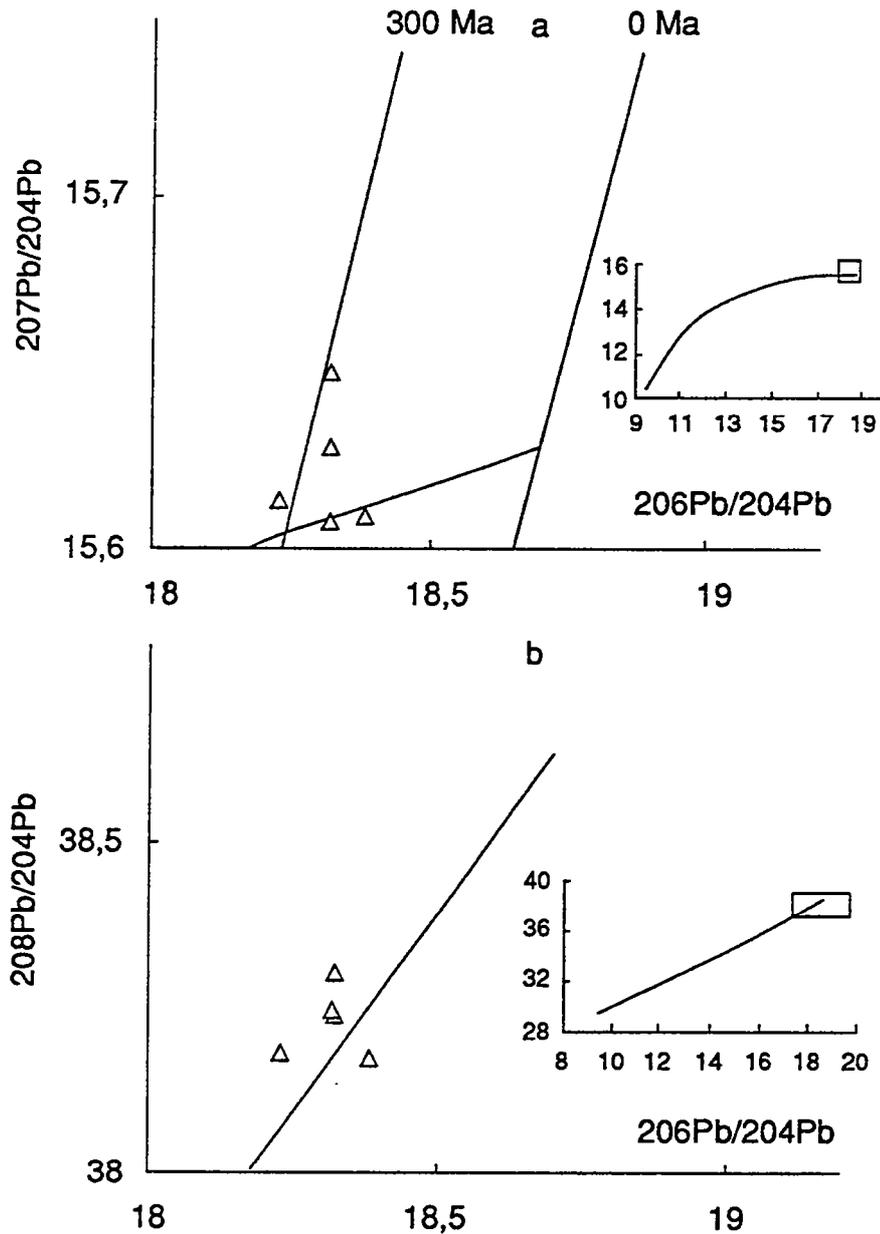


Figure V-38 : Diagrammes a) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour les leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen (Bernard-Griffiths et al., 1985). En encarté sont représentées les courbes d'évolution du plomb selon le modèle de Stacey et Kramer, 1975.

Les variations du rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,61-15,65) ne sont pas significatives car elles n'excèdent pas la gamme couverte par l'erreur analytique (0,05).

Dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les points se situent globalement sur la géochrone 300 Ma et à proximité de la courbe d'évolution du plomb (calculée avec le modèle de Stacey et Kramer, 1975). Ceci suggère, comme dans le cas des isotopes du strontium et du néodyme, l'existence d'un composant juvénile dominant dans la source de ces granites.

A l'échelle de la zone sud-armoricaine on observe une augmentation des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du Nord vers le Sud. Ces résultats sont compatibles avec ceux obtenus sur les isotopes du strontium et du néodyme et avec l'hypothèse de remobilisation d'une croûte de plus en plus ancienne vers le Sud (Bernard-Griffiths et al., 1985).

V-4) Les isotopes de l'oxygène

Nous avons mesuré, avec l'aide de S. Fourcade, la composition isotopique de neuf échantillons du massif de Pontivy-Rostrenen. Le fractionnement du $\delta^{18}\text{O}$ entre le quartz et la roche totale ($\Delta\text{Qz-RT}$) de l'ordre de 1,5 indique qu'il n'y a probablement pas de déséquilibre important entre les différentes phases minérales.

Les leucogranites précoces ont des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 10,88 et 13,3 et ces valeurs élevées (moyenne=12,0) sont compatibles avec la présence dans la source de ces granites d'un composant métasédimentaire dominant (O'Neil et al., 1977; Taylor, 1978; Bernard-Griffiths et al., 1985).

Le monzogranite de Rostrenen (deux échantillons) a un $\delta^{18}\text{O}$ intermédiaire entre ceux des leucogranites et de la monzodiorite de Plélauff, mais toujours supérieurs à 10 (10,86 et 10,65). Ces valeurs sont similaires aux valeurs les plus faibles obtenues sur les leucogranites.

Enfin, la monzodiorites de Plélauff (deux échantillons) a un $\delta^{18}\text{O}$ légèrement moins élevés de 9,1 à 9.

Etant donné les structures d'hybridation observables sur le terrain, le $\delta^{18}\text{O}$ intermédiaire du granite de Rostrenen peut être, en partie au moins, dû à l'influence de la monzodiorite de Plélauff.

Le $\delta^{18}\text{O}$ relativement élevé de la monzodiorite de Plélauff (+9) confirme le rôle important joué par la contamination crustale dans la genèse de ces roches (valeurs mantelliques minimum de +5,5 et maximum de +7,5 en intégrant les effets de différenciation extrêmes; Taylor et al., 1984). Seul un grand nombre d'analyses sur minéraux séparés nous permettrait de retrouver le $\delta^{18}\text{O}$ "primitif" (clinopyroxène) de la monzodiorite et d'estimer le rôle joué par l'altération ou l'hydrothermalisme (minéraux secondaires).

Il existe une nette corrélation entre les variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans les leucogranites ($\approx 2,5\%$) et celles du rapport Rb/Sr (Fig.V-39). Or, nous avons discuté le fait que les variations du rapport Rb/Sr et en particulier celles de [Rb] ne peuvent être liées à la cristallisation fractionnée, mécanisme qui ne peut pas non plus expliquer les variations de $2,5\%$ du $\delta^{18}\text{O}$.

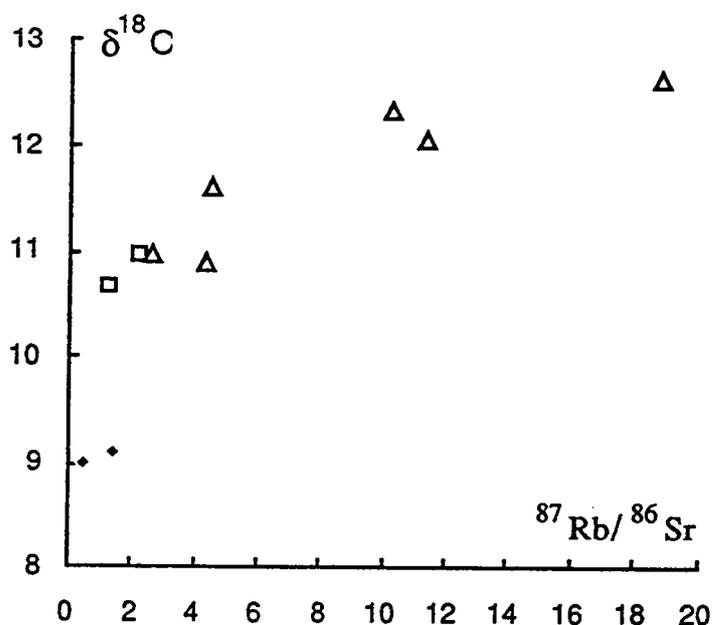


Figure V-39 : Diagramme montrant la corrélation existant entre le $\delta^{18}\text{O}$ et le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ des granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen.

En revanche, les relations entre les variations de $\delta^{18}\text{O}$ et les

rappports initiaux du strontium et du néodyme sont plus complexes (fig. V-40 et V-41). Etant donné l'incertitude sur les rapports initiaux du strontium, consécutives aux incertitudes sur les rapports mesurés, il est difficile de discuter leurs relations éventuelles avec les variations du $\delta^{18}\text{O}$.

Cependant si on recalcule ces rapports à 320 Ma pour les leucogranites (figure V-40), une nette corrélation apparaît. Si les leucogranites ont réellement 344 Ma, cette corrélation n'est que le reflet de la croissance radiogénique entre 344 Ma et 320 Ma, liée aux variations du rapport Rb/Sr. Par contre si les leucogranites sont plus jeunes elle peut refléter l'existence d'un mélange entre deux pôles, l'un peu radiogénique représenté par la monzodiorite de Plélauff et l'autre par un leucogranite plus radiogénique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,715$ et $\delta^{18}\text{O}\approx+13$ à $+15$).

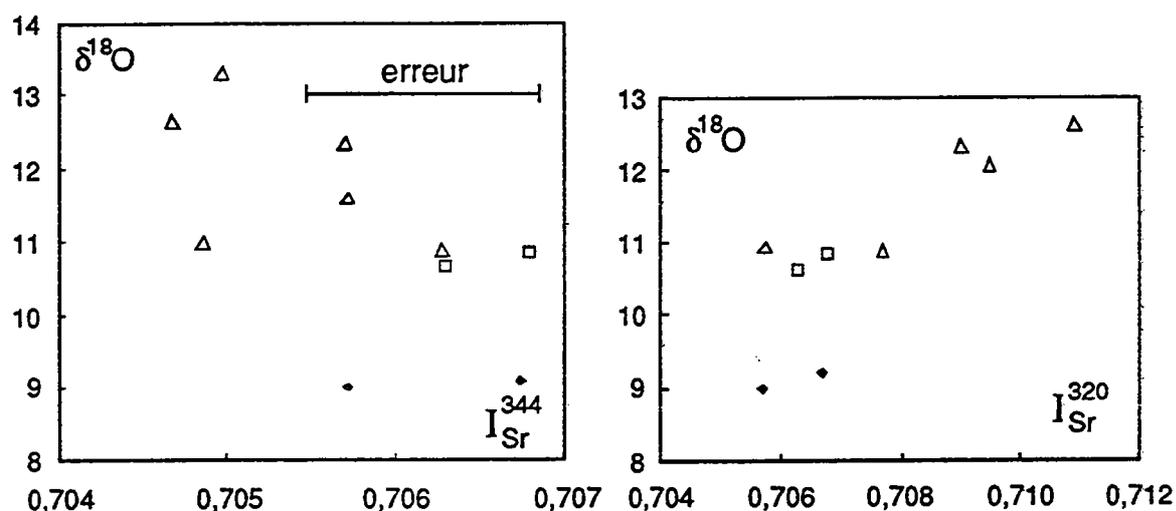


Figure V-40 : Diagrammes montrant les relations entre les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et celles du rapport isotopique initial du strontium (calculé à 344 et 320 Ma) dans les granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen. Triangles : leucogranites précoces; carrés : granite de Rostrenen; losanges : monzodiorite de Plélauff.

Le diagramme qui oppose le $\delta^{18}\text{O}$ au $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ (fig. V-41) montre la participation d'au moins trois composants dans la genèse des granitoïdes du massif.

Le pôle 1 présente une signature isotopique juvénile et un caractère peu mature (Na/K et Rb/Sr faibles). Son $\delta^{18}\text{O}$ ($\approx+11$) atteste néanmoins de son origine sédimentaire. Des schistes à chlorite+albite (type Groix) ou des dacites remaniées peuvent

représenter ce composant.

Le pôle 2 correspond à un sédiment chimiquement plus mature ($Rb/Sr \approx 20$ et $\delta^{18}O \approx +15$) et plus ancien, qui peut être constitué par un mélange d'apports détritiques de matériaux continentaux et de matériaux juvéniles ($\epsilon Nd(t) \approx -2$ à -5).

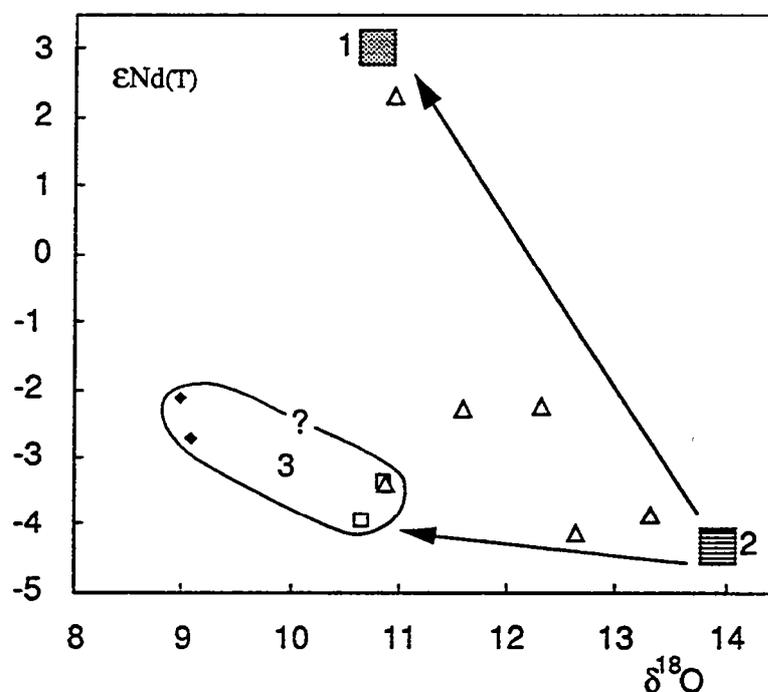


Figure V-41 : Relations entre les variations de $\delta^{18}O$ et celles du $\epsilon Nd(T)$ dans les granitoïdes de Pontivy-Rostrenen (mêmes symboles).

Enfin, le pôle 3 correspond à l'influence possible du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff.

V-5) Discussion

Le rapport isotopique initial du strontium des leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen ($0,7054 \pm 9$) est en contradiction apparente avec la minéralogie et la géochimie de ces granites, qui indiquent une origine purement crustale. Trois hypothèses sont envisageables pour expliquer l'origine de ce paradoxe :

- (1) l'isochrone définie par les leucogranites précoces peut en fait représenter une droite de mélange, auquel cas le rapport initial ne reflète en rien celui de la source de ces granites et l'âge "isochrone" obtenu n'a pas de signification géologique;

- (2) la source de ces granites peut s'être rééquilibrée avec

des fluides peu radiogéniques lors du métamorphisme précédant la fusion (Bickle et al, 1988);

- (3) enfin, les leucogranites peuvent être issus de la remobilisation d'un matériel globalement assez juvénile, c'est-à-dire issu du manteau peu de temps avant l'épisode de fusion crustale (Bernard-Griffiths et al., 1985; Peucat et al., 1988).

- Hypothèse de mélange :

Supposons que l'isochrone obtenue sur les leucogranites soit un droite de mélange. En l'absence d'homogénéisation isotopique, l'âge obtenu n'aurait donc pas de signification géologique et les leucogranites seraient en fait plus jeunes que 344 Ma. Le pôle peu radiogénique pourrait correspondre à la monzodiorite de Plélauff (point "bas" sur l'isochrone) et le pôle radiogénique serait un leucogranite à rapport Rb/Sr élevé (point "haut" sur l'isochrone). L'influence de la monzodiorite dans le processus de mélange se traduirait par une diminution rapide des rapports Rb/Sr et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des leucogranites, accompagnée de variations plus modérées de leur composition en éléments majeurs. Dans un diagramme isochrone il est difficile de mettre en évidence le mélange car il en résulte une droite "imitant" une isochrone. En revanche, si l'on reporte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de [Sr] ou de CaO, un mélange binaire se traduit par une hyperbole. On peut constater sur la figure V-42 que le point ayant le rapport initial du strontium le plus bas, a des teneurs en Sr et CaO trop faibles par rapport à celles qu'il devrait avoir dans un modèle de mélange. Cependant, rappelons que cet échantillon se distingue également des autres leucogranites par son $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ positif et que sa source peut donc avoir des caractéristiques différentes de celles du pôle "A" (fig. V-42). On devrait néanmoins dans ce cas, obtenir deux droite de mélange distinctes dans un diagramme isochrone, ce qui n'est pas le cas. Il semble donc qu'un modèle de mélange binaire masse à masse entre deux magmas soit difficile à défendre. On peut cependant envisager un processus plus complexe faisant intervenir une phase fluide dont la composition isotopique serait tamponnée par la monzodiorite. Un tel modèle permettrait d'expliquer la corrélation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et le rapport Rb/Sr. Le rapport isotopique du

strontium serait dans ce cas homogénéisé (partiellement ou totalement), tandis que celui du néodyme serait plus résistant à l'échange, ce qui a été expérimentalement prouvé (Lesher, 1990).

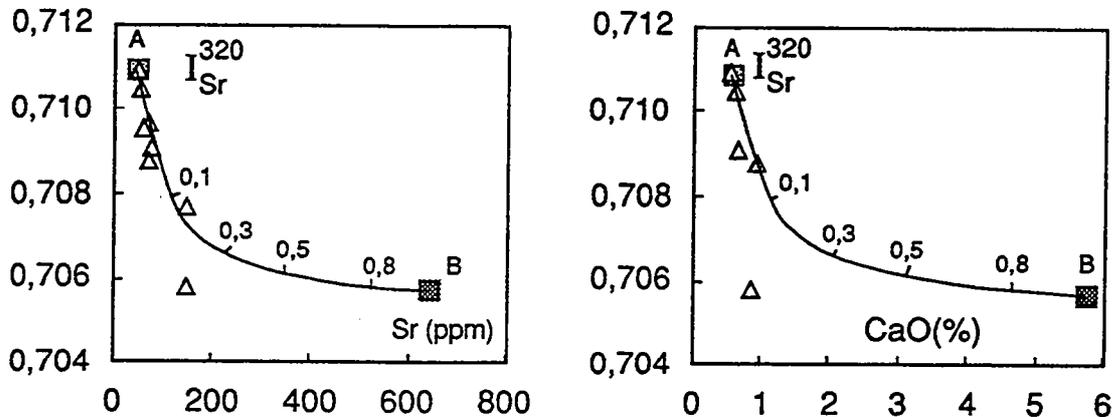


Figure V-42 : Comparaison des données analytiques (leucogranites : triangle) avec un modèle de mélange binaire. x (valeurs le long de la courbe) représente la proportion du pôle B (monzodiorite; Sr=649ppm Rb=125ppm et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(320)=0,7057$) dans un mélange avec le pôle A (leucogranite; Sr= 53ppm Rb=345ppm et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(320)=0,7109$).

- Hypothèse de rééquilibrage métasomatique de la source :

On suppose maintenant que le rapport isotopique initial des leucogranites est le reflet du rééquilibrage de leur source avec des fluides peu radiogéniques, lors du métamorphisme précédant la fusion. C'est l'hypothèse défendue par Bickle et al. (1988) pour expliquer la signature isotopique des granites crustaux du massif hercynien des Trois Seigneurs (Pyrénées). Ces auteurs fondent leur interprétation sur les variations des rapports isotopiques (O et Sr) et leur homogénéisation dans les méta-pélites à l'affleurement (considérées comme le composant dominant dans la source des granites à biotite de ce massif) avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme. Ces auteurs suggèrent qu'un tel processus pourrait apporter une solution au problème du "paradoxe du strontium" posé par les leucogranites sud-armoricains. Cette hypothèse reste malheureusement difficile à tester, car nous ne disposons actuellement que de peu de données isotopiques sur les formations armoricaines du Briovérien et du Paléozoïque inférieur métamorphisés en faciès amphibolite. Néanmoins, étant donné

l'isochrone obtenue sur les leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen et si l'on accepte sa validité, il semble bien que leur source ait été isotopiquement homogénéisée en strontium.

- Hypothèse d'une source juvénile :

Peucat et al. (1988) interprètent ce faible rapport initial du strontium par la présence d'un composant juvénile peu radiogénique dans la source de ces granites. Ces auteurs ont recalculé les rapports isotopiques initiaux du strontium de différents matériaux crustaux armoricains à 340 Ma et ont constaté que les schistes bleus de l'île de Groix pourraient représenter un bon analogue de la source des leucogranites. Néanmoins les échantillons sur lesquels on dispose à la fois des données isotopiques et des éléments majeurs, montrent que seuls les niveaux basiques ("chlorite+albite greenstones"; Bernard-Griffiths et al., 1986; prasinites et glaucophanites; Peucat, 1983) ont un rapport initial inférieur à 0,706 à 340 Ma. Or, ces niveaux ont des compositions en éléments majeurs (notamment à cause de leur pauvreté en K₂O) qui en font de mauvais candidats comme source des leucogranites. De plus, dans l'hypothèse de la fusion d'une série volcano-sédimentaire de type Groix, ce sont les niveaux micaschisteux dont le rapport isotopique du strontium est plus élevé (toujours supérieur à 0,708 à 340 Ma dans le cas des micaschistes de Groix) qui fondraient préférentiellement. Une hypothèse alternative serait d'imaginer la fusion de niveaux métapélitiques isotopiquement rééquilibrés avec des niveaux basiques peu radiogéniques interstratifiés, avant ou pendant la fusion.

Turpin et al. (1990) expliquent les signatures isotopiques de trois granites peralumineux du Limousin (Massif Central) par une origine mixte, les sources impliquées pouvant être des métagranites, des métavolcanites et des métasédiments. Tous ces granites montrent des rapports isotopiques initiaux du strontium hétérogènes (St Sylvestre : $0,7024 < I^0(\text{Sr}) < 0,7316$; Gueret : $0,7086 < I^0(\text{Sr}) < 0,7110$; Millevaches : $0,7050 < I^0(\text{Sr}) < 0,7218$) comparés à ceux des leucogranites de Pontivy-Rostrenen ($0,7050 < I^0(\text{Sr}) < 0,7065$). Dans le cas d'une source mixte pour les leucogranites de Pontivy-Rostrenen,

il faut donc admettre qu'il y ait eu homogénéisation isotopique du strontium, alors que l'hétérogénéité du Nd a été conservée.

D'une manière générale, un modèle de mélange en masse de sources pose un peu le même problème qu'un mélange magmatique, c'est-à-dire qu'il ne permet pas de découpler suffisamment les signatures géochimiques (éléments majeurs et traces) des signatures isotopiques (Peucat et al., 1988). Il semble donc qu'un modèle de rééquilibrage isotopique de la source faisant intervenir une phase fluide (dont l'origine reste encore à définir) avant la fusion, ou des liquides anatectiques avec une source composite (volcano-sédimentaire?) pendant la fusion, soit plus approprié dans le cas des leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen. Cette hypothèse correspond en fait à un modèle intermédiaire entre ceux proposés par Peucat et al. (1988) et Bickle et al. (1988).

V-6) Conclusion

Bien que l'acquisition d'un plus grand nombre de données isotopiques sur les granites eux-mêmes et sur leurs sources potentielles d'un point de vue régional, soit nécessaire pour mieux contraindre leur genèse, les nouvelles données obtenues lors de ce travail nous permettent de préciser ou de confirmer dès à présent les points suivants :

- Tous les isotopes radiogéniques suggèrent la faible proportion de matériel ancien dans la source des granites peralumineux (exception faite du granite de Langonnet) du massif de Pontivy-Rostrenen.

- Il existe une corrélation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et le rapport Rb/Sr au sein des granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen, qui peut s'interpréter de deux façons antagonistes :

- cette corrélation est due à un rééquilibrage partiel entre les granites peralumineux et la monzodiorite de Plélauff par l'intermédiaire d'une phase fluide. Dans ce cas, l'âge des leucogranites est remis en question.

- les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et du rapport Rb/Sr sont héritées de la source des leucogranites. Dans ce cas, l'identité des rapports

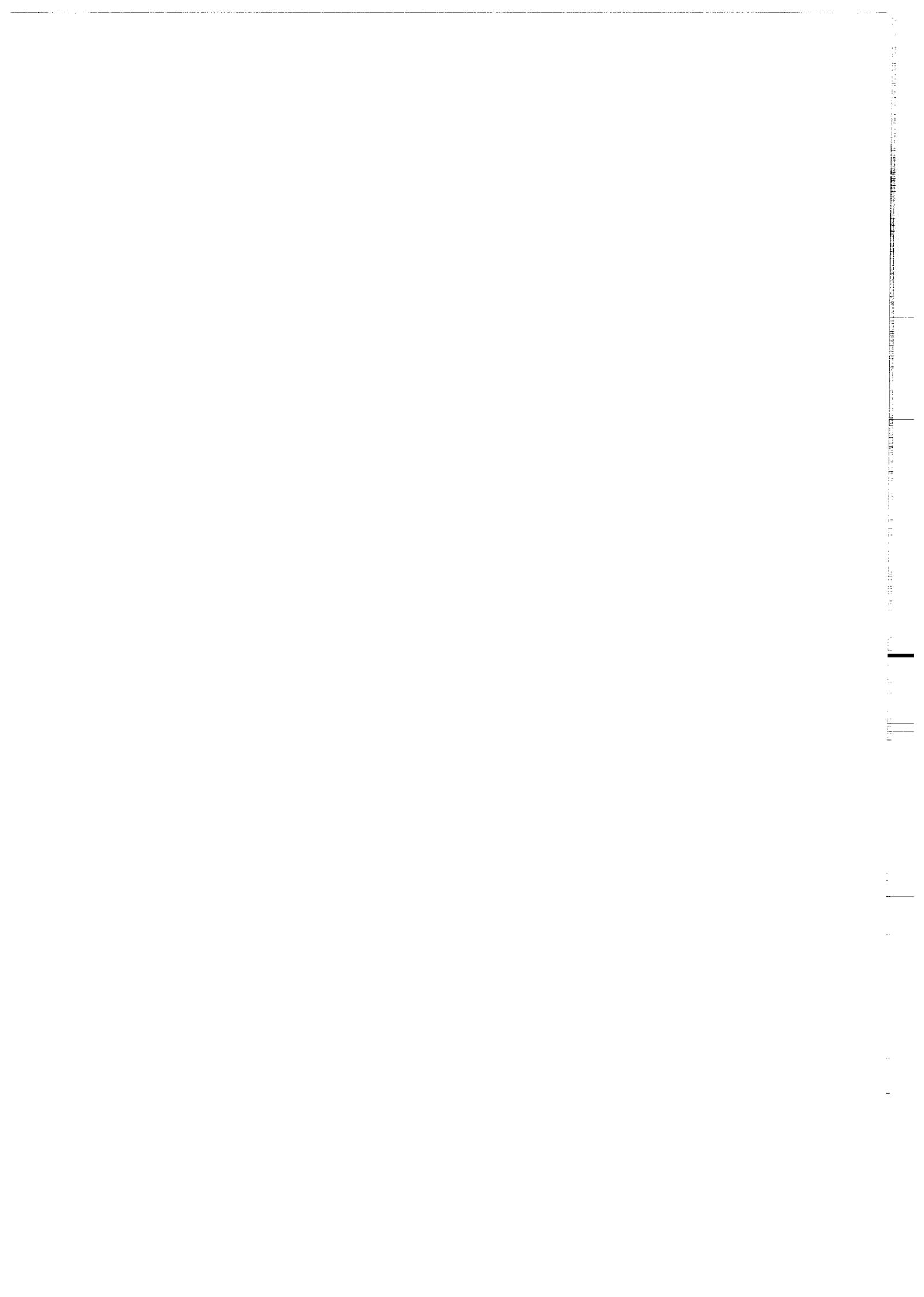
isotopiques initiaux des leucogranites avec la monzodiorite de Plélauff serait fortuite.

- Les compositions isotopiques du néodyme révèlent l'existence d'au moins deux sources à l'origine des leucogranites précoces, l'une peu radiogénique (ϵ_{Sr} , ϵ_{Nd} , K/Na et Rb/Sr faibles) et l'autre plus mature et plus ancienne (ϵ_{Nd} , K/Na $\delta^{18}\text{O}$ et Rb/Sr plus élevés).

- La grande homogénéité des rapports isotopiques initiaux du strontium (dans l'hypothèse ou l'on accepte l'âge de 340 Ma), suggère l'existence d'un rééquilibrage isotopique (des liquides anatectiques ou de leur source), mécanisme capable de découpler les signatures isotopiques du néodyme et du strontium.

- Ces données nous montrent enfin que malgré leur grandes homogénéité minéralogique et géochimique en éléments majeurs, les leucogranites peuvent résulter de processus complexe encore mal connus, et que les sources impliquées peuvent avoir des origines variées (ignées, métapélitiques, volcano-détritiques...).

CHAPITRE VI
MODELISATIONS GEOCHIMIQUES



CHAPITRE VI : MODELISATIONS GEOCHIMIQUES

Nous allons essayer dans ce chapitre de contraindre quantitativement les hypothèses proposées dans le chapitre précédent, concernant d'une part les mécanismes responsables des variations chimiques à l'intérieur de chaque suite granitique et d'autre part la nature des différentes sources impliquées dans la genèse de ces magmas. Pour ce faire, nous commencerons par nous intéresser aux mécanismes responsables des variations chimiques afin de déterminer au mieux les compositions des magmas primaires. Nous pourrons ensuite rechercher plus aisément les différentes sources impliquées.

I) Les granites à deux micas

Nous diviserons cette partie en deux, considérant tout d'abord le granite de Malguénac, le granite grossier et les granites fins tardifs, chimiquement très semblables, pour nous intéresser ensuite au granite de Langonnet.

I-1) Les leucogranites précoces (et les granites fins tardifs)

I-1-1) Les mécanismes responsables des variations chimiques

Comme nous l'avons vu précédemment, les leucogranites sont remarquablement homogènes du point de vue des éléments majeurs et les faibles variations chimiques observées peuvent être le fruit de différents mécanismes tels que (1) la cristallisation fractionnée, (2) des variations de taux de fusion, (3) des hétérogénéités de source et (4) les transformations deutériques et hydrothermales. Toute combinaison de ces différents mécanismes est envisageable. Nous allons dans un premier temps nous intéresser à la cristallisation fractionnée en utilisant les bilans de masse.

a) Les éléments majeurs : bilans de masse

Du fait de leur mode de mise en place (pas de véritable chambre magmatique, plusieurs intrusions discrètes) et de leur viscosité supposée élevée (magmas acides), un modèle simple de cristallisation fractionnée, avec accumulation de minéraux par gravité et extraction des liquides résiduels à différents stades de la différenciation, s'applique difficilement aux leucogranites. Ainsi chaque échantillon analysé doit en fait correspondre à un mélange en diverses proportions de minéraux cumulés (magmatiques ou restitiques) et de liquide résiduel. Les ségrégations peuvent s'effectuer par fluage et par filtre-presse lors de l'ascension et de la mise en place des leucogranites (Sultan et al., 1986).

Afin de déterminer la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation nécessaires pour rendre compte des variations chimiques en éléments majeurs dans les leucogranites, il nous faut déterminer les compositions d'un liquide primaire et d'un liquide différencié. Des variations des conditions de cristallisation et de teneurs en fluides pouvant induire des variations chimiques d'un faciès à l'autre, nous allons ici nous intéresser aux variations chimiques à l'intérieur d'un même faciès, le granite de Malguénac, afin de tester dans quel mesure la cristallisation fractionnée peut en être la cause.

L'échantillon BL145 est le moins différencié parmi ceux analysés. Il a été choisi pour représenter le liquide primaire, car il présente des teneurs en CaO, Fe₂O₃, MgO (FMMT=2,65) et en terres rares élevées. Cet échantillon ne représente pas forcément un véritable liquide, mais peut en fait déjà correspondre à un mélange extrait+liquide. Le taux de cristallisation que nous allons calculer sera donc une valeur maximale.

Au contraire, l'échantillon BL97, le plus pauvre en minéraux colorés (FMMT = 1,86) et le plus acide, est considéré comme représentatif d'un liquide différencié.

Le caractère précoce de la biotite et du plagioclase ainsi que la nette diminution des teneurs en fer, magnésium et calcium en fonction de l'acidité croissante (voir chapitre V), montrent que ces minéraux fractionnent lors de la différenciation des leucogranites. De plus, comme le montre l'existence d'accumulations de mégacristaux de

feldspath potassique (chapitre II), ce minéral est également en partie responsable des variations chimiques au sein du granite de Malguénac.

Un test de cristallisation fractionné à été effectué à l'aide du programme XLFAC (Stormer et Nicholls, 1978). La méthode des moindres carrés est utilisée pour résoudre un système d'équation surdéterminé à m équations (m étant le nombre d'oxydes i) et n inconnues (n étant le nombre de phases j soustraites), chaque équation pouvant s'écrire pour un élément i donné :

$$C_{L_0}^i = (1-F) \sum_{j=1}^n X_j C_j^i + F C_{L_1}^i$$

$C_{L_0}^i$ étant la concentration de l'oxyde i dans le liquide primaire L_0

X_j , la proportion de la phase j dans le cumulat

C_j^i , la concentration de l'oxyde i dans la phase j

$C_{L_1}^i$, sa concentration dans le liquide résiduel L_1

et F la fraction de liquide restant.

Cette équation n'est en fait qu'une approximation de la réalité, car la composition du cumulat (proportions relatives et compositions des minéraux) est susceptible de varier au cours de la différenciation. Cependant, dans les système granitiques et plus particulièrement dans le cas des leucogranites, on peu supposer que les magmas se mettent en place à un taux de cristallisation donné, et évoluent ensuite par mélange en diverses proportions entre le cumulat et le liquide résiduel (Sultan et al., 1986). L'équation ci-dessus semble donc, dans ce cas, une bonne approximation.

Nous avons choisi d'utiliser les compositions moyennes des biotites et des feldspaths potassiques du granite de Malguénac, celles-ci variant peu au cours de la différenciation. La composition moyenne des coeurs des plagioclases a également été retenue.

Les compositions utilisées et les résultats du test sont reportés dans le tableau VI-1.

	L0	L1	Cumulat	Liq. calculé
	BL145	BL97		
SiO ₂	72,24	73,83	58,19	73,89
Al ₂ O ₃	15,88	14,92	20,71	15,27
Fe ₂ O _{3t}	1,80	1,35	5,96	1,31
MgO	0,59	0,37	1,81	0,44
CaO	0,84	0,65	1,93	0,70
Na ₂ O	3,50	3,54	6,97	3,14
K ₂ O	4,47	4,74	3,66	4,58
TiO ₂	0,33	0,21	0,76	0,27
P ₂ O ₅	0,35	0,38	0,00	0,39
TOTAL	100	100	100	100

	Plagioclase	Feldspath k	Biotite
SiO ₂	65,46	65,42	36,63
Al ₂ O ₃	21,36	18,35	19,58
Fe ₂ O _{3t}	0,00	0,01	23,65
MgO	0,00	0,02	7,19
CaO	2,84	0,00	0,00
Na ₂ O	10,04	1,39	0,13
K ₂ O	0,31	14,81	9,79
TiO ₂	0,00	0,00	3,02
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100	100	100
Cumulat%	68	7	25

Tableau VI-1 : Modèle de cristallisation fractionnée. Le taux de cristallisation obtenu est de 10,5% (100(1-F)).

On constate que le liquide résiduel calculé se rapproche au mieux de l'échantillon testé (BL97) pour un taux de cristallisation (100(1-F)) de 10,5%, le cumulat étant constitué de 25% de biotite, 68% de plagioclase et de 7% de feldspath potassique.

Ce test nous montre, d'une part que l'échantillon BL97 peut effectivement représenter un liquide résiduel et d'autre part nous fixe la valeur maximale du taux de cristallisation à 10-15%. On

pourrait affiner le modèle en prenant des compositions de minéraux légèrement différentes, mais ce serait surestimer la précision et la signification d'un tel calcul. L'important était de savoir si un mécanisme de cristallisation fractionnée pouvait ou non expliquer les variations chimiques en éléments majeurs dans les leucogranites et de contraindre le taux de cristallisation maximum envisageable.

b) Les éléments traces

b-1) Les éléments compatibles

A partir des paramètres déterminés grâce aux équations de bilan de masse (F et composition modale du cumulat), nous pouvons tester le modèle à l'aide des éléments traces. Le choix des éléments utilisés est déterminant car nous savons qu'un certain nombre d'entre eux sont peu fiables à cause de leur mobilité (Rb, Cs, U...) tandis que d'autres sont contrôlés par des phases accessoires (REE, Th, Zr, Hf...) qui ne sont pas prises en compte dans les calculs de bilans de masse. Il nous faut choisir des éléments dont le comportement dépend essentiellement des minéraux qui fractionnent et dont les teneurs sont suffisamment élevées pour être significatives. Nous utiliserons donc pour ce modèle les éléments suivant : Sr, Ba, Eu, Cr et Ni.

Le choix des coefficients de partage a également beaucoup d'influence sur la signification d'un modèle géochimique construit à l'aide des éléments traces (tableau VI-2).

On connaît la grande variabilité des valeurs publiées (parfois deux ordres de grandeur!). Elles s'expliquent probablement en grande partie par la difficulté à séparer des phases pures (présence micro-inclusions dans les phénocristaux analysés) et par des variations des conditions de cristallisation des roches utilisées pour les déterminations (voir par exemple Drake et Weill, 1975, pour l'influence de la température). C'est pourquoi nous préférons utiliser ici des gammes de valeurs de coefficients de partage plutôt que des valeurs uniques.

	BIOTITE		GRENAT		CORDIERITE		ORTHOPIYROXENE	
	Kdmin	Kdmax	Kdmin	Kdmax	Kdmin	Kdmax	Kdmin	Kdmax
Os	1,2 (11)	4,4 (11)	0,1	0,1	10 (12)		0,3 (13)	0,77 (11)
Rb	0,9 (3)	5,3 (10)	0,01 (3)	0,09 (13)	4,03 (12)		0,001 (13)	0,29 (13)
Ba	1,09 (3)	15,3 (3)	0,017 (3)	0,017 (13)	0,8 (12)		0,003 (13)	1,9 (10)
Sr	0,08 (3)	0,67 (3)	0,015 (3)	0,02 (13)	0,01 (12)		0,01 (3)	0,05 (13)
Sm	0,06(13)	0,76(10)	0,76 (13)	5,5 (13)	0,11 (12)	1,09 (18)	0,13 (13)	9,3 (10)
Eu	0,15 (13)	1 (10)	0,17 (7)	1,37 (13)	0,15 (12)	0,4 (18)	0,06 (4)	3,3 (10)
Yb	0,18 (13)	0,69 (10)	26,9 (7)	67 (7)	0,22 (12)	1,17 (18)	0,7 (13)	3,1 (4)
Sc	4,9 (11)	20 (11)	13,6 (7)	27,6 (16)	0,3 (18)	4,63 (12)	6 (13)	25,9 (10)
Co	25,2 (5)	101 (10)	3 (7)	9 (16)	10 (18)	13 (12)	2,1 (13)	196 (10)
Cr	3,7 (10)	31 (11)	3,7 (7)	23,8 (17)	2 (18)	10,73 (12)	0,6 (13)	14 (18)
Ni	4,2 (18)	12,9 (5)	1,83 (17)	5,1 (16)	0,6 (18)	25,95 (12)	16 (18)	

	PLAGIOCLASE		FELDSPATHK		ILMÉNITE		APATITE	
	Kdmin	Kdmax	Kdmin	Kdmax	Kdmin	Kdmax	Kdmin	Kdmax
Os	0,01 (13)	0,13 (13)	0,11 (11)	0,37 (11)	0,01	0,01	0,01	0,01
Rb	0,02 (3)	0,46 (13)	0,11 (13)	0,8 (13)	0,01	0,01	0,01	0,01
Ba	0,05 (3)	3,98 (2)	2,7 (13)	9,7 (11)	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	1,27 (3)	13 (11)	3,87 (3)	7,3 (11)	0,01	0,01	0,01	0,01
Sm	0,05 (4)	0,23 (11)	0,02 (13)	0,05 (10)	0,68 (10)	6,9 (11)	20,7 (4)	98,5 (14)
Eu	2,35 (4)	7,9 (11)	1,13 (13)	6,5 (11)	0,4 (10)	2,5 (11)	14,5 (4)	25,5 (14)
Yb	0,02 (13)	0,3 (13)	0,03 (11)	0,04 (11)	0,55 (10)	4,1 (11)	9,4 (4)	27,6 (14)
Sc	0,01 (13)	0,2 (13)	0,02 (10)	0,04 (10)	5,9 (11)	18,5 (10)	0,01	0,01
Co	0,04 (13)	0,5 (13)	0,09 (10)	0,19 (10)	17 (10)	35 (10)	0,01	0,01
Cr	0,03 (13)	0,7 (13)	0,01	0,01	1 (11)	5 (11)	0,01	0,01
Ni	0,04 (16)	0,01	0,01	0,01		0,01	0,01	0,01

Tableau VI-2 : Coefficients de partages minéral/liquide des éléments utilisés dans les modèles pour différents minéraux pouvant être présents au résidu lors de la fusion de métasédiments. Les nombres entre parenthèses correspondent aux références. (2) : Berlin et Henderson, 1969; (3) : Philpotts et Schnetzler, 1970; (4) : Nagasawa et Schnetzler, 1971; (5) : Andriambololona et al., 1975; (7) : Irving et Frey, 1978; (10) : Mahood et Hildreth, 1983; (11) : Nash et Crecraft, 1985; (12) Georget, 1986; (13) : Henderson, 1982; (14) : Fujimaki, 1986; (16) : Irving, 1978; (17) : Dupuy et al., 1980; (18) : Giraud et al., 1986.

A partir de la composition modale du cumulat déterminée précédemment, nous pouvons calculer une gamme (ΔD) de coefficients de distribution globale D^i pour chaque élément i testé, sachant que :

$$D^i = \sum_{j=1}^n X_j K_{d_j}^i$$

X_j étant la proportion de la $j^{\text{ème}}$ phase dans le cumulat et $K_{d_j}^i$ le coefficient de partage de l'élément i entre la phase j et le liquide.

On peut ensuite calculer un coefficient de distribution global à partir d'une équation décrivant le comportement des éléments en traces dans un processus de cristallisation. Deux équations sont classiquement utilisées pour décrire ce processus (Allègre et Minster, 1978; Cocherie, 1978; Fourcade, 1981) :

- (1) la cristallisation fractionnée, suivant la loi de distillation de Rayleigh (1896) :

$$G_{L1}^i = C_{L0}^i F^{(D_i-1)}$$

Cette équation suppose la séparation continue des minéraux cristallisés au cours de la différenciation, ou l'absence de rééquilibrage des zones internes des cristaux avec le liquide résiduel (cristaux zonés).

- (2) la cristallisation à l'équilibre global :

$$G_{L1}^i = \frac{C_{L0}^i}{D_i + F(1-D_i)}$$

Dans ce cas, l'assemblage solide formé est supposé être en équilibre avec le liquide résiduel.

Dans le cas des magmas granitiques acides, de viscosité supposée élevée, la cristallisation à l'équilibre global semble mieux adaptée, du fait de la difficulté à séparer les phases solides du liquide. Cependant, il existe des zonations de faible ampleur, notamment dans le plagioclase. Elles sont liées à la mauvaise diffusion des éléments dans les magmas acides, et favorisent plutôt un processus de cristallisation fractionnée.

Pour chaque élément testé, nous avons donc calculé deux valeurs D1 et D2 correspondant respectivement à la cristallisation fractionnée et à la cristallisation à l'équilibre global. Pour effectuer ces calculs nous avons reformulé les deux équations précédentes comme suit :

- cristallisation fractionnée :

$$D_1^i = \frac{\text{Ln}(C_{L1}^i/C_{L0}^i)}{\text{Ln}(F)} + 1$$

- cristallisation à l'équilibre global :

$$D_2^i = \frac{C_{L0}^i - FC_{L1}^i}{C_{L1}^i - FC_{L1}^i}$$

C_{L1}^i étant ici la concentration de l'élément i dans l'échantillon BL97

C_{L0}^i , sa concentration dans l'échantillon BL145

et $F=0,895$.

On vérifie finalement si ces valeurs D1 et D2 tombe dans la gamme de valeurs ΔD obtenue précédemment. Si cela n'est pas le cas, on peut en discuter la raison et, s'il y a lieu, rejeter le modèle. Les résultats sont reportés dans le tableau VI-3.

On constate que quel que soit l'équation utilisée, les données en éléments compatibles sont en accord avec le modèle proposé. Le coefficient de partage D2 calculé pour Ni est très légèrement au dessus de la gamme ΔD . Cependant une telle différence n'est pas

significative. En effet pour de faibles taux de cristallisation, toutes choses égales par ailleurs, D varie très rapidement avec F.

	Sr	Ba	Eu	Cr	Ni
BL145	103	391	0,67	13	5
BL97	67	255	0,44	9	4
Kd(Bt)	0,08-0,67	1,09-15,3	0,15-1	3,7-31	4,2-12,9
Kd(Pl)	1,27-13	0,05-3,98	2,35-7,9	0,03-0,7	0,04
Kd(Fk)	3,87-7,3	2,7-9,7	1,13-6,5	0,01	0,01
ΔD	1,1-9,5	0,5-7,2	1,7-6,1	1,0-8,3	1,1-3,3
D1	4,9	4,9	4,8	4,3	3,0
D2	6,1	6,1	6,0	5,2	3,4

Tableau VI-3 : Résultat du test de cristallisation fractionnée sur les éléments en trace.

b-2) Les éléments incompatibles

Peu d'éléments en traces se comportent de façon incompatible lors de la différenciation des leucogranites. Parmi les éléments analysés, seuls Rb, Cs, Zn, Nb, Ta et U le sont (fig.VI-1). Néanmoins, on explique difficilement les variations de ces éléments uniquement par la cristallisation fractionnée.

En effet en prenant le cas le plus favorable pour enrichir ces éléments dans le liquide résiduel, c'est-à-dire en les considérant comme hygromagmaphiles ($D=0$), on peut calculer le taux de cristallisation nécessaire pour rendre compte des variations observées. Pour les éléments hygromagmaphiles on peut reformuler l'équation de la cristallisation fractionnée sachant que D est très inférieur à 1 :

$$C_{L1}^i = C_{L0}^i F^{(D^i-1)} \text{ avec } D \ll 1$$

devient

$$F = \frac{C_{L1}^i}{C_{L0}^i}$$

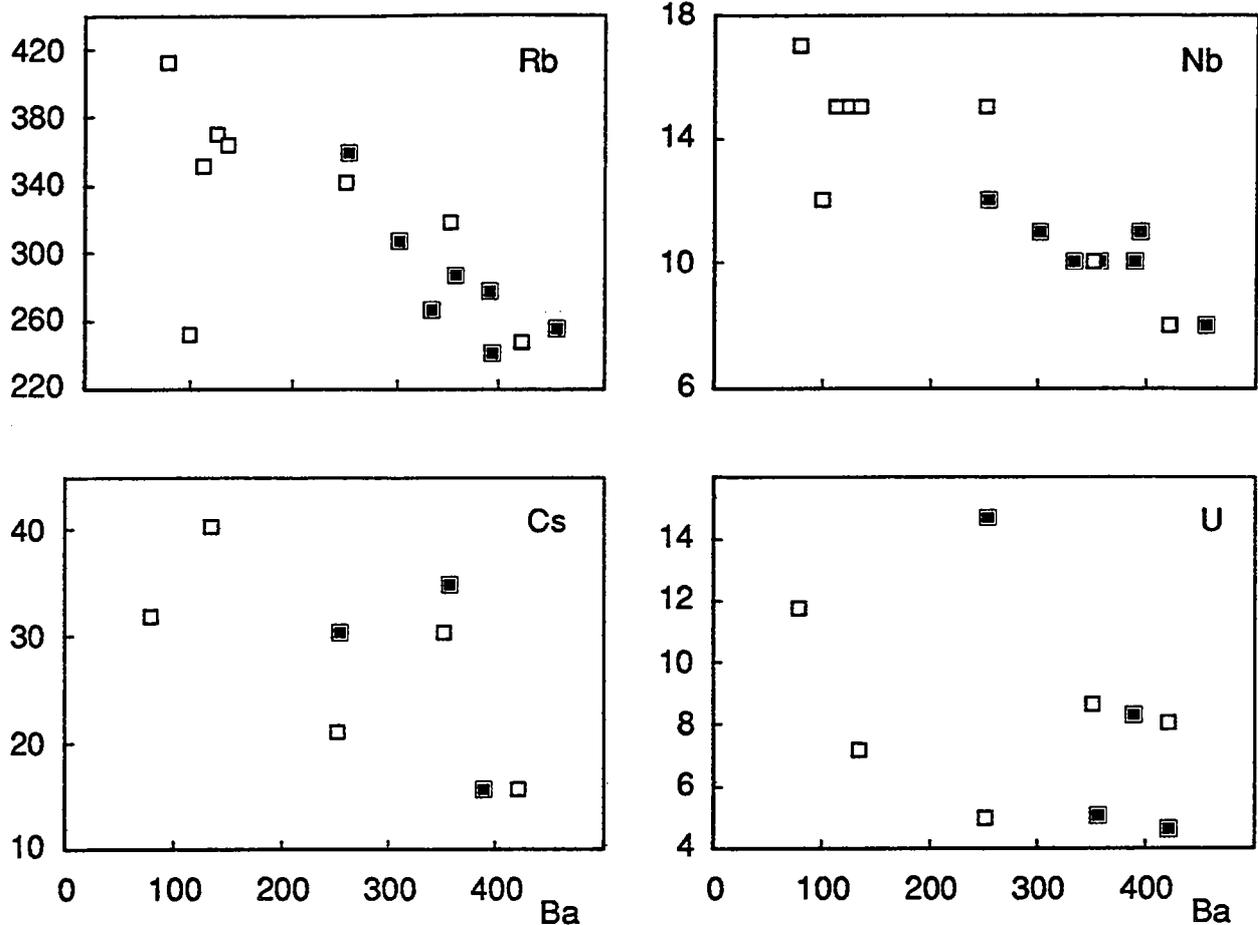


Figure VI-1 : Variations en éléments incompatibles en fonction de la teneur en Ba des leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen. Carrés pleins : granite de Malguénac; carrés évidés : granites grossiers.

En prenant les teneurs de ces éléments dans le liquide primaire (BL145) et dans le liquide résiduel (BL97), on constate dans le tableau VI-4 que les valeurs de F calculées pour certains de ces éléments (taux de cristallisation compris entre 14% et 49%) ne sont pas réalistes, compte tenu des bilans de masse effectués sur les éléments majeurs. Seul le zinc montre un comportement en accord avec le modèle de cristallisation fractionné. Il faut donc faire intervenir un autre mécanisme pour expliquer l'enrichissement de ces éléments au cours de la différenciation.

Les diagrammes $\ln(C)=f(\ln(I))$, C étant un élément compatible et I un élément incompatible, sont classiquement utilisés pour distinguer les variations liées à la cristallisation fractionnée de celles liées à la fusion partielle (Masuda, 1965; Mc Carthy et Hasty,

1976; Cocherie, 1986). Nous avons reporté dans un tel diagramme les teneurs en Rb et en Sr des échantillons du granite de Malguénac, ainsi que les courbes théoriques décrivant les évolutions liées à la fusion partielle (FP) et à la cristallisation fractionnée (CF), (fig.VI-2).

	Rb	Cs	Zn	Nb	Ta	U
BL145	276	15,5	79	10	1,04	8,3
BL97	359	30,3	92	12	1,8	14,7
(1-F)	0,23	0,49	0,14	0,17	0,42	0,44

Tableau VI-4 : taux de cristallisation minimum nécessaire pour expliquer les variations en éléments incompatibles du granite de Malguénac par un modèle de cristallisation fractionnée.

On constate que les variations de teneur Rb ne peuvent pas être liées à un processus de cristallisation fractionnée. En revanche, elles semblent s'accorder avec un modèle de fusion partielle, mais nécessitent une variation du taux de fusion d'au moins 30%. Il faudrait donc que la source ait une composition assez proche d'un eutectique pour expliquer la grande homogénéité en éléments majeurs des leucogranites.

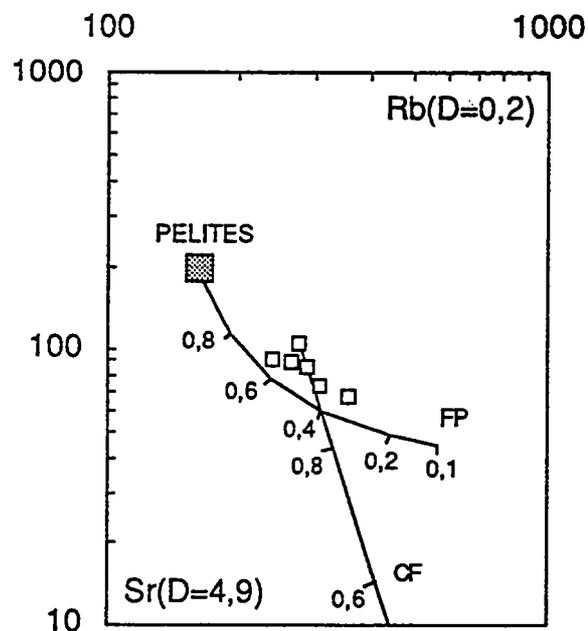


Figure VI-2 : Diagramme $\text{Log}(\text{Sr})=f(\text{Log}(\text{Rb}))$. Le carré en grisé correspond à la moyenne des pélites de Taylor et Mc Lennan (1985). Le DSr est celui calculé à partir du modèle de cristallisation fractionnée. Les chiffres le long des courbes représentent F.

Cette hypothèse ne semble cependant pas acceptable, car elles ne permet pas d'expliquer la corrélation entre le rapport Rb/Sr et $\delta^{18}\text{O}$ (voir chapitre V).

b-3) Les terres rares

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les minéraux accessoires (monazite, apatite, zircon) jouent un rôle majeur dans la répartition des terres rares dans les leucogranites. Néanmoins il est difficile de modéliser quantitativement leur influence, car l'addition ou l'extraction de très faibles quantités de ces minéraux suffit à modifier de façon drastique les teneurs en terres rares (et en Th, Zr, Hf ...) des leucogranites.

	Allanite	Zircon	Apatite	Feldspaths
La	820-2827	2-26,6	15-28,2	0,1
Ce	635-2494	2,3-23,5	16,6-37,4	0,1
Nd	463-1840	2-22	21-61,2	0,1
Sm	205-977	2,6-17,7	20,7-98,5	0,1
Eu	56-122	1,1-12	14,5-17,1	1-9
Gd	130-400	10-30	21,7-95,6	0,1
Tb	71-311	30-37	19-76	0,1
Yb	8,9-95	240-564	9,4-27,6	0,1

Tableau VI-5 : coefficients de partage des terres rares pour les minéraux utilisés dans le modèle de cristallisation fractionnée. Références : Brooks et al., 1981; Fourcade et Allègre, 1981; Mahood et Hildreth, 1983; Nagasawa, 1970; Henderson, 1982; Fujimaki, 1986; Nagasawa et Schnetzler, 1971; Nash et Crecraft, 1985.

A titre indicatif, nous avons calculé, compte tenu des coefficient de partage disponibles (tableau VI-5), du taux de cristallisation maximum (11%) et des variations de teneurs en terres rares des leucogranites, les proportions de monazite, d'apatite et de zircon nécessaires pour expliquer ces variations (figure VI-3). Nous avons utilisé pour la monazite, les coefficients de partage de l'allanite qui, en première approximation, doivent être comparables. Cependant, il est probable que les coefficients de partage des terres rares légères dans la monazite soient plus élevés ($1300 < K_{dLREE;mon.-Liq.} < 19000$ avec 6% H_2O ; Rapp et Watson, 1986). En fait, seul le dosage des

terres rares dans les minéraux accessoires, nous permettraient d'apporter des contraintes quantitatives raisonnables à un tel modèle.

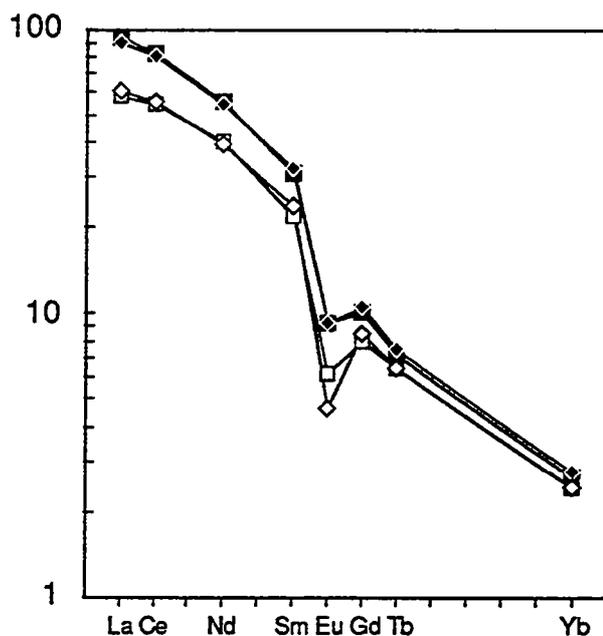


Figure VI-3 : Fractionnement des terres rares par les minéraux accessoires, dans le granite de Malguénac. carrés pleins : BL145 (L0); carrés évidés : BL97 (L1); losanges pleins : liquide calculé avec des Kd minimum; losanges évidés : liquide calculé avec des Kd maximum. Le cumulat contient 0,15% de monazite, 0,2% de zircon, 2% d'apatite et 75% de feldspaths. $F=0,89$.

I-1-2) Le granite de Langonnet

Les très faibles variations en éléments majeurs du granite de Langonnet et l'absence de tendance évolutive nette dans les diagrammes de Harker montrent que ce granite n'a pas subi de différenciation au niveau de sa mise en place.

En revanche, certains éléments en traces présentent des variations importantes. C'est le cas du rubidium dont les teneurs sont comprises entre 250 ppm et 550 ppm. De telles variations, comme

dans le cas des leucogranites précoces, ne peuvent s'expliquer par un processus de cristallisation fractionnée (fig. VI-4).

On peut expliquer le découplage entre les variations importantes de [Rb] et la grande homogénéité de ces leucogranites en éléments majeurs par un processus de fusion partielle en prenant une source pauvre en Rb. En effet, si l'on utilise l'équation de la fusion partielle à l'équilibre, les premiers incréments de la fusion se traduisent par d'importantes variations des teneurs en éléments incompatibles, pour un taux de fusion compris entre 0 et 20 % (fig. VI-5).

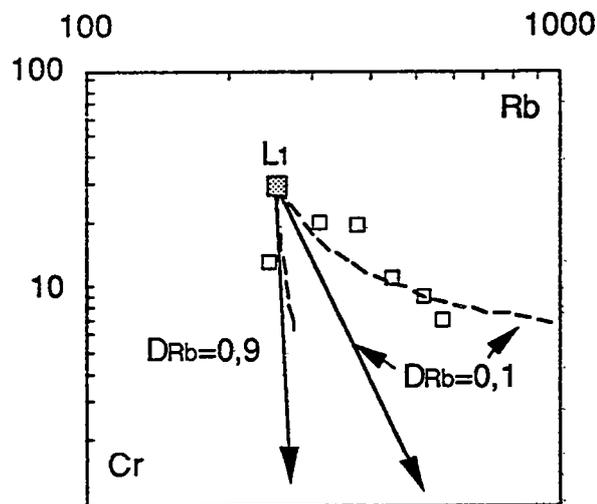


Figure VI-4 : Diagramme $\text{Log}(C)=f[\text{Log}(I)]$ montrant les variations de [Cr] en fonction de [Rb] dans le granite de Langonnet. Les longues flèches représentent l'évolution des liquides théoriques dans un processus de cristallisation fractionnée et les courbes en pointillés celle liée à la fusion partielle, pour deux valeurs différentes de DRb ($D_{Cr}=5$). L1 est le liquide primaire : [Cr]=30 ppm et [Rb]=250 ppm.

On constate sur cette figure, que des variations du taux de fusion comprises entre 15 et 20% ($F=0,05$ à $0,25$) peuvent rendre compte de la gamme de teneur en Rb du granite de Langonnet (250-550 ppm).

Ces variations peuvent aussi être liées à des hétérogénéités de source ou à un rééquilibrage tardif avec des fluides deutériques (autométasomatisme) ou hydrothermaux qui, comme le montre

l'importance du cortège filonien pneumatolitique et la présence systématique de minéraux secondaires (chlorite, damourite ...), ont joué un rôle important en fin de cristallisation.

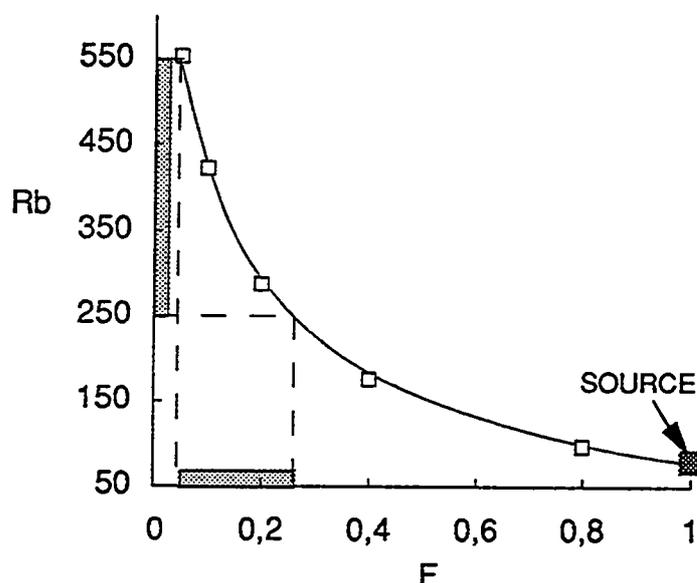


Figure VI-5 : Variations de teneur en Rb en fonction de F dans un modèle de fusion à l'équilibre, en prenant un source contenant 80 ppm de Rb et $DRb=0,1$.

I-2) Nature des sources

I-2-1) Apport des travaux expérimentaux

a) Influence de la composition des sources

La pétrologie expérimentale a, depuis quelques décennies, permis d'énormes progrès concernant la connaissance de la nature des sources et des mécanismes de fusion, lors de la genèse de magmas crustaux (Green, 1976; Bénard et al., 1985; Le Breton et Thompson, 1988; Vielzeuf et Holloway, 1988, Conrad et al., 1988; Patino-Douce et Dana-Johnston, 1991; Holtz et Johannes, 1991, etc...). En effet, la reproduction en laboratoire de la fusion de divers matériaux crustaux, nous apporte des informations essentielles sur la nature et la composition des phases résiduelles et la composition des liquides produits, elles-mêmes dépendantes de la composition, de la minéralogie de la source et des conditions physiques lors de la fusion (P, T, X_{H_2O} , fO_2 ...).

Il semble clair à présent que seuls des matériaux très fortement peralumineux peuvent produire lors de l'anatexie, des granites fortement peralumineux (comme les granites "C" de la classification de Didier et al., 1982). En effet, les résidus de fusion sont constitués en grande partie de minéraux eux-même alumineux, tels que la biotite, le grenat, la cordiérite et les silicates d'alumine (\pm Spinelle et corindon). De l'orthopyroxène, riche en alumine et en fer, peut également être présent au résidu (Conrad et al., 1988). Pour illustrer notre propos nous avons reporté sur la figure VI-6 les compositions de liquides expérimentaux produits par fusion de différents matériaux crustaux avec les leucogranites du massif de Pontivy-Rostrenen.

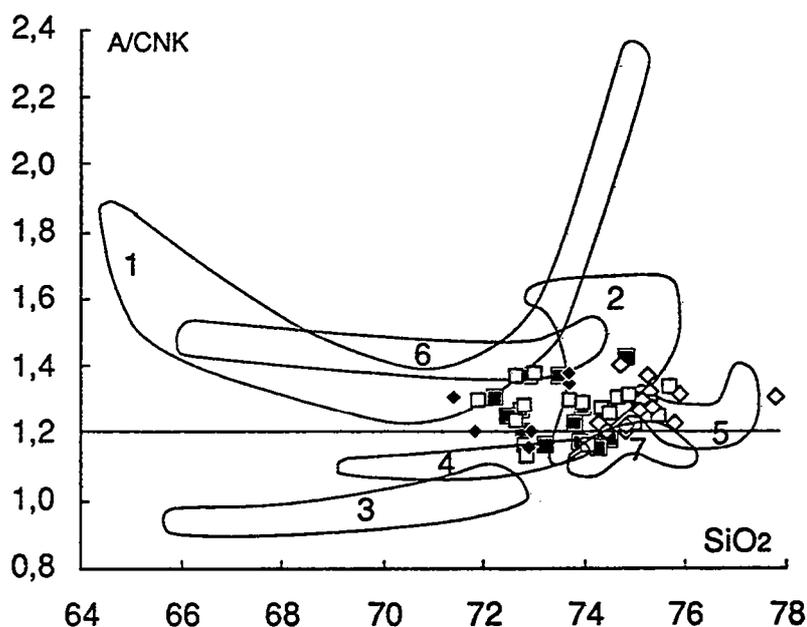


Figure VI-6 : Compositions des liquides expérimentaux (enveloppes) comparées à celles des leucogranites de Pontivy-Rostrenen. Carrés pleins : granite de Malguénac; carrés évidés : granite grossier; losanges pleins : granites fins tardifs; losanges évidés : granite de Langonnet. -1- Vielzeuf et Holloway, 1988 (A/CNK de la source=2,19); -2- Patino-Douce et Dana-Johnston, 1991 (A/CNK de la source=4,26); -3- Conrad et al., 1988 (dacites, A/CNK de la source=0,9); -4- idem (grauwackes, A/CNK de la source=1,18); -5- Hotz et Johannes, 1991 (A/CNK de la source=1,32); -6- Green, 1976 (A/CNK de la source=1,53); -7- Bénard et al., 1985 (A/CNK de la source=1,08).

On peut constater que seuls les matériaux dont le rapport A/CNK est supérieur à 1,3 produisent des liquides fortement peralumineux

($A/CNK > 1,2$). La composition de la source a évidemment une influence sur la minéralogie du résidu. Ainsi, on constate que dans le cas de la fusion de matériaux pélitiques, les minéraux ferromagnésiens présents au résidu sont, suivant les conditions pression-température, la biotite, le grenat et la cordiérite. Lors de la fusion de greywackes, les minéraux ferromagnésiens réfractaires sont la biotite, le grenat, mais peuvent aussi être présents l'orthopyroxène et éventuellement l'amphibole.

b) Influence des conditions physiques : minéralogie du résidu

Les conditions physiques lors de la fusion crustale ont aussi une influence prépondérante sur la composition des liquides produits, puisqu'elles déterminent, toutes choses égales par ailleurs, la minéralogie du résidu. Les principaux minéraux présents au résidu lors des expériences de fusion de métapélites sont le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz, la biotite, le grenat, la cordiérite et les silicates d'alumine (avec selon le cas \pm spinelle, ilménite, rutile, apatite, zircon, monazite).

Le plagioclase, la biotite et le quartz sont toujours présents au début des expériences et disparaissent lorsque la température augmente, entre 800 et 1100°C.

Les silicates d'alumine (disthène ou sillimanite) sont généralement présents, bien que ce ne soit pas le cas dans les expériences de Holtz et Johannes (1991), probablement parce que leur matériel de départ n'est pas suffisamment alumineux ($A/CNK = 1,32$) pour permettre la cristallisation simultanée de cordiérite et de sillimanite.

La présence de la cordiérite et du grenat dépend surtout de la pression, la cordiérite disparaissant au profit du grenat vers 5-6 Kb (Green, 1976 et Vielzeuf et Holloway, 1988). Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le XFe des liquides en équilibre avec un résidu à grenat est généralement inférieur à celui des liquides en équilibre avec un résidu à cordiérite. Sur la figure VI-7, on constate que le granite de Langonnet a un XFe comparable à celui des liquides obtenus dans les conditions de stabilité de la cordiérite. La présence du feldspath potassique dépend de la quantité d'eau disponible et, lorsque l'eau est présente en excès, des températures

atteintes lors de la fusion. Il semble que dans le cas du granite de Langonnet, le rôle important joué par le feldspath potassique soit à relier à des conditions de basse température, ce qui est confirmé par tous les thermomètres utilisés dans ce travail (système Qz-Ab-Or-An-H₂O, composition des micas, teneurs en LREE et en Zr).

L'orthopyroxène peut être présent au résidu, pour des sources de composition greywackeuse, mais son champ de stabilité, en présence du grenat et de la biotite, est relativement restreint en température (750-850°C; Clemens et Wall, 1981; Conrad et al., 1988).

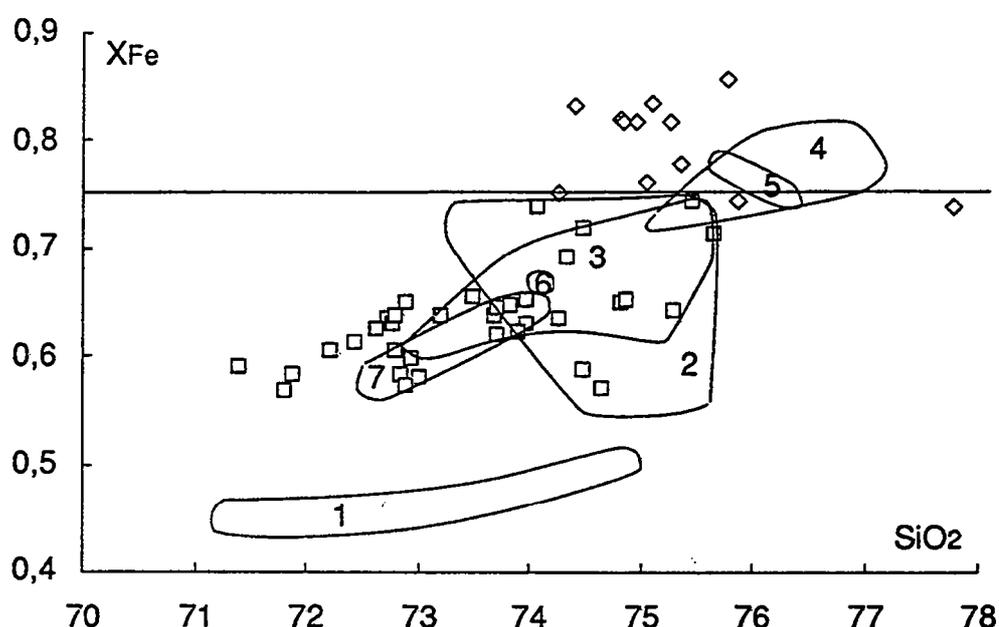


Figure VI-7 : Compositions des liquides expérimentaux comparés au leucogranites de Pontivy-Rostrenen. Les symboles et les chiffres utilisés sont les mêmes que ceux de la figure VI-6.

I-2-2) Modèles de fusion

La géochimie des granites à deux micas du massif de Pontivy-Rostrenen et la pétrologie expérimentale nous permettent d'apporter les contraintes suivantes pour la construction des modèles que nous allons proposer:

- les sources sont peralumineuses et des métasédiments, qui peuvent être des métagrauwackes ou des métapélites, semblent fournir de bons candidats, comme il est d'ailleurs communément admis pour les leucogranites. Nous verrons si la modélisation

géochimique peut nous permettre de favoriser l'une ou l'autre de ces sources;

- dans le cas des leucogranites précoces (et des granites fins tardifs), le grenat était présent au résidu, comme en témoignent leurs spectres de terres rares fractionnés au niveau des HREE;
- au contraire, le spectre plat au niveau des HREE du granite de Langonnet, suggère l'absence de grenat en quantité significative au résidu de fusion. D'autre part, dans ce dernier cas, les températures atteintes lors de la fusion sont probablement faibles;

a) Les leucogranites précoces

a-1) Cas général

Afin de tester les différentes hypothèses, nous allons essayer d'estimer les taux de fusion et les proportions des différentes phases au résidu, à l'aide des bilans de masse sur les éléments majeurs. Nous nous servirons de ces résultats pour modéliser le comportement des éléments en traces. Sachant que les échantillons analysés représentent probablement des mélanges entre minéraux cumulés et liquide résiduel, nous utiliserons la moyenne du granite de Malguénac comme représentatives du liquide primaire.

a-1-1) Eléments majeurs : bilans de masse

- choix des compositions-types de sources utilisées

Les pélites ayant dans l'ensemble des compositions assez constantes en ce qui concerne les éléments majeurs (avec notamment un rapport K_2O/Na_2O toujours élevé), nous utiliserons la moyenne proposée par Taylor et Mc Lennan (1985).

Dans le cas des greywackes le choix est plus délicat, leur composition étant variable car plus directement liée aux compositions des sources qui alimentent ces sédiments. Ils peuvent se diviser en trois groupes principaux en fonction de leur teneur en SiO_2 et de leur rapport K_2O/Na_2O (Taylor et Mc Lennan, 1985) :

- les greywackes pauvres en quartz proviennent du démantèlement de bassins arrière-arc. Ils ont des rapports

K_2O/Na_2O trop faibles pour pouvoir être à l'origine des leucogranites;

- les greywackes riches en quartz dérivent de marges continentales passives (type atlantique) et leur composition, notamment à cause leur pauvreté en Al_2O_3 et CaO en fait de mauvais candidats comme source des leucogranites;

- les greywackes intermédiaires sont formés par le démantèlement d'arc continentaux. Il ont des compositions assez proches de celles de pélites, bien qu'ils soient plus riches en Na_2O et CaO (à teneurs en silice égales) et semblent constituer le meilleur candidat comme source potentielle des leucogranites;

C'est donc ce dernier type que nous choisissons d'utiliser pour notre modèle, en prenant la moyenne de Taylor et Mc Lennan (1985).

- Choix des compositions de minéraux

Le choix des compositions de minéraux est capital dans un modèle de fusion par bilan de masse et en particulier le rapport Fe_2O_3/MgO des minéraux ferromagnésiens (biotite, grenat, cordiérite) et le rapport CaO/Na_2O du plagioclase sont déterminants. En effet, lorsque l'on fait varier ces rapports dans un modèle, toutes choses égales par ailleurs, on constate que les résultats peuvent être très différents.

Pour le modèle de fusion de pélites nous utiliserons les compositions de minéraux de Vielzeuf et Holloway (1988) car la composition de leur matériel de départ est très proche de la moyenne des shales de Taylor et Mc Lennan.

D'une manière générale on sait que le nombre mg ($Mg/Mg+Fe$) des minéraux ferromagnésiens au résidu augmente avec la température et le taux de fusion. Nous nous servons donc des compositions de plagioclase et de grenat (moyenne coeur-bordure) mesurées à $875^\circ C$ dans les expériences de Vielzeuf et Holloway (1988). Ces auteurs ne donnant pas l'évolution de la composition de la biotite au cours de leurs expériences, nous avons utilisé la corrélation $X_{Mg}(Bt)$ -température des travaux de Patino-Douce et Dana-Johnston (1991) pour recalculer une composition théorique de biotite à $875^\circ C$ à partir de sa composition dans le matériel de départ.

Pour le modèle de fusion de greywackes nous utiliserons les compositions de minéraux publiées par Conrad et al. (1991).

Résultats :

- Fusion de pélites

Les résultats du test de bilan de masse et les compositions utilisées sont reportés dans le tableau VI-6.

	Pélites	Plagioclase	Grenat	Biotite	Liq. calculé	Granite M
SiO ₂	63,7	64,5	39,	37,0	73,2	73,4
Al ₂ O ₃	19,2	23,3	20,6	21,2	15,2	15,3
Fe ₂ O ₃	7,3		29,1	17,6	1,4	1,5
MgO	2,2		6,6	13,2	0,5	0,4
CaO	1,3	4,0	4,1		1,1	0,7
Na ₂ O	1,2	7,5		0,5	3,3	3,5
K ₂ O	3,8	0,7		8,7	4,6	4,7
TiO ₂	1,0		0,2	1,8	0,3	0,2
P ₂ O ₅	0,2		n	n	0,4	0,3
TOTAL	100	100	100	100	100	100

	Grenat	Biotite	Sillimanite	Quartz	Feldspath K	Ilménite
résidu.%	24,6	10,9	17,3	28,3	16,5	2,4

Tableau VI-6 : Compositions utilisées et résultats du test de fusion de shales. Le taux de fusion obtenu est de 0,34.

On constate que le liquide calculé a une composition très proche de la moyenne du granite de Malguénac (Granite M; tableau VI-6), bien qu'il soit légèrement plus riche en calcium. Ceci est dû à l'absence du plagioclase au résidu, que nous n'avons réussi à introduire dans le modèle que pour des taux de fusion très faibles ($F < 0,09$).

- Fusion de greywackes

Nous proposons ici deux modèles, l'un avec de l'orthopyroxène au résidu (L1) et l'autre sans (L2). Les résultats de ces test de bilans de masse et les compositions utilisées sont reportés dans le tableau VI-7.

	GW.	Plagio.	Grenat	Biotite	Opx.	L1 calc.	L2 calc.	GM.
SiO ₂	68,6	59,5	36,9	41,0	45,4	73,4	73,4	73,4
Al ₂ O ₃	14,7	25,5	20,3	17,7	7,6	15,3	15,3	15,3
Fe ₂ O ₃	6,1		28,9	17,5	33	1,5	1,5	1,5
MgO	2,4		7,1	10,2	12,8	0,5	0,5	0,4
CaO	2,5	7,4	4,9		0,8	0,8	0,7	0,7
Na ₂ O	2,6	6,4		0,6		3,5	3,6	3,5
K ₂ O	2,2	0,6		8,3		4,7	4,6	4,7
TiO ₂	0,8		1,3	4,7	0,4	0,3	0,2	0,2
P ₂ O ₅	0,2					0,4	0,4	0,3
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100

Rés.%	Grenat	Biotite	Opx.	Quartz	Plagio.	Apatite	Ilménite	Sill.
Mod.1.	10,0	14,3	6,4	34,0	33,7	0,2	0,2	1,2
Mod.2	16,0	16,4		35,4	32,0			0,2

Tableau VI-7 : Compositions utilisées et résultats du test de fusion de greywackes. Le taux de fusion obtenu est de 0,25 pour L1 et de 0,23 pour L2.

On constate que les liquide calculés (L1 et L2) sont identique à la moyenne du granite de Malguénac, les taux de fusion étant légèrement plus faibles que celui obtenu dans le modèle de fusion de pélites.

a-1-2) Les éléments en traces

Afin de tester les modèles précédents à l'aide des éléments en traces, il nous faut choisir des éléments dont le comportement est essentiellement contrôlé par les phases présentes au résidu. Nous avons choisi une séquence de onze éléments parmi lesquels des éléments incompatibles (Cs et Rb), des alcalino-terreux (Sr et Ba),

des terres rares (Eu, Sm et Yb) et des éléments de transition (Cr, Sc, Ni et Co). Nous n'utilisons pas les terres rares légères et le zirconium, car de très faibles quantités de monazite et de zircon, qui ne sont pas contrôlables par les bilans de masse, permettent d'ajuster les modèles pour ces éléments, sans pour autant les contraindre d'avantage.

Nous avons reporté dans le tableau VI-2 les gammes de coefficients de partage de la littérature pour les roches acides. On constate que ces gammes peuvent être assez étendues et nous laissent hélas une certaine liberté dans le choix des coefficients de partage. Toutefois, étant donné l'acidité des magmas leucogranitiques et les faibles températures atteintes lors de la fusion crustale, il est plus réaliste d'utiliser parmi celles-ci des valeurs de K_d élevées.

A partir du taux de fusion et des proportions de minéraux au résidu, on recalcule la composition du liquide théorique en utilisant l'équation de la fusion à l'équilibre (Shaw, 1970) :

$$C_{L1}^i = \frac{C_{S0}^i}{D^i + F(1 - D^i)}$$

où

C_{L1}^i est la concentration d'un élément i dans le liquide primaire,

C_{S0}^i , sa concentration dans le solide initial,

F , la proportion de liquide formé (taux de fusion),

et D^i , le coefficient de distribution globale de l'élément i entre le solide résiduel et le liquide : $D^i = \sum X_j K_d^{ij}$.

- Fusion de pélites

Les coefficients de partage utilisés et la composition du matériel source (moyenne des shales de Taylor et Mc Lennan, 1985) sont reportés dans le tableau VI-8. Les résultats sont reportés sur la figure VI-8.

	Coefficients de partages							
	Teneurs							
	Pérites	Biotite	Grenat	Opx.	Plagio.	Felds. K	Apatite	Ilm.
Cs	15	1,2	0,1	0,77	0,01	0,25	0,01	0,01
Rb	160	2,3	0,0085	0,29	0,048	0,66	0,01	0,01
Ba	650	8,7	0,017	1,9	0,6	7	0,01	0,01
Sr	200	0,67	0,02	0,05	7	9,4	0,01	0,01
Sm	5,6	0,76	2,2	9,3	0,23	0,05	98,5	0,01
Eu	1,1	0,24	1,37	3,3	7	6,5	25,5	0,68
Yb	2,8	0,44	26,9	3,1	0,047	0,006	27,6	0,01
Sc	16	20	27,6	25,9	0,05	0,04	0,01	5
Co	23	79	9	3,6	0,1	0,1	0,01	18,5
Cr	110	31	23,8	14	0,02	0,01	0,01	20
Ni	55	12,9	5,1	16	0,04	0,03	0,01	35

TableauVI-8 : Composition du matériel source (pérites) et coefficients de partage utilisés dans les modèles de fusion de pérites et de greywackes.

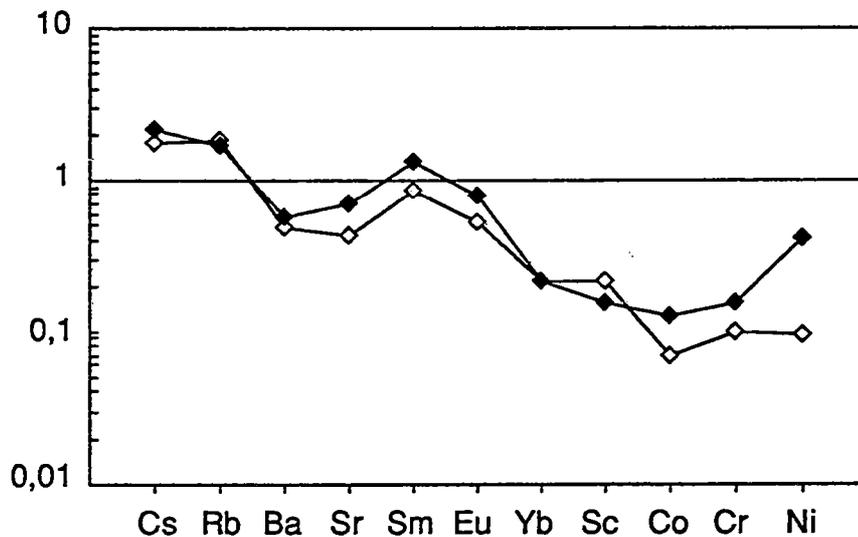


Figure VI-8 : Composition du liquide calculé (losanges pleins) comparée à la moyenne du granite de Malguénac (losanges évidés). Les teneurs sont normées à celles de la source (shales; Taylor et Mc Lennan, 1985).

Cette figure nous montre que le modèle s'ajuste bien pour la plupart des éléments testés, excepté pour les éléments de transition. En effet, même en utilisant les valeurs de K_d les plus élevées de la littérature pour ces éléments, on ne peut expliquer la pauvreté des leucogranites, en particulier pour Cr et Ni.

- Fusion de greywackes

La composition du matériel source est reportée dans le tableau VI-9.

Cs	Rb	Sr	Ba	Eu	Sm	Yb	Sc	Co	Cr	Ni
4,7	101	149	385	1,0	4,9	1,8	18,8	11,4	79,7	19,5

Tableau VI-9 : Composition moyenne des greywackes intermédiaires de Taylor et Mc Lennan (1985), utilisée pour le modèle.

Les résultats des deux test (L1 et L2) sont respectivement représentés sur la figure VI-9 et VI-10.

Contrairement aux pélites, les greywackes sont trop pauvre en Rb et surtout en Cs pour expliquer les teneurs élevées des leucogranites. Néanmoins on sait que ces éléments sont peu fiables du fait de leur mobilité et nous avons vu d'autre part, que leurs variations dans les leucogranites ne peuvent être liées à un processus simple de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle.

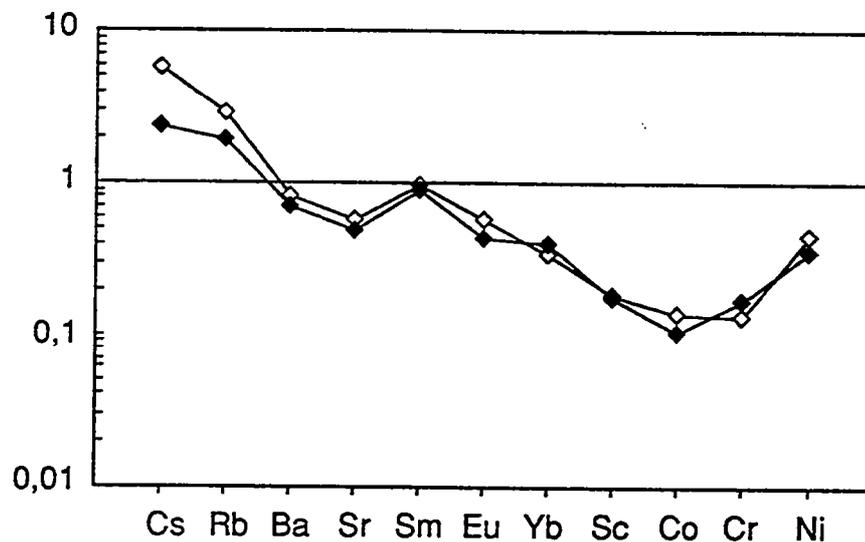


Figure VI-9 : Composition du liquide L1 calculé (losanges pleins) comparée à la moyenne du granite de Malguénac (losanges évidés). Les teneurs sont normées à celles de la source (greywackes intermédiaires, Taylor et Mc Lennan, 1985).

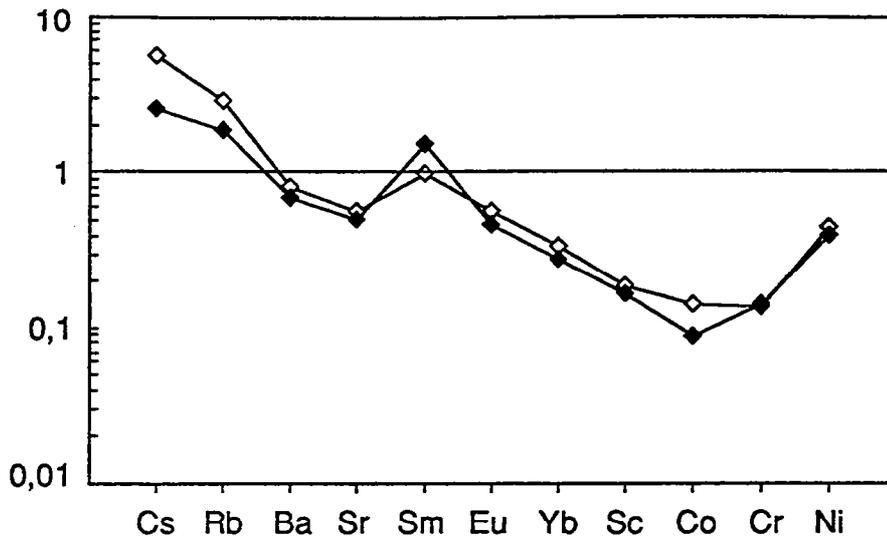


Figure VI-10 : Composition du liquide L2 calculé (losanges pleins) comparée à la moyenne du granite de Malguénac (losanges évidés). Les teneurs sont normées à celles de la source (greywackes intermédiaires, Taylor et Mc Lennan, 1985).

En revanche, les teneurs plus faibles des greywackes en éléments de transition (dûes à leur moins grande richesse en minéraux phylliteux) et la présence au résidu d'un assemblage biotite-grenat-orthopyroxène permettraient, dans l'hypothèse d'une fusion de méta-greywackes, d'expliquer la pauvreté des leucogranites précoces en ces éléments.

a-1-3) Conclusion sur le modèle général de fusion

Il semble donc qu'un modèle simple de fusion de métapélites ne peut à lui seul expliquer toutes les caractéristiques géochimiques des leucogranites précoces du massif de Pontivy-Rostrenen. Le modèle de fusion de greywackes s'accorde mieux avec les données, que ce soit pour les éléments majeurs ou les éléments en traces. Malheureusement un tel modèle est plus difficile à contraindre (par exemple l'effet de P sur la minéralogie du résidu), étant donné le peu de travaux expérimentaux effectués sur ce type de matériaux (Conrad et al., 1988).

Ces modèles sont à interpréter avec précaution car les pélites, comme les greywackes, peuvent avoir des compositions variables, en particulier lorsque l'on s'intéresse aux éléments traces (Taylor et Mc Lennan, 1985) et l'utilisation de moyennes n'a ici de valeur que pour la comparaison des deux grands types de sources testés. De

plus, la croûte continentale est hétérogène et il est très probable que lors de la fusion d'une pile sédimentaire, ces hétérogénéités soient conservées à l'état magmatique (Friedrich et al., 1987, 1988a, 1988b, Bourgignon, 1988). Les données isotopiques disponibles sur les leucogranites du massif de pontivy-Rostrenen confirment ce point (voir chapitre V).

a-2) source régionale

Georget (1986) à effectué un inventaire des principales formations armoricaines (Précambrien, Briovérien et Paléozoïque), afin d'estimer laquelle parmi celles-ci, était la plus susceptible de représenter la source des granitoïdes à cordiérite du Massif Armoricaïn. L'échantillon 82.33 du granite de Huelgoat, considéré par Georget (1986) comme représentatif d'un liquide primaire, a une composition proche de celle du granite de Malguénac, excepté des teneurs plus élevées en Fe₂O₃ et MgO (Tableau VI-10).

	GM	82.33
SiO ₂	73,37	71,90
Al ₂ O ₃	15,26	15,90
Fe ₂ O ₃	1,48	2,20
MnO	0,02	-
MgO	0,43	1,10
CaO	0,73	0,90
Na ₂ O	3,47	3,30
K ₂ O	4,67	4,20
TiO ₂	0,24	0,30
P ₂ O ₅	0,33	0,20
TOTAL	100	100

Tableau VI.10 :
Comparaison de
l'échantillon 82.33
du granite de
Huelgoat et de la
moyenne du
granite de
Malguénac

Bien que les conditions de genèse soit probablement différentes (températures plus élevées et teneurs en eau plus faibles dans le cas des granitoïdes à cordiérite de type Huelgoat), les sources peuvent être comparables dans les deux cas.

En raison de leurs rapports isotopiques du strontium élevés à 340 Ma et parce que tous les isotopes indiquent une composante juvénile dominante dans la source des leucogranites précoces de

Pontivy-Rostrenen, des roches très anciennes telles que les métasédiments icartiens du Trégor et du Cotentin ne peuvent constituer la source recherchée.

Les sédiments gréseux, schisteux et schisto-gréseux du Paléozoïque de Bretagne centrale sont également de mauvais candidats, en particulier à cause de leur pauvreté en Na_2O (0,27 à 0,72%) et en CaO (0,13 à 0,34%), (Dabard, 1983; Georget, 1986).

Il semble donc qu'il faille rechercher la source au sein du Briovérien. En raison de ses faibles teneurs en CaO (généralement inférieures à 0,3%), la majeure partie du Briovérien épimétamorphique ne constitue pas une source potentielle pour les leucogranites. Les sédiments de la coupe de Janzé à l'ouest de Rennes (Chantraine et al., 1983), présentent néanmoins des teneurs en CaO suffisamment élevées (0,63%), mais leur composition pélitique avec notamment un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ très faible (0,37) et des teneurs élevées en éléments de transition (Cr, Ni) en font, comme nous l'avons vu précédemment, de mauvais candidats.

Finalement, comme le souligne Georget (1986), le seul candidat valable parmi les roches affleurant dans le massif armoricain, est représenté par le Briovérien "profond" qui affleure localement dans le nord du Massif Armoricain (vallée de la Rance; Martin, 1977, 1980), en Vendée (coupe de l'Evre et de la Divatte, Wyns et Lemétour, 1983) et en Bretagne centrale (Plouguenast; Saunier, 1986).

Le dôme de Plougenast est constitué de micaschistes alumineux très similaires à ceux que l'on trouve dans le Briovérien épimétamorphique de Bretagne centrale et de paragneiss peu matures (riches en plagioclase), interstratifiés avec des amphibolites d'affinité tholéitique (Saunier, 1983). L'ensemble est intrudé par des leucogranites (granite de S^t Gouéno vers 455 Ma) et métamorphisé (en faciès schiste vert à amphibolite) à l'Ordovicien (Saunier, 1983). Les paragneiss de Plougenast n'affleurent que très localement au contact du leucogranite de S^t Gouéno et peuvent être partiellement fondus (gneiss métatexiques). Ils ont une composition originale par rapport à l'ensemble du Briovérien de Bretagne centrale, intermédiaire entre des pélites et des grauwackes et qui s'exprime par des teneurs plus élevées en CaO et en Na_2O . Ils ont une composition minéralogique identique à celle d'enclaves d'encaissant décrites par Giret (1972) dans le granite de Rostrenen,

ce qui suppose leur existence sous le Briovérien intrudé par les granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen (Saunier, 1983). Ils ont de plus un rapport isotopique du strontium recalculé à 340 Ma relativement faible (0,7098), bien que plus élevé que celui des leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen.

Tous ces caractères en font le meilleur candidat actuellement reconnu dans le Massif Armoricain, comme source potentielle des leucogranites.

Nous allons donc utiliser la moyenne des deux analyses effectuées par Y. Georget pour tester l'hypothèse de fusion des plagiogneiss de Plouguenast, suivant la même méthode que précédemment.

Les résultats du calcul de bilan de masse sont reportés dans le tableau suivant :

	Para-gneiss	Grenat	Plagio.	Biotite	Opx.	Liq. calculé	Malguénac
SiO ₂	66,37	38,68	59,92	37,59	45,43	73,39	73,39
Al ₂ O ₃	16,91	22,08	25,55	19,51	7,59	15,26	15,26
Fe ₂ O ₃	6,10	32,45	0,00	18,33	32,99	1,48	1,48
MgO	2,24	4,93	0,00	11,07	12,78	0,43	0,43
CaO	2,10	1,80	7,09	0,03	0,77	0,73	0,73
Na ₂ O	2,82	0,03	7,34	0,15	0,00	3,47	3,47
K ₂ O	2,36	0,00	0,09	10,09	0,00	4,67	4,67
TiO ₂	0,93	0,03	0,00	3,24	0,43	0,24	0,24
P ₂ O ₅	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,33
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tableau VI-11 : Compositions utilisées pour le modèle et résultats du calcul de bilan de masse. Toutes les analyses de minéraux sont tirées de Saunier (1983). F=0,3. Le résidu est constitué de 13,3% de biotite, 34,3% de plagioclase, 3,4% de grenat, 10,8% d'orthopyroxène, 28,8% de quartz, 1,7% d'ilménite, 0,2% d'apatite et 7,5% de sillimanite.

Les coefficients de partage utilisés et les résultats du test effectué sur les éléments en traces sont reportés dans le tableau VI-12 et la figure VI-11.

	Coefficients de partage						
	Teneurs Paragneiss	Biotite	Plagio.	Grenat	Opx	Ilménite	Apatite
Cs	3,1	1,2	0,01	0,1	0,77	0,01	0,01
Rb	80,5	2,3	0,048	0,0085	0,29	0,01	0,01
Ba	596,5	9,7	0,6	0,017	1,9	0,01	0,01
Sr	235,0	0,67	8	0,02	0,05	0,01	0,01
Sm	5,7	0,76	0,23	5,5	9,3	0,68	98,5
Eu	1,7	0,24	7,9	1,37	3,3	0,01	25,5
Yb	2,6	0,44	0,047	67	3,1	0,01	27,6
Sc	14,0	20	0,05	27,6	25,9	18,5	0,01
Co	9,0	29	0,1	3	2,1	35	0,01
Cr	68,5	31	0,02	23,8	14	5	0,01
Ni	19,3	12,9	0,04	5,1	16	20	0,01

Tableau VI-12 : Teneurs en éléments traces des plagiogneiss de Plouguenast et coefficients de partages utilisés pour le modèle.

Les spectres du granite de Malguénac et du liquide calculé normés à la source sont très comparables, les différences concernant cette fois encore Cs et Rb. Dans le cadre de ce modèle, les teneurs élevées en Rb et Cs peuvent s'expliquer si la source a subi un métasomatisme (altération hydrothermale) précédant la fusion (suivant le modèle proposé par Bickle et al., 1988).

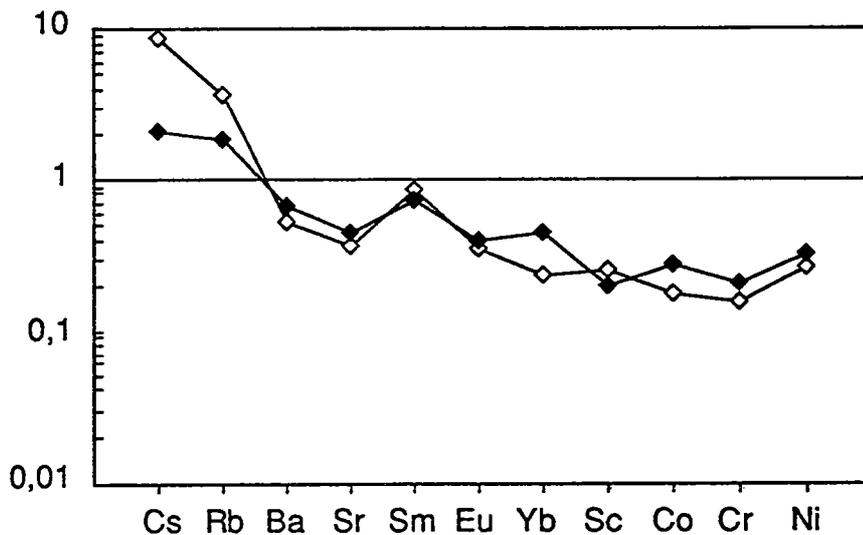


Figure VI-11 : comparaison du liquide calculé (losanges pleins) avec la moyenne du granite de Malguénac (losanges évidés).

Un tel modèle permettrait d'expliquer les teneurs élevées en éléments lithophiles (Cs, Rb, U...), ainsi que l'homogénéisation du strontium à un rapport isotopique bas (0,705-0,706) si les fluides sont tamponnés en Sr par les niveaux amphibolitiques intercalés dans la série de Plouguenast.

Il existe également au sein du dôme de Plouguenast un orthogneiss ordovicien (492 ± 38 Ma et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7045$; recalculé d'après les données de Vidal, 1976) dont la composition en éléments majeurs en fait également un matériel susceptible de fondre pour donner des leucogranites, à condition que la fusion soit induite par un apport externe de fluides.

	82-85	82-11
SiO ₂	67,53	74,99
Al ₂ O ₃	16,01	14,24
Fe ₂ O ₃	4,67	1,98
MnO	0,05	0,03
MgO	1,81	0,42
CaO	3,25	1,44
Na ₂ O	3,72	4,09
K ₂ O	2,01	2,52
TiO ₂	0,71	0,23
P ₂ O ₅	0,24	0,06
TOTAL	100	100

Tableau VI-13 : Analyses représentatives de la gamme de composition des orthogneiss de Plouguenast (Saunier, 1983).

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cet orthogneiss recalculé à 340 Ma (avec un rapport moyen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=1,04$) est de 0,706, ce qui pourrait également contribuer à la signature isotopique en Sr des leucogranites précoces de Pontivy-Rostrenen. Malheureusement, les données de Vidal (1976) sont les seules données isotopiques dont on dispose actuellement et il n'existe pas d'analyses en éléments traces sur ces orthogneiss.

Il semble donc que l'on trouve dans le dôme de Plouguenast les matériaux para- et ortho-dérivés les plus susceptibles, parmi les formations du Briovérien, d'être à l'origine des leucogranites précoces du Massif de Pontivy-Rostrenen. A présent, seule une étude géochimique et isotopique détaillée de ce Briovérien mal connu, pourrait permettre de pousser plus loin cette hypothèse.

a-3) Origine du filon microgrenu

Il nous à semblé important de rechercher l'origine possible de ce filon, puisqu'il a donné naissance au enclaves microgrenues claires du granite de Malguénac (Euzen et Capdevila, 1991a et b; voir en annexe). A cause de son rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ élevé, il ne peut provenir de la fusion d'une source de composition pélitique. Il est par contre possible d'obtenir un liquide de cette composition par un modèle de fusion de greywackes.

- Eléments majeurs

Fusion de greywackes

Pour ce modèle les compositions utilisées sont les mêmes que pour les leucogranites. Les résultats du test de bilan de masse sont reportés dans le tableau VI-14.

	GW	Filon	Liq. Calc.
SiO ₂	68,63	70,96	70,85
Al ₂ O ₃	14,67	15,92	15,81
Fe ₂ O ₃	6,11	2,81	2,51
MgO	2,36	1,04	1,41
CaO	2,53	1,53	1,84
Na ₂ O	2,56	4,09	3,46
K ₂ O	2,23	2,88	3,28
TiO ₂	0,77	0,52	0,66
P ₂ O ₅	0,15	0,26	0,25
TOTAL	100,00	100	100

Tableau VI-14 : Résultats du test de bilan de masse. GW=greywackes. F=0,61 et le résidu est constitué de 23% de grenat, 14% d'Opx, 34% de quartz, 28% de plagioclase et 1% d'ilménite.

Il semble donc possible d'obtenir un liquide de composition proche de celle du filon microgrenu, par fusion de greywackes, mais avec un taux de fusion environ deux fois supérieur à celui obtenu dans le cas des leucogranites. Il est cependant difficile d'expliquer de telles variations locales du taux de fusion.

- Eléments traces

Nous avons appliqué ce modèle aux éléments en traces en utilisant les mêmes coefficients de partage que pour les leucogranites. Les résultats sont reportés dans la figure VI-12.

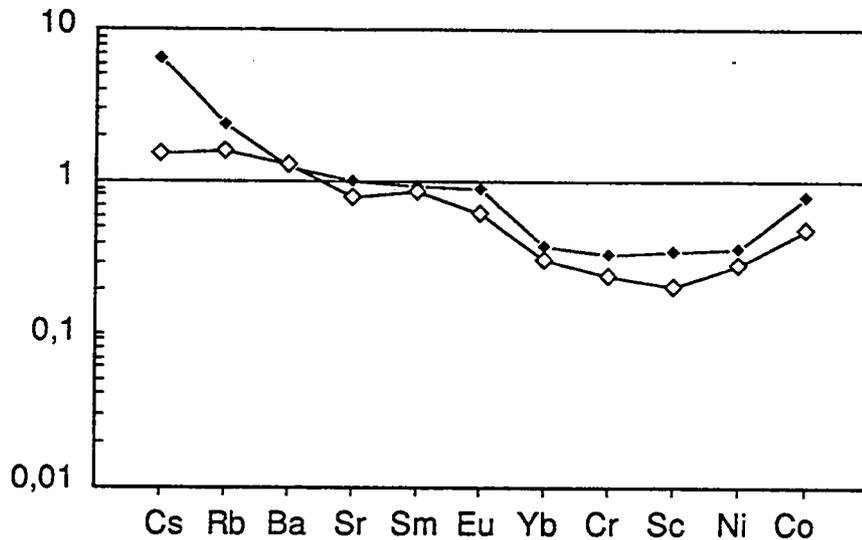


Figure VI-12 : Résultats du test de fusion de greywackes (liquide calculé : losanges pleins; normé au greywackes de Taylor et Mc Lennan, 1985) pour le filon microgrenu (losange évidés).

Comme dans les modèles précédents, les teneurs en Rb et en Cs sont bien plus faibles dans le liquide calculé. Les autres éléments sont globalement en accord avec le modèle, bien que les teneurs soient légèrement plus faibles dans le liquide calculé.

b) Le granite de Langonnet

b-1) Éléments majeurs : bilans de masse

Nous allons ici utiliser la même approche que pour les leucogranites précoces, en prenant les compositions moyennes de shales et de greywackes de Taylor et Mc Lennan (1985). Les variations chimiques en éléments majeurs étant très faibles au sein du granite de Langonnet, nous utiliserons la composition moyenne de ce granite comme représentative de celle d'un liquide primaire.

- Fusion de shales

Les résultats du test sont reportés dans le tableau VI-14.

	SHALES	Plagio.	Cordiérite	Biotite	Liq.calculé	Granite L
SiO ₂	63,71	64,46	48,00	37,00	75,15	75,04
Al ₂ O ₃	19,17	23,32	33,71	21,24	14,82	14,78
Fe ₂ O ₃	7,30	0,00	11,59	17,55	1,56	0,99
MnO	0,11	0,00	0,43	0,00	-	0,02
MgO	2,23	0,00	5,83	13,24	(-0,21)	0,16
CaO	1,32	4,00	0,05	0,00	1,02	0,46
Na ₂ O	1,22	7,51	0,26	0,45	3,7	3,49
K ₂ O	3,75	0,70	0,05	8,68	4,79	4,58
TiO ₂	1,01	0,00	0,07	1,84	(-0,31)	0,15
P ₂ O ₅	0,16	nd	nd	nd	(-0,09)	0,35
TOTAL	100	100	100	100	100	100

	Biotite	Cordiérite	Quartz	Feldsp. K	Ilménite	Apatite
Résidu %	3,8	46,7	23,9	20,3	3,9	1,5

Tableau VI-14 : Résultats du test de fusion de shales pour le granite de Langonnet. Les compositions de minéraux utilisés sont les mêmes que pour les leucogranites précoces et celle de la cordiérite est tir e de Gil Ibaruchi et Martinez (1982); F=0,2.

Ces résultats nous montrent que le modèle ne s'ajuste pas bien, notamment à cause des teneurs en Fe₂O₃ et en CaO qui sont trop  lev es et celles de MgO, TiO₂ et P₂O₅ qui sont aberrantes (valeurs négatives en parenthèse dans le tableau ci-dessus).

- Fusion de greywackes

Les résultats sont reportés dans le tableau VI-15.

Ces résultats nous posent le même problème que ceux du test précédent, c'est-à-dire qu'il ne sont pas cohérents pour Fe₂O₃, CaO, TiO₂ et P₂O₅.

Au vu de ces résultats sur les éléments majeurs, il semble donc difficile d'obtenir un liquide de la composition du granite de Langonnet par un modèle simple de fusion de matériaux moyens de type shale ou greywacke, en l'absence de grenat au résidu.

	GREYWACKE	Cordiérite	Biotite	Liq. calculé	Granite L
SiO ₂	68,55	48,00	41,04	75,02	75,04
Al ₂ O ₃	14,65	33,71	17,74	14,59	14,78
Fe ₂ O ₃	6,10	11,59	17,47	1,43	0,99
MnO	0,11	0,43	0,00	-	0,02
MgO	2,35	5,83	10,21	0,16	0,16
CaO	2,53	0,05	0,00	1,37	0,46
Na ₂ O	2,55	0,26	0,55	4,57	3,49
K ₂ O	2,23	0,05	8,31	4,18	4,58
TiO ₂	0,77	0,07	4,68	(-0,44)	0,15
P ₂ O ₅	0,15	nd	nd	(-0,81)	0,35
TOTAL	100,00	100	100	100	100,00

	Biotite	Cordiérite	Quartz	Ilménite	Apatite
Résidu %	16,4	35,6	40,7	3,0	4,3

Tableau VI-15 : résultats du test de fusion de greywackes; F=0,4.

b-2) Les éléments en traces

Les résultats obtenus sur les éléments traces à partir des modèles effectués sur les éléments majeurs sont reportés sur les figures VI-13 et VI-14.

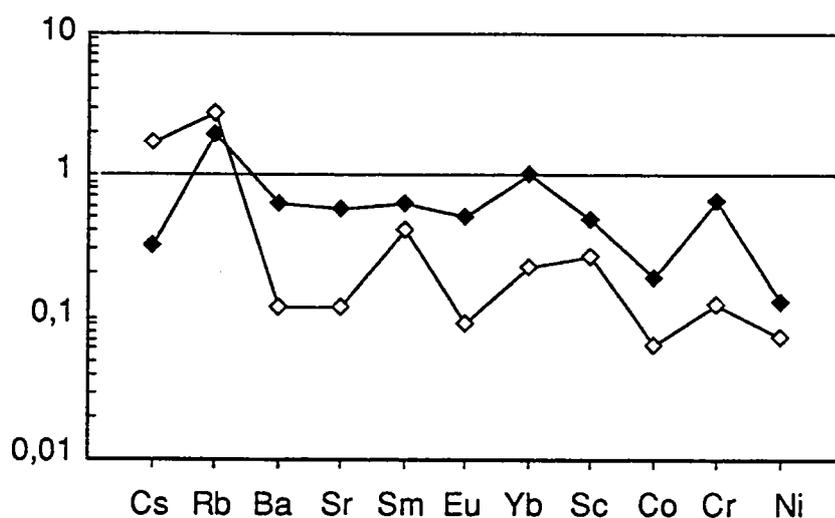


Figure VI-13 : Application du modèle de fusion de shales au éléments traces. Losanges pleins : liquide calculé; losanges évidés : granite de Langonnet (spectres normés aux shales de Taylor et Mc Lennan, 1985).

Ils confirment le fait que la majeure partie des caractères chimiques du granite de Langonnet ne peuvent s'expliquer par de tels modèles. En effet dans les deux cas le modèle ne peut expliquer les faibles teneurs en Ba, Sr et Eu du granite de Langonnet et ses teneurs élevées en Cs et Rb.

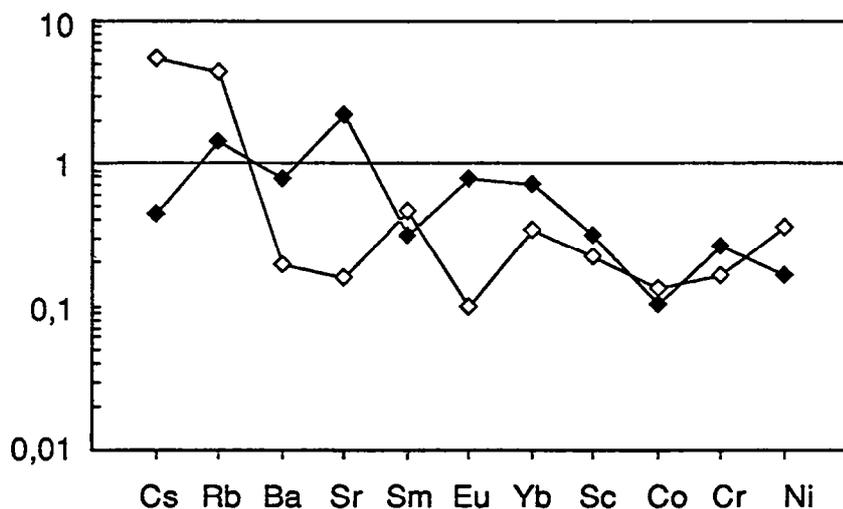


Figure VI-14 : Application du modèle de fusion de greywackes au éléments traces (mêmes symboles que VI-13; spectres normalisés à la moyenne des greywackes intermédiaires de Taylor et Mc Lennan, 1985).

b-3) Les terres rares

Etant donné le spectre de terres rares très particulier du granite de Langonnet (faibles teneurs, anomalie négative en Eu très marquée et terres rares lourdes "plates"), il nous a semblé intéressant de quantifier et de visualiser le rôle des minéraux porteurs de ces terres rares dans un processus de fusion partielle à l'équilibre.

Les minéraux pris en compte sont la monazite (LREE), l'apatite (IREE), le zircon (HREE), le grenat (HREE) et les feldspaths (Eu). Les gammes de coefficients de partage des terres rares pour ces minéraux dans les roches acides sont reportées dans le tableau VI-16. N'ayant pas de contraintes imposées par les bilans de masse pour les phases accessoires, nous avons cherché un assemblage résiduel pour lequel les spectres des liquides calculés se rapprochent le plus possible de celui du granite de Langonnet. Les deux sources testées sont les moyennes des shales et des greywackes intermédiaires (Taylor et Mc Lennan, 1985). Les résultats sont reportés sur la figure VI-15

	Allanite	Zircon	Apatite	Grenat	Feldspaths
La	820-2827	2-26,6	15-28,2	0,28-0,54	0,1
Ce	635-2494	2,3-23,5	16,6-37,4	0,35-0,93	0,1
Nd	463-1840	2-22	21-61,2	0,53-0,73	0,1
Sm	205-977	2,6-17,7	20,7-98,5	0,76-5,5	0,1
Eu	56-122	1,1-12	14,5-17,1	0,17-1,37	1-9
Gd	130-400	10-30	21,7-95,6	3,7-13,6	0,1
Tb	71-311	30-37	19-76	7,2-19,6	0,1
Yb	8,9-95	240-564	9,4-27,6	27-67	0,1

Tableau VI-16 : Coefficients de partages des terres rares pour les minéraux utilisés dans le modèle de fusion partielle. Références : Brooks et al., 1981 ; Fourcade et Allègre, 1981 ; Mahood et Hildreth, 1983 ; Nagasawa, 1970 ; Henderson, 1982 ; Fujimaki, 1986 ; Irving et Frey, 1978 ; Nagasawa et Schnetzler, 1971 ; Nash et Crecraft, 1985.

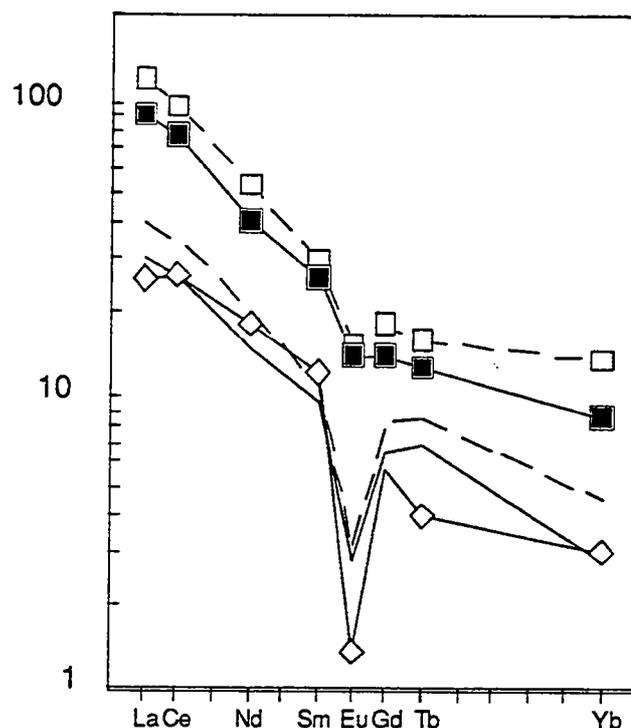


Figure VI-15 : Spectres de terres rares du granite de Langonnet (losanges), des sources testées (greywackes : carrés pleins; shales : carrés évidés; Taylor et Mc Lennan, 1985) et des liquides théoriques (trait plein : fusion de greywackes, tiretés : fusion de shales). Le résidu contient 0,1% de monazite, 0,5% de zircon, 2% d'apatite et 60% de feldspaths et $F=0,2$. Les K_d utilisés correspondent aux valeurs maximales du tableau VI-16.

On constate que même en prenant un résidu constitué de 60% de feldspath, on ne peut expliquer la forte anomalie en Europium du

granite de Langonnet. De plus, on ne peut pas non plus expliquer la forme plate du spectre au niveau des terres rares lourdes (rapport Tb/Yb), car le seul minéral permettant d'obtenir un appauvrissement suffisant en HREE en l'absence de genat (le zircon) est très enrichi en Yb par rapport au Tb.

Comme pour les éléments majeurs et les éléments traces, les terres rares nous montrent l'impossibilité d'obtenir un liquide de la composition du granite de Langonnet par fusion de matériaux de composition typique de pélites ou de greywackes.

b-4) Conclusion

Il semble clair à présent que le granite de Langonnet ne peut être le produit de la fusion de métapélites ou de métagreywackes et que des différences dans les conditions de fusion (P, T ...) ne peuvent à elles seules expliquer les différences géochimiques entre le granite de Langonnet et les leucogranites précoces. Dans ce cas, deux hypothèses s'offrent à nous :

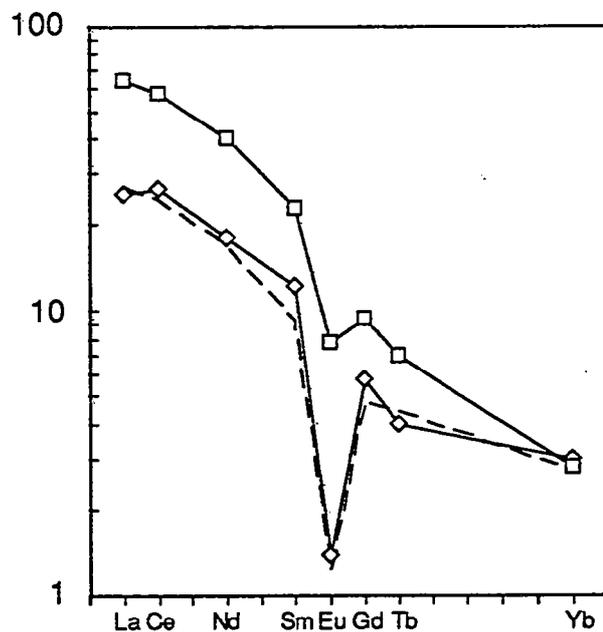


Figure VI-16 : Spectres de terres rares du granite de Langonnet (losanges), du granite de Malguénac (carrés) et d'un liquide théorique (trait tireté) calculés par un modèle de cristallisation fractionnée. Les coefficients de partage correspondent aux valeurs maximales du tableau VI-16. Le cumulat contient 0,07% de monazite, 0,05% de zircon, 2,2% d'apatite et 40% de feldspath (Les autres minéraux n'ayant pas d'influence sur le coefficient de distribution globale des terres rares) et $F=0,6$.

- Le granite de Langonnet, tel qu'on l'observe à l'affleurement, ne représente pas un liquide primaire issu directement de la fusion d'un matériel crustal, mais déjà un liquide résiduel produit par la différenciation d'un magma leucogranitique. La figure VI-16 nous montrent qu'un spectre de terres rares très semblable à celui du granite de Langonnet peut être obtenu par différenciation d'un magma leucogranitique de même composition que le granite de Malguénac.

Néanmoins il est peu probable que le granite de Langonnet provienne de la différenciation du granite de Malguénac, étant donné leurs relations cartographiques et le caractère apparemment tardif du granite de Langonnet. Il pourrait cependant provenir de la différenciation d'un magma identique resté en profondeur.

- Ou bien ce granite représente bien un liquide primaire, auquel cas sa source doit être relativement peu cafémique et appauvrie en terres rares, en Sr et en Ba par rapport à des sédiments de type shale ou greywacke. Un orthogneiss peralumineux leucocrate pourrait, par exemple, correspondre à la source recherchée.

II) Le granite de Rostrenen

II-1) Les mécanismes responsables des variations chimiques

Nous avons vu dans le chapitre précédent que trois processus majeurs semblent responsables des variations chimiques au sein du granite de Rostrenen : (1) la cristallisation fractionnée, (2) le mélange avec un magma monzodioritique, (3) la contamination par un matériel acide, peralumineux et hydraté.

Le faciès nord du granite de Rostrenen montre des variations inter-éléments linéaires et il est donc probable que l'un des deux premiers mécanismes domine dans la différenciation de ce faciès. Nous allons par conséquent chercher à savoir si un processus de cristallisation fractionnée peut à lui seul, expliquer les variations chimiques au sein des granites du faciès nord.

II-1-1) La cristallisation fractionnée

a) Les éléments majeurs : bilans de masse

Nous allons, comme dans le cas des granites à deux micas, utiliser le test XLFRAC. Nous prendrons pour liquide primaire un échantillon parmi les moins différenciés du faciès nord (SiO_2 faible, CaO et FMMT élevés), que nous choisissons également pour ses teneurs élevées en Ba et Sr (RM 10). L'échantillon le plus évolué des granites du faciès nord est choisi pour représenter le liquide résiduel (RM 12). Enfin, les compositions moyennes des biotites, des feldspaths potassiques et des coeurs de plagioclase du faciès nord constitueront l'extrait. Les résultats et les compositions utilisées sont reportés dans le tableau VI-17.

Comme on peut le constater, le liquide calculé est très similaire à l'échantillon RM12 et les variations en éléments majeurs au sein du faciès nord sont donc tout à fait compatibles avec un modèle de cristallisation fractionnée.

	RM10	RM12	Liq calculé	Biotite	Plagio.	Feldsp. k
SiO_2	65,64	71,35	71,40	37,32	58,35	65,26
Al_2O_3	17,07	14,47	14,50	19,59	26,52	18,66
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$	4,34	3,13	3,15	21,37	0,00	0,04
MnO	0,06	0,06	-	nd	nd	nd
MgO	1,46	1,06	1,01	7,97	0,00	0,00
CaO	2,34	1,63	1,53	0,00	8,12	0,01
Na_2O	3,69	3,49	3,58	0,15	6,79	1,30
K_2O	4,54	4,20	4,19	10,04	0,21	14,71
TiO_2	0,66	0,40	0,38	3,57	0,00	0,02
P_2O_5	0,20	0,20	0,26	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

	Biotite	Plagioclase	Feldspath k	Ilménite	F
Prop.	0,32	0,54	0,14	0,004	0,70

Tableau VI-17 : Compositions utilisées et résultats du test de cristallisation fractionnée pour le faciès nord du granite de Rostrenen. Le taux de cristallisation obtenu ($100(1-F)$) est de 30%.

b) Les éléments traces

Nous ne disposons malheureusement pas d'analyse par activation neutronique ou par fluorescence X des faciès les moins différenciés du granite de Rostrenen. Par conséquent nous ne pouvons tester le modèle précédent que sur Rb, Ba et Sr, éléments analysés sur ces échantillons par J. Cotten (1975).

De la même manière que précédemment, nous allons calculer à partir de la composition du cumulat déterminée ci-dessus et des valeurs de coefficients de partage disponibles dans la littérature, une gamme de coefficients de distribution globale ΔD pour ces trois éléments. Puis nous calculerons deux valeurs de D_1 et D_2 (respectivement pour la cristallisation fractionnée et la cristallisation à l'équilibre global), connaissant C_0 (RM10), CL_1 (RM12) et F (0,7). Si ces valeurs de D se trouvent dans la gamme de valeurs obtenue par la première méthode, nos données sont compatibles avec le modèle. Les résultats sont reportés dans le tableau VI-18.

	Sr	Ba	Rb
RM10	527	1320	169
RM12	243	495	171
Kd(Bt)	0,08-0,67	1,09-15,3	0,93-4,1
Kd(Pl)	1,27-13	0,05-3,98	0,02-0,46
Kd(Fk)	1,2-7,3	2,7-8,95	0,03-1,8
Kd(ilm)	0,1	0,1	0,1
ΔD	0,9-8,3	0,8-8,3	0,3-1,8
D_1	3,2	3,7	1,0
D_2	4,9	6,6	1,0

Tableau VI-18 : Test de cristallisation fractionnée sur les éléments en traces du granite de Rostrenen (faciès nord).

Comme on peut le constater les données en éléments traces et en éléments majeurs sont compatibles avec un modèle de cristallisation fractionnée. Il semble donc bien que les variations chimiques à l'intérieur du faciès nord du granite de Rostrenen, soient essentiellement contrôlées par ce mécanisme. Si un processus de contamination a eu lieu pendant la différenciation, il doit

théoriquement perturber la signature de la cristallisation fractionnée et les corrélations inter-éléments linéaires. Si il y a eu malgré tout contamination, elle n'a pû affecter le magma qu'avant sa différenciation, au cours d'un stade profond, et peut être alors envisagée en termes de mélange de magmas contemporains. Nous traiterons donc ce problème dans le paragraphe qui suit, concernant la nature de la source et la fusion partielle.

II-2) Nature de la source

II-2-1) Les éléments majeurs : bilans de masse

De la même façon que nous l'avons fait pour les leucogranites, nous allons effectuer des tests de fusion pour les deux grands types de sources (métapélites et greywackes), mais en rajoutant cette fois un contaminant, représenté par la monzodiorite de Plélauff. L'échantillon de monzodiorite ML1 a été choisi pour représenter se contaminant car il est le moins différencié parmi ceux analysés. L'échantillon RM10 est choisi comme liquide primaire du granite de Rostrenen pour la même raison.

Si l'on rajoute un contaminant, l'équation de bilan de masse :

$$C_{S_0}^i = (1-F) \cdot \sum_{j=1}^n X_j C_j^i + F C_{L_1}^i$$

Devient :

$$C_{L_1}^i = (1-p) \frac{1}{F} [C_{S_0}^i - (1-F) \sum_{j=1}^n X_j C_j^i] + p C_c^i$$

$C_{S_0}^i$ étant la concentration de l'oxyde i dans le solide initial S_0 ,

X_j , la proportion de la phase j dans le résidu,

C_j^i , la concentration de l'oxyde i dans la phase j,

$C_{L_1}^i$, sa concentration dans le liquide L_1 ,

C_c^i , sa concentration dans le contaminant,
 F la fraction de liquide restant,
 et p la proportion de contaminant dans le mélange.

- Fusion de pélites

Les compositions de minéraux utilisées pour ce test sont les mêmes que celles utilisées dans le cas des leucogranites (voire tableau VI-6). Les résultats sont reportés dans le tableau VI-19.

	PELITES	ML1	RM-10	Liq. Calculé
SiO ₂	63,78	55,05	65,68	65,71
Al ₂ O ₃	19,20	17,79	17,08	17,11
Fe ₂ O _{3t}	7,31	8,04	4,34	4,41
MgO	2,23	4,34	1,46	1,14
CaO	1,32	6,57	2,34	2,61
Na ₂ O	1,22	3,13	3,69	3,06
K ₂ O	3,76	3,38	4,54	5,04
TiO ₂	1,02	1,25	0,66	0,63
P ₂ O ₅	0,16	0,44	0,20	0,29
TOTAL	100	100	100	100

Tableau VI-19 : Résultats du test de fusion de pélites. $F=0,47$, $p=0,19$ et le résidu est constitué de 21,8% de biotite, 18% de grenat, 20,5% de sillimanite, 37,4% de quartz et de 2,4% d'ilménite.

Il semble donc qu'un modèle de fusion de métapélite avec contamination du liquide produit par un magma monzodioritique soit compatible avec les données en éléments majeurs.

- Fusion de greywackes

Ici encore les compositions de minéraux utilisées sont les mêmes que dans le cas des leucogranites (Conrad et al, 1988). Les résultats sont reportés dans le tableau VI-20.

	GREYWACKES	PML1	RM-10	Liq. Calculé
SiO ₂	68,63	55,05	65,68	65,71
Al ₂ O ₃	14,67	17,79	17,08	17,1
Fe ₂ O _{3t}	6,11	8,04	4,34	4,35
MgO	2,36	4,34	1,46	1,59
CaO	2,53	6,57	2,34	2,32
Na ₂ O	2,56	3,13	3,69	3,77
K ₂ O	2,23	3,38	4,54	4,54
TiO ₂	0,77	1,25	0,66	0,54
P ₂ O ₅	0,15	0,44	0,20	0,27
TOTAL	100	100	100	100,19

Tableau VI-20 : résultats du test de fusion greywackes. $F=0,14$, $p=0,47$ et le résidu est constitué de 18,1% de biotite, 12,9% de grenat, 0,1% de sillimanite, 33,1% de plagioclase, 35,6% de quartz et de 0,2% d'apatite.

Le liquide calculé se rapproche ici davantage encore de l'échantillon testé, mais avec cette fois un taux de fusion beaucoup plus faible et un taux de contamination bien plus élevé. Cette solution semble pourtant moins réaliste, car si la fusion crustale est induite par un apport de chaleur dû à l'intrusion d'un magma basique (ou intermédiaire), on devrait s'attendre à un taux de fusion plus élevé et un taux de contamination plus faible (une partie de la chaleur étant fournie par la cristallisation du magma basique). Nous allons voir si les éléments traces peuvent nous permettre de trancher entre ces deux hypothèses.

II-2-2) Les éléments en traces

Les deux modèles précédents ont été testés pour les éléments traces (Rb, Sr et Ba) en utilisant l'équation de la fusion à l'équilibre avec celle d'un mélange binaire. En combinant les deux équations, on obtient :

$$C_{L1}^i = pC_c^i + (1-p) \frac{C_{S0}^i}{D_i + F(1-D_i)}$$

On peut exprimer D sous la forme :

On peut exprimer D sous la forme :

$$D^i = \frac{C_{S0}^i - F(C_{L1}^i - pC_c^i)/(1-p)}{(1-F)(C_{L1}^i - pC_c^i)/(1-p)}$$

où,

D^i est le coefficient de distribution globale de l'élément i entre le résidu et le liquide,

C_{S0}^i , la concentration de l'élément i dans le solide initial S_0 ,

C_{L1}^i , sa concentration dans le liquide contaminé L1,

C_c^i , sa concentration dans le contaminant c,

F, le taux de fusion

et p, la proportion du contaminant c dans le mélange.

A partir de cette équation on peut calculer une valeur de D connaissant C_{S0}^i (moyennes des pélites et des greywackes de Taylor et Mc Lennan, 1985), C_{L1}^i (l'échantillon RM10), C_c^i (monzodiorite de

Plélauff), F et p (calculés par bilans de masse). Pour représenter le contaminant nous avons choisi l'échantillon de monzodiorite le moins différencié parmi ceux analysés (ML1).

On calcule ensuite une gamme de coefficients de distribution globale (ΔD) à partir de la composition minéralogique du résidu (calculée par bilan de masse) et des coefficients de partage minéraux/liquide disponibles dans la littérature.

On compare enfin les résultats obtenus par les deux approches afin d'estimer la validité du modèle. Les résultats sont reportés dans le tableau VI-21.

On constate tout d'abord que les valeurs de D obtenues pour Sr et Ba (respectivement -0,11 et 0,13) dans le modèle de fusion de pépite, n'entrent pas dans la gamme des valeurs de ΔD calculées (respectivement 0,03-0,16 et 0,25-3,35). Toutes choses égales par ailleurs, des teneurs en Ba et Sr de la source, respectivement de

750 et 250 ppm sont nécessaires pour obtenir des valeurs de D suffisamment élevées.

		Rb		Ba		Sr	
		min	max	min	max	min	max
Kd	Plagio.	0,02	0,46	0,05	3,98	1,27	13
	Biotite	0,9	4,1	1,09	15,3	0,08	0,67
	Grenat	0,01	0,09	0,017	0,017	0,015	0,02
	Quartz	0,01		0,01		0,01	
	Sill.	0,01		0,01		0,01	
	Ilménite	0,01		0,01		0,01	
	Apatite	0,01		0,01		0,01	
ΔD	D(P)	0,20	0,92	0,25	3,35	0,03	0,16
	D(GW)	0,17	0,91	0,22	4,09	0,44	4,43
L1	RM10	169		1320		527	
C	ML1	118		1850		718	
So	P	160		650		200	
So	GW	100,5		384,7		148,5	
D	D(P)	0,79		0,13		-0,11	
	D(GW)	0,38		0,36		0,32	

Tableau VI-21 : Résultats du test avec les éléments traces. Abréviations utilisées : P = pélites et GW=greywackes.

De telles teneurs ne sont pas totalement irréalistes pour des pélites de composition moyenne (moyenne de Clarke, 1924; Sr=450 ppm), bien qu'une teneur aussi élevée en Ba (750 ppm) ne se rencontre que rarement dans les pélites post-archéennes (Taylor et Mc Lennan, 1985).

Les valeurs de D obtenues dans le modèle de fusion de greywackes, entrent dans la gamme de valeurs de ΔD calculées, excepté pour Sr. Une teneur minimum de 190 ppm en Sr de la source (toutes choses égales par ailleurs) est nécessaire pour obtenir un modèle cohérent. Une telle teneur est tout à fait courante dans des greywackes de composition moyenne (Taylor et Mc Lennan, 1985).

Enfin, les valeurs de D obtenues dans les deux cas suggèrent de faibles coefficients de partage minéraux-liquide, comparés par exemple au cas des leucogranites, ce qui est compatible avec le caractère moins acide du granite de Rostrenen.

La géochimie des éléments traces semble donc favoriser un modèle de fusion de greywackes, avec un faible taux de fusion et un taux de contamination élevé.

III) La monzodiorite de Plélauff

III-1) Mécanismes responsables des variations chimiques

La grande dispersion des analyses de la monzodiorite de Plélauff dans les diagrammes de Harker, montre que plusieurs mécanismes sont à l'origine des variations chimiques. Il est probable que la contamination est intervenue tout au long de la différenciation (cristallisation fractionnée + mélange) et un modèle d'AFC (De Paolo, 1981) semble donc mieux adapté pour décrire les variations chimiques au sein de la monzodiorite de Plélauff.

III-1-1) Eléments majeurs : bilans de masse

Nous allons tester si les variations chimiques au sein de la monzodiorite de Plélauff peuvent résulter de la cristallisation fractionnée seule ou d'un processus d'AFC et si les éléments majeurs peuvent nous permettre de trancher entre les deux.

- Processus d'AFC : équations de bilan de masse

Soit C_m^i , la concentration d'un oxyde i à un instant t dans un magma M résultant d'un processus d'AFC. Soit C_o^i sa concentration dans le magma initial, C_a^i sa concentration dans le contaminant, C_C^i sa concentration dans le cumulat et C_L^i sa concentration dans le liquide résiduel résultant de la cristallisation fractionnée seule. L'équation de bilan de masse s'écrit :

$$C_m^i = C_L^i \frac{M_o - M_c}{M_o + M_a - M_c} + C_a^i \frac{M_a}{M_o + M_a - M_c} \quad (1)$$

$M(o;c;a)$ étant les masses respectives des différents constituants.
Soit P , la proportion de masse assimilée par rapport à la masse initiale du système et F' l'inverse du taux de cristallisation :

$$F' = \frac{M_o - M_c}{M_o} \quad (2) \quad \text{et} \quad P = \frac{M_a}{M_o} \quad (3)$$

On peut exprimer M_a et M_c en fonction de M_o , F' et P :

$$M_c = M_o(1-F') \quad (4) \quad \text{et} \quad M_a = P M_o \quad (5)$$

Nous voulons exprimer l'équation 1 en fonction en fonction de C_o^i , C_C^i , C_a^i , F' et P . Il faut donc exprimer C_L^i en fonction de C_o^i , M_o et M_c .

Considérons la cristallisation fractionnée seule :

$$C_o^i = \frac{M_o - M_c}{M_o} C_L^i + \frac{M_c}{M_o} C_C^i$$

$$C_L^i = \frac{M_o C_o^i - M_c C_C^i}{M_o - M_c} \quad (6)$$

On peut donc maintenant exprimer les termes de l'équation (1) en fonction de F' , P et des concentrations C_o^i , C_C^i et C_a^i :

* C_L^i ; en combinant les équations (4) et (6), on obtient

$$C_L^i = \frac{1}{F'} C_o^i + \frac{F'-1}{F'} C_C^i \quad (7)$$

* $\frac{M_o - M_c}{M_o + M_a - M_c}$; en utilisant les équations (4) et (5) on obtient :

$$\frac{M_o - M_c}{M_o + M_a - M_c} = \frac{F'}{P + F'} \quad (8)$$

* $\frac{M_a}{M_o + M_a - M_c}$; en utilisant les équations (4) et (5) devient :

$$\frac{M_a}{M_o + M_a - M_c} = \frac{P}{P + F'} \quad (9)$$

En combinant les équations (7), (8) et (9) avec l'équation (1), on obtient :

$$C_m^i = \frac{1}{P + F'} C_o^i + \frac{F' - 1}{P + F'} C_c^i + \frac{P}{P + F'} C_a^i \quad (10)$$

On peut remarquer que lorsque $P=0$, l'équation (10) est celle de la cristallisation fractionnée et si $F'=1$ on obtient l'équation d'un mélange binaire, la proportion de contaminant "a" dans le mélange étant alors $\frac{P}{P+1}$. On peut exprimer les paramètres F et R de l'AFC définis par De Paolo (1981) en fonction de nos paramètres F' et P, sachant que :

$$F = \frac{M_o + M_a - M_c}{M_o} \quad (11) \text{ et } R = \frac{M_a}{M_c} \quad (12)$$

On obtient :

$$F = P + F' \quad (13) \text{ et } R = \frac{P}{1 - F'} \quad (14)$$

F représentant la variation de masse globale du système initial et R le rapport de la masse assimilée sur la masse cristallisée. Le paramètre R est en fait différent du paramètre r défini par De Paolo (1981) pour les éléments traces, puisqu'il s'agit dans notre cas d'un rapport de masses et non d'un rapport de vitesses (taux). L'équation (10) ne décrit donc pas la continuité du processus, mais seulement l'état initial et l'état final (pour une valeur de F donnée)

du système. L'état final (C_m^i) peut donc résulter d'un processus d'AFC ou d'un épisode de cristallisation fractionnée suivi d'un épisode de mélange. La composition du cumulat est considérée comme constante, ce qui n'est probablement pas le cas dans un processus d'AFC *sensus stricto*.

On a choisi deux échantillons, l'un peu évolué (ML35; SiO₂=55%) et l'autre très différencié (ML24; SiO₂=63%), qui se situent sur le "trend" de différenciation (c'est à dire proches de la droite de régression dans les diagrammes de Harker), pour représenter respectivement C_0^i et C_m^i . La composition du cumulat est calculée

avec le programme XLFRAC en utilisant les compositions moyennes des minéraux de la monzodiorite de Plélauff et des coeurs de plagioclases (Tableau VI-22). On ajuste ensuite le modèle en utilisant l'équation (10).

	Clinopyroxène	Biotite	Plagioclase
SiO ₂	52,50	38,07	53,84
Al ₂ O ₃	0,47	14,84	29,21
Fe ₂ O ₃ t	12,90	20,98	0,00
MgO	12,04	12,26	0,00
CaO	21,80	0,05	12,34
Na ₂ O	0,18	0,15	4,52
K ₂ O	0,01	9,75	0,09
TiO ₂	0,10	3,90	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,00	100,00	100,00

	Clinopyroxène	Biotite	Plagioclase	Apatite
Cumulat%	15,1	58,7	23,6	2,6

Tableau VI-22 : Composition du cumulat utilisée dans les modèles ci-dessous.

Nous avons testé différents modèles, le premier (modèle 1) correspondant à la cristallisation fractionnée seule (P et R=0) et les suivants correspondant à différents contaminants (modèle 2 : pélites; modèle 3 : greywackes et modèle 4 : moyenne du granite de Rostrenen). Les résultats sont reportés dans le tableau VI-23.

	ML24	Modèle 1	Modèle 2	Modèle 3	Modèle 4
SiO ₂	62,94	62,81	62,77	62,98	62,92
Al ₂ O ₃	17,33	17,30	17,72	17,04	17,28
Fe ₂ O ₃	4,54	3,77	4,26	4,33	3,86
MgO	2,93	3,88	3,61	3,76	3,67
CaO	4,35	4,18	3,96	4,22	4,21
Na ₂ O	3,49	3,68	3,32	3,46	3,62
K ₂ O	2,89	3,08	3,12	2,96	3,21
TiO ₂	1,10	0,85	0,86	0,86	0,83
P ₂ O ₅	0,42	0,44	0,37	0,39	0,40
SOMME	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
F'		0,69	0,71	0,73	0,73
P		0,00	0,12	0,12	0,08
F		0,69	0,83	0,85	0,81
R		0,00	0,41	0,44	0,29
$\Sigma(r^2)$		1,68	1,02	0,90	1,22

Tableau VI-23: Liquides calculés par le modèle de bilan de masse comparés à l'échantillon testé (ML24). $\Sigma(r^2)$ représente la somme des carrés des résidus de chaque modèle.

On constate que dans tous les cas le taux de cristallisation ($100(1-F')$) est compris entre 40 et 50% que la proportion de contaminant dans le mélange ($= \frac{P}{P+F}$) est comprise entre 0,2 et 0,25. de meilleurs résultats sont obtenus pour les modèles 2, 3 et 4, c'est à dire pour le processus d'AFC.

Néanmoins les faibles différences d'un modèle à l'autre ne nous permettent pas de trancher entre un modèle de cristallisation fractionnée ou un modèle d'AFC.

III-1-2) Les éléments traces

Nous allons ici encore utiliser une méthode inverse, c'est-à-dire que nous allons chercher à déterminer une valeurs de D pour chaque élément testé, connaissant C_o^i, C_m^i, C_a^i, F et R. Nous avons vu que le

paramètre R diffère de r (De Paolo, 1981), le premier étant un rapport de masses et le second un rapport de vitesses (taux).

Néanmoins, nous considérerons dans nos modèle r comme constant, cas pour lequel $R=r$. Les compositions utilisées pour représenter C_o^i , C_m^i et C_a^i sont les mêmes que dans le cas des éléments majeurs (respectivement ML35, ML24 et la moyenne du granite de Rostrenen). L'équation de L'AFC tel que l'a formulée De Paolo (1981) s'écrit :

$$\frac{C_m^i}{C_o^i} = F \cdot Z + \frac{r}{r-1} \frac{C_a^i}{z C_o^i} (1-F \cdot Z)$$

avec $Z = \frac{r+D^i-1}{r-1}$ et $D \neq r-1$

Cette équation est de telle forme qu'on ne peut pas comme dans le cas de la cristallisation fractionnée ou de la fusion partielle à l'équilibre, exprimer directement D en fonction des autres paramètres. Pour calculer D il faut donc résoudre l'équation :

$$\frac{C_m^i}{C_o^i} - F \cdot Z - \frac{r}{r-1} \frac{C_a^i}{z C_o^i} (1-F \cdot Z) = 0$$

Nous avons pour cela procédé par itérations, en encadrant D^i par des valeurs extrêmes D_1^i et D_2^i et en les faisant converger vers une

solution pour laquelle le terme de gauche de l'équation ci-dessus tend vers 0. Nous avons enfin déterminé les valeurs de D dans le cas de la cristallisation fractionnée seule et comparé les résultats des deux modèles. Ces résultats sont reportés dans le tableau VI-24.

	Co (ML35)	Cm (ML24)	Ca (GR)	D(AFC)	D(CF)
Zr	180	275	203	(-0,4)	(-0,1)
Sr	621	508	279	1,5	1,5
Rb	151	111	189	2,1	1,8
Ba	1570	1064	716	2,1	2,0
Nb	19	13	12,5	2,1	2,0
V	150	104	43,5	2,0	2,0
Y	27	17	15,8	2,4	2,2
Co	25	15	6,30	2,4	2,4
Cr	179	54	23,5	4,7	4,2

Tableau VI-24 : valeurs de D calculées avec un modèle d'AFC ($r=0,29$ et $F=0,81$) et avec un modèle de cristallisation fractionnée ($r=0$ et $F=0,69$).

On constate que pour la plupart des éléments en trace les résultats sont cohérents, mais ne permettent pas d'opter pour l'un ou l'autre des deux modèles. En revanche, les résultats obtenus sur le zirconium sont intéressants, car ils nous montrent qu'aucun des deux modèles proposés ne s'accorde avec les données. En effet on ne peut expliquer un tel enrichissement en zirconium au cours de la différenciation, compte tenu des valeurs de F déterminées par bilan de masse. En prenant le cas le plus favorable pour enrichir le liquide en Zr au cours de la différenciation, c'est-à-dire en le considérant comme hygromagmaphile ($D^{Zr} \approx 0$), on peut calculer la valeur de F minimum nécessaire pour expliquer cet enrichissement dans le cas de l'AFC et dans le cas de la cristallisation fractionnée.

Dans le cas de la cristallisation fractionnée :

$$F = \frac{C_o^i}{C_L^i} \text{ avec } D^i \ll 1$$

Dans le cas de l'AFC, on peut reformuler l'équation de De Paolo (1981) sachant que $D^i \ll 1$:

$$F = \frac{(r-1)C_o^i - rC_a^i}{(r-1)C_m^i - rC_a^i}$$

Les valeurs de F calculées pour les deux modèles sont reportées dans le tableau VI-25.

	CF	AFC
Co	180	180
Cm	275	275
Ca	-	203
r	0	0,29
F	0,65	0,73
P	0,00	0,11
F'	0,65	0,63
Taux CF	34,55%	37,38%

Tableau VI-25 : Taux de cristallisation (Taux CF) nécessaire pour rendre compte des variations de teneur en Zr par un modèle de cristallisation fractionnée (CF) ou d'AFC.

Les taux de cristallisation obtenus sont similaires dans les deux cas et sont en contradiction avec ceux obtenus par bilans de masse. Ceci peut s'expliquer dans le cas de l'AFC si le contaminant est plus riche en zirconium que celui utilisé dans nos modèles. Or, comme nous l'avons vu, seuls des échantillons relativement différenciés du granite de Rostrenen ont été analysés par fluorescence X et il est très probable que la teneur en zirconium du contaminant soit sous-estimée. Un bref calcul nous montre que si le cumulat contient environ 3% de zircon, la teneur en Zr recalculée, compte tenu de F, du liquide primaire du granite de Rostrenen peut atteindre 500 ppm. Si cela est effectivement le cas, nos données ne sont plus incompatibles avec le modèle d'AFC.

Finalement, seul un grand nombre de données isotopiques (Sr Nd et O) sur toute la série de différenciation, nous permettrait de trancher définitivement entre les deux hypothèses proposées ici.

III-2) Origine de la Monzodiorite de Plélauff

III-2-1) Choix d'un précurseur "basique"

	Vogésites	Spessartites	Kersantites	Minettes	CAL	PML35
SiO ₂	53,08	54,16	53,78	54,07	53,85	56,91
Al ₂ O ₃	15,57	15,67	15,55	13,44	14,78	16,95
Fe ₂ O _{3t}	8,99	8,72	8,82	7,66	8,66	6,80
MgO	6,17	7,06	6,93	7,45	7,39	5,34
CaO	7,11	7,16	6,51	7,03	7,39	5,35
Na ₂ O	3,13	3,53	2,94	2,10	2,85	2,95
K ₂ O	3,97	2,18	3,57	5,88	3,27	3,80
TiO ₂	1,25	1,14	1,26	1,36	1,16	1,26
P ₂ O ₅	0,73	0,39	0,63	1,00	0,63	0,63
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Nb		8	19	19	13	19
Zr		148	270	300	190	180
Y		19	26	25	23	27
Sr		650	665	950	715	621
Rb		50	140	193	70	151
Co		34	31	37	36	25
V		170	173	165	170	150
Ni		90	150	200	150	58
Cr		329	440	360	370	179
Ba		900	1650	1800	1050	1570
Zn		88	109	120	88	88
Cu		37	40	50	43	22
U		2	5	6	3	4,15
Th		6	19	26	9	14,75
Ta			0,84	1,3	0,9	1,17
Os		4	6	2	3	4,32
Sc		24		16	20	19,19
La		35	71	86	53	67,3
Ce		80	145	176	110	133,7
Sm		7,5	9	18	10,5	10,19
Eu		2,2	2,5	4,4	3,1	2,01
Tb		0,48	0,9	1,5	1,1	0,73
Yb		1,7	2,2	1,9	1,8	1,94

Tableau VI-25 : Compositions en éléments majeurs et en éléments traces des principaux types et de la moyenne (CAL) des lamprophyres calco-alkalins, comparées à celle de la monzodiorite de Plélauff (échantillon ML35).

La monzodiorite de Plélauff présente, comme nous l'avons déjà mentionné, de nombreuses similitudes minéralogiques et chimiques avec le groupe des lamprophyres calco-alcalins. Dans le tableau VI-26 sont reportées pour comparaison, les analyses en éléments majeurs et traces de la monzodiorite de Plélauff et les compositions moyennes des vogésites, spéssartites, kersantites et minettes (Rock, 1991).

Du point de vue des éléments majeurs, les CAL ont une composition proche de celle de la monzodiorite mais sont, d'une manière générale, plus riches en fer, magnésium et calcium et plus pauvres en silice et en alumine. Les minettes s'écartent beaucoup de la monzodiorite, à cause de leur pauvreté en alumine et leur faible rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Les vogésites, les spéssartites et les kersantites sont virtuellement indistinguibles par leur chimie en éléments majeurs et, d'après Rock (1984), leurs minéralogies respectives peuvent correspondre, en théorie tout au moins, à un hétéromorphisme.

Si l'on s'intéresse aux éléments traces (à l'exception des vogésites pour lesquelles les données sont rares et les écart-types par rapport aux moyennes très importants), les spéssartites se distinguent nettement par leur pauvreté en Ba et en terres rares. Il semble donc au regard de ces données (Tableau VI-25), que le meilleur candidat parmi les lamprophyres calco-alcalins, comme précurseur de la monzodiorite de Plélauff, soit une kersantite. Ceci est d'ailleurs satisfaisant sur le plan régional, des kersantites d'âge hercynien étant connues dans le Massif Armoricain et le Massif Central (Turpin et al., 1988). Ces kersantites ont de plus des caractéristiques isotopiques très similaires à celles de la monzodiorite de Plélauff ($-5 \leq \epsilon \text{Nd}(T) \leq -1$ et $0,7055 \geq 87\text{Sr}/86\text{Sr}(i) \leq 0,710$; Turpin et al., 1988)

III-2-2) Eléments majeurs : bilans de masse

Nous avons testé, toujours par la méthode largement décrite précédemment, deux modèles différents. Le premier ne fait intervenir que le mélange entre une kersantite et le granite de Rostrenen (L1). Le deuxième fait intervenir un processus d'AFC avec

crystallisation de clinopyroxène et d'olivine et mélange avec le granite de Rostrenen (L2). La composition du clinopyroxène est une moyenne de deux analyses de ce minéral dans des spessartites (Rock, 1991; p. 53), et la composition de l'olivine a été choisie sachant que la gamme de composition des olivines dans les "CAL" est Fo81-91 (Rock, 1984). Les résultats sont reportés dans le tableau VI-27.

	Kersantites	Clinopyroxène	Olivine	GR
SiO ₂	53,78	51,55	40,20	69,54
Al ₂ O ₃	15,55	2,23	0,00	15,89
Fe ₂ O _{3t}	8,82	10,20	13,20	2,93
MgO	6,93	13,97	46,44	1,08
CaO	6,51	21,0,2	0,16	1,77
Na ₂ O	2,94	0,55	0,00	3,60
K ₂ O	3,57	0,00	0,00	4,48
TiO ₂	1,26	0,48	0,00	0,49
P ₂ O ₅	0,63	0,00	0,00	0,22
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00

	L1	L2	ML35	r1	r2
SiO ₂	57,32	56,96	56,91	0,41	0,05
Al ₂ O ₃	15,62	16,45	16,95	1,33	0,5
Fe ₂ O _{3t}	7,50	7,62	6,80	0,70	0,82
MgO	5,62	5,03	5,34	0,28	0,31
CaO	5,45	4,00	5,35	0,1	0,35
Na ₂ O	3,09	3,22	2,95	0,14	0,27
K ₂ O	3,78	3,96	3,80	0,02	0,16
TiO ₂	1,09	1,17	1,26	0,17	0,09
P ₂ O ₅	0,54	0,59	0,63	0,09	0,04
TOTAL	100,00	100,00	100,00	(2,58)	(1,25)

Tableau VI-27 : Compositions utilisées et résultats des test de bilan de masse (GR= moyenne du granite de Rostrenen). L1 est le liquide calculé avec un modèle de mélange simple ($F'=1$ et $P=0,29$) et L2 est calculé avec un modèle d'AFC ($F'=0,93$ et $P=0,21$). Les colonnes r1 et r2 correspondent à la différence ("résidus") pour chaque élément, entre les liquides calculés et l'échantillon testé (ML35), et les valeurs en parenthèse dans la ligne "TOTAL" représentent la somme des carrés des résidus.

Le liquide calculé L1 montre un résidu plus élevé, essentiellement dû à une teneur en alumine trop faible. Ceci est compensé dans le deuxième modèle (liquide L2), par l'extraction d'olivine et de clinopyroxène (ces minéraux contenant peu ou pas d'alumine).

Nous allons voir à présent si les éléments en traces favorisent l'un ou l'autre de ces deux modèles.

III-2-3) Les éléments traces

- Modèle de mélange

Connaissant les proportions de chaque pôle dans le mélange (bilans de masse sur les éléments majeurs), nous pouvons calculer la composition théorique de ce mélange en éléments traces. Les résultats sont reportés dans le tableau VI-28.

	Kersantites	GR	ML35	L1
Sr	665	279	621	578
Ba	1650	716	1570	1440
Nb	19	13	19	18
Co	31	6	25	25
Y	26	16	27	24
V	173	44	150	144
Cr	440	24	179	346
Ni	150	10	58	118

Tableau VI-28 : Résultats du test de mélange entre une kersantite et le granite de Rostrenen.

Seuls Cr et Ni sont significativement différents entre le liquide calculé (L1) et l'échantillon testé (ML35). Ces deux éléments se concentrent dans le clinopyroxène et dans l'olivine. Il semble donc que l'extraction de ces minéraux avant ou pendant le mélange soit nécessaire pour expliquer les faibles teneurs en Ni et Cr de la monzodiorite de Plélauff.

- Modèle d'AFC

De la même manière, connaissant F (1,14), r (3,03), C_o^i (Kersantites; Rock, 1991) et C_a^i (moyenne du granite de Rostrenen), On peut calculer C_m^i et le comparer avec ML35. Nous avons effectué l'opération pour deux séries de K_d (K_d Min. : L2 et K_d Max. : L'2; tableau V-29).

	Kd Cpx.		Kd Ol.		Co	Ca	ML35	L2	L'2
	Min	Max	Min	Max					
Sr	0,01	0,7	0,0001	0,02	665	279	621	634	613
Ba	0,002	0,39	0,0001	0,03	1650	716	1570	1578	1548
Nb	0,02	0,1	0,01	0,01	19	12,5	19	19	19
Co	0,17	2,8	1,4	6,6	31	6,3	25	28	23
Y	0,2	0,5	0,01	0,01	26	15,8	27	25	25
V	0,8	1,9	0,03	0,06	173	43,5	150	153	145
Cr	1,5	40	1,1	3,1	440	23,5	179	356	49
Ni	0,3	45	2	22	150	9,5	58	128	10

Tableau VI-29 : Résultats du modèle d'AFC pour les éléments traces. références pour les valeurs de K_d : Irving, 1978; Pearce et Norry, 1979; Henderson, 1982; Dostal et al., 1983; Budhan et Schmitt, 1985; Lemarchand et al., 1987; Ulmer, 1989.

La cristallisation de clinopyroxène et d'olivine permet donc d'ajuster les teneurs en Cr et Ni calculées dans notre modèle, sans altérer de façon significative la signature du mélange pour les autres éléments en traces, le taux de cristallisation restant faible par rapport au taux de contamination ($r=3$).

III-4) Conclusion

Il semble donc qu'un magma lamprophyrique calco-alcalin dont la composition doit être proche de celle d'une kersantite, soit à l'origine de la monzodiorite de Plélauff. Une participation crustale de l'ordre de 20% et la cristallisation d'olivine et de pyroxène (avec un taux de cristallisation inférieur à 10%) permet d'obtenir un

liquide théorique dont la composition est très semblable à celle de la monzodiorite de Plélauff.

IV) Conclusion sur les modèles géochimiques

La modélisation géochimique des processus magmatiques (fusion partielle, cristallisation fractionnée, AFC ...) dans les systèmes granitiques est malheureusement encore soumise à de nombreuses incertitudes. Ces incertitudes concernent d'une part, la grande variabilité des coefficients de partage pour la plupart des éléments, et leur méconnaissance dans certains minéraux, tel que la sillimanite, très fréquemment utilisés dans les modèles de fusion crustale. D'autre part, la croûte est géochimiquement très hétérogène et le choix de compositions-types moyennes, dans les modèles de fusion crustale, est délicat. De plus, les données expérimentales concernant la fusion de matériaux crustaux sont, pour la plupart, restreintes au champ des compositions pélitiques. Enfin, on connaît la grande complexité des processus impliqués dans la genèse et la différenciation des magmas granitiques (mécanismes d'hybridation, rôle des fluides et des éléments volatils, rôle des minéraux accessoires, processus hors équilibres ...), et l'utilisation d'équations théoriques décrivant des mécanismes simples reste une approximation.

Cependant l'utilisation de tels modèles permet, au moins empiriquement, de tester la validité de nos hypothèses. Un test, lorsqu'il est positif, n'a jamais valeur de preuve, mais lorsqu'il est négatif, nous apporte des informations essentielles.

Voici, à l'issue de ce chapitre, les quelques points qu'il nous semble important de retenir :

- la différenciation est de faible ampleur dans les leucogranites, le taux de cristallisation n'excédant pas 10 à 15%;

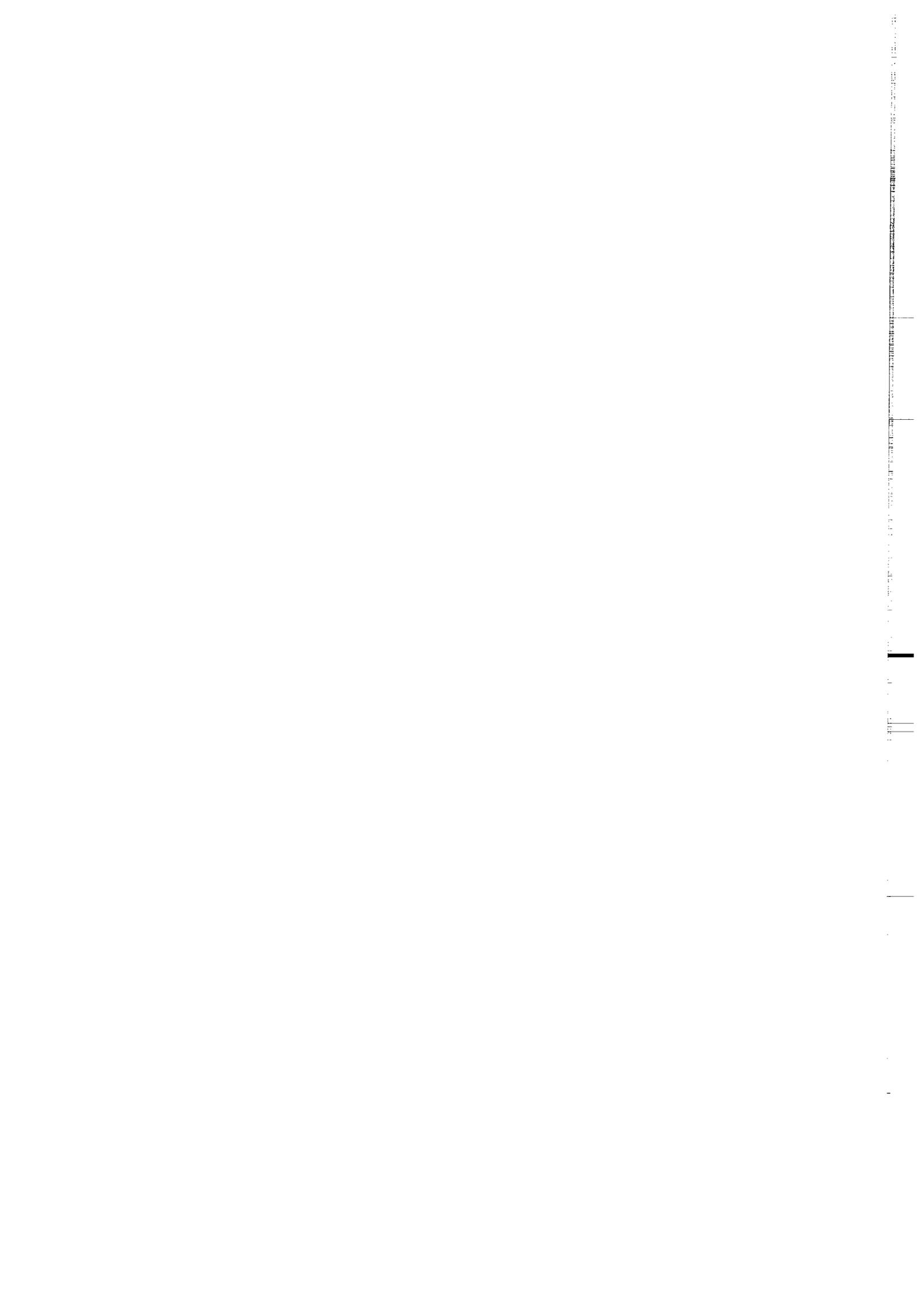
- le comportement des éléments incompatibles (Cs, Rb, U, Nb, Ta) au sein des leucogranites ne résulte pas d'un mécanisme de fractionnement solide-liquide. Il peut s'expliquer soit (1) par des hétérogénéités de source soit (2) par l'intervention d'une phase fluide au cours de la genèse et/ou de la différenciation de ces granites;

- il semble qu'un matériel de composition pélitique ne soit pas un bon candidat comme source potentielle des leucogranites. Un métagreywacke pourrait représenter cette source;

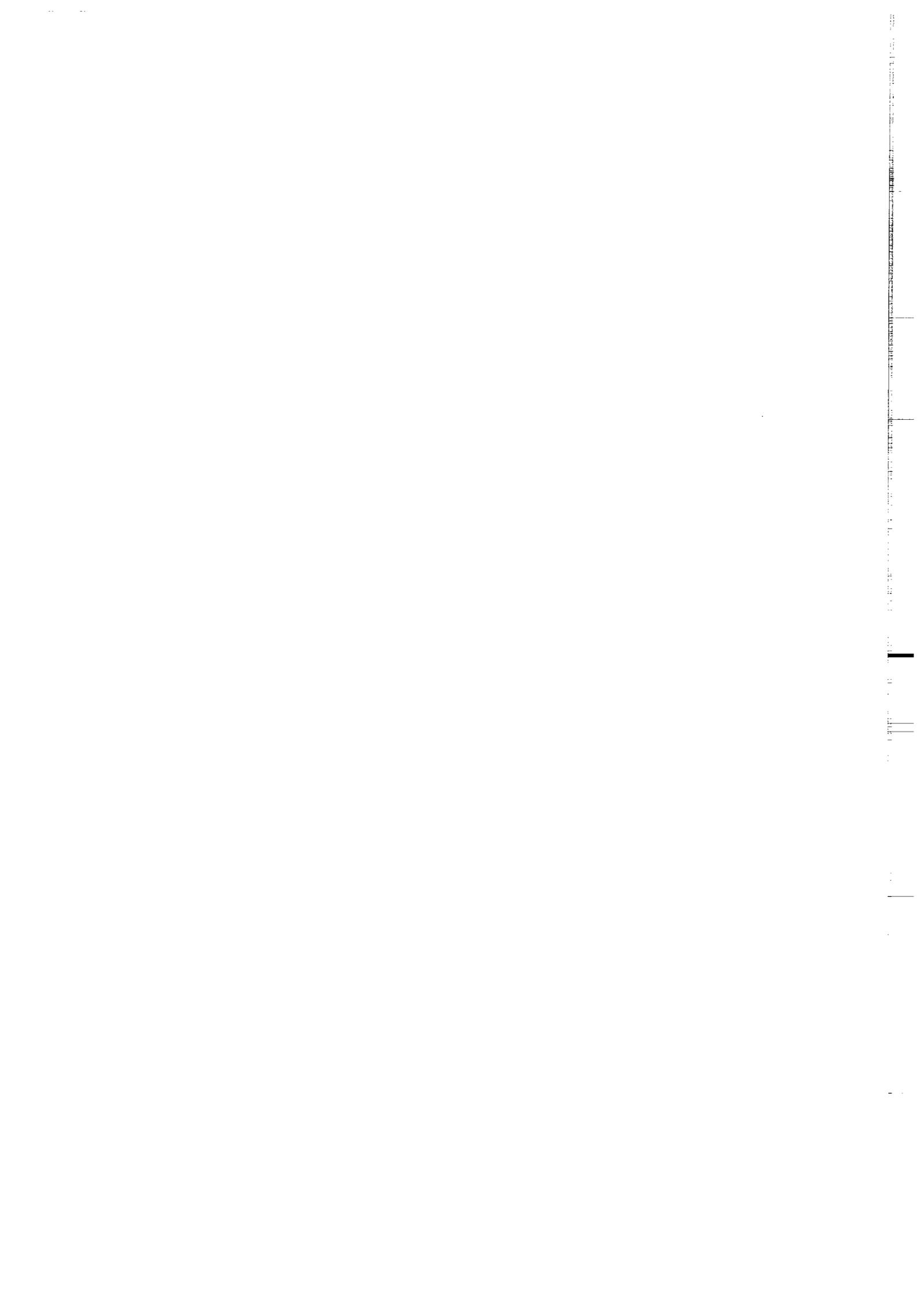
- la source du granite de Langonnet ne peut pas être la même que celle des autres leucogranites du massif, à moins que ce granite ne provienne de la différenciation d'un magma leucogranitique resté en profondeur;

- la différenciation du granite de Rostrenen peut résulter d'un mécanisme de cristallisation fractionnée. Les teneurs élevées en Ba et Sr de ce granite suggèrent une origine par mélange entre un liquide anatectique et un magma monzodioritique;

- les variations chimiques au sein de la monzodiorite de Plélauff sont compatibles avec un processus d'AFC, ou un processus de mélange, sans qu'il nous soit possible de trancher entre ces deux hypothèses. La monzodiorite de Plélauff semble provenir de la différenciation et de la contamination crustale d'un magma lamprophyrique, qui pourrait être une kersantite.



CHAPITRE VII
ESSAI DE RECONSTITUTION
PETROGENETIQUE DU COMPLEXE DE
PONTIVY-ROSTRENEN



CHAPITRE VII : ESSAI DE RECONSTITUTION PETROGENETIQUE DU COMPLEXE DE PONTIVY-ROSTRENE.

Nous allons, dans un premier temps, récapituler les points essentiels qui serviront de base à l'élaboration de notre modèle pétrogénétique, en essayant de replacer l'ensemble de Pontivy-Rostrenen dans son contexte géodynamique. Nous construirons dans un deuxième temps le modèle proprement dit, qui constitue selon nous, un scénario schématique compatible avec les données actuellement disponibles.

I) Principaux types de sources impliqués

I-1) Les leucogranites

Malgré la grande homogénéité des leucogranites précoces en éléments majeurs, les données géochimiques et isotopiques nous ont permis de montrer le caractère composite de leur source (Chapitre V). Bien qu'essentiellement sédimentaire, cette source doit se caractériser par l'existence d'apports détritiques juvéniles, c'est-à-dire ayant un faible temps de résidence crustale. Les hétérogénéités pétrographiques et géochimiques au sein des leucogranites précoces, sont les témoins directs des hétérogénéités de leur source. Enfin, malgré le caractère isotopique juvénile de ces granites, nos données nous ont permis d'exclure la participation directe de magmas basiques à intermédiaires d'origine mantellique au cours de leur genèse.

Les caractéristiques géochimiques du granite de Langonnet révèlent une source radicalement différente de celle des leucogranites précoces et des conditions de genèse de plus basse température et de plus basse pression. La source pourrait être un orthogneiss peralumineux leucocrate.

I-2) Le granite de Rostrenen

La source crustale du granite de Rostrenen n'est pas nécessairement différente de celle des leucogranites précoces, mais la fusion a, dans ce cas, été induite par un magma basique d'origine mantellique et

d'affinité lamprophyrique. Le granite de Rostrenen est un granite hybride provenant du mélange entre un liquide anatectique pouvant se rapprocher chimiquement des leucogranites précoces et un magma lamprophyrique.

I-3) La monzodiorite de Plélauff

Les modélisations géochimiques nous ont montré que la monzodiorite de Plélauff peut trouver son origine dans l'évolution par un processus d'AFC à partir d'une souche lamprophyrique calco-alcaline de type kersantite (chapitre VI). Bien que l'origine de ce type de magma soit encore controversée, les hypothèses les plus communément admises sont celles de la fusion d'un manteau métasomatisé (Rock, 1984, 1991) ou enrichi par recyclage de matériel crustal (Turpin et al., 1988).

II) Mécanismes responsables de la genèse des granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen.

II-1) Rôle de l'épaississement crustal

Comme nous l'avons vu précédemment, les granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen se mettent en place en contexte de collision continentale, mais postérieurement à l'épaississement crustal (chapitre I). C'est le cas de la majorité des granitoïdes hercyniens d'Europe occidentale (Lagarde et al., 1992). Le réchauffement de la croûte, dû à son rééquilibrage thermique, intervenant plusieurs dizaines de millions d'années après l'épaississement, explique le caractère post-épaississement de tous ces granitoïdes (England et Thompson, 1984, 1986; Lagarde et al., 1992). L'épaississement crustal est accompagné d'une subduction continentale permettant l'hydratation et la fusion partielle du manteau (Mattauer, 1983; Lagarde et al., 1992).

II-2) Influence du cisaillement sud-armoricain

Il est clair depuis de nombreuses années que la mise en place de l'ensemble magmatique de Pontivy-Rostrenen est directement liée

au fonctionnement de la branche nord du cisaillement sud-armoricain (Cogné, 1967; Hanmer et Vignerresse, 1980; Strong et Hanmer, 1981; Hanmer et al., 1982; Vignerresse et Brun, 1983). On peut y voir deux raisons essentielles :

- la gravimétrie a montré que les racines de l'ensemble granitique sont allongées dans le secteur distensif lié au fonctionnement senestre de failles conjuguées (N60), associées à la direction principale du cisaillement dextre sud-armoricain (N120). Le fonctionnement du cisaillement sud-armoricain, bien que résultant d'une tectonique compressive, peut donc faciliter la l'ascension de magmas dans la croûte (Vignerresse, 1987; Lagarde et al., 1992);

- les grands décrochements crustaux sont capables de drainer d'énormes quantités de fluides qui peuvent, en abaissant les températures de solidus, permettre la fusion d'une croûte déjà instable thermiquement.

II-3) Influence de magmas basiques

Le complexe de Pontivy-Rostrenen est caractérisé par la présence d'un magma de composition intermédiaire et d'origine très probablement mantellique - la monzodiorite de Plélauff - étroitement associé à un magma hybride (granite "H" de Castro et al., 1991) d'origine crustale, le -granite de Rostrenen. Dans ce cas, la fusion crustale peut être induite par la montée dans la croûte de ces magmas basiques (Huppert et Sparks, 1988a; Bremond d'Ars, 1990) d'affinité lamprophyrique .

III) Chronologie des venues magmatiques

Le problème de la chronologie des différentes venues magmatiques n'est pas encore résolu. En effet, les résultats de la géochronologie suggèrent l'existence de plusieurs périodes d'activité magmatique, distinctes dans le temps, tandis que les données de terrain révèlent une imbrication complexe des différents faciès granitiques, suggérant davantage une activité magmatique continue.

Les données de la géochronologie absolue suggèrent l'existence d'au moins deux périodes principales d'activité magmatique, l'une aux alentours de 340 Ma correspondant à la mise en place des leucogranites précoces (phase Bretonne, Peucat et al., 1979), l'autre correspondant vers 310-320 Ma à la mise en place simultanée du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff (datations inédites de Lancelot et de Calvez et Cocherie). Le granite de Langonnet, qui recoupe cartographiquement les leucogranites et le granite de Rostrenen, semble sceller l'histoire magmatique du massif, et pourrait constituer une troisième et dernière phase d'activité.

Les observations de terrain révèlent l'existence de zones pétrographiquement très hétérogènes, dans lesquelles on trouve des faciès présentant des caractères intermédiaires entre ceux des monzogranites à biotite (granite de Rostrenen) et ceux des leucogranites. Ces observations suggèrent l'existence de mélanges entre un magma monzogranitique et un magma leucogranitique. La présence de telles zones de mélange suggère davantage le caractère continu des venues magmatiques, que l'existence de deux épisodes d'activité magmatique distincts dans le temps.

Il y a donc une contradiction apparente entre les données de terrains et la géochronologie. Deux hypothèses peuvent l'expliquer :

- étant donnée la précision des âges obtenus en chronologie absolue, ceux-ci ne sont pas forcément en contradiction avec les observations de terrain, la jonction en continuité des deux principales périodes d'activité magmatique pouvant s'établir vers 320-330 Ma;

- une hypothèse alternative serait de considérer qu'il y a, pendant la deuxième période d'activité magmatique (mise en place du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff), production de magmas leucogranitiques, pétrographiquement et géochimiquement proches des leucogranites précoces, mais d'âge différent. Les leucogranites fins tardifs pourraient représenter ces magmas leucogranitiques.

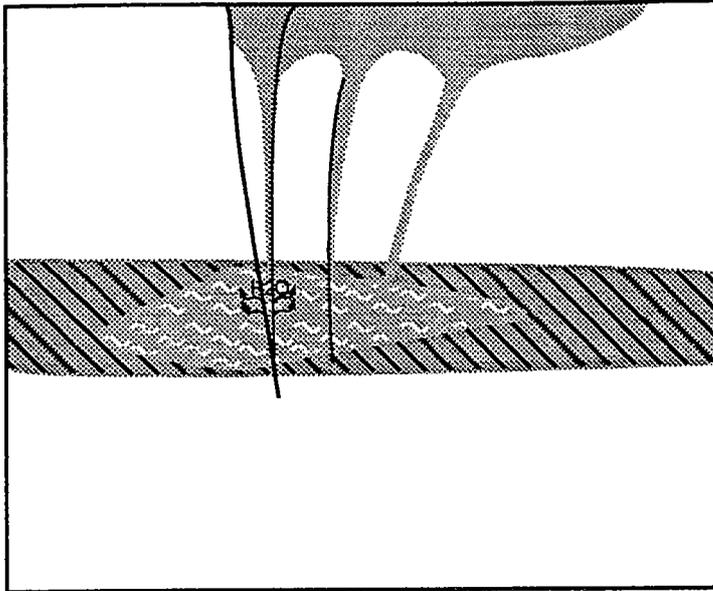
IV) Reconstitution pétrogénétique

Nous allons essayer dans ce paragraphe, de reconstituer de façon schématique, la genèse de l'ensemble de Pontivy-Rostrenen. Bien que la mise en place des grandes unités magmatiques puisse se faire de manière continue, nous allons pour simplifier le modèle, diviser la genèse de cet ensemble en trois stades principaux (fig. VII-1) :

- Stade I : le premier stade correspond à une fusion partielle de la croûte continentale à grande échelle, donnant naissance aux leucogranites précoces, qui constituent la majeure partie en volume de l'ensemble de Pontivy-Rostrenen. Cette fusion a due être induite par le rééquilibrage thermique de la chaîne postérieurement à l'épaississement et favorisée par la circulation de fluides drainés au niveau du cisaillement sud-armoricain. Les caractères isotopiques de ces granites indiquent que leur source appartient à une zone superficielle enfouie et réchauffée lors de la collision, plutôt qu'à une base de croûte ancienne hydratée par les fluides d'une unité sous-jacente (temps de résidence crustale court). Lors de cet épisode de fusion, les magmas formés remontent à la faveur du cisaillement sud-armoricain, sans se mélanger entre eux et conservent ainsi les hétérogénéités de leur source. L'ascension et la mise en place de ces granites sont étroitement liées à la structure et à la déformation de leur encaissant, les fluides pouvant se concentrer dans certaines zones et influencer ainsi la texture et les teneurs en éléments volatils des granites. Ceci permet d'expliquer par exemple les variations de texture et le caractère plus ou moins précoce de la muscovite dans les leucogranites précoces (voir chapitres II et IV).

- Stade II : ce deuxième stade se caractérise par la montée d'un magma lamprophyrique dans la croûte continentale. La fusion du manteau peut résulter de la subduction continentale, ce qui permettrait d'expliquer, par métasomatisme ou par recyclage de matériel crustal, le caractère enrichi de ce manteau. Le magma mantellique progresse dans la croûte, évoluant par assimilation-cristallisation fractionnée, avant de rencontrer une zone

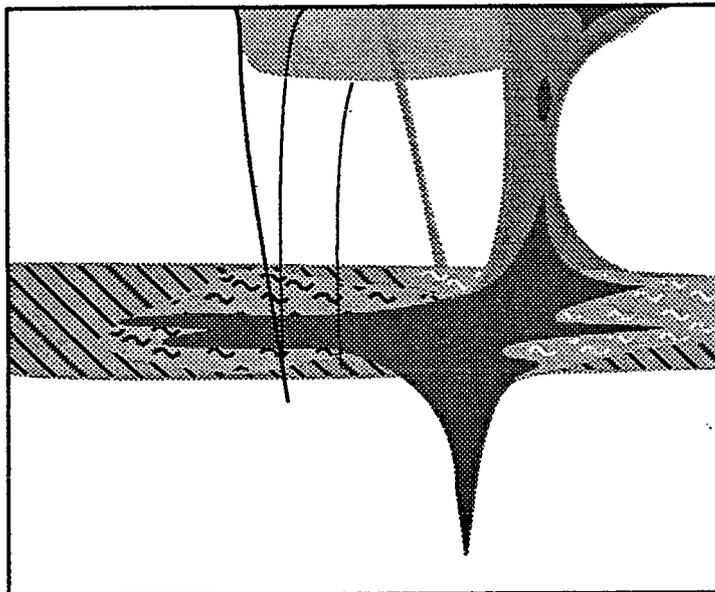
Figure VII-1



STADE I

Fusion crustale liée au rééquilibrage thermique de la croûte et à l'apport de fluides drainés par le cisaillement sud armoricain.

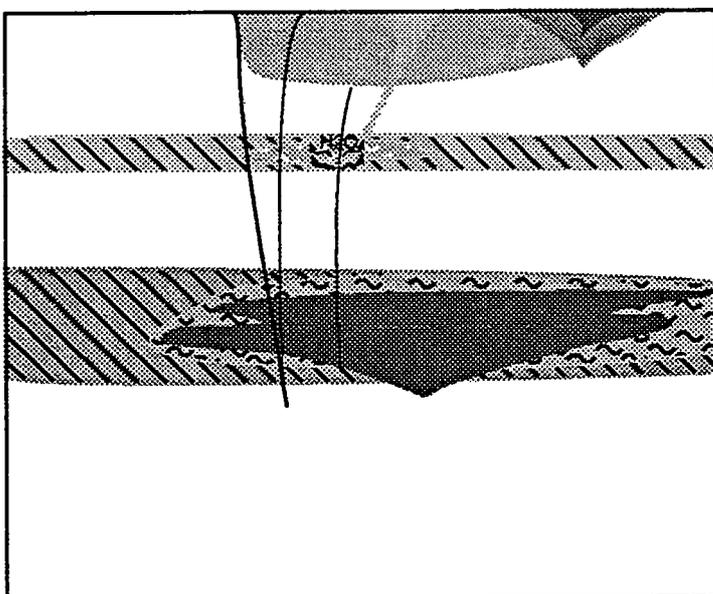
- ▨ Zone non fondue
- ▩ Migmatites
- ▧ Leucogranites précoces
- Failles



STADE II :

Fusion crustale induite par un magma basique avec production de granites hybrides et de granites purement crustaux.

- ▨ Restites
- Magma lamprophyrique
- ▧ Monzogranites hybrides
- ▩ Leucogranites fins tardifs



STADE III :

Fusion crustale due au rééquilibrage tardif d'une zone plus superficielle de la croûte et favorisée par des fluides liés au cisaillement.

- ▨ Zone non fondue
- ▩ Leucogranite de Langonnet

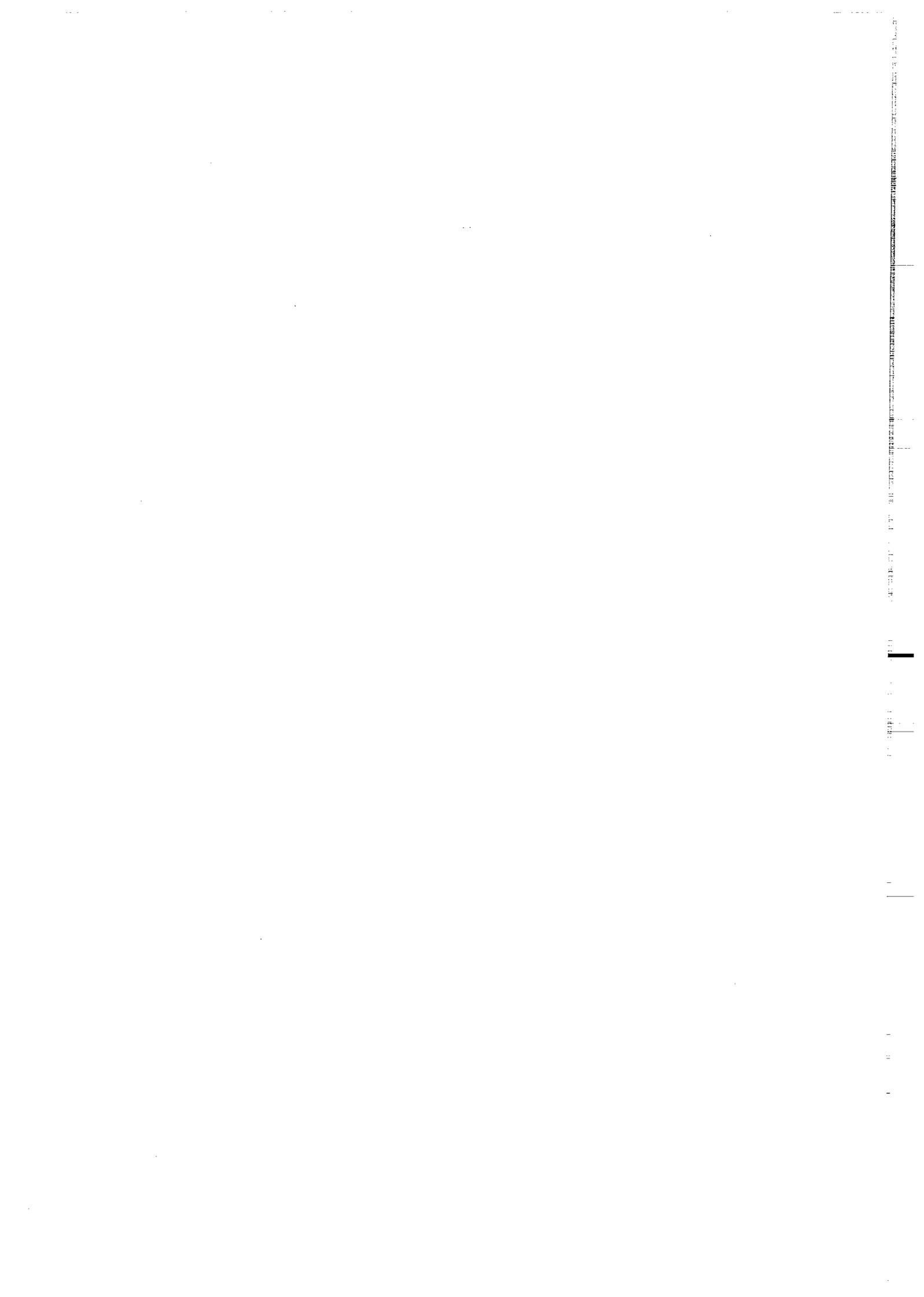
particulièrement chaude et ductile, voire partiellement fondue, qui constitue une barrière, par sa faible densité, à la propagation du magma basique (Huppert et Sparks, 1988b; Hallot, 1993). Le surplus de chaleur fourni par ce magma exacerbe la fusion, qui est plus localisée qu'au stade I et les liquides anatectiques ainsi formés se mélangent partiellement avec le magma lamprophyrique. Les magmas crustaux hybrides remontent dans la croûte, entraînant avec eux des lambeaux de magmas lamprophyriques avec lesquels ils interagissent jusqu'à ce qu'il cristallisent entièrement au niveau de mise en place. Les modalités physiques de ces mélanges mécaniques et chimiques d'entités magmatiques sont encore mal connues (Hallot, 1993) et n'ont pas été abordées dans ce travail.

Ce deuxième stade de fusion crustale peu également donner naissance à des magmas purement crustaux, grâce à l'apport de chaleur dû à l'intrusion et à la cristallisation des magmas basiques, mais sans qu'il y ait cette fois hybridation. Ces magmas crustaux peuvent correspondre aux granites fins tardifs du massif de Pontivy-Rostrenen. On peut ainsi expliquer l'existence de zones de mélange entre des magmas monzogranitiques et leucogranitiques. Cette dernière hypothèse rend compte la contradiction apparente entre les données géochronologiques et les observations de terrain.

- Stade III : le troisième stade correspond au dernier épisode de fusion crustale donnant naissance à un granite très évolué et acide, le granite de Langonnet. La température atteinte lors de cet épisode de fusion est probablement faible, ce qui explique la composition d'eutectique du granite de Langonnet. La source crustale est dans ce cas très différente de celle des leucogranites précoces et des granites fins tardifs et correspond sans doute à une zone plus superficielle, dont le rééquilibrage thermique est plus tardif. En effet, la modélisation numérique des chemins pression-température-temps d'une croûte chevauchée lors d'une collision continentale, montre que des roches initialement à 40 km de profondeur atteignent la température de 600°C environ 20 Ma plus tard que des roches se trouvant initialement à 60 km de profondeur (England et Thompson, 1984). Durant ce dernier épisode de fusion crustale la source activée est très différente de celle des autres faciès leucogranitiques du massif.

Finale ment , la grande diversit \acute{e} typologique des granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen et leurs mises en places successives, peuvent $\hat{\text{e}}\text{t}\text{r}\hat{\text{e}}$ le reflet de l' $\acute{\text{e}}$ volution thermo-m $\acute{\text{e}}$ cannique d'une portion de croûte, durant le r $\acute{\text{e}}$ $\acute{\text{e}}$ quilibrage de la chaî ne , entre 340 et 300 Ma.

CONCLUSION GENERALE



CONCLUSION GENERALE

Nous avons mis en évidence, au cours de ce travail, la grande complexité et la grande diversité des mécanismes de genèse et de différenciation des granitoïdes du complexe de Pontivy-Rostrenen. Dans un cadre plus large, les discussions abordées concernent aussi la pétrogenèse des granitoïdes de collision post-épaississement. Nous allons essayer ici de résumer les principaux acquis de cette étude, les problèmes soulevés et les perspectives de recherche qui en découlent.

L'étude de la pétrologie et de la géochimie des granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen, nous a permis de mettre en évidence l'existence d'au moins trois sources radicalement différentes, dans la genèse de cet ensemble :

- (1) Une source sédimentaire composite, caractérisée par le mélange entre un composant volcanogène immature et un composant détritique terrigène. Du point de vue des éléments majeurs et des éléments traces, cette source pourrait avoir une composition globale de greywacke intermédiaire. Sur le plan régional, il semble que, parmi les formations sédimentaires à l'affleurement, seul le Brioverien "profond" (par opposition au Briovérien épimétamorphique) de Bretagne centrale puisse représenter un analogue de cette source.
- (2) Une source crustale leucocrate et pauvre en terres rares, qui pourrait être par exemple un orthogneiss peralumineux (méta-leucogranite?).
- (3) Une source mantellique du même type que celle invoquée dans le cas des lamprophyres calco-alcalins (Rock, 1984, 1991). Bien que l'origine de ce type de magma reste encore controversée, l'hypothèse la plus communément admise est celle d'une origine par fusion d'un manteau métasomatisé ou enrichi par recyclage de matériel crustal. En contexte de collision continentale la fusion du manteau peut être induite par les fluides, libérés par une portion de croûte continentale enfouie dans le manteau, lors de la collision (subduction continentale). Cette hypothèse présente l'avantage de permettre d'expliquer les caractères géochimiques à la fois mantelliques (magmas "basiques", riches en éléments compatibles) et crustaux (richesse en éléments incompatibles et en terres rares,

caractère potassique) de ces magmas. C'est cette hypothèse que nous retiendrons ici.

L'étude des relations mutuelles entre les différents types de granitoïdes et de leur chronologie de mise en place, nous a permis de définir trois périodes principales d'activité magmatique au sein du complexe de Pontivy-Rostrenen. Durant ces trois périodes, les causes et/ou les conditions de la fusion crustale sont différentes.

Le premier épisode de fusion est lié au rééquilibrage thermique de la chaîne et favorisé par la circulation de fluides, drainés par le cisaillement sud-armoricain. Durant cette période, une vaste portion de croûte est activée, et produit par fusion partielle, à un taux relativement faible ($\leq 30\%$), un volume important de magmas leucogranitiques.

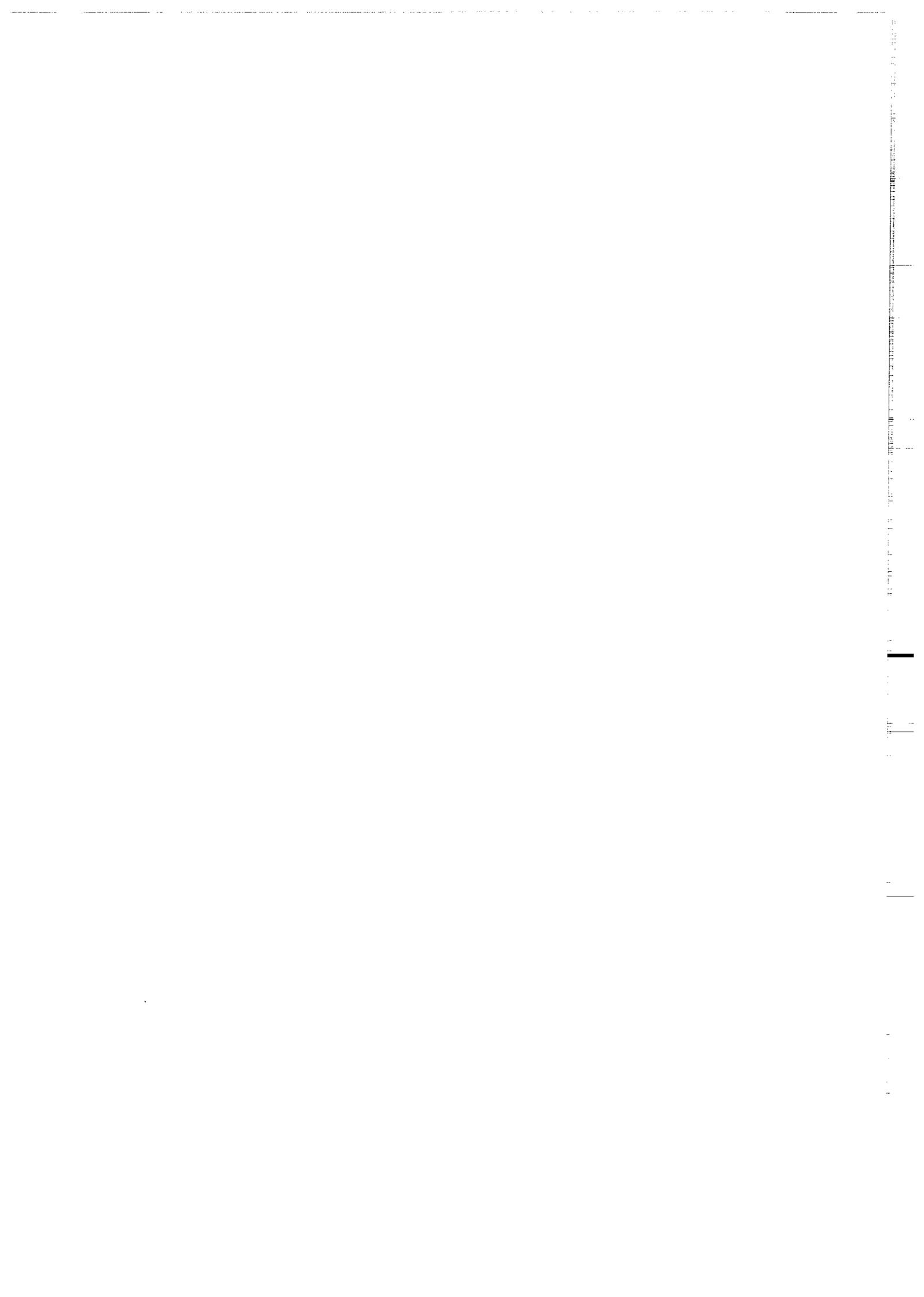
La deuxième période d'activité est liée à l'ascension de magmas lamprophyriques calco-alcalins dans la croûte. Lorsque ces magmas rencontrent une zone instable (chaude et peu dense), ils sont bloqués dans leur ascension et fournissent le surplus de chaleur nécessaire pour induire la fusion. La fusion crustale est cette fois beaucoup plus localisée et il y a production de magmas hybrides et d'une quantité, probablement mineure, de magmas purement crustaux. Dans ce cas, la source crustale n'est pas nécessairement différente de celle des leucogranites précoces. En effet certaines zones ont pu résister au premier épisode de fusion, si elles se trouvent à une certaine distance des zones fracturées dans lesquelles se sont concentrés les fluides.

La troisième période, correspond au rééquilibrage tardif de zones probablement plus superficielles de la croûte. La source crustale est dans ce dernier cas très différente et doit avoir une composition minéralogique et chimique qui en font un matériel fertile, capable de fondre à très basse température ($\leq 700^\circ\text{C}$).

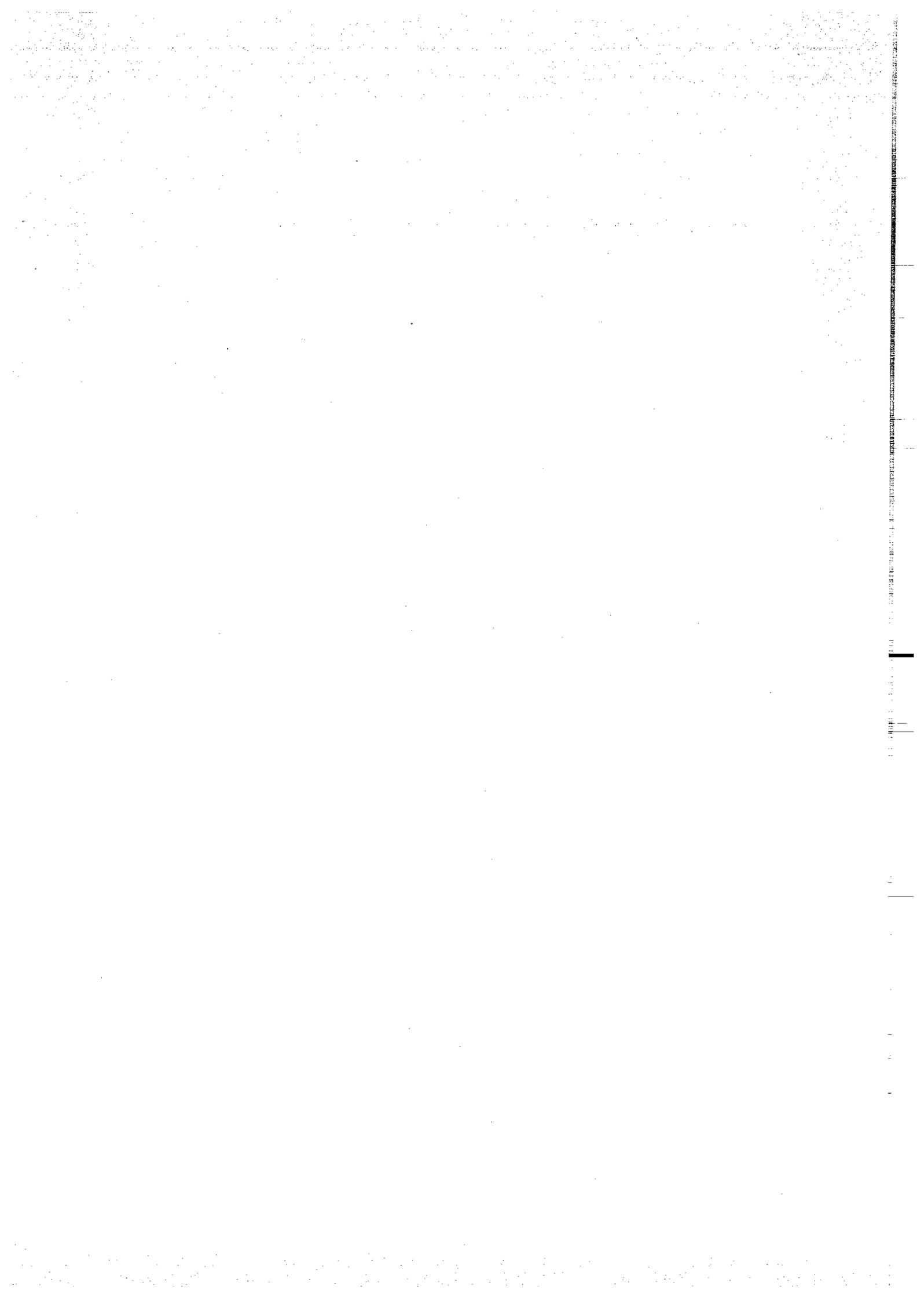
Si l'étude de la pétrologie et de la géochimie des granitoïdes du complexe de Pontivy-Rostrenen nous a permis d'atteindre le but que nous nous étions fixé, c'est à dire la construction d'un modèle pétrogénétique en accord avec le contexte géodynamique, un certain nombre de questions importantes restent encore posées.

L'étude de la géochimie isotopique (Sr, Nd, O), nous a conduit à mettre en évidence l'existence d'au moins trois pôles différents dans la source des leucogranites précoces. La définition même de ces pôles reste encore conjecturale. Les rapports isotopiques initiaux du strontium ainsi que la géochimie de ces leucogranites en éléments incompatibles, suggèrent que la source de ces leucogranites ou les magmas eux-mêmes, ont été équilibrés avec une phase fluide. L'origine et la composition de cette phase fluide restent encore à définir. La géochimie isotopique n'a constitué, du point de vue analytique, qu'une partie malheureusement mineure de ce travail, étant donné les orientations que nous nous étions fixé au départ.

Nous disposons à présent d'un ensemble de données significatif, du point de vue de la pétrographie et de la géochimie (compte tenu des travaux antérieurs) sur le massif de Pontivy-Rostrenen, dont nous avons essayé de faire la synthèse au cours de ce travail. Dans la perspective d'un travail de recherche futur sur ce même massif, il semblerait intéressant d'axer cette étude sur la géochimie isotopique, afin de répondre aux questions soulevées par les nouvelles données acquises au cours de cette étude et lors de travaux antérieurs (Peucat et al., 1979; Bernard-Griffiths et al, 1985; Peucat et al., 1988).



BIBLIOGRAPHIE



- ABBOTT R.N. (1981). AFM liquidus projections for granitic magmas with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Can. Miner.* 19, 103-110.
- ABBOTT R.N. (1985). Muscovite bearing granites in the AFM liquidus projection. *Can. Miner.* 23, 553-561.
- ALABOSSO M. (1984). Les altérations hydrothermales associées aux gisements d'uranium de Ty Gallen, Poulprio et Prat Merien (Massif de Pontivy, Morbihan, France). *Thèse 3^{ème} cycle, Nancy.* 113 p.
- ALBAREDE F. & WEISBROD A. (1982). Les lamprophyres du SE du Massif Central: rééquilibrage isotopique du Sr et Nd en environnement métamorphique. *Colloq. Int. CNRS, Géochimie et Pétrologie des granitoïdes, Clermont Ferrand,* 2.
- ALBUQUERQUE C. A. R. (de) (1971). Petrochemistry of a series of granitic rocks from northern Portugal. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 2783-2798.
- ALBUQUERQUE C. A. R. (de) (1973). Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1779-1802.
- ALBUQUERQUE C. A. R. (de) (1974). Geochemistry of actinolitic hornblendes from tonalitic rocks, northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 789-803.
- ANDRIOBOLOLONA R., LEFEVRE C. & DUPUY C. (1975). Coefficients de partage des éléments de transition dans les minéraux ferro-magnésiens extraits des dacites. *C. R. Acad. Sci. Paris* 281, 1797-1800.
- ANGUS N.S. (1971). Comments on the origin of ocellar quartz-gabbros. *Lithos* 4, 381-388.
- BAKER D.R. & EGGLEER D.H. (1983). Fractionation paths of Atka (Aleutians) High Alumina Basalts : constraints from phase relations. *J. Volc. Geotherm. Res.* 18, 387-404.
- BANZET G. (1987). Interactions croûte-manteau et genèse du plutonisme sub-alkalin du Haut Dauphiné occidental (massifs cristallins externes, Alpes) : vaugnérites, durbachites et granitoïdes magnésio-potassiques. *Géol. Alpine* 63, 95-117.
- BARRIERE M. (1977). Le complexe de Ploumanac'h - Massif Armoricaïn. *Thèse d'Etat, Brest,* 291 p.
- BARRIERE M., CHAURIS L. & LE BAIL F. (1973). Nodules de silicates d'alumine autour de granites en Bretagne occidentale. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 96, 150-154.
- BARROIS C. (1890). Carte géologique de Vannes au 1/80000 n°89. Serv. Carte Géol. France.
- BARROIS C. (1890). Carte géologique de Pontivy au 1/80000 n°74. Serv. Carte Géol. France.
- BARROIS C. (1886). Carte géologique de Châteaulin au 1/80000 n°73. Serv. Carte Géol. France.
- BARROIS C. (1885). Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. *Ann. Soc. Géol. Nord* XII, 1-119.
- BEA F., FERSHTATER G. & CORRETGE L. G. (1992). The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos* 29, 43-56.
- BENARD F., MOUTOU P. & PICHAVANT M. (1985). Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *J. Geol.* 93, 271-291.
- BERLIN R. & HENDERSON C. M. B. (1969). The distribution of Sr and Ba between the alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trachytes and phonolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 247-255.

- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J. J., SHEPPARD S. & VIDAL Ph. (1985).** Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 235-250.
- BICKLE M.J., WICKHAM S.M., CHAPMAN H.J. & TAYLOR H. P. (1988).** A strontium, neodymium and oxygen isotope study of hydrothermal metamorphism and crustal anatexis in the Trois Seigneurs Massif, Pyrennees, France. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100, 399-417.
- BLUNDY J.D. & HOLLAND T.J.B. (1990).** Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 208-224.
- BLUNDY J.D. & HOLLAND T.J.B. (1992).** "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" : reply to the comments of Hammarstrom et Zen, and Rutherford and Johnson. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 269-272.
- BOHLEN S. R., MONTANA A. & KERRICK D. M. (1991).** Precise determinations of the equilibria kyanite-sillimanite and kyanite-andalusite and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs. *Am. Miner.* 76, 677-680.
- BOISSAVY-VINAU M. (1979).** Processus géochimiques des concentrations liées à l'évolution des magmas granitiques. Applications aux filons à Sn-W du Massif Central et du Nord-Portugal. *Thèse, Paris*, 220 p.
- BOULOTON J. (1992).** Mise en évidence de cordiérite héritée des terrains traversés dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jebilet, Maroc). *Can. J. Earth Sci.* 29, 658-668.
- BOURGIGNON A. (1988).** Origine des formations paradérivées et orthodérivées acides du Limousin Central, une source possible pour les leucogranites uranifères. *Thèse, Lyon I*, 280 p.
- BOYD F. R. (1959).** Hydrothermal investigations of amphiboles. In *Researches in geochemistry*, P. H. Abelson (Ed.). Wiley & Sons, New York, 377-396.
- BREMOND D'ARS J. (de) (1990).** Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du Complexe Plutonique lité de Guernesey. *Mém. Doc. CAESS, Rennes* 35, 370 p.
- BROOKS C. K., HENDERSON P. & RONSBO J. G. (1981).** Rare-earth partition between allanite and glass in the obsidian of Sandy Braes, northern Ireland. *Miner. Mag.* 44, 157-160.
- BRUN J. P. & BURG J. P. (1982).** Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 61, 319-332.
- BUDHAM J. R. & SCHMITT R. A. (1985).** Petrogenetic modelling of Hawaiian Tholeiitic basalts : a geochemical approach. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 67-87.
- CAPDEVILA R. & FLOOR P. (1970).** Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Miner* 81, 215-225.
- CASTRO A., MORENO-VENTAS I. & DE LA ROSA J. D. (1991).** H-type (hybrid) granitoids : a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.* 31, 237-253.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J. J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J. C., LE CORRE C. RABU D., SAUVAN P. & VILLEY M. (1983).** Inventaire lithologique et structurale du Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne Centrale et du Bocage Normand pour la recherche des guides métallogéniques. *Doc. BRGM* 67, 258 p.
- CHAPPELL B. W. (1984).** Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Phil. Trans. R. Soc. London* A310, 693-707.
- CHAPPELL B. W. & WHITE A. J. R. (1974).** Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.* 8, 173-174.

CHAYLA B., JAFFREZIC H. & JORON J. L. (1973). Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. Applications à la détermination d'éléments en traces dans les roches. *C. Acad. Sci. Paris* 277, 273-275.

CHOUKROUNE P., GAPAIS D. & MATTE Ph. (1983). Tectonique hercynienne et déformation cisailante : la faille ductile senestre de la marche (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris* 296 (II), 859-862.

CLARKE F. (1924). The data of geochemistry. USGS Bull. 770.

CLARKE D. B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites : a review. *Can. Miner.* 19, 3-17.

CLARKE D. B. (1992). Granitoid rocks. Chapman & Hall, London. *Topics Earth Sci.* 7, 283 p.

CLEMENS J.D. & WALL V.J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Miner.* 19, 111-131.

CLEMENS J.D. & WALL V.J. (1988). Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos* 21, 53-66.

COCHERIE A. (1978). Géochimie des Terres Rares dans les granitoïdes. *Thèse 3^{ème} cycle, Rennes*, 210 p.

COCHERIE A. (1985). Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Doc. BRGM* 90, 246 p.

COGNE J. (1960). Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Carte Géol. France, Paris*. 400 p.

COGNE J. (1961). Remarques sur quelques-unes des principales associations minérales dans les micaschistes de Bretagne méridionale (Finistère-Morbihan). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* LXXXIV, 222-226.

COGNE J. (1967). Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armoricaïn et les phénomènes de granitisation. In *Colloque de Neuchâtel sur les étages tectoniques*, 179-192.

CONRAD W. K., NICHOLLS I. A. & WALL V. J. (1988). Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar : evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.* 29, 765-803.

COTTEN J. (1975). Une méthode d'analyse des silicates par absorption atomique et émission de flamme : étude des mégacristaux du granite de Rostronen (Massif Armoricaïn). *Thèse de 3^{ème} cycle, Brest*. 77 p.

COUTURIE J. P. (1977). Le massif granitique de la Margeride (Massif Central français) : étude pétrographique, géochimique et structurale; exemples de différenciation par gravité dans les roches granitiques; évolution régionale de la croûte au cours de l'orogénèse hercynienne. *Thèse d'état, Clermont Ferrand*. 335 p.

CUNEY M., LE FORT P. & WANG Z. X. (1984). Uranium and thorium geochemistry and mineralogy in the Manaslu leucogranite (Nepal, Himalaya). In *Proc. Symp. Geology of granites and their metlogenic relations Nanjing Univ. 1982*, K. Xu & Tu G. (Eds). *Science Press, Beijing*, 853-873.

DABARD M. P. (1983). Etude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif Armoricaïn. Presqu'île de Crozon. Flanc Nord du Bassin de Laval. *Thèse, Rennes*, 207 p.

DADET P., BOS P., CHANTRAINE J., LAVILLE P. & SAGON J. P. (1986). Carte géologique de Pontivy au 1/50000. *Ed. du BRGM, Orléans*.

- DENIEL C., VIDAL Ph., FERNANDEZ A., LE FORT P. & PEUCAT J. J. (1987). Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal) : inferences on the age and source of himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 78-92.
- DE PAOLO D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189-202.
- DIDIER J. & GIRET A. (1972). Origine et rapports mutuels du granite de Rostronen et de la granodiorite de Plélauff (Massif Armoricain). *Bull. Soc. Géol. France* 3, 143-145.
- DIDIER J. & LAMEYRE J. (1969). Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24, 219-238.
- DIDIER J., DUTHOU J. L. & LAMEYRE J. (1982). Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geotherm. Res.* 14, 125-132.
- DOSTAL J., DUPUY C., CARRON M., LE GUEN DE KEIRNEZON M. & MAURY R. C. (1983). Partition coefficients of trace elements : application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 525-533.
- DRAKE M. J. & WEILL D. F. (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid : an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 689-712.
- DUPUIS C. (1976). Thermoluminescence du quartz : origine et évolution des ocelles de quartz des "accompagnateurs basiques" du granite porphyroïde de Traouéros, Massif de Ploumanac'h. *C. R. Acad. Sci. Paris* 282, 1343-1346.
- DUPUY C., DOSDAL J., LIOTARD J. M. & LEYRELOUP A. (1980). Partitioning of transition elements between clinopyroxene and garnet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48, 303-310.
- EDGAR A. D., GREEN D. H. & HIBBERSON W. O. (1976). Experimental petrology of a highly potassic magma. *J. Petrol.* 17, 339-356.
- EGGLER D.H. (1972a). Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, 261-271.
- EGGLER D.H. (1972b). Amphibole stability in H₂O-undersaturated calc-alkaline melts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 15, 28-34.
- ENGLAND P. C. & THOMPSON A. B. (1984). Pressure-temperature-time path of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25, 894-928.
- ENGLAND P. C. & THOMPSON A. B. (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In *Collision tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.* 19, 83-94.
- ESPERANCA S. & HOLLOWAY J. R. (1987). On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 207-216.
- EUZEN T. & CAPDEVILA R. (1991a). Origine des enclaves microgrenues acides dans le granite peralumineux de Pontivy (Massif Armoricain, France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 313 (II), 413-419.
- EUZEN T. & CAPDEVILA R. (1991b). Origin of microgranitoid enclaves in Malgouet granite, Armorican Massif, France. EUG VI Strasbourg. *Terra Abstract* 3, 31.
- FERRY J. M. (1979). Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of micas and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 125-139.
- FLOOD R.H. & VERNON R.H. (1988). Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. *Lithos* 21, 237-245.

- FOURCADE S. (1981). Géochimie des granitoïdes. *Thèse d'état, Paris VII*, 212 p.
- FOURCADE S. & ALLEGRE C. J. (1981). Trace elements behaviour in granite genesis : a case study; the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 177-195.
- FRANCE-LANORD C. & LE FORT P. (1988). Crustal melting and granite genesis during the himalayan collision orogenesis. *Trans. R. Soc. Edinburgh* 79, 183-195.
- FRIEDRICH M. & CUNNEY M. (1987). Petrogenesis of variscan peraluminous granitoïds, the St. Sylvestre example, N-W Massif Central, France. *Terra Cogn.* 7, 359.
- FRIEDRICH M., RAZAFIMAEFA N., CUNNEY M. & STUSSI J. M. (1988a). Les granites peralumineux du NW du Massif Central, signatures et hétérogénéités des sources. 12^{ème} RST, Lille. *Soc. Géol. France édit. Paris*, 57.
- FRIEDRICH M., MARIGNAC C. & FLOC'H J. P. (1988b). Sur l'existence de trois chevauchements ductiles "himalayens" successifs à vergence NW en Limousin. *C. R. Acad. Sci. Paris* 306 (II), 663-669.
- FROST R. B. (1976). Introduction to oxygen fugacity and its petrological importance. In *Oxide minerals*, S. W. Bailey (Ed.), *Rev. Mineral.* 13, 1-9.
- FUJIMAKI H. (1986). Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 42-45.
- GAGNY C. (1978). Vaugnérites et durbachites sont des cumulats de magmas granitiques (l'exemple du granite des Crêtes, Vosges). *C. R. Acad. Sci. Paris* 287, 1361-1364.
- GAPAIS D. & LE CORRE C. (1980). Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature* 288, 574-576.
- GEORGET Y. (1986). Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et Géochimie. *Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes* 9, 250p.
- GHIORSO M.S. & SACK R.O. (1991). Fe-Ti oxide geothermometry : thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 485-510.
- GIL HIBARGUCHI J. I. (1981). A comparative study of vaugnerites and metabasic rocks from the Finisterre region (NW Spain). *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 143, 91-101.
- GIL HIBARGUCHI J. I. & MARTINEZ F. J. (1981). Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes thermal dome, Iberian Hercynian Fold-belt (W Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 14-24.
- GIL HIBARGUCHI J. I., BOWDEN P. & WHITLEY G. E. (1984). Rare-earth element distribution in some Hercynian granitoïds from the Finisterre region, NW Spain. *J. Geol.* 92, 397-416.
- GIRAUD A., DUPUY C. & DOSTAL J. (1986). Behaviour of trace elements during magmatic processes in the crust; application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). *Chem. Geol.* 57, 269-288.
- GIRET A. (1972). La transformation a-b des quartz : un indicateur de degré de métamorphisme. *Thèse 3^{ème} cycle, Paris VI*. 117 p.
- GREEN T. H. (1976). Experimental generation of cordiérite- or garnet-bearing granitic liquids from pelitic composition. *Geology*, 85-88.
- GREEN T. H. (1982). Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In *Andesites*, R. S. Thorpe (Ed.), 465-487.

GREEN T. H. & RINGWOOD A. E. (1968). Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, 105-162.

GREEN T. H. & WATSON E. B. (1982). Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 96-105.

HALLOT E. (1993). Injection dans les réservoirs magmatiques: contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. Thèse, *Mém. Geosciences Rennes* 49, 331 p.

HAMMARSTROM J.M. & ZEN E. (1986). Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* 71, 1297-1313.

HAMMARSTROM J.M. & ZEN E. (1992). Comments on Blundy and Holland's (1990) "calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 264-268.

HANMER S. K., LE CORRE C. & BERTHE D. (1982). The role of hercynian granites in the deformation and metamorphism of brioverian and paleozoic rocks of central brittany. *J. Geol. Soc London* 139, 85-93.

HANMER S. K. & VIGNERESSE J.L. (1980). Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne : exemple des massifs leucogranitiques de Locroure et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. Géol. France* XXII (7), 193-202.

HANSON G. N. & LANGMUIR C. H. (1978). Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 725-741.

HARRIS N. B. W. & INGER S. (1992). Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 46-56.

HARRISON T. M. & WATSON E. B. (1983). Kinetics of zircon dissolution and diffusion of zirconium in granitic melts of variable water content. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 66-72.

HARRISON T. M. & WATSON E. B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis : equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 171-175.

HASLAM H. W. (1968). The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland. *J. Petrol.* 9, 84-104.

HENDERSON P. (1982). Inorganic geochemistry. *Pergamon Press, Oxford*, 353 p.

HOLLISTER L.S., GRISSOM G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H. & SISSON V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.* 72, 231-239.

HOLTZ F. (1989). Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis. The example of two granitic suits of northern Portugal. *Lithos* 24, 21-35.

HOLTZ F. & JOHANNES W. (1991). Genesis of peraluminous granites, I, Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kbar and reduced H₂O activity. *J. Petrol.* 32, 935-958.

HUPPERT H. E. & SPARKS R. S. J. (1988a). The generation of granitic magmas by intrusion of basalts into continental crust. *J. Petrol.* 29, 599-624.

HUPPERT H. E. & SPARKS R. S. J. (1988b). The fluid dynamics of crustal melting by injection of basaltic sills. *Trans. R. Soc. Edinburgh : Earth Sci.* 79, 237-243.

IRVING A. J. (1978). A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 743-770.

- IRVING A. J. & FREY F. A. (1978). Distribution of trace elements between garnet megacryst and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 771-787.
- ISHIHARA S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.* 27, 293-305.
- JAFFREZIC H., JORON J. L. & TREUIL M. (1977). Trace elements determinations in rock powders. A study of the precision for a given analytical procedure. *J. Radioanalyt. Chem.* 39, 185-188.
- JAMES R. S. & HAMILTON D. L. (1969). Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 at 1 kbar water vapour pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 21, 111-141.
- JEGOUZO P. (1980). The south armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* 2, 39-47.
- JEREMINE E. & PRUVOST P. (1955). Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen. *Bull. Serv. Carte Géol. France* 53, 32 p.
- JOHNSON M.C. & RUTHERFORD M.J. (1989). Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837-841.
- JOUVIN F. (1986). Etude du contrôle structural et des conditions pression-température lors de la mise en place d'un leucogranite en contexte de collision : exemple du massif d'Odet-Lestonan (Finistère). *DEA, Brest*, 150 p.
- JORON J. L. (1974). Contribution à l'analyse des éléments en trace dans les roches et les minéraux par activation neutronique. Applications à la caractérisation d'objets archéologiques. *Thèse, Paris*, 101 p.
- LACROIX A. (1893). Minéralogie de la France 1. *Baudry et Cie, Paris*, 723 p.
- LAGARDE J. L., CAPDEVILA R. & FOURCADE S. (1992). Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. France* 163, 597-610.
- LAMBERT I.B. & WYLLIE P.J. (1974). Melting of tonalite and crystallization of andesite liquid with excess water to 30 kilobars. *J. Geol.* 82 (1), 88-97.
- LA ROCHE H. (de) (1964). Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. *Sci. Terre* 9, 293-337.
- LEAKE B.E. (1971). On aluminous and edenitic hornblendes. *Miner. Mag.* 38, 389-407.
- LEAKE B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.* 42, 533-563.
- LE BRETON N. & THOMPSON A. B. (1988). Fluid-absent (deshydration) melting in metapelites in the early stage of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226-237.
- LE CORRE C. (1979). Approche quantitative des processus de synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne Centrale. *Thèse, Rennes*, 381 p.
- LE FORT P. (1981). Manaslu leucogranite : a collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.* 86, 10545-10568.
- LE FORT P., CUNEY M., DENIEL C., FRANCE-LANORD C., SHEPPARD S. M. F., UPRETI B. N. & VIDAL Ph. (1987). Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics* 134, 39-57.
- LE MARCHAND F., VILLEMANT B. & CALAS G. (1987). Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1071-1081.

LESHER C. E. (1990). Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature* 344, 235-237.

LEUTWEIN F. (1968). Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricaïn. *Sci. Terre* 11, 1-84.

LEUTWEIN F. & SONET J. (1965). Contribution à la connaissance de l'évolution géochronologique de la partie nord-est du Massif Armoricaïn français. *Sci. Terre* 10, 347-367.

LUTH W. C. (1976). Granitic rocks. In *The evolution of the crystalline rocks*, D. K. Bailey & R. MacDonald (Eds.). *Academic Press, London*, 335-417.

MAALOE S. & WYLLIE P.P. (1975). Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water undersaturated conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 52, 175-191.

Mc CARTHY T. S. & HASTY R. A. (1976). Trace elements distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1351-1358.

MAHOOD G. & HILDRETH W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 11-30.

MAILLET L. A. & CLARKE D. B. (1985). Cordierite in the peraluminous granites of the Meguma zone, Nova Scotia, Canada. *Min. Mag.* 49, 695-702.

MARCOUX E. (1980). Le district de Pontivy. *Thèse 3^{ème} cycle, Clermont Ferrand-BRGM* 252 p.

MARCOUX E. (1982a) Le massif de Pontivy : une association géographique de trois unités leucogranitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 294 (II), 1095-1098.

MARCOUX E. (1982b). Etude géologique et métallogénique du district plombozincifère de Pontivy (Massif Armoricaïn, France). *Bull. B. R. G. M.* 1 (II), 1-24.

MARTIN H. (1977). Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de Saint Malo (Massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments pendant la fusion. Proposition d'un modèle. *Thèse, Rennes*, 95 p.

MARTIN H. (1980). Comportement de quelques éléments en traces au cours de l'anatexie : exemple du massif de Saint Malo (Bretagne, France). *Can. J. Earth Sci.* 17, 927-941.

MASUDA A. (1965). Geochemical constants for rubidium and strontium in basic rocks. *Nature* 205, 555-558.

MATTAUER M. (1983). Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. *C. R. Acad. Sci. Paris* 296, 481-486

MATTE Ph. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France* 8 (II), 9-24.

MATTE Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics* 196, 309-337.

MICHARD A., GURRIET P., SOUDANT M. & ALBAREDE F. (1985). Nd isotopes in french phanerozoic shales : external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 601-610.

MICHON G. (1987). Les vagnérites de l'est du Massif Central français : apport de l'analyse statistique multivariée à l'étude géochimique des éléments majeurs. *Bull. Soc. Géol. France* 8 (III), 591-600.

- MIFDAL A. (1979). La méthode rubidium-strontium, exemple d'application : granite de Pontivy. *DEA Rennes*, 42 p.
- MILLER C. F. (1985). Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *J. Geol.* 93, 673-689.
- MILLER C. F. & MITTFEEHLDT D. W. (1982). Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology* 10, 129-133.
- MILLER C.F., STODDARD E. F., LARRY J. B. & WAYNE A. D. (1981). Composition of plutonic muscovites : genetic implications. *Can. Miner.* 19, 25-34.
- MONIER G. & ROBERT J. L. (1986). Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2 kbar PH_2O and comparison with natural Li-free white micas. *Mineral. Mag.* 50, 257-266.
- MONTEL J. M. (1986). Experimental determination of the solubility of Ce-monzazite in SiO_2 - Al_2O_3 - K_2O - Na_2O melts at 800 °C, 2 kbar, under H_2O -saturated conditions. *Geology* 14, 659-662.
- MONTEL J. M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol. soumis*.
- MONTEL J. M. & WEISBROD A. (1986). Characteristics and evolution of "vaugneritic magmas" : an analytical and experimental approach, on the example of the Cévennes Médiannes (French Massif Central). *Bull. Minéral.* 109, 575-587.
- MONTEL J. M., DIDIER J. & PICHAVANT M. (1991). Surmicaceous enclaves in intrusive granites. In *Enclaves and granite petrology*, B. Barbarin & J. Didier (Eds.). Amsterdam, Elsevier, 509-528.
- NACHIT H. (1986). Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. *Thèse, Brest*, 93 p.
- NAGASAWA H. (1970). Rare earth concentration in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 9, 359-364.
- NAGASAWA H. & SCHNETZLER C. C. (1971). Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocryst and igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 953-968.
- NANEY M.T. (1983). Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.* 233, 993-1033.
- NANEY M.T. & SWANSON S.E. (1980). The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *Am. Miner.* 65, 639-653.
- NASH W. P. & CRECRAFT H. R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2309-2322.
- NICHOLLS J., CARMICHAEL I. S. E. & STORMER J. C. (1971). Silica activity and P_{total} in igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 33, 1-20.
- NOCKOLDS S. R. (1954). Average chemical composition of some igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1007-1032.
- NOCKOLDS S. R., KNOX R. W. O. & CHINNER G. A. (1978). *Petrology for students*. Cambridge University Press, Cambridge, 435 p.
- OBA T. (1980). Phase relations in the tremolite-pargasite join. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 247-256.

O'NEIL J. R., SHAW S. E. & FLOOD R. H. (1977). Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the New England batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 313-328.

PANARIZADEH-ECHRAGHI I. (1981). Contribution à l'étude de la distribution de quelques éléments en traces dans différentes formations géologiques de Bretagne Centrale : les chapeaux de fer, les granites. *Thèse 3^{ème} cycle, Paris VI*. 131 p.

PATINO DOUCE A. E. & DANA-JOHNSTON A. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 202-218.

PEARCE J. A. & NORRY M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.

PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.

PERCEVAULT M. N. & COBBOLD P. R. (1982). Mathematical removal of regional ductile strains in central Brittany : evidence for wrench tectonics. *Tectonophysics* 82, 317-328.

PEUCAT J.J. (1986). Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc. London* 143, 875-885.

PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J. & AUTRAN A. (1979). Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale, étude Rb/Sr de granites en domaine Centre-Armoricain. *Bull. B.R.G.M.* (2) 14, 349-356.

PEUCAT J. J., JEGOUZO P., VIDAL Ph. & BERNARD-GRIFFITHS J. (1988). Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the hercynian belt of western France. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 60-68.

PEUCAT J. J., BERNARD-GRIFFITHS J., GIL IBARGUCHI J. I., DALMEYER R. D., MENOT R. P., CORNICHE J. & IGLESIAS PONCE DE LEON M. (1990). Geochemical and geochronological cross section of the deep variscan crust : the Cabo Ortegal high pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics* 177, 263-292.

PHILPOTTS A. R. (1976). Silicate liquid immiscibility : its probable extent and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.* 276, 1147-1177.

PHILPOTTS J. A. & SCHNETZLER C. C. (1970). Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 307-322.

PICHAVANT M., MONTEL J. M. & RICHARD L. R. (1992). Apatite solubility in peraluminous liquids : experimental data and an extension of the Harrison-Watson model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 3855-3861.

PICHAVANT M. & STUSSI J. M. (1986). Leucogranites à deux micas et granites "S": deux types des magmatisme crustal. 11^{ème} RST, Clermont Ferrand, *Soc. Géol. France éd.*, 147.

POLDERVAART A. & HESS H.H. (1951). Pyroxene in the crystallization of basaltic magmas. *J. Geol.* 59, 472-80.

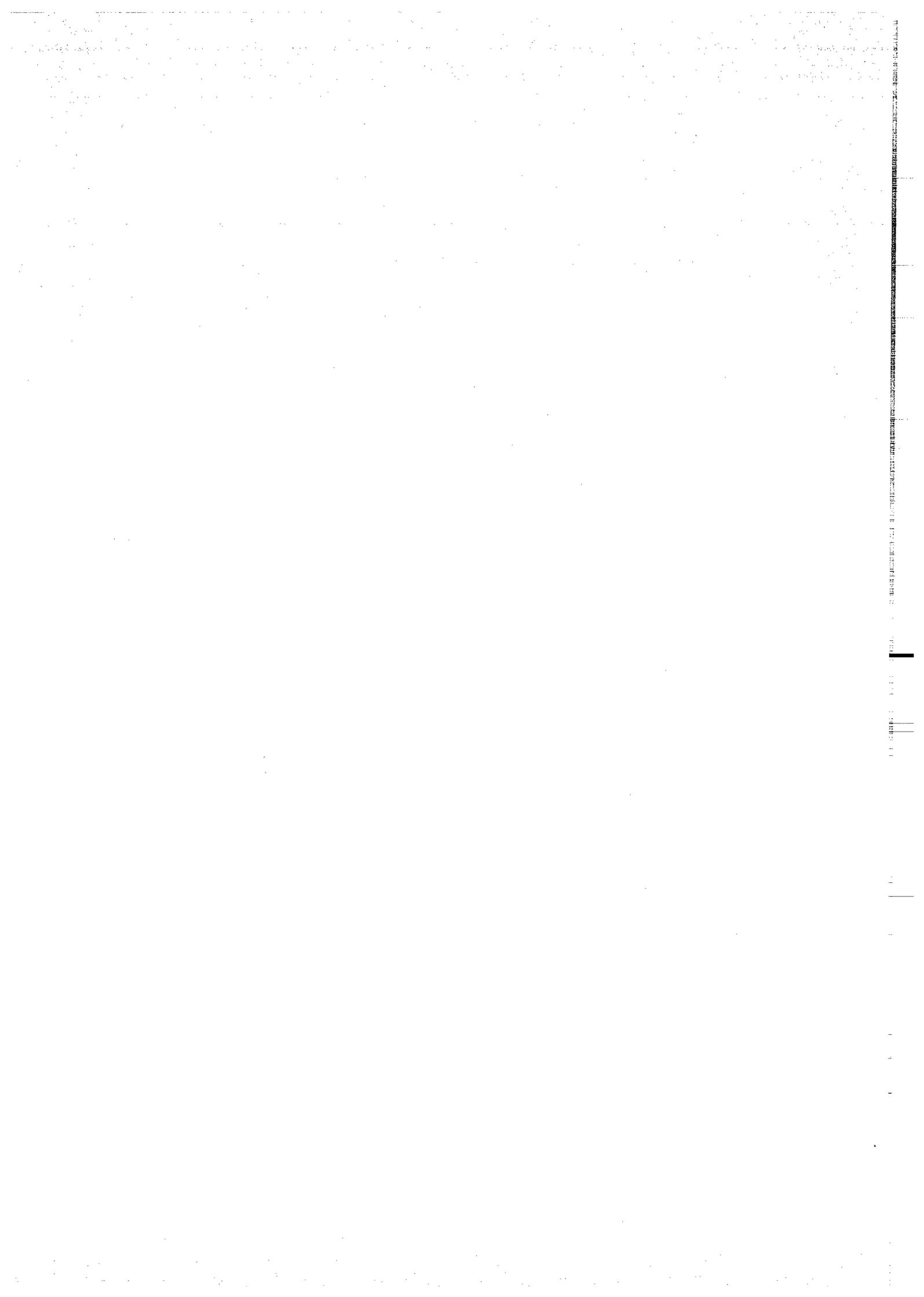
PONTIN-KOFFI (1973). Evolution granitique et géochimique de l'uranium de l'extrémité Nord-Est du massif de Pontivy (Morbihan). *Thèse, Nancy*, 116 p.

RAPP R. P. & WATSON E. B. (1986). Monazite solubility and dissolution kinetics : implications for thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 304-316.

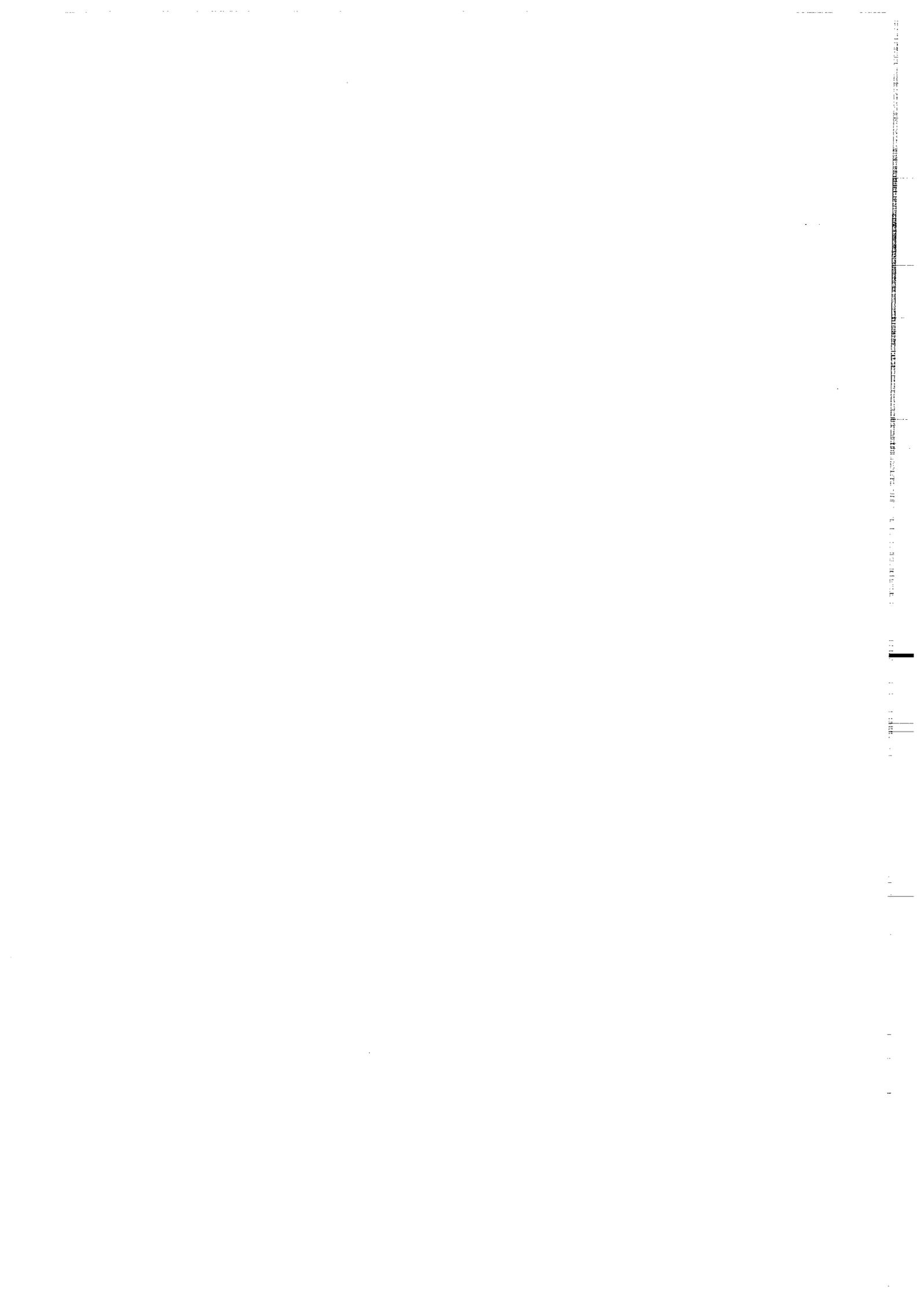
- RAPP R. P., RYERSON F. J. & MILLER C. F. (1987). Experimental evidence bearing on the stability of monazite during crustal anatexis. *Geophys. Res. Lett.* 14, 307-310.
- RAYLEIGH J. W. S. (1896). Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42, 77-107.
- ROCK N. M. S. (1984). Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 74, 193-227.
- ROCK N. M. S. (1991). Lamprophyres. *Blackie & Sons, Glasgow*, 285 p.
- ROGERS N. W., BACHINSKI S. W., HENDERSON P. & PARRY S. J. (1982). Origin of potash-rich lamprophyres: trace element data from Arizona minettes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 305-312.
- ROSSELO E. (1987). Etude structurale du massif de Pontivy (à proximité de la zone Sud Armoricaïne). Evolution tectonique et contrôle des minéralisations. *Rapport de stage. Rennes*, 61 p.
- SABATIER H. (1980). Vaugnérites et granites: une association particulière de roche grenues acides et basiques. *Bull. Mineral.* 103, 507-522.
- SABATIER H. (1991). Vaugnérites: special lamprophyres-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from western and central Europe. In *Enclaves and granite petrology*, J. Didier & B. Barbarin (Eds.). *Dev. Petrol.* 13, Elsevier, Amsterdam, 63-82.
- SABOURDY G. (1975). Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales (Massif Central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont* 52, 278 p.
- SAGON J. P. (1970). Minéralogie des schistes paléozoïques du bassin de Châteaulin (Massif Armoricaïn): distribution de quelques minéraux phylliteux de métamorphisme. *C. R. Acad. Sci. Paris* 270, 1853-1856.
- SAUNIER J. F. (1986). Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne centrale: le dôme de Plouguenast (Côtes du Nord). *Doc. BRGM* 109, 196 p.
- SHAND S. J. (1949). Eruptive rocks. *Wiley & Sons, New York*.
- SHANNON R. D. (1976). Effective Ionic Radii. *Acta Cryst.* 32, 961-969.
- SHAW D. M. (1968). A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32, 573-602.
- SHAW D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
- SPEER J.A. (1987). Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: the hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. *Am. Mineral.* 72, 863-878.
- STACEY J. S. & KRAMERS J. D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207-221.
- STERN R. A. & HANSON G. N. (1991). Archean high Mg granodiorite: a derivative of light Rare Earth Element-enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.* 32, 201-238.
- STERN R. A., HANSON G. N. & SHIREY S. B. (1989). Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoïds) in southwestern Superior Province. *Can. J. Earth Sci.* 26, 1688-1712.
- STORMER J.C.Jr. (1975). A practical two-feldspar geothermometer. *Am. Mineral.* 60, 667-674.
- STORMER J.C.Jr. & NICHOLLS J. (1978). XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Comp. Geosci.* 4, 143-159.

- STRECKEISEN A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33
- STRONG D. F. & HANMER S. K. (1981). The leucogranites of southern brittany : origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting. *Can. Miner.* 19, 163-176.
- SULTAN M. , BATIZA R. & STRUCHIO N. C. (1986). The origin of small-scale geochemical and mineralogic variations in a granite intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 513-523.
- TAYLOR H. P. (1978). Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 177-210.
- TAYLOR H. P., TURI B. & CUNDARI A. (1984). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and chemical relationships in K-rich volcanic rocks from Australia, West Africa, Antartica, and San Venanzo-Cupaello, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 263-276.
- TAYLOR S. R. & GORTON M. P. (1977). Geochemical application of spark source mass spectrography. III-Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochim Cosmochim. Acta* 41, 1375-1380.
- TAYLOR S. R. & Mc LENNAN S. M. (1985). The continental crust : its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *Blackwell, Oxford*, 312 p.
- TREUIL M. (1973). Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Thèse, Orléans*, 491 p.
- TURPIN L., VELDE D. & PINTE G. (1990). Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 73-86.
- TURPIN L., CUNEY M., FRIEDRICH M., BOUCHEZ J. L. & AUBERTIN M. (1990). Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N. W. French Massif Central: implications for crustal history reconstitutions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 163-172.
- ULMER P. (1989). Partitioning of high field strength elements among olivine, pyroxenes, garnet and calc alkaline picrobasalts: experimental results and an application. *Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Washington*, 42-47.
- VANCE J. A. (1969). On synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24, 7-29.
- VIDAL Ph. (1980) L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne* 21, 162 p.
- VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R. & COGNE J. (1981). Precadomian relicts in the armorican Massif : their age and role in the evolution of the western and central european cadomian-hercynian belt. *Precamb. Res.* 14, 1-20.
- VIDAL Ph., COCHERIE A. & LE FORT P. (1982). Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2279-2292.
- VIDAL Ph., BERNARD-GRIFFITHS J., COCHERIE A., LE FORT P., PEUCAT J. J. & SHEPPARD S. M. F. (1984). Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Int.* 35, 179-190.
- VIELZEUF D. & HOLLOWAY J. R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 257-276.
- VIGNERESSE J. L. (1978). Gravimétrie des granites armoricains. *Thèse, Rennes*, 95 p.
- VIGNERESSE J. L. (1983) Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* 15 (C), 1-15.

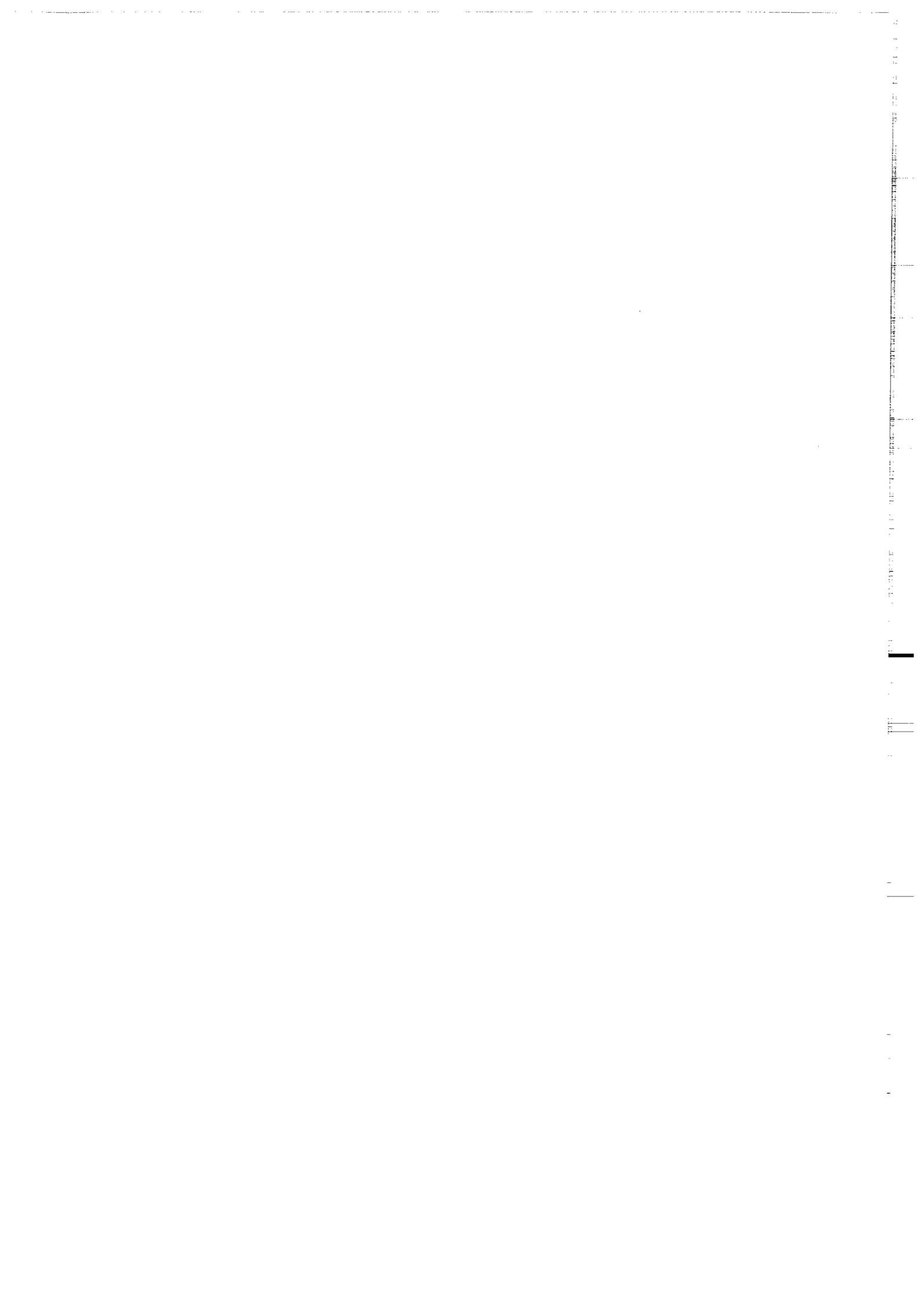
- VIGNERESSE J. L. (1987). La zone cisailée sud armoricaine est-elle une structure en fleur? *C. R. Acad. Sci. Paris* 304, 745-749.
- VIGNERESSE J. L. & LE FORT J. P. (1976). Les mouvements tardi-hercyniens au niveau de la zone broyée sud-armoricaine, apport des données géophysiques. 4^{ème} RAST Paris, *Soc. Géol. France*, 392.
- VIGNERESSE J. L. & BRUN J. P. (1983). Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. France* XXV (7), 357-366.
- WATSON (1979). Zircon saturation in felsic liquids : experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 407-419.
- WATSON E. B. & HARRISON T. M. (1984). Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems : a summary and prospectus of experimental approaches. *Phys. Earth Planet. Int.* 35, 19-30.
- WEBER C., PICHAVANT M. & BARBEY P. (1985). La cordiérite dans le domain anatectique du Velay (Massif Central français) : un marqueur de l'anatexie, du magmatisme et de l'hydrothermalisme. *C. R. Acad. Sc. Paris* 301 (II), 303-308.
- WEISBROD A. (1970). Influence de la pression sur la stabilité des associations basiques en environnement alcalin : le problème des vaugnérîtes. *C. R. Acad. Sci. Paris* 270, 669-671.
- WHITE A. J. R. & CHAPPELL B. W. (1983). Granitoids types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southern Australia. *Mem. Geol. Soc. Am.* 159, 21-34.
- WHITNEY J.A. (1975). The effects of pressure, temperature and XH₂O on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geol.* 83, 1-31.
- WHITNEY J.A. (1988). The origin of granite : the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1886-97.
- WINKLER H. G. F. (1979). Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag, Berlin*. 320 p.
- WINKLER H. G. F., BOESE M., MARCOROULOS T. (1975). Low temperature granitic melts. *N. Jb. Miner. Mh.* 6, 245-268.
- WONES D. R. & EUGSTER H. P. (1965). Stability of biotite : experiment, theory and application. *Am. Mineral.* 50, 1228-1272.
- WYNS R. & LE METOUR J. (1983). Le Précambrien du Massif Vendéen : étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte), et synthèse des données récentes. *Mém. BRGM* 68, 60 p.
- ZEN E. A. N. (1988). Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16, 21-51.



ANNEXES



Méthodes analytiques



I - FLUORESCENCE X.

Cette méthode à servi au dosage des éléments majeurs et de quelques éléments en traces. Le tableau ci-dessous indique les gammes d'étalonnages et les précisions analytiques, pour ces éléments.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Gamme d'étalonnage (%)	76-38	30-0,3	17-1	0,8-0	50-0	16-0	8,5-0	15-0	2,7-0	1,4-0
Précision fortes teneurs	1%	1,5%	2%		1%	2%	1,5%	2%	2%	
Précision faibles teneurs		3%	3%	10%	3%	5%	3%	5%	5%	5%

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Zn	Cu
Gamme d'étalonnage (ppm)	960 à 0	11000 à 10	150 à 0	4600 à 0	3600 à 0	210 à 0	320 à 0	2300 à 0	24000 à 0	2400 à 0	400 à 10	140 à 0
Précision (%) sur teneurs < 30ppm	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Précision (%) sur 30-50ppm	3	3	3	3	3	5	5	3	5	5	3	3
Précision (%) sur teneurs > 150ppm	1	1		1	1	2	2	1	2	2	1	

Tableau I : Gammes d'étalonnage et précisions analytiques en fluorescence X.

Calcul de la limite de détection (LDD) :

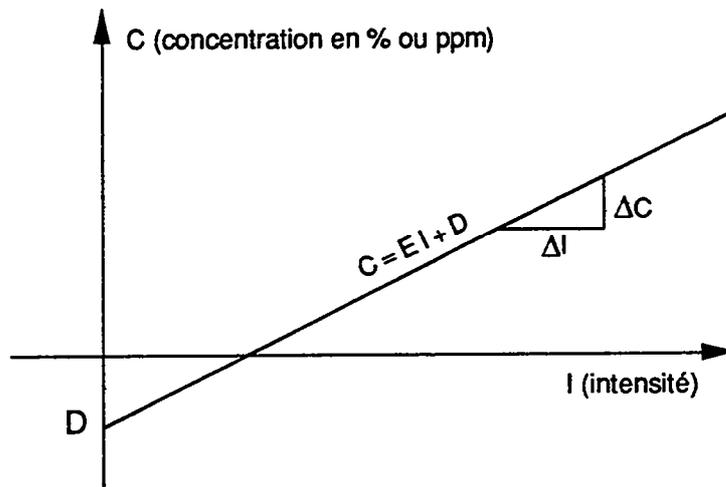
$$LDD = 3 \sqrt{\frac{-DE}{T}} \text{ à } 2\sigma$$

avec $E = \frac{\Delta C}{\Delta I}$ = pente de la droite d'étalonnage en %

= ppm / nbre de coups par seconde

D = l'ordonnée à l'origine

T = temps de mesure en seconde



Précision analytique :

L'erreur relative totale, σ_{total} , est fonction des erreurs :

- de préparation des échantillons, $\sigma_{\text{prép.}}$
- de l'appareillage, $\sigma_{\text{app.}}$
- sur le taux de comptage, $\sigma_{\text{taux compt.}}$
- sur l'analyse chimique des étalons de référence, σ_{analyse}

avec : $\sigma_{\text{total}} = \sqrt{\sigma_{\text{prép.}}^2 + \sigma_{\text{app.}}^2 + \sigma_{\text{taux compt.}}^2 + \sigma_{\text{analyse}}^2}$

II - Microsonde électronique.

Les analyses des phases minérales ont été effectuées à la microsonde électronique automatisée CAMEBAX (IFREMER, Brest), sous une tension accélératrice de 15 kV et une intensité de 15 nA, pour des temps de comptage de 0,6 s.

III - Spectrométrie γ : analyse par activation neutronique

Toutes les analyses par activation neutronique ont été effectuées au laboratoire Pierre Süe, Groupe des Sciences de la Terre, Saclay. Les

comptages courts (8 jours) ont été effectués à Saclay et les comptages longs (40 jours et 6 mois) l'on été à Géosciences Rennes.

Les principes de cette méthode ont été décrits par Treuil (1973), Joron (1974), Chayla et al. (1974), Cocherie (1978), Boissavy-Vinau (1979); Jaffrézic et al. (1981), Fourcade (1981), etc...

Nous allons ici décrire cette méthode de façon sommaire et l'on peut se rapporter aux auteurs précités, pour plus de précision.

Principe :

La méthode consiste à irradier des poudres d'échantillons par un flux de neutrons. L'interaction neutrons-noyaux provoque la création d'isotopes artificiels, le plus souvent instables. Le retour à l'état d'équilibre des noyaux instables s'accompagne de l'émission de rayonnements spécifiques à chaque élément.

On mesure par spectrométrie γ , l'intensité de ces rayonnements. Le dosage s'effectue par comparaison avec des standards de compositions connues. Les standards utilisés sont GSN, BEN et ACE.

Analyse non destructive sous aluminium :

Les échantillons et les standards sont pesés ($\approx 100\text{g}$) et conditionnés dans des emballages en aluminium. L'ensemble est disposé dans une navette en aluminium et irradié pendant 1 heure, sous un flux total de l'ordre de $2,5 \cdot 10^{14} \text{ n.Cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$. 8 jours plus tard, les échantillons sont analysés à partir d'une chaîne de gamma multi-canaux, associée à un détecteur au germanium dopé au lithium durant 3000 s. Les éléments dosés sont La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Th, Cr et Na.

Analyse non destructive sous cadmium :

Les échantillons et les standards sont placés dans un tube en cadmium et sont irradiés pendant au moins 8 jours dans un flux de $2,5 \cdot 10^{14} \text{ n.Cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Après une période de 8 jours sont dosés : Sm, Ce, U, Th, As, W, Ta, Na, La, Tb. Pour obtenir une meilleure précision les éléments à longue période sont mesurés à 40 jours : Ce, Yb, Th, Cr, Hf, Ba, Sr, Nd, Zr, Cs, Ni, Fe, Tb, Rb, Zn, Ta, Co, Eu, Sb.

Enfin, nous avons effectué, sur la première série d'échantillons, un comptage à 6 mois, nous montrant la cohérence de nos résultats

concernant notamment Eu et nous permettant de doser Gd avec une assez bonne précision.

	Période	Teneurs (ppm)		
	jour	GSN	BEN	ACE
Co	1921	65	61	0,2
Sc	83,4	7,3	22	0,11
Hf	42,5	6,5	5,4	27,9
Th	27,4	40,8	11	18,5
Cs	746,8	5,43	0,8	3
Rb	18,6	180	47	152
Ta	115	2,81	5,5	6,4
Sb	60,2	0,69	0,22	0,4
U	2,35	7,74	2,4	4,6
W	1	460	29	1,5
La	1,68	70	82	59
Ce	32,38	140	152	154
Nd	11,06	47		
Sm	1,95	7,2	12	24,2
Eu	4635,5	1,6	3,6	2
Tb	72,1	0,54	1,3	4,8
Yb	4,21	1,43	1,8	17,4

Tableau II : Teneurs dans les standards et périodes pour les éléments analysés.

Précision analytique :

Les sources d'erreurs possibles sont :

- les mesures de masses : ces mesures servant à faire la correction par rapport aux standards, toute imprécision se répercute sur le résultat final.

- l'intégration des pics d'intensité : Des interférences entre les pics (par exemple Sm et U) peuvent entraîner une erreur sur le calcul des surfaces.

$$\text{erreur (\%)} = \sqrt{\frac{2I-S}{S}} 100$$

I = Surface du pic

S = Intégrale du pic

bruit de fond : BF = I-S

- les standards utilisés et les valeurs prises pour ces standards. Pour chaque élément on mesure les teneurs d'un standard par rapport aux deux autres et on compare ces valeurs avec les valeurs recommandées (Tableau II). Pour chaque élément les teneurs retenues pour les échantillons analysés représentent, suivant le cas, une moyenne des valeurs obtenues avec 1, 2 ou 3 standards.

IV - Dilution isotopique et spectrométrie de masse.

La préparation chimique des échantillons et les mesures au spectromètre de masse ont été effectuées par J. J. Peucat et J. Cornichet à Géosciences Rennes.

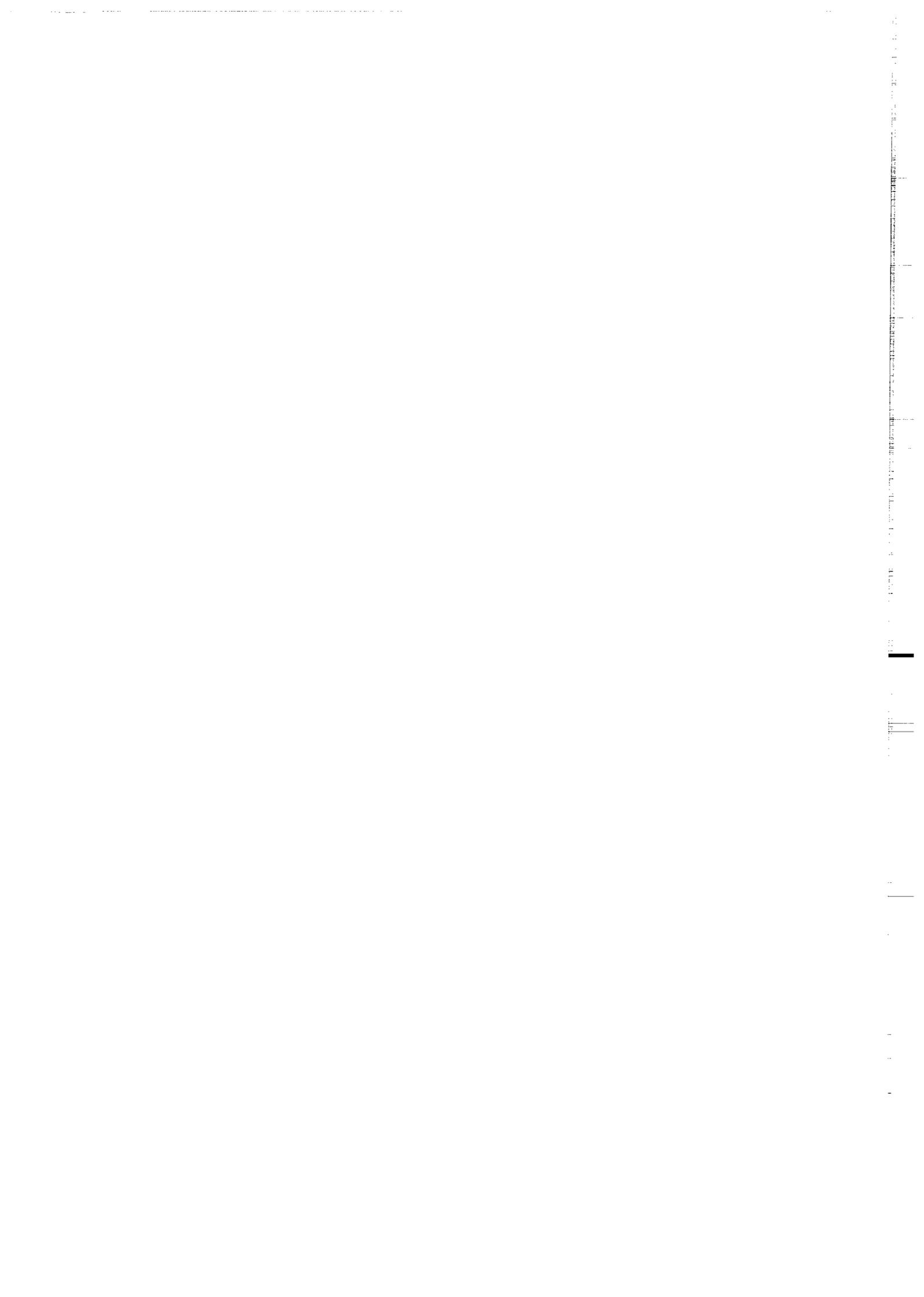
Le spectromètre de masse utilisé est un Finnigan MAT 262 équipé de sept collecteurs. Les erreurs analytiques sur les rapports isotopiques sont reportées dans le tableau annexe des résultats isotopiques.

V - Composition isotopique de l'oxygène.

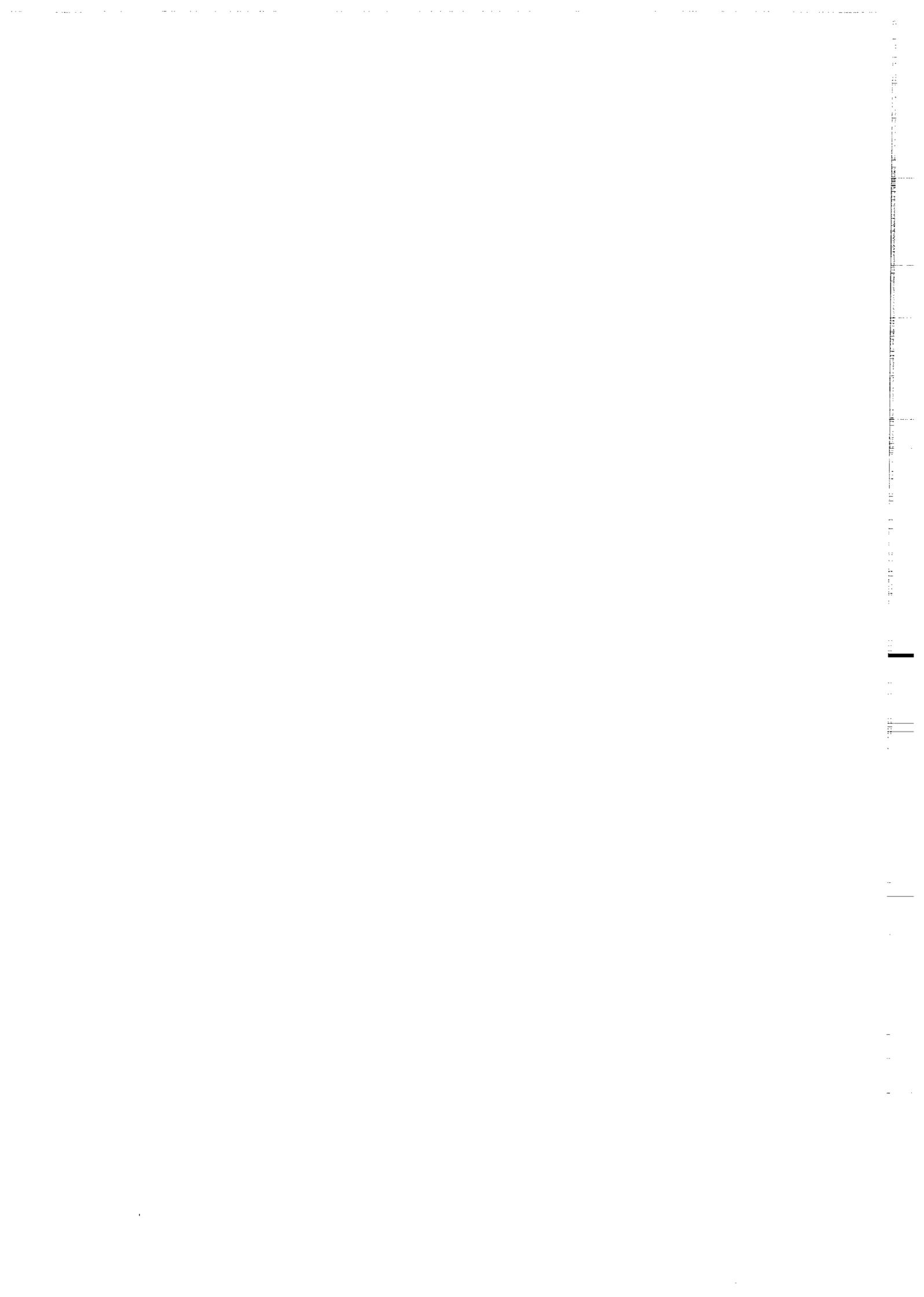
L'extraction et les analyses isotopiques ont été effectuée à Géosciences Rennes, par S. Fourcade.

Nous avons séparé le quartz sur la plupart des échantillons de façon à contrôler le fractionnement quartz-roche total. La majorité des mesures a été dupliquée et la reproductibilité est toujours meilleur que 0,1%.

La composition isotopique de l'oxygène est mesurée avec un spectromètre de masse VG Sira 10 à trois collecteurs.



Article
Origine des enclaves microgrenues acides dans le
granite peralumineux de Pontivy (Massif
Armoricain, France)



Origine des enclaves microgrenues acides dans le granite peralumineux de Pontivy (Massif Armoricaïn, France)

Tristan EUZEN et Ramon CAPDEVILA

Résumé – Les enclaves microgrenues claires (acides) des granites intrusifs sont généralement considérées comme des fragments de bordures figées précoces, disloquées par des venues magmatiques plus tardives. L'étude de telles enclaves dans le granite peralumineux de Pontivy conduit à une interprétation différente : dans ce cas les enclaves se forment par fragmentation de filons microgranitiques synplutoniques et mélange partiel des portions ainsi isolées avec le magma hôte. Les compositions de ces filons et de ces granites sont très proches et ils semblent tous résulter de la fusion partielle d'une même source métasédimentaire hétérogène. Un tel mode de formation des enclaves microgrenues acides est probablement restreint aux massifs leucogranitiques fortement peralumineux.

Origin of acid microgranular enclaves in the peraluminous granite of Pontivy (Armorican Massif, France)

Abstract – Pale (or acid) microgranular enclaves in intrusive granites are generally considered as early chilled margins, disrupted by subsequent magma pulses. The study of this enclave type in Malguénac granite provides an alternative view, namely that they formed by breaking up of synplutonic dykes and mingling with the host magma. Dykes and granite have similar composition and they probably formed by partial melting of a heterogeneous metasedimentary source. Such a model for the acid enclave formation seems to be limited to strongly peraluminous leucogranites.

Abridged English Version – INTRODUCTION. – Certain granitic intrusions contain aplitic or microgranitic inclusions known as acid or pale microgranular enclaves (PME) [2]. Such enclaves, which always have composition similar to that of their host granite, are generally considered as fragments of early chilled margins, disrupted and included in the granitic magma during the final stage of emplacement ([2], [6]). Interaction between host magma and chilled enclaves are then limited to possible recrystallization of the enclaves.

In this paper we propose to show that some PME result from a mingling between the main granitic magma and pillows produced by the disruption of synplutonic microgranitic dykes. This view is supported by the study of the PME of the Pontivy massif in Brittany, France.

GEOLOGICAL SETTING. – The Pontivy massif is a syntectonic hercynian pluton, intrusive in the Brioverian metasediments of the Central Armorican Zone. The pluton was emplaced 344 ± 8 Ma ago [7], at a late stage of continental convergence, during the activation of the South Armorican Shear Zone. It formed through the coalescence of several strongly peraluminous leucogranitic intrusions, which were produced by partial melting of crustal, probably metasedimentary, material. The partial melting is attributed to a combination of thermal relaxation following crustal thickening and probable addition of metamorphic fluids [9].

The northeast end of the massif consists of a porphyritic granite (the Malguénac granite) which contains synplutonic microgranitic dykes and PME. These enclaves, which have rounded form and lengths no greater than twenty centimetres, often form swarms spatially associated with the dykes. These facies were studied in Keriec and l'Echantillon quarries, where they are well exposed.

PETROGRAPHY. – The Malguénac granite is leucocratic and medium-grained, with abundant microcline phenocrysts. It is an alkali-feldspar granite (Fig. 2), alkali-calcic, strongly

Note présentée par Jean DER COURT.

peraluminous and characterized by the following association : Qtz + Mc + Pl (An 8) + Bt + Ms \pm Crd + Ap + Mnz + Zrn + Ilm. The grey-coloured microgranitic dykes are calc-alkaline and strongly peraluminous and have a higher proportion of Bt and Pl than the host granite. The PME, which are also greyish, are fine-grained monzogranites to syenogranites, mainly calc-alkaline and always strongly peraluminous. Their mineralogy is intermediate between that of the dykes and host granite and is characterized by the presence of xenocrysts, either isolated or in clusters, of rounded quartz and corroded feldspars, that clearly came from the host granite. The average composition of the plagioclases and biotites in the enclaves are intermediate between those of the same minerals in dykes and host granite.

GEOCHEMICAL DATA. — Chemical compositions of enclaves, dykes and host granite are similar but nonetheless differ significantly. (1) *Major elements*: microgranitic dykes are relatively enriched in Fe, Mg, Ca and Na and depleted in Si and K, compared to the host granite. Enclaves have intermediate compositions. In Harker's Diagrams the different facies plot along mixing lines (Fig. 4). (2) *REE*: the REE patterns are similar for the three facies, and all show strongly fractionated light and heavy rare earth elements and negative Eu anomalies (Fig. 5). The dykes have slightly higher REE content and higher La/Sm ratio.

RESULTS AND DISCUSSION. — The chemical composition of the microgranitic dykes and the host granite are similar, but their very different K_2O/Na_2O ratio precludes a fractional crystallization relationship. We interpret them as the result of partial melting of sources that were chemically similar and spatially related but nevertheless distinct. A heterogeneous peraluminous metasedimentary sequence is a good analogue for such sources.

The spatial association of dykes and enclaves, the intermediate character of the enclaves and the presence of granite xenocrysts in these enclaves, suggest that they formed by the disruption of synplutonic dykes and contamination of the pillows formed during this process by minerals (mainly quartz and feldspars) of host granite.

Our petrogenetic model for PME formation requires several conditions: (1) a heterogeneous source, (2) low degrees of partial melting rate, (3) no large magmatic chamber which allows homogenization and fractionation of initial liquids. Such conditions seem to be restricted to strongly peraluminous leucogranitic massifs.

CONCLUSION. — Although most of the PME of intrusive granites may be fragments of early chilled margins, those in certain strongly peraluminous leucogranitic massifs such as the Pontivy Massif, may result from mingling between the main granitic magma and pillows produced by disruption of synplutonic microgranitic dykes.

INTRODUCTION. — Les enclaves microgrenues des granites intrusifs ont été très étudiées car elles peuvent fournir d'importantes informations sur l'origine et l'évolution des magmas granitiques [1]. Ces enclaves se divisent en deux groupes : les *enclaves microgrenues sombres* (EMS), plus basiques que le granite hôte, et les *enclaves microgrenues claires* ou *acides* (EMC), dont la composition est proche de celle du granite qui les renferme ([2], [3]). L'origine des EMS a donné lieu à de nombreuses hypothèses [2] : on les interprète actuellement, soit comme des restites [4], soit comme des roches hybrides résultant du mélange incomplet de magmas plus acides et plus basiques ([1], [2], [5]). L'origine des EMC par contre n'a donné lieu qu'à une seule interprétation au cours des années récentes : elles sont considérées comme des portions de magma granitique figées précocement, au sein ou en bordure des massifs, et disloquées par des venues magmatiques

plus tardives ([2], [6]). L'interaction entre le magma encaissant et ces enclaves figées se traduit alors simplement par une éventuelle recristallisation des enclaves.

Dans ce travail, nous nous proposons de montrer que des EMC peuvent également résulter de la fragmentation de filons microgranitiques synplutoniques et du mélange partiel des portions de magma ainsi isolées avec le magma hôte. Cette interprétation alternative repose sur l'étude d'EMC et d'autres constituants du massif de Pontivy (Bretagne, France).

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIE DES OBJETS ÉTUDIÉS. — Le massif de Pontivy est un pluton hercynien syntectonique, intrusif dans des métasédiments briovériens de la Zone Centrale Armoricaire. Il s'est mis en place il y a 344 ± 8 Ma [7], dans un contexte de fin de convergence continentale, pendant l'épisode tectonique générateur du Cisaillement Sud Armoricain [8]. Il résulte de la coalescence de plusieurs corps de leucogranites fortement peralumineux, engendrés par fusion partielle de sources crustales probablement métasédimentaires [9]. L'origine de la fusion crustale est attribuable à la relaxation thermique post-épaississement et elle a dû être favorisée par l'intervention de fluides métamorphiques [9].

A sa bordure nord-est ce massif est représenté par un faciès particulier : le granite porphyroïde de Malguénac (*fig. 1*). Ce granite leucocrate, à grain moyen, est constitué par l'association : quartz + mégacristaux de microcline + plagioclase faiblement zoné de façon normale et de composition moyenne An 8 + biotite + muscovite ± cordiérite + apatite + monazite + zircon + ilménite. De la sillimanite restitique est souvent incluse dans des muscovites et parfois dans du quartz. Ce granite a des teneurs en SiO₂ comprises entre 72 et 74 % (concentrations recalculées sur base anhydre), il est alcali-calcique, fortement peralumineux et il se situe dans le champ des granites à feldspaths alcalins du diagramme Q'-ANOR (*fig. 2*) [10].

Ce faciès de Malguénac renferme par endroits des EMC, en particulier dans les carrières de Kerieck et de l'Echantillon, où nous les avons étudiées. Les EMC y sont de forme ovoïde ou arrondie, leur longueur ne dépasse pas 20 cm, leur grain est fin et leur couleur gris clair. Les minéraux constitutifs sont qualitativement les mêmes que ceux du granite, mais leur taille est nettement plus petite, leurs habitus respectifs différents et les biotites et les plagioclases sont présents en plus grandes proportions. La texture de ces enclaves est caractérisée par une charpente de petites lattes de plagioclase (\approx An 11) et de biotite, entre lesquelles se distribuent des petits cristaux de plagioclase, de quartz, de biotite, de muscovite et de microcline xénomorphe. A ces minéraux propres aux enclaves s'ajoutent souvent des xénocristaux de plus grande taille, isolés ou en amas, de quartz arrondis et de feldspaths parfois corrodés, plus rarement de micas, provenant manifestement du granite encaissant. Les proportions de ces xénocristaux sont très variables, dans des cas extrêmes ils arrivent à constituer 50 % de l'enclave. Ces enclaves ont des teneurs en silice comprises entre 70 et 72 %, elles sont généralement calco-alcalines, toujours fortement peralumineuses, et elles se situent dans les champs des syénogranites ou des monzogranites du diagramme Q'-ANOR (*fig. 2*).

L'absence de recristallisation et la présence de xénocristaux corrodés d'encaissant dans ces enclaves, interdisent de les considérer comme des fragments de bordures figées disloquées et suggèrent plutôt une origine par mélange, suivant le modèle communément accepté pour beaucoup d'EMS ([1], [2], [5]). Cette dernière hypothèse est confortée par la présence dans la carrière de Kerieck d'un filon synplutonique de quelques mètres d'épaisseur, de microgranite de teinte gris sombre, dont la minéralogie et la texture sont

proches de celles des EMC les plus homogènes. Ce microgranite est simplement un peu plus riche en biotite et plagioclase ($\approx \text{An}15$) que la plupart des enclaves. Il a une concentration en silice de l'ordre de 71 %, il est calco-alcalin, fortement peralumineux et sa composition est monzogranitique (*fig. 2*). Son caractère synplutonique est démontré par la présence de quelques xénocristaux corrodés et de petites injections de granite aux épontes. L'existence d'enclaves de composition proche de celle du filon et situées dans son prolongement, implique qu'elles correspondent à des *pillows* isolés du filon dans la roche hôte. L'hypothèse de la formation des EMC par fragmentation de filons synplutoniques et mélange avec le magma hôte mérite donc d'être vérifiée.

DONNÉES MINÉRALOGIQUES. — Les plagioclases du granite et des divers faciès microgrenus présentent une légère zonation normale qui n'excède pas 8 % d'An. Dans le granite la composition moyenne des plagioclases est An 8, elle est de An 11 dans les enclaves et de An 15 dans le filon.

Les biotites des différents faciès étudiés ont des compositions très proches les unes des autres. Leur concentration en Mg augmente très légèrement depuis celles du granite jusqu'à celles du filon en passant par celles des enclaves. Toutes sont typiques des suites alumino-potassiques (*fig. 3*), [11].

Ces données minéralogiques sont compatibles avec l'hypothèse de mélange puisque les minéraux des enclaves ont des compositions intermédiaires entre ceux du granite et ceux du filon. Ajoutées à la présence de xénocristaux de feldspaths corrodés dans les faciès microgenus, elles montrent que le mélange ne se limite pas à une simple introduction de phénocristaux granitiques dans les enclaves et que, au cours des interactions, les feldspaths ont pu réagir avec les liquides et les micas se rééquilibrer avec leur milieu.

DONNÉES GÉOCHIMIQUES. — (1) *Éléments majeurs* : le granite de Malguénac et les faciès microgrenus présentent des caractéristiques communes comme des teneurs élevées en silice et un caractère fortement peralumineux. La différence la plus significative réside dans le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ qui est supérieur à 1,3 dans le granite et inférieur à 1 dans le filon et les enclaves. Globalement le filon est moins acide que le granite et les enclaves présentent des compositions intermédiaires entre ces deux pôles, ainsi que le montrent en particulier les diagrammes de Harker pour Fe_2O_3 , MgO et CaO (*fig. 4*).

(2) *Terres Rares* : les spectres de terres rares des différents objets analysés présentent une allure semblable avec des fractionnements importants en terres rares légères et en terres rares lourdes, ainsi qu'une anomalie négative significative en Eu. Le filon a une teneur en terres rares légèrement supérieure à celle du granite et surtout des fractionnements un peu plus importants en terres rares légères et moindre en terres rares lourdes. Les enclaves ont une fois de plus des propriétés intermédiaires (*fig. 5*).

DISCUSSION. — Dans la carrière de Kerieck le filon microgrenu et les enclaves sont étroitement associés spatialement au sein du granite. Par ailleurs les observations pétrographiques et géochimiques précédentes mettent en évidence de fortes similitudes entre le filon et les enclaves, ainsi que le caractère intermédiaire des enclaves. Il est donc fortement probable que les enclaves résultent de l'interaction entre les magmas générateurs du filon synplutonique et du granite suivant des modalités qui méritent d'être précisées. Auparavant, il convient de discuter l'origine des magmas intervenant dans les processus de mélange.

(1) *Origine des magmas* : le granite de Malguénac, comme l'ensemble des leucogranites sud armoricains auquel il appartient, est un produit de fusion crustale dont la source

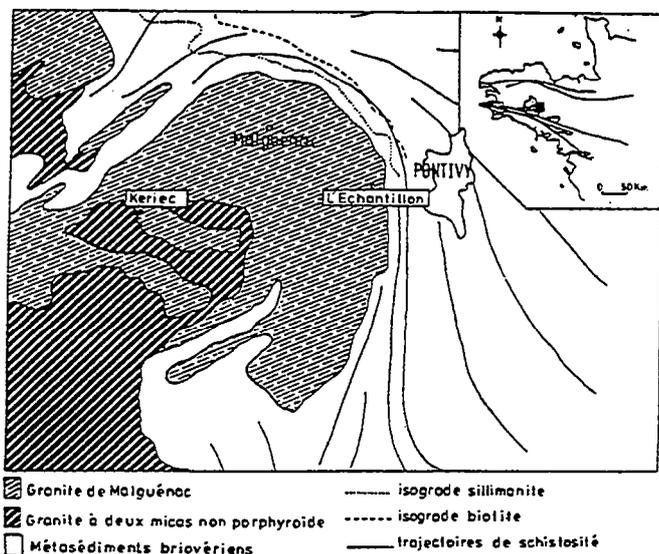


Fig. 1. - Schéma géologique et localisation de la partie nord-est du Massif de Pontivy, d'après [8] et [16].
 Fig. 1. - Geologic sketch and location of the north-eastern part of the Pontivy Massif, based on [8] and [16].

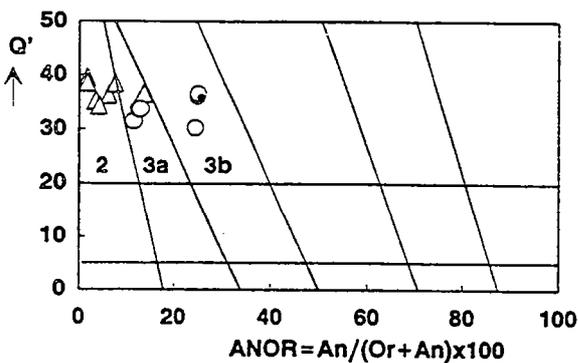


Fig. 2

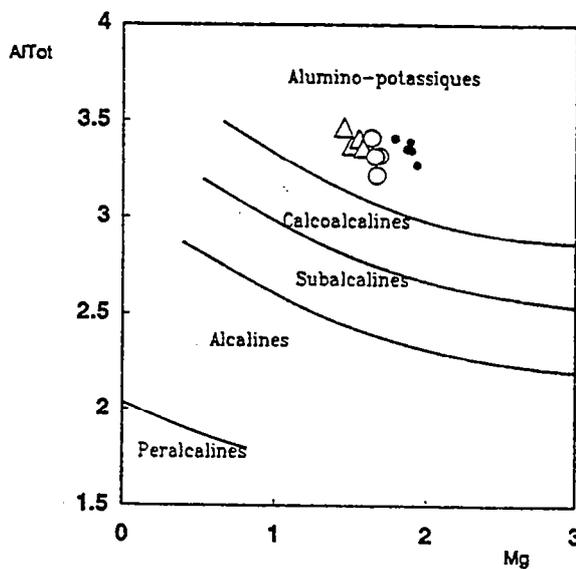


Fig. 3

Fig. 2. Diagramme Q'-ANOR [10], dans lequel sont représentés le granite de Malguénac (triangles), le filon microgranitique (point), et les enclaves microgrenues claires (cercles). Les champs 2, 3 a et 3 b correspondent respectivement aux granites à feldspaths alcalins, aux syénogranites et aux monzogranites.

Fig. 2. - Q'-ANOR diagram [10] for the Malguénac granite (triangles), the microgranitic vein (filled circle) and acid microgranular enclaves (open circles). Fields 2, 3 a and 3 b are those of the alkali-feldspar granites, syenogranites and monzogranites respectively.

Fig. 3. - Position des biotites des faciès étudiés dans le diagramme Al(Tot)=f(Mg) [11] (mêmes symboles que ceux de la figure 2). Tous les points tombent dans le champ des lignes aluminopotassiques.

Fig. 3. - Al(Tot) versus Mg plot for biotites from the same rock types as Figure 2, [11]. All the points fall in aluminopotassic field.

PLANCHE II/PLATE II

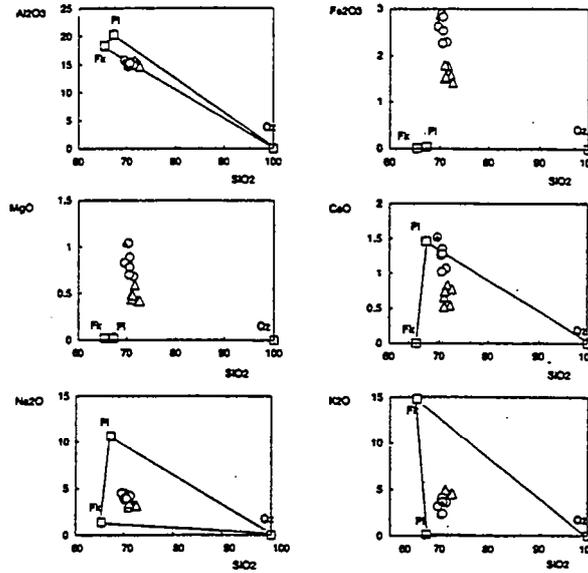


Fig. 4. - Diagrammes de Harker dans lesquels sont reportés les divers faciès étudiés (mêmes figurés que sur la figure 2) et les minéraux du granite de Malguénac (carrés). Chaque enclave peut résulter d'un mélange entre le filon et un point situé dans le triangle défini par les trois minéraux : quartz (Qz), plagioclase (Pl) et feldspath potassique (Fk). Certaines enclaves s'écartent des lignes de mélange de ces diagrammes par addition d'une petite quantité de mica et/ou par le caractère légèrement hybride du filon.

Fig. 4. - Harker's diagram for the same rock types as previous figures as well as quartz (Qz), plagioclase (Pl) and K-feldspar (Fk) (squares) from the Malguénac granite. Each enclave can result from a mechanical mixing process between vein and a Qz-Pl-Fk assemblage. If a small amount of mica is involved and/or if the vein is not a pure end-member, the mixing signature may be altered.

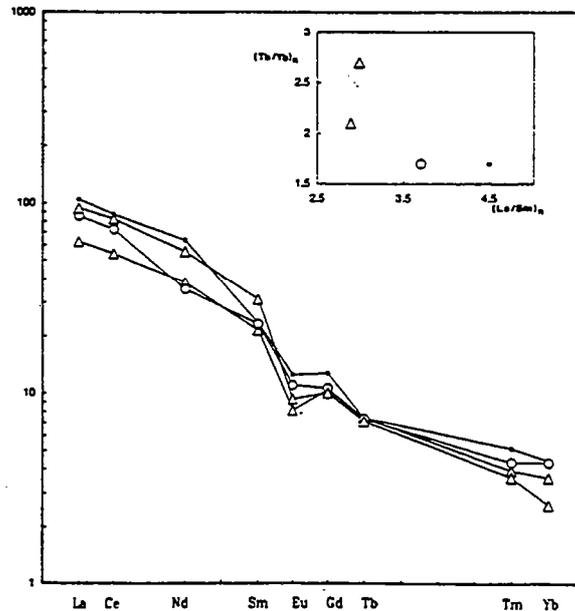


Fig. 5. - Spectres de terres rares du granite de Malguénac et de ses faciès microgrenus (mêmes figurés que figure 2).

Fig. 5. - REE patterns for the Malguénac granite, microgranitic enclave and dyke (see legend of Figure 2).

était probablement métasédimentaire ([9], [12]). Le filon synplutonique de Kerieck est par beaucoup d'aspects très proche du granite de Malguénac qui le renferme : leur minéralogie est analogue, tous deux sont acides, fortement peralumineux et leurs spectres de terres rares sont voisins. Le filon pourrait donc, en première approximation, être interprété comme un produit moins évolué mais cogénétique du granite. Cependant l'inversion du rapport K_2O/Na_2O entre le filon et le granite nécessiterait un taux de cristallisation trop élevé pour permettre de relier ces deux magmas par un processus de cristallisation fractionnée. De plus la cristallisation fractionnée n'a probablement joué qu'un rôle mineur dans l'évolution de ce type de granitoïdes. Le granite de Malguénac et le microgranite pourraient donc provenir de sources proches (comme semblent l'indiquer les compositions des biotites, *fig. 3*) mais néanmoins distinctes (par exemple, des métapélites et des métagreywackes). Les résultats des modélisations géochimiques sont compatibles avec une source métasédimentaire peralumineuse hétérogène [12]. Sous une forme un peu différente nous rejoignons les interprétations suivant lesquelles les différences chimiques observées dans les massifs leucogranitiques sont le reflet des hétérogénéités de leur source [13].

(2) *Origine des enclaves* : les EMC étudiées se forment par fragmentation de filons synplutoniques au cours de leur mise en place et mélange des *pillows* ainsi isolés avec le granite hôte. La contamination des enclaves s'effectue principalement par introduction de minéraux isolés ou en amas du granite. Cette incorporation est sélective, elle concerne essentiellement le quartz et les feldspaths, les micas restant le plus souvent plaqués sur la bordure externe des enclaves. Une fois au sein de l'enclave ces xénocristaux sont partiellement dissous au contact du liquide résiduel et prennent leur aspect arrondi ou corrodé caractéristique. Les proportions relatives de quartz et de feldspath et les quantités de ces minéraux incorporés dans les enclaves (entre quelques cristaux et 50 % en volume des enclaves) rendent totalement compte du spectre de composition chimique des EMC. D'autres mécanismes d'échange parfois évoqués pour expliquer la composition des enclaves : expulsion du liquide résiduel de l'enclave par filtre-pressé [14], métasomatose par diffusion ou par infiltration, etc. ne rendent pas compte des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des enclaves étudiées. Il est néanmoins probable que les minéraux des enclaves se rééquilibrent partiellement avec le granite hôte (biotites, plagioclases).

Le mode de formation des EMC que nous mettons en évidence requiert plusieurs conditions rarement réunies : (1) source hétérogène probablement métasédimentaire, (2) taux de fusion faibles, (3) absence de chambres magmatiques importantes favorisant l'homogénéisation et le fractionnement des liquides initiaux. De telles conditions ne semblent surtout réalisables que lors de la production des massifs de leucogranites fortement peralumineux.

CONCLUSION. — Beaucoup d'EMS correspondent à des portions de magma basique isolées à partir de filons synplutoniques et partiellement mélangées avec un magma granitique. Dans ce cas les sources à l'origine des magmas qui se mélangent sont très différentes, l'une étant mantellique et l'autre pouvant être de nature diverse en particulier crustale ([1], [2], [5]). Beaucoup d'EMS correspondent à des fragments d'anciennes bordures figées disloquées en fin de mise en place des granites. Dans ce cas enclaves et hôte sont cogénétiques et les enclaves déjà figées recristallisent éventuellement sans se mélanger avec leur encaissant ([2], [6]). Dans l'exemple que nous avons étudié l'origine des EMC diffère de l'explication classique : nos enclaves se forment par fragmentation de filons synplutoniques et mélange partiel avec le magma hôte, suivant le modèle établi pour les

EMS, mais dans ce cas les deux magmas qui se mélangent partiellement sont acides, de compositions très proches et ils proviennent tous deux d'une même source hétérogène. Le mode d'origine des EMC que nous mettons en évidence ne s'applique vraisemblablement qu'aux granites fortement peralumineux et plus particulièrement aux leucogranites.

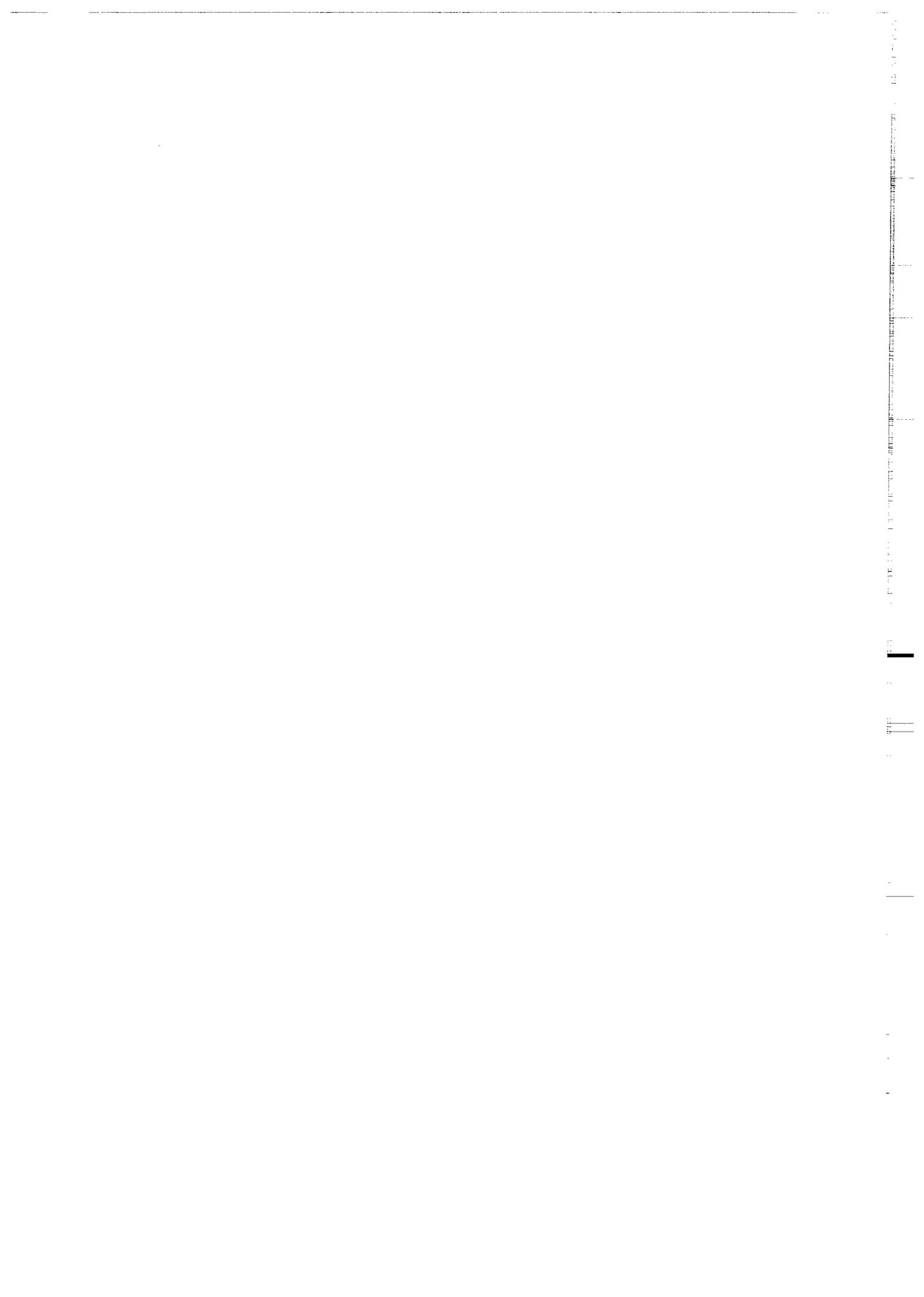
Note remise le 27 mai 1991, acceptée le 20 juin 1991.

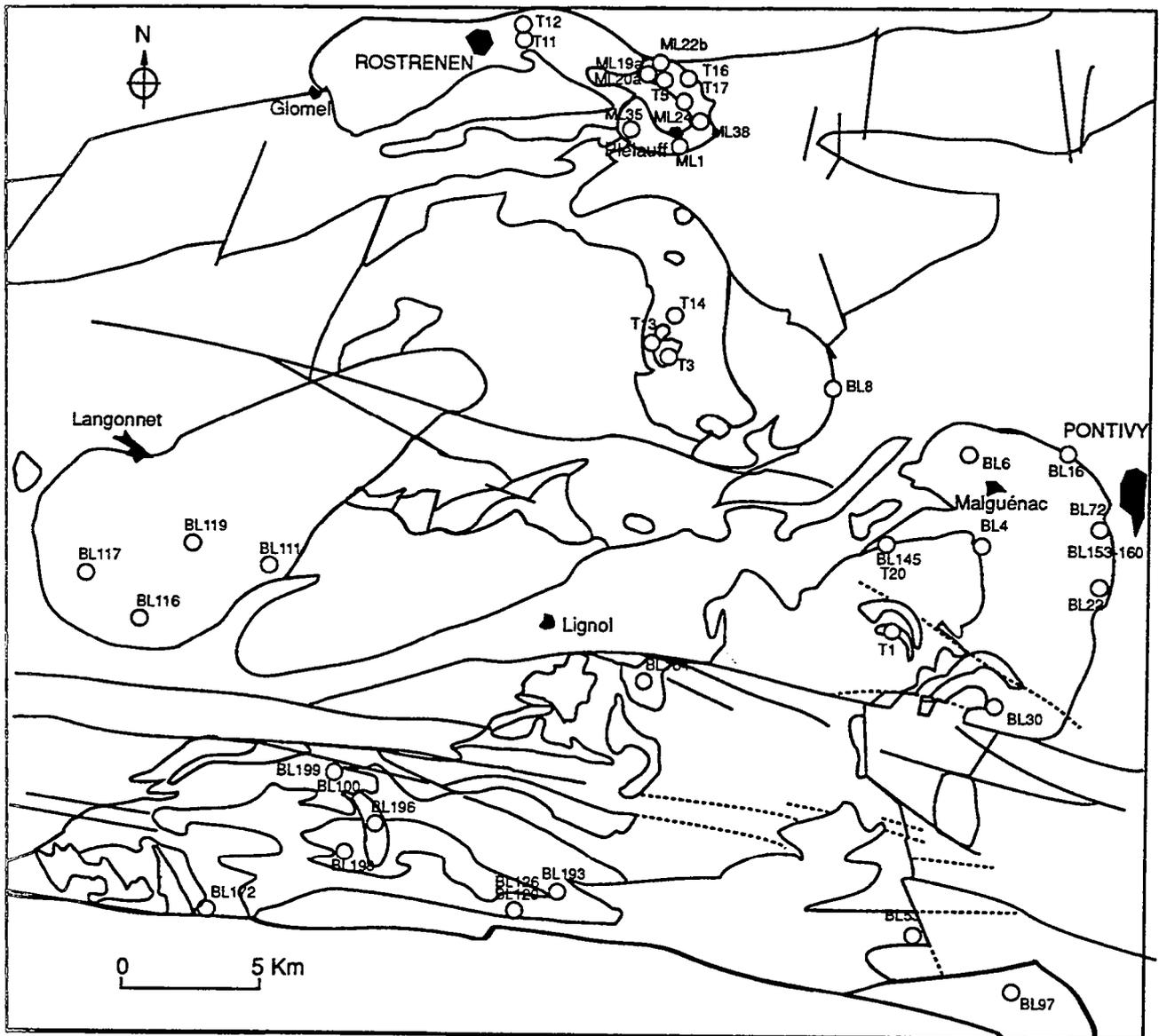
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. DIDIER, *Geol. Rundsch.*, 76, 1, 1987, p. 41-50.
- [2] J. DIDIER, *Developments in Petrology*, 3, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 1973, 393 p.
- [3] J. DIDIER, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, série II, 1983, p. 765-767.
- [4] B. W. CHAPPELL, J. R. WHITE et D. WYBORN, *J. Petrol.*, 28, 6, 1987, p. 1111-1138.
- [5] R. H. VERNON, *J. Proc. Royal Soc. N. S. W.*, 116, 1987, p. 77-103; A. CASTRO, I. MORENO-VENTAS et J. D. DE LA ROSA, *Geol. J.*, 25, p. 391-404.
- [6] J. LAMEYRE, *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 29, 1966, 264 p.; J. BOISSONNAS, *Thèse d'État*, Univ. de Paris-VI, 1974, 662 p.; J. DIDIER, J. L. DUTHOU et J. LAMEYRE, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 1982, p. 125-132.
- [7] J. J. PEUCAT, R. CHARLOT, A. MIFDAL, J. CHANTRAINE et A. AUTRAN, *Bulletin du B.R.G.M.*, série 2, section 1, 4, 1979, p. 349-356.
- [8] S. K. HANMEUR et J. L. VIGNERESSE, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 22, 2, 1980, p. 193-202; S. K. HANMEUR, C. LE CORE et D. BERTHE, *J. Geol. Soc. London*, 139, 1982, p. 85-93; J. L. VIGNERESSE et J. P. BRUN, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 25, 3, 1983, p. 357-366.
- [9] D. F. STRONG et S. K. HANMEUR, *Can. Mineral.*, 19, 1981, p. 163-176; J. BERNARD-GRIFFITHS, J. J. PEUCAT, S. SHEPPARD et P. VIDAL, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 1985, p. 235-250; J. J. PEUCAT, P. JEGOUZO, P. VIDAL et J. BERNARD-GRIFFITHS, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 1988, p. 60-68.
- [10] A. STRECKEISEN et R. W. LE MAITRE, *Neues. Jahrb. Mineral. Abh.*, 136, 2, 1979, p. 169-206.
- [11] H. NACHIT, N. RAZAFIMAHEFA, J. M. STUSSI et J. P. CARRON, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, série II, 1985, p. 813-818.
- [12] T. EUZEN, *Thèse*, en cours.
- [13] M. FRIEDRICH, N. RAZAFIMAHEFA, M. CUNEY et J. M. STUSSI, 12^e R.S.T., Lille, 1988, p. 57; A. BOURGUIGNON, *Thèse Doct.*, Univ. de Lyon-I, 1988, 207 p.; C. DENIEL, P. VIDAL, A. FERNANDEZ, P. LE FORT et J. J. PEUCAT, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 1987, p. 78-92.
- [14] S. R. LINNEMAN et J. D. MYERS, *J. Geophys. Res.*, 95, B11, p. 677-691.
- [15] P. DADET, J. P. SAGON, P. BOS, J. CHANTRAINE et P. LAVILLE. *Carte Géologique de France (1/50 000), feuille Pontivy*, 1986, B.R.G.M., Orléans, Notice explicative par P. DADET, P. BOS, J. CHANTRAINE, P. LAVILLE et J. P. SAGON, 1987, 77 p.

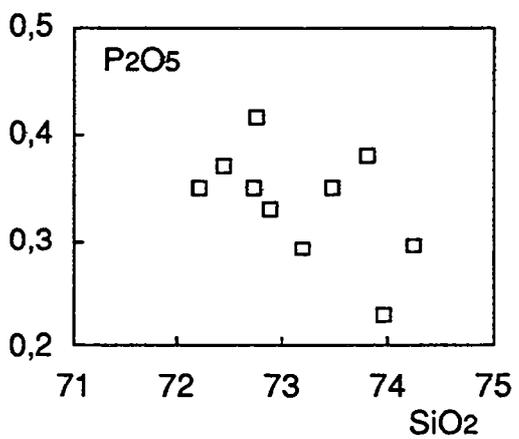
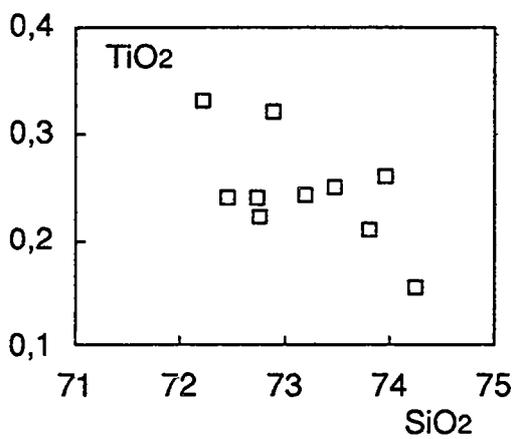
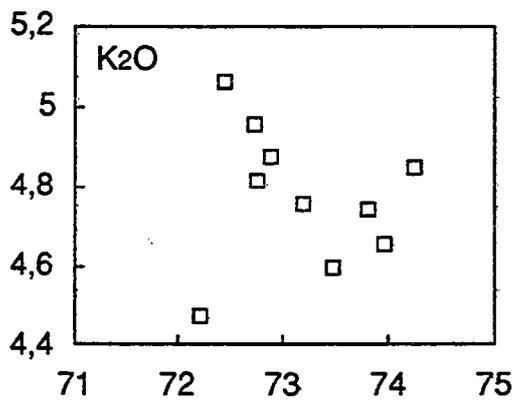
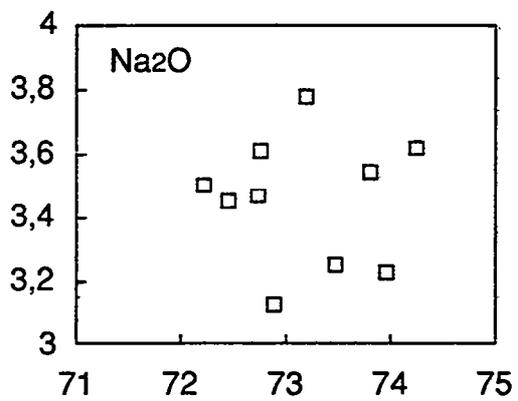
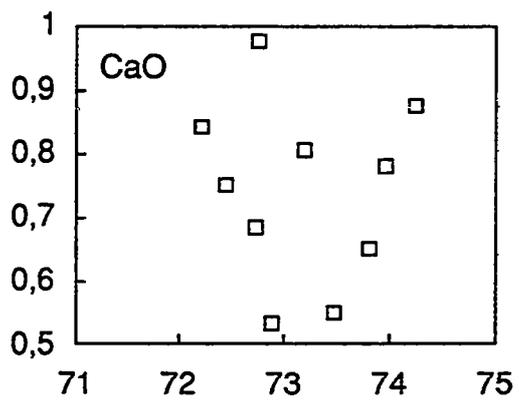
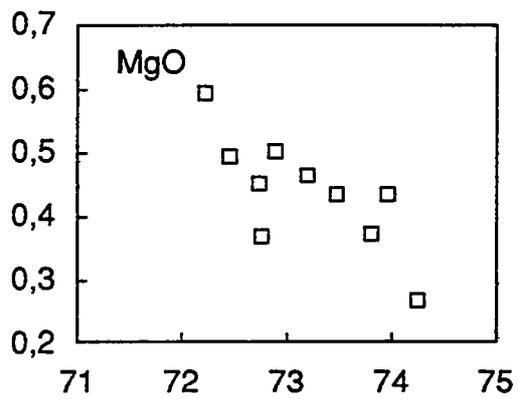
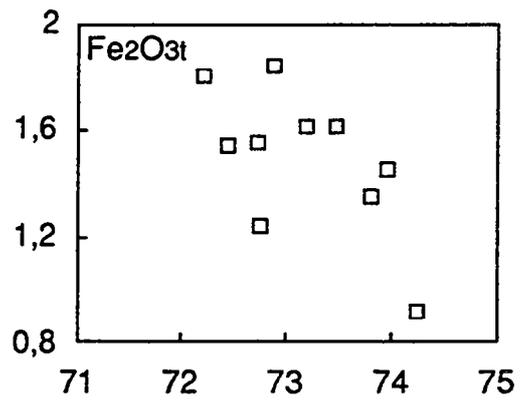
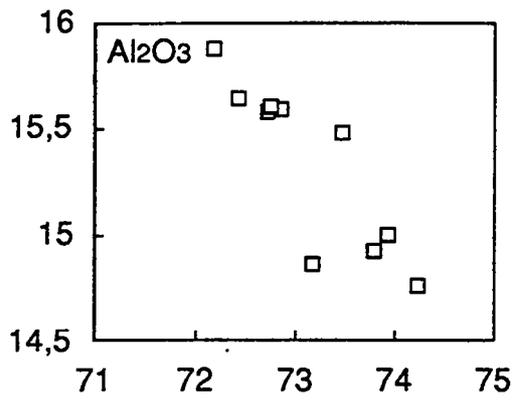
Centre armoricain d'Études structurales des Socles (C.A.E.S.S.),
Université de Rennes-I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex.

**Carte de localisation des échantillons et analyses
chimiques**

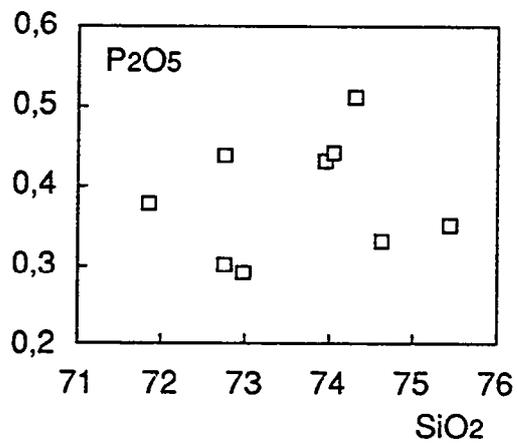
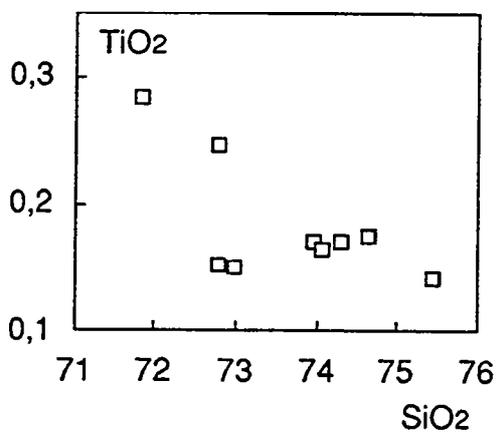
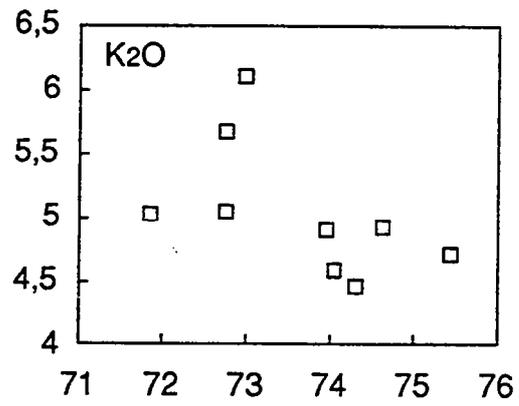
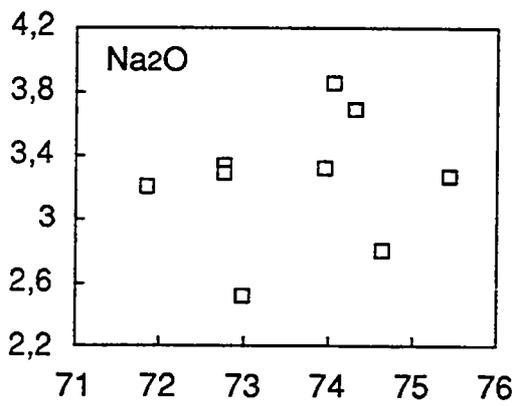
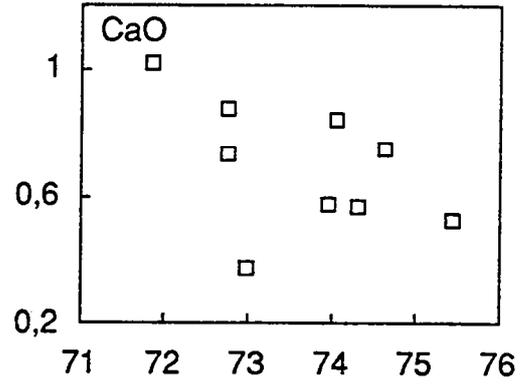
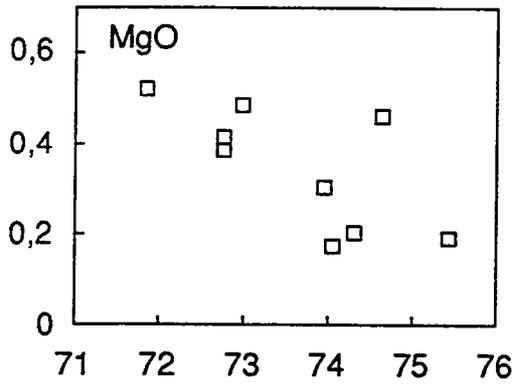
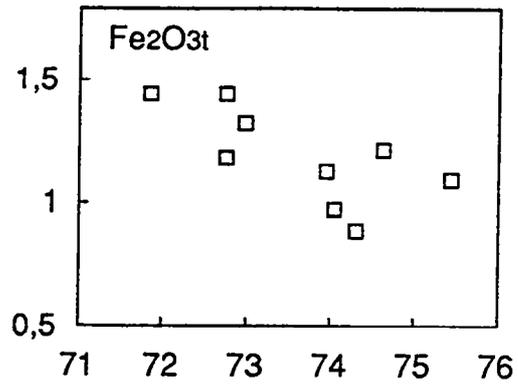
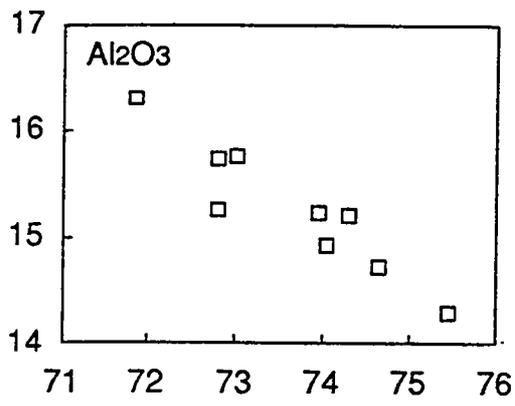




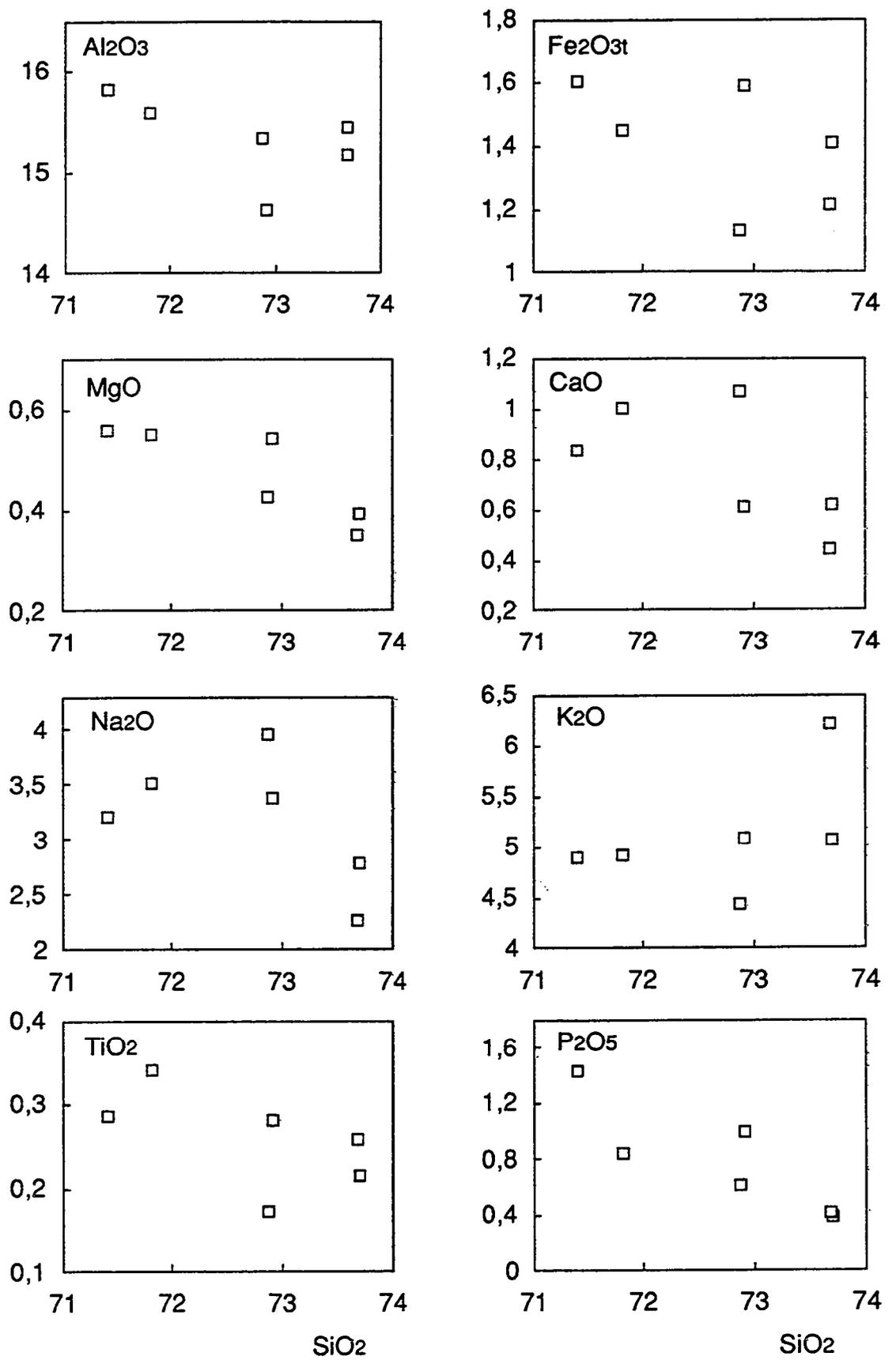
Localisation des échantillons



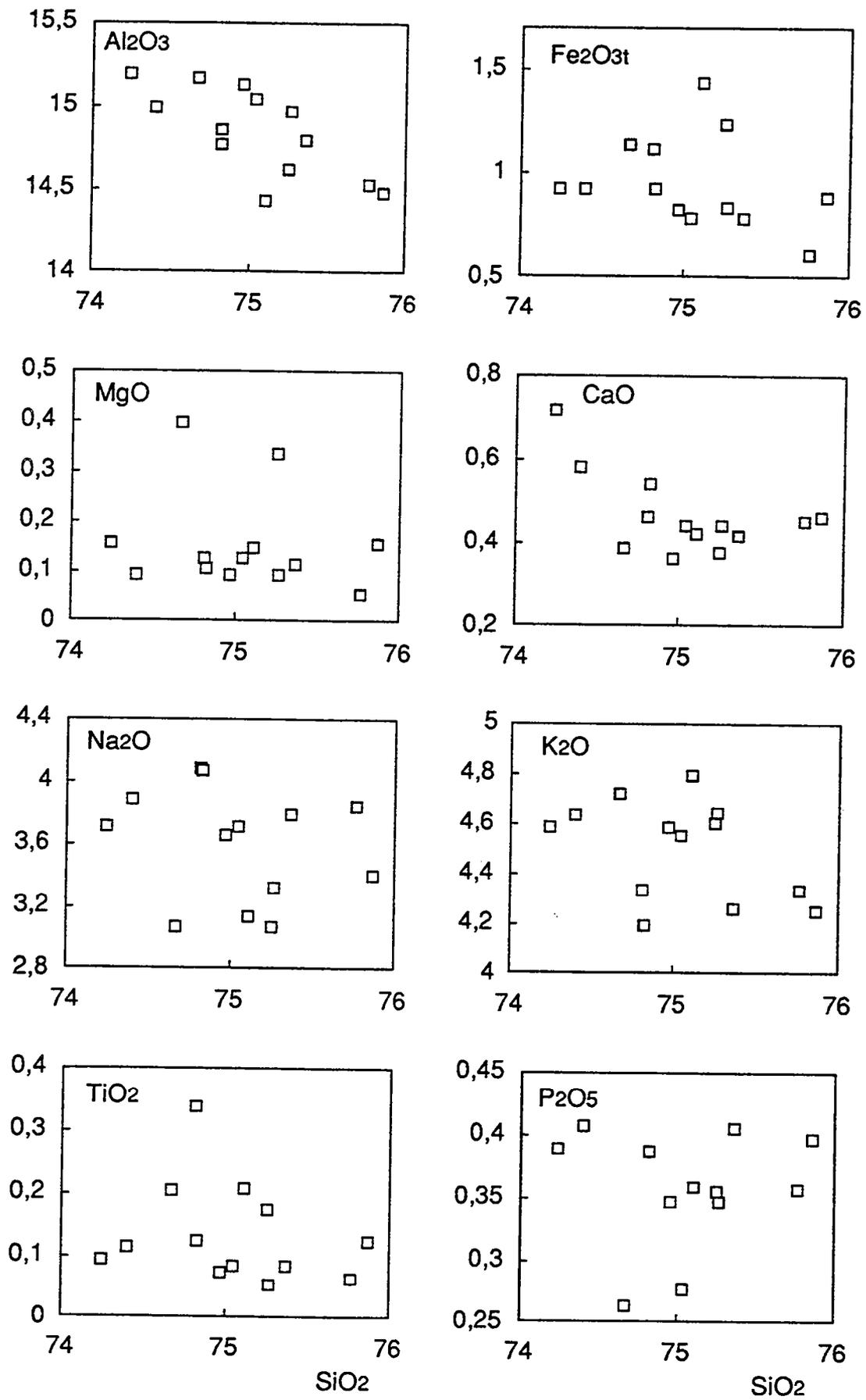
Diagrammes de Harker : granite de Malguénac



Diagrammes de Harker : granite grossier



Diagrammes de Harker : Granite fin tardif



Diagrammes de Harker : granite de Langonnet

Faciès	Granite grossier									G. de Malguénac		
N° Echantillon	BL172	BL198	BL199	BL53	BL100	BL126	BL129	BL193	BL193'	BL145	BL16	BL22
SiO2	71,43	74,31	72,49	72,89	74,23	73,11	74,59	70,97	72,39	71,66	72,28	70,99
Al2O3	15,41	14,07	14,91	14,9	14,57	14,66	14,39	15,45	14,89	15,75	15,22	15,2
Fe2O3t	1,29	1,07	1,1	0,87	0,67	0,99	1	1,61	1,24	1,78	1,58	1,51
MnO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
MgO	0,47	0,19	0,29	0,2	0,19	0,2	0,2	0,49	0,38	0,59	0,42	0,44
CaO	0,36	0,51	0,56	0,55	0,46	0,5	0,5	0,47	0,54	0,83	0,54	0,66
Na2O	2,46	3,21	3,25	3,61	3,39	3,42	3,53	2,94	2,95	3,47	3,2	3,38
K2O	5,98	4,64	4,79	4,36	4,49	4,7	4,65	5,19	5,2	4,44	4,51	4,83
TiO2	0,15	0,14	0,17	0,17	0,14	0,13	0,15	0,25	0,19	0,33	0,25	0,23
P2O5	0,28	0,34	0,42	0,5	0,43	0,45	0,45	0,35	0,42	0,35	0,34	0,34
PF	1,51	0,9	1,22	1,3	1,17	1,11	0,92	1,67	1,38	1,3	1,53	1,41
TOTAL	99,35	99,39	99,22	99,37	99,75	99,29	100,4	99,4	99,59	100,5	99,89	99,01

Nb	8	12	15	17	15	15	15	10	1,67	10	11	10
Zr	66	69	84	83	68	72	50	112	86	141	103	97
Y	nd	0	0	nd	0	0	nd	2	2	2	0	2
Sr	72	27	52	31	35	36	46	60	54	103	73	89
Rb	246	251	341	413	351	369	364	318	269	276	307	266
Co	nd	1	0	2	0	0	nd	1	2	2	1	0
V	9	3	6	6	7	1	3	16	11	23	15	14
Ni	5	4	3	2	1	3	1	5	4	5	7	4
Cr	7	15	13	8	16	8	5	10	7	13	12	13
Ba	423	100	252	79	113	126	136	353	291	391	303	334
Zn	43	71	47	47	35	69	65	39	49	79	74	65
Cu	nd	2	2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
U	4,5	nd	4,91	12	nd	nd	7,1	8,5	5,3	8,3	nd	nd
Th	6,3	5	6,9	6	6	7	4,7	16	6,2	16,9	nd	nd
Hf	1,6	nd	nd	2,4	nd	nd	1,5	2,9	2,2	3,7	nd	nd
Ta	1,09	nd	2,5	3,6	nd	nd	2,4	1,49	1,29	1,04	nd	nd
Cs	15,6	nd	21,11	31,9	nd	nd	40,4	30,3	20,8	15,5	nd	nd
Sb	0,59	nd	nd	0,11	nd	nd	0,05	0,22	0,06	0,04	nd	nd
Sc	1,5	nd	3,31	2,9	nd	nd	3,2	2,8	2,7	3,6	nd	nd
W	nd	nd	3,12	5,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	3,3	nd	nd	13	nd	nd	nd	12	3,1	1,7	nd	nd
Ga	19	20	25	24	22	22	7,9	21	20	23	nd	nd

La	9,9	nd	13,5	9,6	nd	nd	7,8	23	12,3	29,6	nd	nd
Ce	24	nd	29,6	25	nd	nd	19,2	55	27	67	nd	nd
Nd	12	nd	nd	15	nd	nd	nd	28	14	33	nd	nd
Sm	2,7	nd	3,35	3,05	nd	nd	2,15	5,43	3,23	5,98	nd	nd
Eu	0,63	nd	0,41	0,23	nd	nd	0,3	0,63	0,49	0,67	nd	nd
Gd	2,03	nd	nd	2,57	nd	nd	1,52	3,1	2,45	2,6	nd	nd
Tb	0,24	nd	0,33	0,33	nd	nd	0,24	0,38	0,36	0,35	nd	nd
Tm	0,1	nd	nd	0,12	nd	nd	0,14	0,13	0,11	0,11	nd	nd
Yb	0,38	nd	0,56	0,58	nd	nd	0,8	0,73	0,54	0,55	nd	nd
Lu	0,06	nd	nd	0,13	nd	nd	0,08	0,12	0,1	0,13	nd	nd

Analyses chimiques (majeurs et traces) des granites à deux micas
du massif de Pontivy-Rostrenen.

Faciès	Granite de Malguénac						G. fin tardif		Granite de Langonnet			
N° Echantillon	BL30	BL4	BL6	BL72	BL8	BL97	BL164	BL196	BL111	BL116	BL117	BL119
SiO2	72,85	69,45	71	71,15	72,65	72,53	71,98	71,92	74,4	74,53	74,28	73,97
Al2O3	14,95	16,1	15,18	15,36	14,73	14,66	14,81	15,05	14,59	14,22	14,42	15,02
Fe2O3t	1,12	1,78	1,8	1,516	1,422	1,33	1,18	1,37	0,77	0,86	1,21	1,21
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
MgO	0,38	0,54	0,49	0,48	0,42	0,36	0,34	0,38	0,11	0,15	0,33	0,39
CaO	0,79	0,44	0,52	0,74	0,77	0,64	0,43	0,6	0,41	0,45	0,37	0,38
Na2O	4,42	2,94	3,04	3,39	3,16	3,48	2,21	2,72	3,74	3,33	3,02	3,03
K2O	3,03	4,88	4,74	4,97	4,57	4,66	6,06	4,94	4,2	4,17	4,54	4,67
TiO2	0,15	0,3	0,31	0,24	0,26	0,21	0,25	0,21	0,08	0,12	0,17	0,2
P2O5	0,16	0,35	0,32	0,36	0,23	0,37	0,41	0,37	0,4	0,39	0,35	0,26
PF	1,18	2,3	1,63	1,1	1,31	1,02	1,57	1,56	0,98	1,09	1,3	1,47
TOTAL	99,05	99,1	99,05	99,33	99,54	99,27	99,25	99,14	99,7	99,33	100	100,6

Nb	7	11	11	10	8	12	12	12	17	16	13	11
Zr	84	129	120	112	110	100	115	104	46	54	69	88
Y	0	0	4	5	2	nd	5	0	1	1	nd	3
Sr	202	96	90	85	144	67	61	56	17	20	15	45
Rb	155	285	241	286	255	359	278	324	569	522	446	245
Co	1	5	3	3	0	2	1	3	1	1	nd	nd
V	12	21	17	13	14	17	7	10	1	3	9	17
Ni	5	7	6	5	5	4	4	5	2	3	5	5
Cr	8	14	12	8	8	9	7	12	7	9	11	13
Ba	333	395	395	358	456	255	328	298	36	21	42	344
Zn	58	69	60	54	67	92	42	61	50	47	75	76
Cu	0	2	0	nd	0	nd	nd	2	1	1	nd	3
U	nd	nd	nd	4,9	nd	14,5	5,9	4,86	12,34	7,52	8,22	nd
Th	nd	nd	nd	10,4	nd	17	7,7	9,26	3,63	6,11	9,88	5
Hf	nd	nd	nd	2,9	nd	2,8	2,9	nd	nd	nd	nd	nd
Ta	nd	nd	nd	1,18	nd	1,8	0,84	1,89	2,06	2,09	1,76	nd
Cs	nd	nd	nd	34,7	nd	34,7	8,75	27,2	22,66	27,9	26,65	nd
Sb	nd	nd	nd	0,02	nd	0,03	0,76	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	nd	nd	nd	3,4	nd	3,4	2,8	4,06	4,33	4,15	4,13	nd
W	nd	nd	nd	nd	nd	2,2	0,8	3,26	3,52	3,81	3,45	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd	1,3	1,9	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	nd	nd	nd	22	nd	23	19	21	nd	nd	25	21

La	nd	nd	nd	19,7	nd	18,3	18,5	17,7	4,46	7,68	11,7	nd
Ce	nd	nd	nd	44	nd	44	44	38,9	12,4	20,6	32,2	nd
Nd	nd	nd	nd	23	nd	24	23	nd	nd	nd	nd	nd
Sm	nd	nd	nd	4,11	nd	4,23	5,13	3,83	1,55	2,28	3,2	nd
Eu	nd	nd	nd	0,59	nd	0,44	0,68	0,47	0,06	0,08	0,16	nd
Gd	nd	nd	nd	2,7	nd	2,05	4,2	nd	nd	nd	nd	nd
Tb	nd	nd	nd	0,36	nd	0,31	0,52	0,33	0,15	0,21	0,22	nd
Tm	nd	nd	nd	0,12	nd	0,14	0,1	nd	nd	nd	nd	nd
Yb	nd	nd	nd	0,75	nd	0,5	0,56	0,74	0,42	0,84	0,61	nd
Lu	nd	nd	nd	0,1	nd	0,18	0,09	nd	nd	nd	nd	nd

Analyses chimiques (majeurs et traces) des granites à deux micas
du massif de Pontivy-Rostrenen.

Faciès	Filon	Enclaves microgrenues							
N° Echantillon	BL151	BL144	BL154	BL155A	BL157A	BL157B	BL159	BL160	T20
SiO2	69,54	70,45	70,27	70,25	70,56	71,34	69,54	70,44	70,58
Al2O3	15,6	15,51	15,2	14,64	15,2	14,92	15,79	14,97	15,32
Fe2O3t	2,75	2,12	2,78	2,89	2,78	2,26	2,58	2,22	2,53
MnO	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	1,02	0,74	0,81	1,04	0,89	0,68	0,83	0,7	0,78
CaO	1,5	1,17	1,29	1,26	1,35	1,07	1,52	1,02	1,28
Na2O	4,01	3,88	4,52	3,83	4,41	4,21	4,51	4,06	3,94
K2O	2,82	3,5	2,31	3,87	2,39	3,62	3,18	4,14	3,67
TiO2	0,51	0,38	0,45	0,44	0,44	0,32	0,45	0,35	0,49
P2O5	0,25	0,27	0,28	0,43	0,3	0,33	0,22	0,28	0,27
PF	1,25	1,31	1,25	0,78	1,07	0,93	0,99	0,89	1,01
TOTAL	99,29	99,36	99,20	99,47	99,43	99,71	99,64	99,10	99,90

Nb	10	10	13	13	12	12	1,25	11	10
Zr	201	157	188	179	187	144	164	152	227
Y	6	3	7	10	6	3	7	4	9
Sr	146	115	97	76	99	103	222	113	134
Rb	230	215	265	309	266	286	259	295	270
Co	4	4	6	5	7	4	4	4	5
V	52	32	40	26	34	24	33	21	37
Ni	9	5	9	22	8	6	3	7	7
Cr	29	16	24	61	25	16	10	20	16
Ba	462	385	183	414	192	318	347	366	439
Zn	93	77	134	128	132	106	107	101	113
Cu	nd	nd	2	4	1	2	nd	3	0
U	5,3	5,9	nd	nd	nd	nd	5,5	nd	nd
Th	15	12,2	36	19	36	22	10,8	24	nd
Hf	5,2	3,9	nd	nd	nd	nd	4,4	nd	nd
Ta	1,05	0,9	nd	nd	nd	nd	0,95	nd	nd
Cs	30,5	19,4	nd	nd	nd	nd	39,1	nd	nd
Sb	0,02	0,03	nd	nd	nd	nd	0,03	nd	nd
Sc	6,2	4,6	nd	nd	nd	nd	5,7	nd	nd
W	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	1	1,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	24	22	25	22	24	22	22	22	nd

La	33	25,3	nd	nd	nd	nd	26,9	nd	nd
Ce	71	52	nd	nd	nd	nd	59	nd	nd
Nd	38	24	nd	nd	nd	nd	21	nd	nd
Sm	4,49	4,6	nd	nd	nd	nd	4,4	nd	nd
Eu	0,9	0,76	nd	nd	nd	nd	0,79	nd	nd
Gd	3,3	3,2	nd	nd	nd	nd	2,75	nd	nd
Tb	0,36	0,35	nd	nd	nd	nd	0,36	nd	nd
Tm	0,15	0,12	nd	nd	nd	nd	0,13	nd	nd
Yb	0,92	0,76	nd	nd	nd	nd	0,9	nd	nd
Lu	0,16	0,14	nd	nd	nd	nd	0,14	nd	nd

Analyses chimiques (éléments majeurs et traces) des faciès microgrenus (filon et enclaves) du granite de Malguénac.

Faciès	F. nord			F. sud		F. Crd		Tonalites		
N° Echantillon	T11	T13-1	T14	T36	ML1	ML24	ML35	ML38	ML5	
SiO2	69,25	67,64	68,19	69,96	54,09	61,96	55,71	60,1	58,57	
Al2O3	15,59	15,96	15,89	15,53	17,48	17,06	16,6	17,36	17,15	
Fe2O3t	3,16	3,4	2,73	2,56	7,9	4,47	6,65	5,69	6,58	
MnO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,12	0,06	0,09	0,08	0,07	
MgO	1,03	1,4	1,09	0,8	4,27	2,89	5,23	2,54	3,86	
CaO	1,68	1,76	2,02	0,95	6,45	4,28	5,24	3,87	3,75	
Na2O	3,37	3,16	3,6	3,06	3,08	3,44	2,89	3,38	2,96	
K2O	4,43	4,24	4,38	5,25	3,32	2,85	3,72	3,72	3,63	
TiO2	0,49	0,65	0,53	0,4	1,23	1,08	1,23	1,03	0,99	
P2O5	0,21	0,31	0,28	0,36	0,43	0,41	0,62	0,38	0,54	
PF	0,66	1,26	0,61	1,21	0,89	0,81	1,12	0,96	1,12	
TOTAL	99,91	99,81	99,35	100,1	99,26	99,31	99,1	99,11	99,22	

Nb	13	11	12	14	15	13	19	16	21
Zr	182	232	208	190	141	275	180	246	215
Y	19	17	11	16	33	17	27	24	47
Sr	241	346	396	137	718	508	621	487	426
Rb	186	199	183	251	118	111	151	142	173
Co	7	7	6	5	21	15	25	16	19
V	45	60	45	24	200	104	150	112	128
Ni	12	10	9	7	14	22	58	13	27
Cr	30	28	21	15	102	54	179	63	158
Ba	682	817	963	493	1850	1064	1570	1326	1160
Zn	72	114	87	107	90	63	88	79	102
Cu	7	4	2	1	7	1	22	84	6
U	3,73	5,65	5,08	8,61	nd	nd	4,15	nd	nd
Th	18,43	29	24,71	17	nd	nd	14,75	nd	nd
Hf	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ta	0,9	0,84	0,86	1,12	nd	nd	1,17	nd	nd
Cs	5,35	7,51	5,94	8,48	nd	nd	4,32	nd	nd
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	7,56	7,23	5,55	7,09	nd	nd	19,19	nd	nd
W	nd	0,5	0,96	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	nd	25	nd	23	21	21	21	23	24

La	47,5	73	61,4	46,6	nd	nd	67,3	nd	nd
Ce	99,3	158,4	121,1	93,1	nd	nd	133,7	nd	nd
Nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sm	7,85	10,26	8,6	8,49	nd	nd	10,19	nd	nd
Eu	1,12	1,4	1,36	0,99	nd	nd	2,01	nd	nd
Gd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Tb	0,58	0,54	0,48	0,58	nd	nd	0,73	nd	nd
Tm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Yb	2,06	1,05	0,93	1,4	nd	nd	1,94	nd	nd
Lu	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Analyses chimiques (majeurs et traces) du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff.

Faciès	Tonalites			Granodiorite G1				Granodiorite G2	
N° Echantillon	T1	T12	T5	ML19A	ML22B	T16	T3	T17	ML20A
SiO2	57,9	60,85	57,11	55,97	56,23	58,02	60,14	61,24	63,46
Al2O3	17,14	16,46	17,09	15,75	16,76	17,23	16,52	17,16	16,51
Fe2O3t	8,14	5,61	6,56	6,78	6,04	5,99	5,9	5,41	5,52
MnO	0,11	0,07	0,1	0,09	0,1	0,1	0,08	0,07	0,06
MgO	3	3,64	4,02	5,81	4,54	3,61	3,26	2,75	2,2
CaO	5,75	4,2	5,76	5,51	6,28	5,85	4,46	3,39	3,02
Na2O	2,96	3,31	3,13	2,47	3,14	3,18	3,1	3,38	3,17
K2O	2,95	3,07	3	3,62	2,97	3,49	3,72	4,27	3,32
TiO2	1,42	0,92	1,23	1,13	1,08	1,17	1,02	1	1,01
P2O5	0,43	0,3	0,65	0,62	0,39	0,45	0,34	0,36	0,19
PF	0,78	0,98	0,81	1,31	1,59	0,91	0,8	0,88	0,9
TOTAL	100,58	99,41	99,46	99,06	99,12	100	99,34	99,91	99,36

Nb	17	12	17	14	16	19	12	16	14
Zr	217	175	175	227	140	238	226	323	227
Y	39	23	29	31	28	26	29	21	31
Sr	314	480	649	1084	619	641	309	537	470
Rb	161	138	125	123	116	137	189	157	123
Co	20	21	20	22	20	16	19	16	15
V	123	106	150	175	148	141	94	104	106
Ni	5	28	26	48	27	17	11	27	27
Cr	72	151	109	271	152	81	124	84	75
Ba	917	820	1216	3600	1125	1393	757	1474	1260
Zn	94	82	88	83	71	74	86	85	78
Cu	16	4	8	18	11	5	7	18	5
U	4,69	nd	4,61	nd	nd	5,33	5,73	nd	nd
Th	19,34	nd	nd	nd	nd	8,82	nd	39	nd
Hf	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ta	1,03	nd	1,02	nd	nd	0,94	0,64	nd	nd
Cs	5,69	nd	5,56	nd	nd	5,15	7,33	nd	nd
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	21	nd	18,48	nd	nd	19,29	15,64	nd	nd
W	nd	nd	nd	nd	nd	2,1	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	nd	nd	nd	20	20	nd	nd	23	22

La	33,9	nd	51,3	nd	nd	60,12	41,1	nd	nd
Ce	82,2	nd	114	nd	nd	nd	91,8	nd	nd
Nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sm	8,93	nd	9,56	nd	nd	8,43	8,81	nd	nd
Eu	1,72	nd	2,08	nd	nd	1,96	1,47	nd	nd
Gd	nd	nd	nd	nd	nd	0,68	nd	nd	nd
Tb	0,84	nd	0,75	nd	nd	0,68	0,62	nd	nd
Tm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Yb	2,99	nd	2,49	nd	nd	0,68	1,99	nd	nd
Lu	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Analyses chimiques (majeurs et traces) du granite de Rostrenen et de la monzodiorite de Plélauff.

Isotopes		Rb-Sr				Sm-Nd				8180			
Faciès	Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	erreur(x10-6)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	erreur* 10-6	Roche totale	Quartz
LM	4386	295*	75*	10,9*	0,7593*		3,23	14,90	0,1309	0,512376	32	12,32	
LM	4387	277*	78*	9,8*	0,7537*		2,83	13,61	0,1257	0,512283	5	12,06±0,00	
LM	4388	294*	62*	13,3*	0,7701*		1,07	5,23	0,1238	0,512594	5	10,88±0,05	
LM	4389	138*	148*	2,6*	0,7176*		1,08	5,26	0,1237	0,512558	9		
LM	4389 (d)						7,82	43,09	0,1097	0,512271	5	10,88±0,05	
LM	4392	225*	150*	4,17*	0,7267*		2,32	12,55	0,1117	0,512518	5	11,59±0,09	13,26
LM	BL30	155	202	2,2	0,7140		5,44	31,68	0,1038	0,512313	5		
RM	BL151	230	146	4,6	0,7281								
LG	4390	273*	73*	10,5*	0,7566*		2,98	12,62	0,1428	0,512306	36	12,63	14
LG	4393	345*	53*	18,2*	0,7938*								
LG	4394	384*	34*	31,6*	0,8531*								
LG	4395	332*	55*	16,7*	0,7865*								
LFT	BL196	324	56	16,9	0,7824								
LL	BL116	522	20	78,0	1,0474								
LL	BL111	569	17	101,1	1,1573								
GR	T14	183	396	1,3	0,7124		8,14	48,58	0,1013	0,512239	3	10,65±0,03	12,25
GR	T11	186	241	2,2	0,7170		7,39	40,23	0,1110	0,512289	4	10,86±0,04	12,47
MP	T5	125	649	0,6	0,7083		8,66	48,05	0,1089	0,512346	4	9±0,006	11,98
MP	T1	161	314	1,5	0,7135		8,62	44,29	0,1176	0,512335	2	9,19±0,01	

Analyses isotopiques (Rb-Sr, Sm-Nd; O) des différents granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen.

Abréviations : LM = Leucogranite de Malguénac; FM = Filon Microgrenue; LG = Leucogranite Grossier;

LFT = Leucogranite fins tardif; LL = Leucogranite de Langonnet; GR = Granite de Rostrenen;

MP = Monzodiorite de Plélauff. (d) : duplicat; les valeurs suivies de "*" sont tirées de Peucat et al. (1979).

Faciès		Granite de Malguénac																		
N° Echantillon	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72
N° Minéral	1	1	1	2b	2c	2	2	2	2b	3b	3c	3b	4b	4	4c	4	4b			
N° Analyse	59	60	61	62	63	67	65	64	66	68	69	70	85	86	87	88	95			
SiO2	68,25	68,39	68,16	67,88	68,31	67,81	68,54	69	68,1	65,97	66,04	65,89	68,3	67,62	66,39	68,04	66,92			
Al2O3	20,19	20,1	20,38	20,25	20,5	20,08	20,61	20,3	20,29	21,69	21,55	21,15	19,88	20,07	21,02	19,53	20,88			
CaO	1,347	1,187	1,455	1,247	1,6	1,342	1,148	0,999	1,158	2,728	2,863	2,572	0,771	1,104	2,237	1,266	1,197			
Na2O	10,79	10,94	10,58	11,02	10,51	11,02	11,12	10,94	10,88	10,13	10,13	10,24	11,25	10,98	10,13	10,83	10,78			
K2O	0,098	0,132	0,17	0,198	0,149	0,124	0,132	0,12	0,093	0,279	0,309	0,119	0,169	0,235	0,128	0,192	0,227			
TOTAL	100,7	100,8	100,8	100,6	101,1	100,4	101,5	101,3	100,5	100,8	100,9	100,0	100,4	100,0	99,9	99,9	100,0			

Si	2,964	2,968	2,958	2,954	2,956	2,959	2,952	2,969	2,959	2,877	2,882	2,897	2,976	2,958	2,906	2,979	2,931			
Al	1,033	1,028	1,042	1,039	1,045	1,033	1,046	1,029	1,039	1,115	1,109	1,096	1,021	1,035	1,094	1,008	1,078			
Ca	0,063	0,055	0,068	0,058	0,074	0,063	0,053	0,046	0,054	0,127	0,134	0,121	0,033	0,052	0,105	0,059	0,056			
Na	0,908	0,92	0,891	0,93	0,882	0,932	0,929	0,912	0,916	0,857	0,857	0,873	0,95	0,931	0,86	0,92	0,915			
K	0,005	0,007	0,009	0,011	0,008	0,007	0,007	0,007	0,005	0,016	0,017	0,007	0,009	0,013	0,007	0,011	0,013			

An	6,455	5,601	7,025	5,806	7,676	6,287	5,359	4,767	5,538	12,7	13,29	12,09	3,327	5,221	10,8	5,96	5,691			
Ab	93,03	93,69	92,05	93,09	91,49	93,01	93,93	94,51	93,95	85,7	85,02	87,21	95,77	93,47	88,48	92,93	92,99			
Or	0,512	0,713	0,93	1,101	0,83	0,699	0,708	0,725	0,513	1,6	1,687	0,699	0,907	1,305	0,72	1,111	1,321			

Compositions et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

"c" : coeur; "b" : bordure.

Facès	Granite de Langonnet						Granite fin tardif										Granite grossier													
	N° Echantillon		N° Minéral		N° Analyse		BL196		BL196		BL196		BL196		BL196		BL196		BL196		BL196		BL53		BL53		BL53		BL53	
	BL117	BL117	BL117	1	1	2	1b	1	1c	1	1	1b	2b	2	2	2c	1b	1	1	1	1	2	BL53							
	135	132	133	135	156	157	158	159	160	162	164	165	166	118	119	120	121	126												
SiO2	68,73	67,90	68,78	65,10	65,03	65,17	65,06	64,79	64,58	65,45	65,80	65,40	64,43	69,10	68,22	68,82	69,73	67,89												
Al2O3	19,62	19,48	19,44	21,13	20,89	21,59	21,14	21,16	20,90	20,73	21,15	21,26	21,39	20,13	20,85	19,97	19,74	20,47												
CaO	0,04	0,15	0,14	2,08	2,12	2,31	1,95	2,01	2,13	1,57	1,80	2,29	2,48	0,03	0,09	0,45	0,09	0,11												
Na2O	11,92	11,91	12,03	10,36	10,21	10,32	10,35	10,51	10,25	10,77	10,87	10,06	10,26	11,86	10,66	11,63	11,22	11,46												
K2O	0,03	0,11	0,02	0,09	0,11	0,17	0,14	0,13	0,10	0,21	0,22	0,18	0,17	0,09	0,96	0,12	0,17	0,12												
TOTAL	100,3	99,6	100,4	98,8	98,4	99,6	98,6	98,6	98,0	98,7	99,8	99,2	98,7	101,2	100,8	101,0	101,0	100,0												
Si	2,99	2,98	2,99	2,89	2,90	2,88	2,90	2,89	2,89	2,91	2,90	2,89	2,87	2,98	2,96	2,98	3,01	2,96												
Al	1,01	1,01	1,00	1,11	1,10	1,12	1,11	1,11	1,10	1,09	1,10	1,11	1,12	1,02	1,07	1,02	1,00	1,05												
Ca	0,00	0,01	0,01	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,08	0,09	0,11	0,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01												
Na	1,01	1,02	1,02	0,89	0,88	0,88	0,89	0,91	0,89	0,93	0,93	0,86	0,89	0,99	0,90	0,98	0,94	0,97												
K	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01												
An	0,20	0,68	0,68	9,93	10,20	10,88	9,36	9,49	10,22	7,39	8,28	11,10	11,64	0,10	0,42	2,09	0,42	0,51												
Ab	99,60	98,74	99,22	89,57	89,19	88,12	89,84	89,72	89,18	91,43	90,45	87,88	87,48	99,40	94,03	97,21	98,63	98,88												
Or	0,20	0,58	0,10	0,50	0,61	1,00	0,80	0,79	0,60	1,18	1,27	1,02	0,89	0,50	5,56	0,70	0,95	0,61												

Compositions et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases dans les leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

"c" : coeur; "b" : bordure.

Facès	Filon microgrenu													Enclave microgrenue											
	N° Echantillon		BL151		BL151		BL160		BL160		BL160		BL160		BL160										
N° Minéral	1	1	2b	3b	3	3b	4	5	5	5	5	5	5	1	2	2	3b	3	3c	4b	4				
N° Analyse	3	4	5	7	31	32	33	34	40	42	43	44	13	17	18	36	37	38	56	57					
SiO2	65,05	63,61	64,03	65,97	66,37	66,86	66,33	64,70	66,73	64,39	63,80	63,96	66,35	67,06	67,42	67,52	66,59	66,22	65,15	65,13					
Al2O3	22,56	23,60	23,65	22,38	22,37	21,42	20,99	22,39	21,44	23,53	22,83	22,51	20,48	20,12	20,33	21,04	21,80	21,72	22,49	22,60					
CaO	3,45	4,22	4,43	2,32	2,84	2,19	2,24	3,78	2,31	4,28	4,06	3,95	2,02	1,82	1,66	1,58	1,96	2,51	2,72	3,02					
Na2O	9,75	8,97	9,06	10,20	10,17	10,29	10,55	9,72	10,40	9,43	9,14	9,56	10,16	11,04	10,56	10,36	10,71	10,45	9,87	9,76					
K2O	0,24	0,23	0,26	0,29	0,16	0,35	0,15	0,23	0,05	0,31	0,29	0,26	0,19	0,13	0,11	0,23	0,13	0,18	0,30	0,35					
TOTAL	101,0	100,6	101,4	101,2	101,9	101,1	100,3	100,8	100,9	101,9	100,1	100,3	99,2	100,2	100,1	100,7	101,2	101,1	100,5	100,9					

Si	2,84	2,79	2,79	2,86	2,86	2,90	2,91	2,83	2,90	2,79	2,81	2,82	2,93	2,94	2,95	2,93	2,89	2,90	2,85	2,84					
Al	1,16	1,22	1,21	1,14	1,14	1,10	1,08	1,16	1,10	1,20	1,19	1,17	1,07	1,04	1,05	1,08	1,12	1,10	1,16	1,16					
Ca	0,16	0,20	0,21	0,13	0,13	0,10	0,11	0,18	0,11	0,20	0,19	0,19	0,10	0,09	0,08	0,07	0,09	0,09	0,13	0,14					
Na	0,83	0,76	0,76	0,86	0,85	0,87	0,90	0,83	0,88	0,79	0,78	0,82	0,87	0,94	0,89	0,87	0,90	0,89	0,84	0,83					
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02				

An	16,12	20,33	20,93	13,05	13,22	10,33	10,40	17,44	10,93	19,72	19,39	18,27	9,75	8,34	7,98	7,71	9,11	9,50	13,03	14,30					
Ab	82,58	78,34	77,64	85,36	85,87	87,74	88,81	81,28	88,77	78,59	78,99	80,26	89,22	90,98	91,41	90,94	90,19	89,48	85,23	83,77					
Or	1,30	1,33	1,42	1,59	0,91	1,93	0,79	1,28	0,30	1,68	1,62	1,47	1,03	0,68	0,61	1,35	0,70	1,01	1,73	1,93					

Compositions et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases des faciès microgrenus du granite de Malguénac.

Facès	Enclave microgrenue												Enclave microgrenue à bords diffus														
	N° Echnillon		BL160		BL144		BL144		BL144		BL144		BL144		BL144												
N° Minéral	4	4	4	4	4b	1	2	2	2	3b	3	3	3	3	3	3	3b	4b	4b	4	4	4	4	5	5	6c	6b
N° Analyse	58	59	60	61	63	134	70	71	72	74	75	76	79	80	81	87	90	92	93	96	101	102					
SiO2	65,69	65,36	66,70	66,59	67,45	68,46	65,99	66,63	66,67	66,99	64,74	64,82	64,42	64,40	64,66	65,70	65,57	64,95	64,22	66,48	66,46	67,10					
Al2O3	22,44	22,24	22,19	21,27	21,06	19,31	21,17	21,32	21,42	21,32	22,33	22,24	22,72	22,88	22,79	22,02	22,17	21,83	23,21	21,66	21,53	21,07					
CaO	3,12	2,93	2,40	1,78	1,44	0,19	1,94	1,73	1,98	1,89	3,58	3,32	3,53	3,66	3,45	2,89	2,72	2,54	3,87	1,95	1,85	1,76					
Na2O	9,50	9,98	10,12	10,18	10,65	11,88	10,65	10,53	10,53	10,69	9,72	9,67	9,41	9,36	9,46	10,02	9,97	10,27	9,31	10,30	11,01	10,84					
K2O	0,38	0,33	0,39	0,41	0,22	0,09	0,33	0,25	0,31	0,23	0,18	0,27	0,24	0,31	0,25	0,33	0,19	0,10	0,17	0,33	0,16	0,24					
TOTAL	101,1	100,8	101,8	100,2	100,8	99,9	100,1	100,5	100,9	101,1	100,6	100,3	100,3	100,6	100,6	101,0	100,6	99,7	100,8	100,7	101,0	101,0					

Si	2,86	2,86	2,88	2,91	2,93	3,00	2,90	2,91	2,90	2,91	2,84	2,85	2,83	2,82	2,83	2,86	2,87	2,86	2,81	2,89	2,89	2,92	
Al	1,15	1,15	1,13	1,10	1,08	1,00	1,10	1,10	1,10	1,09	1,55	1,15	1,18	1,18	1,18	1,13	1,14	1,14	1,20	1,10	1,10	1,08	
Ca	0,15	0,14	0,11	0,08	0,07	0,01	0,09	0,08	0,09	0,09	0,17	0,16	0,17	0,17	0,16	0,14	0,13	0,12	0,18	0,09	0,09	0,08	
Na	0,80	0,85	0,85	0,86	0,87	1,00	0,91	0,89	0,89	0,90	0,83	0,82	0,80	0,80	0,80	0,85	0,85	0,88	0,79	0,93	0,93	0,91	
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

An	14,98	13,70	11,35	8,66	7,08	0,89	8,96	8,22	9,22	8,80	16,72	15,69	16,94	17,46	16,55	13,49	12,92	11,94	18,47	8,40	8,40	8,13
Ab	82,85	84,50	86,50	88,97	91,65	98,62	89,27	90,36	89,08	90,00	82,29	82,80	81,73	80,71	82,02	84,62	85,96	87,46	80,51	90,72	90,72	90,58
Or	2,17	1,80	2,15	2,37	1,27	0,49	1,77	1,42	1,70	1,20	1,00	1,51	1,33	1,83	1,43	1,90	1,12	0,60	1,02	0,88	0,88	1,29

Compositions et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases des facès microgrenus du granite de Malguénac.

Facès	Tonalités															Granodiorite											
	T6	T6	T6	T8	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3											
N° Echantillon	T6	T6	T6	T8	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3											
N° Minéral	4	5	6	1b	1	1	1	2b	2	2	2b	3	4	5	1b	1	1	1	2b	2	2	2	2	2	2		
N° Analyse	102	103	119	91	92	93	94	95	96	97	98	100	102	118	99	17	18	19	20	34	35	36	37	38	38		
SiO2	59,06	55,40	58,51	58,37	57,44	57,44	57,77	59,87	59,41	59,14	58,90	58,75	59,69	56,19	58,81	62,63	58,37	59,61	60,35	62,08	63,01	60,76	57,70	57,53	57,53		
Al2O3	25,86	27,87	25,39	25,77	26,61	26,61	26,07	25,27	25,11	25,76	23,40	25,09	25,53	27,24	25,88	23,58	26,42	25,04	24,67	23,28	23,28	24,05	26,18	26,55	26,55		
CaO	7,62	9,87	7,55	8,19	9,10	9,10	8,41	7,25	7,24	7,51	7,55	7,46	7,66	9,94	7,90	5,14	8,50	6,72	6,70	5,02	4,60	5,95	8,48	8,58	8,58		
Na2O	7,01	5,73	6,96	7,01	6,73	6,73	6,83	7,58	7,34	7,03	7,00	7,53	7,47	6,08	7,39	8,72	6,52	7,76	8,19	8,41	8,90	8,41	6,67	6,55	6,55		
K2O	0,23	0,09	0,26	0,19	0,09	0,09	0,17	0,21	0,28	0,32	0,35	0,15	0,17	0,16	0,08	0,21	0,20	0,16	0,10	0,17	0,29	0,29	0,24	0,16	0,16		
TOTAL	99,8	99,0	98,7	99,5	100,0	100,0	99,3	100,2	99,4	99,8	97,2	99,0	100,5	99,6	100,1	100,3	100,0	99,3	100,0	99,0	100,1	99,5	99,3	99,4	99,4		

Si	2,64	2,51	2,64	2,62	2,58	2,58	2,60	2,67	2,67	2,65	2,70	2,65	2,64	2,54	2,63	2,77	2,61	2,67	2,69	2,78	2,79	2,72	2,60	2,59	2,59
Al	1,36	1,49	1,35	1,36	1,41	1,41	1,39	1,33	1,33	1,36	1,27	1,34	1,33	1,45	1,36	1,23	1,39	1,32	1,29	1,23	1,21	1,27	1,39	1,41	1,41
Ca	0,37	0,48	0,37	0,39	0,44	0,44	0,41	0,35	0,35	0,36	0,37	0,36	0,36	0,48	0,38	0,24	0,41	0,32	0,32	0,24	0,22	0,29	0,41	0,41	0,41
Na	0,61	0,50	0,61	0,61	0,59	0,59	0,60	0,65	0,64	0,61	0,62	0,66	0,64	0,53	0,64	0,75	0,57	0,67	0,71	0,73	0,76	0,73	0,58	0,57	0,57
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01

An	37,02	48,53	36,93	38,82	42,57	42,57	40,08	34,19	34,73	36,47	36,55	35,08	35,80	47,06	36,99	24,28	41,30	32,11	30,98	24,62	21,84	27,64	40,71	41,65	41,65
Ab	61,66	50,96	61,55	60,10	56,95	56,95	58,93	64,62	63,67	61,70	61,38	64,04	63,31	52,05	62,62	74,53	57,48	67,00	68,44	74,46	76,45	70,71	57,89	57,44	57,44
Or	1,32	0,51	1,51	1,08	0,49	0,49	0,99	1,19	1,60	1,82	2,07	0,87	0,89	0,88	0,39	1,20	1,22	0,89	0,58	0,92	1,70	1,65	1,39	0,91	0,91

Compositions et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases de la monzodiorite de Plélauff

Facès		Granodiorite																													
N° Echantillon	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T16	T16	T16	T16	T16	T16	T16										
N° Minéral	3b	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3b	1b	1	1	2	3b	3	3b	4	5b	5	5	5	5	5	5	5	5	5b		
N° Analyse	39	40	41	42	43	44	45	46	60	61	62	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8
SiO2	61,03	61,88	61,06	59,22	58,10	56,83	56,72	55,81	60,91	60,13	56,41	60,95	62,11	57,21	59,19	54,20	53,14	60,31	59,09	57,32	54,05	54,24	55,29	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8
Al2O3	23,82	23,61	23,87	25,32	25,89	26,25	26,25	28,02	24,17	24,97	26,72	25,12	23,56	27,27	25,85	28,95	28,83	24,64	26,22	27,03	29,08	28,92	28,42	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8
CaO	5,90	5,35	5,62	7,26	8,01	8,64	8,86	9,91	5,84	6,90	9,18	6,82	5,18	9,46	7,99	11,93	12,18	6,51	7,95	9,11	11,56	11,22	10,56	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8
Na2O	8,16	8,43	8,54	7,46	7,11	6,02	6,33	5,88	7,81	7,97	6,30	7,67	8,87	6,11	7,09	4,92	4,46	8,04	7,11	6,45	5,14	5,13	5,59	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8
K2O	0,15	0,24	0,14	0,17	0,16	0,20	0,20	0,17	0,18	0,19	0,14	0,21	0,28	0,09	0,20	0,10	0,09	0,26	0,19	0,11	0,14	0,07	0,11	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8
TOTAL	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8	98,9	100,2	98,8	100,8	100,0	100,1	100,3	100,1	98,7	99,8	100,6	100,0	99,6	100,0	100,0	99,1	99,5	99,2	99,4	99,3	97,9	98,4	99,8

Si	2,73	2,76	2,73	2,65	2,62	2,59	2,57	2,51	2,73	2,68	2,56	2,69	2,76	2,56	2,63	2,44	2,43	2,69	2,62	2,57	2,44	2,45	2,49	2,73	2,76	2,73	2,65	2,62	2,59	2,57	2,51
Al	1,26	1,24	1,26	1,34	1,37	1,41	1,42	1,49	1,28	1,31	1,43	1,31	1,23	1,44	1,36	1,54	1,56	1,30	1,37	1,43	1,55	1,54	1,51	2,73	2,76	2,73	2,65	2,62	2,59	2,57	2,51
Ca	0,28	0,26	0,27	0,35	0,39	0,42	0,43	0,48	0,28	0,33	0,45	0,32	0,25	0,45	0,38	0,58	0,60	0,31	0,38	0,44	0,56	0,54	0,51	2,73	2,76	2,73	2,65	2,62	2,59	2,57	2,51
Na	0,71	0,73	0,74	0,65	0,62	0,53	0,56	0,51	0,68	0,69	0,55	0,66	0,76	0,53	0,61	0,43	0,40	0,70	0,61	0,56	0,45	0,45	0,49	2,73	2,76	2,73	2,65	2,62	2,59	2,57	2,51
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	2,73	2,76	2,73	2,65	2,62	2,59	2,57	2,51

An	28,33	25,58	26,50	34,69	37,99	43,69	43,09	47,75	28,93	32,00	44,25	32,59	24,00	45,90	37,99	56,92	59,86	30,43	37,76	43,57	54,97	54,51	50,80	28,33	25,58	26,50	34,69	37,99	43,69	43,09	47,75
Ab	70,87	73,02	72,72	64,41	61,12	55,07	55,71	51,25	70,04	66,93	54,96	66,20	74,44	53,59	60,92	42,49	39,64	68,10	61,14	55,83	44,25	45,09	48,60	70,87	73,02	72,72	64,41	61,12	55,07	55,71	51,25
Or	0,80	1,40	0,79	0,89	0,89	1,24	1,20	1,00	1,03	1,07	0,79	1,21	1,56	0,51	1,10	0,59	0,50	1,47	1,10	0,60	0,79	0,40	0,60	0,80	1,40	0,79	0,89	0,89	1,24	1,20	1,00

Compositions et formules structurales (8 oxygènes) des plagioclases de la monzodiorite de Pléauiff

Facès	Leucogranites			Granite de Rostrenen				Monzodiorite
	Malguénac	Grossier	Fin tardif	Langonnet	Facès sud	Facès nord	Facès à cordérit	
SiO2	65,50	64,80	63,51	64,52	63,74	64,20	65,12	64,25
Al2O3	18,38	19,00	18,31	18,59	18,25	18,36	18,75	18,36
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Na2O	1,39	0,52	0,59	0,89	1,29	1,28	1,30	0,99
K2O	14,83	15,74	15,86	15,41	14,79	14,47	14,79	15,29
TiO2	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
TOTAL	100,19	100,16	98,42	99,42	98,13	98,43	100,09	98,95

Si	3,00	2,98	2,98	2,99	2,99	3,00	2,99	2,99
Al	0,99	1,03	1,01	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,05	0,05	0,08	0,12	0,12	0,12	0,09
K	0,87	0,92	0,95	0,91	0,89	0,86	0,87	0,91
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

An	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,07	0,00
Ab	12,45	4,78	5,37	8,06	11,67	11,88	11,74	8,96
Or	87,55	95,22	94,63	91,90	88,30	88,09	88,19	91,04

Compositions moyennes des feldspaths potassiques des différents types de granitoïdes
de Pontivy-Rostrenen

	Perthite	Feldspath K	Feldspath K	Plagioclase	Plagioclase
	128	126	127	129	133
SiO2	68,165	64,653	64,609	62,260	60,980
Al2O3	19,351	18,145	18,351	22,110	24,020
CaO	0,461	0,002	0,022	3,910	5,470
Na2O	11,474	1,282	1,365	9,110	8,070
K2O	0,104	14,570	14,468	0,230	0,310
TOTAL	99,555	98,652	98,815	97,620	98,850

	128+126	128+127	129	133
An	0,7	0,7	19,300	27,900
Ab	35,8	36,3	79,300	70,200
Or	63,5	63,0	1,400	1,900

Compositions utilisées pour le géothermomètre de Stormer (1975).

Le feldspath potassique contient 28% de perthites.

An, Ab et Or, sont déterminés par une norme CIPW.

Facès	Granite de Malguénac					Granite fin tardif							Granite de Langonnet			
	N° Echantillon	BL72	BL72	BL72	BL72	BL72	BL196	BL117	BL117	BL117						
N° Analyse	49-51	78-81	96	97	106	151	152	153	172	173	175	139	140	143		
SiO2	35,42	35,29	35,17	35,64	35,48	35,74	34,52	34,43	34,65	35,49	35,57	34,60	34,57	34,72		
Al2O3	18,98	18,52	18,26	18,84	18,49	19,23	18,75	18,74	18,64	17,90	20,82	19,29	19,21	20,48		
FeO*	21,08	22,21	21,24	21,37	21,03	20,54	21,33	21,35	21,34	20,80	20,12	23,72	25,37	24,01		
MnO	0,26	0,34	0,30	0,09	0,35	0,34	0,38	0,43	0,24	0,20	0,24	0,17	0,20	0,28		
MgO	6,54	6,45	6,86	6,78	6,85	5,63	5,65	5,68	5,69	5,87	5,14	3,65	3,67	3,50		
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00		
Na2O	0,13	0,09	0,09	0,12	0,14	0,07	0,08	0,08	0,04	0,07	0,08	0,10	0,15	0,14		
K2O	9,34	9,44	9,34	9,54	9,06	7,93	9,16	9,04	9,01	8,59	8,06	9,31	9,33	9,23		
TiO2	2,87	2,77	3,16	2,90	3,23	2,29	2,62	2,56	2,62	2,45	2,26	2,62	2,68	2,66		
TOTAL	94,60	95,10	94,44	95,28	94,63	91,77	92,49	92,33	92,23	91,37	92,33	93,46	95,18	95,02		
Si	5,47	5,46	5,46	5,48	5,48	5,62	5,48	5,47	5,50	5,65	5,54	5,49	5,43	5,41		
Al	3,46	3,38	3,34	3,41	3,36	3,56	3,51	3,51	3,49	3,36	3,82	3,61	3,56	3,76		
Fe	2,72	2,88	2,76	2,75	2,72	2,70	2,83	2,84	2,83	2,77	2,62	3,15	3,33	3,13		
Mn	0,03	0,04	0,04	0,01	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04		
Mg	1,51	1,49	1,59	1,55	1,58	1,32	1,34	1,35	1,35	1,39	1,19	0,86	0,86	0,81		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00		
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04		
K	1,84	1,87	1,85	1,87	1,78	1,59	1,85	1,83	1,83	1,74	1,60	1,88	1,87	1,83		
Ti	0,33	0,32	0,37	0,33	0,37	0,27	0,31	0,31	0,31	0,29	0,26	0,31	0,32	0,31		
XFe	0,64	0,66	0,63	0,64	0,63	0,67	0,68	0,68	0,68	0,67	0,69	0,78	0,79	0,79		

Compositions et formules structurales (22 oxygènes) des biotites des leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

Faciès	Filon microgrenu									
N° Echantillon	BL151	BL151	BL151	BL151	BL151	BL151	BL151	BL151	BL151	BL151
N° Analyse	no2	13	14	16	17	18	19	23	24	27
SiO ₂	35,87	36,01	36,06	35,48	36,57	36,20	35,86	35,28	36,02	35,96
Al ₂ O ₃	19,07	19,12	19,32	19,32	17,16	18,07	18,01	18,53	18,71	17,54
FeO*	19,52	20,71	20,35	20,70	19,73	19,87	19,52	19,97	19,67	20,52
MnO	0,38	0,29	0,32	0,14	0,29	0,21	0,27	0,20	0,33	0,38
MgO	7,90	8,40	8,51	8,20	8,11	8,55	8,31	8,22	8,12	8,89
CaO	0,02	0,04	0,04	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,06	0,01
Na ₂ O	0,09	0,11	0,18	0,06	0,12	0,10	0,13	0,13	0,15	0,12
K ₂ O	9,48	9,20	9,31	9,47	9,45	9,39	9,24	9,70	9,06	9,32
TiO ₂	3,19	3,33	2,93	2,90	2,98	2,86	2,86	2,85	2,96	2,88
TOTAL	94,75	94,60	94,71	94,64	94,56	94,83	94,88	94,79	94,86	94,94

Si	5,45	5,39	5,40	5,37	5,62	5,52	5,52	5,43	5,49	5,49
Al	3,41	3,37	3,41	3,45	3,11	3,25	3,27	3,36	3,36	3,16
Fe	2,48	2,59	2,55	2,62	2,54	2,53	2,51	2,57	2,51	2,62
Mn	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05
Mg	1,79	1,88	1,90	1,85	1,86	1,94	1,91	1,88	1,85	2,02
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Na	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
K	1,84	1,76	1,78	1,83	1,85	1,83	1,81	1,90	1,76	1,82
Ti	0,36	0,37	0,33	0,33	0,34	0,33	0,33	0,33	0,34	0,33

XFe	0,58	0,58	0,57	0,59	0,58	0,57	0,57	0,58	0,58	0,56
-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Faciès	Filon		Enclave à bord franc				Enclave à bords diffus			
N° Echantillon	BL151	BL151	BL160	BL160	BL160	BL160	BL144	BL144	BL144	BL144
N° Analyse	28	30	5 - 6	22	26-29	39-41	68	94	95	109
SiO ₂	35,87	35,86	35,74	35,84	35,79	36,18	35,27	35,62	53,89	35,57
Al ₂ O ₃	18,66	18,59	18,26	17,82	19,10	18,46	18,42	19,65	19,58	18,82
FeO*	20,04	20,40	20,04	21,55	21,25	20,23	21,07	20,60	20,26	20,85
MnO	0,21	0,28	0,29	0,30	0,25	0,35	0,41	0,26	0,19	0,18
MgO	8,17	8,56	7,32	7,31	7,22	7,28	7,25	7,13	7,02	6,84
CaO	0,09	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,09	0,02	0,00
Na ₂ O	0,12	0,08	0,11	0,09	0,10	0,08	0,11	0,17	0,19	0,09
K ₂ O	9,53	9,27	9,48	9,15	9,49	9,34	9,45	9,11	9,41	9,45
TiO ₂	3,33	2,88	3,11	3,32	3,10	3,43	2,76	2,88	2,78	3,12
TOTAL	94,87	94,78	94,72	94,67	94,78	94,73	94,71	94,74	94,78	94,72

Si	5,44	5,44	5,52	5,50	5,43	5,52	5,46	5,42	6,57	5,47
Al	3,33	3,33	3,32	3,23	3,42	3,32	3,36	3,53	2,82	3,41
Fe	2,54	2,59	2,59	2,77	2,70	2,58	2,73	2,62	2,07	2,68
Mn	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02
Mg	1,85	1,94	1,69	1,67	1,63	1,66	1,67	1,62	1,28	1,57
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Na	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,05	0,03
K	1,84	1,79	1,87	1,79	1,84	1,82	1,87	1,77	1,47	1,86
Ti	0,38	0,33	0,36	0,38	0,35	0,39	0,32	0,33	0,25	0,36

XFe	0,58	0,57	0,61	0,62	0,62	0,61	0,62	0,62	0,62	0,63
-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Compositions et formules structurales (22 oxygènes) des biotites des faciès microgrenus du granite de Malguénac.

Facès	Facès Nord			Facès Sud							Facès à cordiérite				
	N° Echantillon	T11	T11	T11	T13	T13	T13	T13	T13	T13	T14	T36	T36	T36	T36
N° Analyse	110	115	124-125	23-25	28	29	33	34	106-107	36	37	41	45	71	
SiO2	35,09	34,29	35,05	35,26	35,13	35,36	35,68	35,71	35,29	36,38	35,90	38,62	36,59	36,05	
Al2O3	18,56	17,77	18,42	18,09	18,43	17,98	18,22	18,17	18,52	20,66	20,52	22,98	19,71	18,74	
FeO*	20,39	20,48	20,48	18,71	18,98	18,79	19,31	18,86	18,68	18,23	19,62	15,34	17,70	17,89	
MnO	0,41	0,19	0,40	0,17	0,18	0,12	0,11	0,26	0,26	0,40	0,39	0,38	0,43	0,35	
MgO	7,44	7,32	7,48	9,01	8,97	9,27	9,25	9,23	8,45	9,88	9,04	9,16	10,73	9,71	
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	0,18	0,07	0,19	0,11	0,15	0,08	0,14	0,10	0,15	0,08	0,17	0,20	0,11	0,11	
K2O	9,19	9,35	9,20	9,50	9,47	9,56	9,25	9,61	9,47	9,26	9,17	9,21	9,40	9,62	
TiO2	3,15	3,38	3,30	3,10	3,33	2,84	2,84	3,00	3,26	0,14	0,99	0,05	0,02	2,91	
TOTAL	94,41	92,85	94,52	93,95	94,64	94,00	94,80	94,94	94,08	95,03	95,80	95,93	94,68	95,40	
Si	5,43	5,41	5,42	5,44	5,39	5,46	5,45	5,45	5,43	5,49	5,42	5,63	5,54	5,45	
Al	3,38	3,31	3,36	3,29	3,33	3,27	3,28	3,27	3,36	3,67	3,65	3,95	3,52	3,34	
Fe	2,64	2,70	2,65	2,41	2,43	2,42	2,47	2,41	2,41	2,30	2,48	1,87	2,24	2,26	
Mn	0,05	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	
Mg	1,72	1,72	1,72	2,07	2,05	2,13	2,11	2,10	1,94	2,22	2,03	1,99	2,42	2,19	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,05	0,02	0,06	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,06	0,03	0,03	
K	1,81	1,88	1,81	1,87	1,85	1,88	1,80	1,87	1,86	1,78	1,76	1,71	1,82	1,85	
Ti	0,37	0,40	0,38	0,36	0,38	0,33	0,33	0,34	0,38	0,02	0,11	0,01	0,00	0,33	
XFe	0,61	0,61	0,61	0,54	0,54	0,53	0,54	0,53	0,55	0,51	0,55	0,48	0,48	0,51	

Compositions et formules structurales (22 oxygènes) des bioites du granite de Rostrenen.

Faciès	Tonalités														
	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T5	T5	T5	T5	T5	T6	T6	T6	T6
N° Echantillon	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T5	T5	T5	T5	T5	T6	T6	T6	T6
N° Analyse	60	69	72	73	74-75	61	64-67	68-70	71-75	81-82	104	107	113-114	116	
SiO2	35,29	35,04	35,65	35,90	35,46	36,08	36,16	36,64	36,98	36,38	36,68	36,20	36,38	37,32	
Al2O3	14,78	14,50	14,56	14,34	14,37	14,37	14,17	14,03	13,94	14,59	14,72	15,13	14,50	14,29	
FeO*	22,49	21,64	22,01	22,78	21,99	21,72	17,44	17,38	17,68	18,55	18,44	18,54	17,78	17,28	
MnO	0,20	0,24	0,25	0,23	0,30	0,35	0,23	0,27	0,26	0,20	0,19	0,26	0,18	0,27	
MgO	8,39	7,79	8,58	8,62	8,86	8,87	11,43	11,90	11,94	11,21	10,95	11,08	11,81	11,63	
CaO	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Na2O	0,05	0,10	0,09	0,10	0,10	0,12	0,13	0,11	0,11	0,09	0,11	0,06	0,11	0,10	
K2O	8,39	9,12	9,16	9,46	8,92	9,25	9,13	9,38	9,44	9,28	9,34	9,23	9,32	9,27	
TiO2	4,14	4,54	4,04	4,29	3,93	3,76	4,55	4,23	4,32	4,00	3,80	3,30	4,43	3,74	
TOTAL	93,74	93,02	94,34	95,72	93,91	94,52	93,23	93,95	94,70	94,29	94,23	93,80	94,48	93,91	
Si	5,55	5,57	5,58	5,57	5,58	5,63	5,60	5,64	5,65	5,60	5,64	5,60	5,57	5,72	
Al	2,74	2,72	2,69	2,62	2,66	2,64	2,59	2,54	2,51	2,65	2,67	2,76	2,62	2,58	
Fe	2,96	2,88	2,88	2,96	2,89	2,84	2,26	2,24	2,26	2,39	2,37	2,40	2,28	2,21	
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	
Mg	1,97	1,85	2,00	1,99	2,08	2,06	2,64	2,73	2,72	2,57	2,51	2,55	2,69	2,66	
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	
K	1,68	1,85	1,83	1,87	1,79	1,84	1,80	1,84	1,84	1,82	1,83	1,82	1,82	1,81	
Ti	0,49	0,54	0,48	0,50	0,46	0,44	0,53	0,49	0,50	0,46	0,44	0,38	0,51	0,43	
XFe	0,60	0,61	0,59	0,60	0,58	0,58	0,46	0,45	0,45	0,48	0,49	0,48	0,46	0,45	

Compositions et formules structurales (22 oxygènes) des biotites de la monzodiorite de Plélauff

Facès	Tonalités		Granodiorites																					
	T8	T8	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T16	T16	T16	T16	T16	T16		
N° Echantillon	T8	T8	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	
N° Analyse	105-116	123	7	8	10-11	15	21	24	26-27	28-30	45	46-47	53	81-82	84-85									
SiO2	36,21	36,34	36,86	36,95	37,24	37,04	38,04	37,69	36,51	37,04	36,68	36,85	36,93	36,72	36,99									
Al2O3	14,65	14,39	14,37	13,90	14,30	14,29	14,95	14,83	14,28	14,11	14,58	14,48	14,01	15,34	14,96									
FeO*	19,43	20,86	18,63	18,33	18,46	19,19	16,33	16,76	19,21	18,69	18,37	18,85	17,57	18,62	17,62									
MnO	0,19	0,37	0,23	0,18	0,33	0,21	0,34	0,23	0,22	0,16	0,15	0,22	0,37	0,26	0,18									
MgO	10,71	9,16	11,66	11,39	11,72	11,68	13,28	12,95	10,65	11,29	12,31	11,40	11,87	11,51	11,30									
CaO	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,00	0,00	0,10	0,04									
Na2O	0,12	0,14	0,08	0,05	0,08	0,07	0,04	0,06	0,10	0,09	0,06	0,16	0,21	0,11	0,13									
K2O	9,34	9,16	9,18	9,34	9,31	9,45	9,56	9,84	9,31	9,43	9,41	9,47	9,42	9,01	9,53									
TiO2	4,12	3,78	3,09	3,38	3,47	2,58	0,93	1,21	4,33	3,90	3,13	4,05	4,15	2,52	3,01									
TOTAL	94,76	94,31	94,10	93,52	94,90	94,51	93,47	93,57	94,59	94,72	94,83	95,46	94,53	94,17	93,75									
Si	5,57	5,66	5,68	5,72	5,68	5,70	5,82	5,79	5,62	5,67	5,61	5,61	5,65	5,64	5,69									
Al	2,66	2,64	2,61	2,54	2,57	2,59	2,70	2,68	2,59	2,55	2,63	2,60	2,53	2,78	2,71									
Fe	2,50	2,72	2,40	2,37	2,36	2,47	2,09	2,15	2,47	2,40	2,35	2,40	2,25	2,39	2,27									
Mn	0,02	0,05	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02									
Mg	2,46	2,13	2,68	2,63	2,67	2,68	3,03	2,96	2,44	2,58	2,81	2,59	2,71	2,63	2,59									
Ca	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01									
Na	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,05	0,06	0,03	0,04									
K	1,83	1,82	1,80	1,85	1,81	1,86	1,87	1,93	1,83	1,84	1,84	1,84	1,84	1,76	1,87									
Ti	0,48	0,44	0,36	0,39	0,40	0,30	0,11	0,14	0,50	0,45	0,36	0,46	0,48	0,29	0,35									
XFe	0,50	0,56	0,47	0,47	0,47	0,48	0,41	0,42	0,50	0,48	0,46	0,48	0,45	0,48	0,47									

Compositions et formules structurales (22 oxygènes) des biotites de la monzodiorite de Plélauff

N° Echantillon	T36	T36	T36	T36	T2	T2	T2	T2
N° Analyse	37	41	48	49	50	51	52	54
SiO2	51,07	48,52	45,91	48,15	45,76	48,15	48,79	45,90
Al2O3	35,83	35,94	34,61	36,61	30,66	36,29	36,38	30,59
FeO*	3,16	2,60	4,41	2,12	4,25	2,55	1,71	3,70
MnO	0,00	0,00	0,15	0,00	0,06	0,08	0,06	0,05
MgO	1,23	1,88	2,61	1,17	3,55	1,30	1,23	3,36
CaO	0,56	0,61	0,00	0,30	0,03	0,47	0,35	0,04
Na2O	0,08	0,04	0,09	0,09	0,13	0,05	0,08	0,12
K2O	0,46	1,30	3,80	3,44	9,62	2,94	3,11	9,81
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	92,39	90,89	91,58	91,90	94,06	91,83	91,71	93,57

Si	5,38	5,23	5,06	5,18	5,12	5,19	5,24	5,15
Al	4,45	4,56	4,50	4,65	4,04	4,61	4,60	4,05
Fe	0,28	0,23	0,41	0,19	0,40	0,23	0,15	0,35
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,19	0,30	0,43	0,19	0,59	0,21	0,20	0,56
Ca	0,06	0,07	0,00	0,03	0,00	0,05	0,04	0,00
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03
K	0,06	0,18	0,53	0,47	1,37	0,40	0,43	1,40
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

XFe	0,59	0,44	0,49	0,50	0,40	0,52	0,44	0,38
-----	------	------	------	------	------	------	------	------

Compositions et formules structurales (18 oxygènes) des cordiérites du granite de Rostrenen

Facès	Granite de Langonne				Granite grossier			Granite Fin tard.		Granite de Malguénac			
	N° Echantillon	BL117	BL117	BL117	BL117	BL53	BL53	BL53	BL196	BL72	BL72	BL72	BL72
N° Analyse	136	137	138	142	113	114	122	154	74	75	76	77	
SiO2	45,60	46,22	45,48	45,86	47,52	46,42	46,22	45,18	47,05	47,16	46,45	45,95	
Al2O3	37,65	32,93	32,91	32,77	32,52	33,93	34,28	34,29	35,28	34,99	34,77	34,90	
FeO*	0,18	2,01	2,51	2,42	4,60	2,74	2,88	1,26	0,88	1,06	1,38	1,42	
MgO	0,00	1,10	1,13	1,04	0,38	0,87	1,01	0,88	0,73	0,75	0,77	0,83	
Na2O	0,78	0,58	0,54	0,52	0,14	0,44	0,73	0,60	0,44	0,52	0,62	0,46	
K2O	10,27	10,27	10,82	10,56	10,46	9,89	9,76	10,34	10,22	10,28	10,02	10,94	
TiO2	0,11	0,77	0,70	0,85	0,07	0,38	0,52	0,65	0,51	0,49	0,65	0,68	
TOTAL	94,59	93,88	94,09	94,02	95,69	94,66	95,39	93,20	95,11	95,24	94,66	95,17	
Si	6,07	6,27	6,20	6,24	6,38	6,24	6,18	6,15	6,23	6,25	6,21	6,15	
Al	5,90	5,26	5,29	5,25	5,15	5,37	5,40	5,51	5,51	5,47	5,48	5,50	
AlIV	1,93	1,73	1,80	1,76	1,62	1,76	1,82	1,85	1,77	1,75	1,79	1,85	
AlVI	3,97	3,53	3,49	3,49	3,53	3,61	3,57	3,66	3,75	3,72	3,68	3,65	
Fe	0,02	0,23	0,29	0,28	0,52	0,31	0,32	0,14	0,10	0,12	0,15	0,16	
Mg	0,00	0,22	0,23	0,21	0,08	0,17	0,20	0,18	0,14	0,15	0,15	0,17	
Na	0,20	0,15	0,14	0,14	0,04	0,11	0,19	0,16	0,11	0,13	0,16	0,12	
K	1,74	1,78	1,88	1,83	1,79	1,70	1,66	1,80	1,73	1,74	1,71	1,87	
Ti	0,01	0,08	0,07	0,09	0,01	0,04	0,05	0,07	0,05	0,05	0,07	0,07	
XFe	1,00	0,51	0,55	0,57	0,87	0,64	0,62	0,45	0,40	0,44	0,50	0,49	

Compositions et formules structurales (22 oxygènes) des muscovites des leucogranites de Pontivy-Rostrenen.

Faciès	Faciès nord						Faciès sud						F. à cordierite	
	T11	T11	T11	T11	T13	T13	T13	T13	T13	T13	T13	T13		T13
N° Echantillon	T11	T11	T11	T11	T13	T13	T13	T13	T13	T13	T13	T13	T13	T36
N° Analyse	111	112	113	112-113	13-14	26-27	30	31	32	30-32	36-37	38	38	
SiO2	45,06	44,51	45,21	44,86	46,48	45,80	45,48	45,76	45,94	45,73	45,64	46,68		
Al2O3	34,74	31,79	34,33	33,06	33,60	32,32	33,47	32,30	32,99	32,92	34,08	35,63		
FeO*	0,99	1,35	1,11	1,23	1,20	1,08	1,20	1,17	1,19	1,19	1,10	1,04		
MgO	0,61	1,03	0,68	0,86	1,15	1,02	0,95	0,94	1,00	0,96	0,74	0,75		
Na2O	0,60	0,53	0,65	0,59	0,54	0,52	0,45	0,41	0,47	0,44	0,62	0,70		
K2O	10,37	10,46	10,20	10,33	10,72	10,54	10,57	10,66	10,64	10,62	10,55	10,39		
TiO2	0,59	1,30	0,77	1,04	0,42	2,38	1,96	2,69	1,89	2,18	1,45	0,14		
TOTAL	92,96	90,97	92,95	91,96	94,11	93,66	94,08	93,93	94,12	94,04	94,18	95,32		

Si	6,14	6,24	6,16	6,20	6,27	6,22	6,15	6,20	6,21	6,19	6,16	6,19
Al	5,58	5,25	5,52	5,39	5,34	5,17	5,34	5,16	5,26	5,25	5,42	5,57
AlIV	1,86	1,76	1,84	1,80	1,73	1,78	1,85	1,80	1,79	1,81	1,84	1,81
AlVI	3,73	3,49	3,68	3,58	3,61	3,40	3,49	3,37	3,46	3,44	3,58	3,76
Fe	0,11	0,16	0,13	0,14	0,14	0,12	0,14	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12
Mg	0,12	0,22	0,14	0,18	0,23	0,21	0,19	0,19	0,20	0,19	0,15	0,15
Na	0,16	0,14	0,17	0,16	0,14	0,14	0,12	0,11	0,12	0,12	0,16	0,18
K	1,80	1,87	1,77	1,82	1,85	1,83	1,82	1,84	1,83	1,83	1,82	1,76
Ti	0,06	0,14	0,08	0,11	0,04	0,24	0,20	0,27	0,19	0,22	0,15	0,01

XFe	0,48	0,42	0,48	0,45	0,37	0,37	0,41	0,41	0,40	0,41	0,45	0,44
-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Compositions et formules structurales (22 oxygènes) des muscovites du granite de Rostrenen.

	Leucogranites	Monzogranite	Monzodiorite
SiO ₂	0,07	0,07	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01
FeO*	42,78	39,38	42,38
MnO	3,51	5,29	4,51
MgO	0,06	0,04	0,10
CaO	0,00	0,05	0,03
Na ₂ O	0,05	0,03	0,00
K ₂ O	0,06	0,02	0,05
TiO ₂	53,97	52,36	52,71
TOTAL	100,50	97,25	99,78

Compositions moyennes des ilménites des différents types de granitoïdes du massif de Pontivy-Rostrenen

Faciès	Tonallies				Granodiorites											
	T8	T8	T16	T16	T16	T16	T16	T16	T16	T16	T16	T3	T3	T3	T3	T3
N° Echantillon	3	4	56	57	76	77	79	80	83	1	2	3	4	5		
N° Analyse																
SiO2	52,47	50,96	51,21	51,14	52,84	51,47	51,20	51,77	52,22	52,78	51,09	50,37	51,25	51,47		
Al2O3	2,90	5,01	4,31	5,20	2,58	3,72	4,47	4,16	4,07	2,37	4,32	4,52	4,40	4,49		
Cr2O3	0,00	0,00	0,47	0,12	0,11	0,29	0,00	0,16	0,00	0,11	0,00	0,11	0,67	0,27		
FeO*	14,23	14,18	13,22	14,36	15,32	13,89	12,77	13,67	12,93	13,97	14,92	14,61	13,13	12,01		
MnO	0,33	0,33	0,37	0,29	0,51	0,50	0,36	0,22	0,27	0,48	0,28	0,27	0,52	0,18		
MgO	14,54	13,30	13,92	12,68	13,31	14,41	15,34	15,14	15,01	14,56	13,71	12,96	14,08	15,00		
CaO	12,48	12,16	12,48	12,37	12,53	12,36	11,59	11,99	11,72	12,43	11,63	12,14	12,22	11,97		
Na2O	0,28	0,49	0,49	0,59	0,21	0,46	0,76	0,57	0,58	0,34	0,59	0,56	0,64	0,63		
K2O	0,22	0,25	0,36	0,38	0,11	0,26	0,43	0,37	0,36	0,16	0,35	0,25	0,34	0,35		
TiO2	0,13	0,36	0,59	0,73	0,09	0,39	0,34	0,41	0,30	0,16	0,34	0,16	0,17	0,11		
TOTAL	97,58	97,04	97,42	97,86	97,61	97,75	97,26	98,46	97,46	97,36	97,23	95,95	97,42	96,48		

Si	7,64	7,47	7,47	7,45	7,73	7,50	7,45	7,46	7,56	7,70	7,50	7,49	7,48	7,51		
Al	0,50	0,87	0,74	0,89	0,44	0,64	0,77	0,71	0,69	0,41	0,75	0,79	0,76	0,77		
Cr	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,08	0,03		
Fe	1,73	1,74	1,61	1,75	1,87	1,69	1,55	1,65	1,57	1,70	1,83	1,82	1,60	1,47		
Mn	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,06	0,02		
Mg	3,16	2,91	3,03	2,75	2,90	3,13	3,33	3,25	3,24	3,17	3,00	2,88	3,06	3,26		
Ca	1,95	1,91	1,95	1,93	1,96	1,93	1,81	1,85	1,82	1,94	1,83	1,94	1,91	1,87		
Na	0,08	0,14	0,14	0,17	0,06	0,13	0,21	0,16	0,16	0,10	0,17	0,16	0,18	0,18		
K	0,04	0,05	0,07	0,07	0,02	0,05	0,08	0,07	0,07	0,03	0,07	0,05	0,06	0,07		
Ti	0,01	0,04	0,06	0,08	0,01	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01		

XFe	0,35	0,37	0,35	0,39	0,39	0,35	0,32	0,34	0,33	0,35	0,38	0,39	0,34	0,31		
-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--

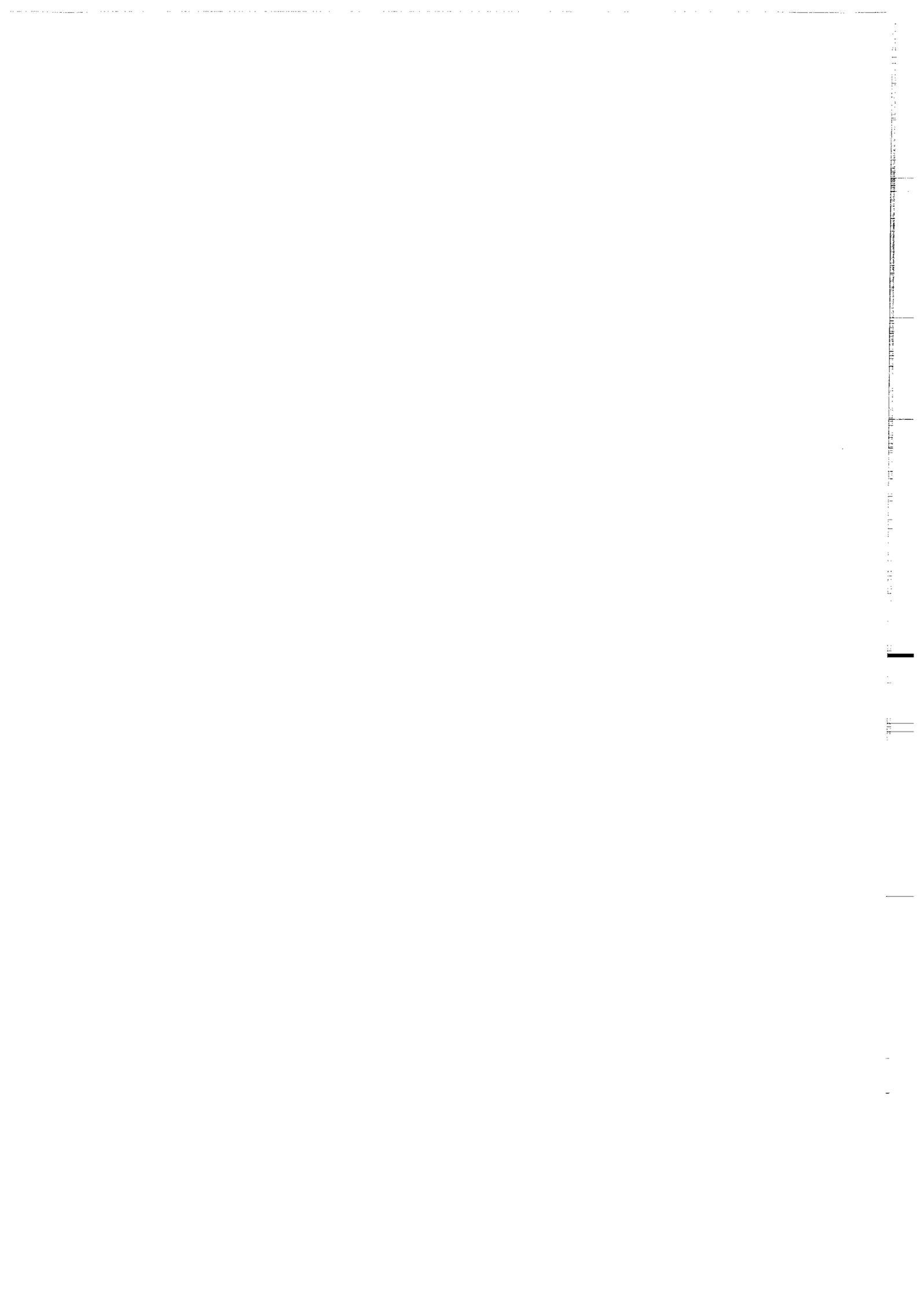
Compositions et formules structurales (23 oxygènes) des amphiboles de la monzodiorite de Plélauff.

Facies	Tonalités															
	T1		T5		T6		T8		T18		T18		T18			
N° Echantillon	T1	T1	T1	T5	T6	T6	T6	T8	T8							
N° Analyse	67	68	70	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2		
SiO2	51,77	48,01	51,74	56,30	52,39	49,67	50,19	48,20	50,84	52,48	51,33	53,35	54,45	51,75		
Al2O3	2,47	5,99	2,80	1,33	0,39	5,62	5,27	6,49	4,43	3,48	4,10	2,66	1,01	3,53		
Cr2O3	0,19	0,57	0,17	0,04	0,11	0,10	0,00	0,05	0,12	0,17	0,41	0,13	0,01	0,11		
FeO*	17,03	17,79	16,65	11,47	9,79	14,34	13,97	14,82	13,79	13,06	12,92	12,42	15,18	14,04		
MnO	0,41	0,56	0,49	0,41	0,51	0,55	0,57	0,43	0,33	0,44	0,36	0,35	0,63	0,18		
MgO	12,13	10,34	11,60	14,66	12,46	13,27	13,90	12,85	14,04	14,90	14,87	15,44	14,28	13,64		
CaO	11,78	11,85	11,95	12,44	22,38	11,22	11,96	11,50	12,17	12,02	12,57	12,39	12,74	12,15		
Na2O	0,22	0,55	0,24	0,17	0,15	0,76	0,70	0,83	0,47	0,47	0,54	0,31	0,05	0,36		
K2O	0,15	0,55	0,24	0,03	0,02	0,53	0,46	0,59	0,35	0,26	0,32	0,14	0,03	0,34		
TiO2	0,28	0,60	0,25	0,12	0,03	1,11	1,00	1,40	0,65	0,41	0,25	0,18	0,05	0,39		
TOTAL	96,43	96,81	96,13	96,97	98,23	97,17	98,02	97,16	97,19	97,69	97,67	97,37	98,43	96,49		
Si	7,72	7,24	7,74	8,07	7,68	7,30	7,31	7,13	7,44	7,59	7,46	7,71	7,88	7,62		
Al	0,43	1,06	0,49	0,22	0,07	0,97	0,90	1,13	0,76	0,59	0,70	0,45	0,17	0,61		
Cr	0,02	0,07	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,00	0,01		
Fe	2,12	2,24	2,08	1,37	1,20	1,76	1,70	1,83	1,69	1,58	1,57	1,50	1,84	1,73		
Mn	0,05	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,08	0,02		
Mg	2,70	2,32	2,59	3,13	2,72	2,91	3,02	2,83	3,06	3,21	3,22	3,33	3,08	2,99		
Ca	1,88	1,91	1,91	1,91	3,51	1,77	1,87	1,82	1,91	1,86	1,96	1,92	1,97	1,92		
Na	0,06	0,16	0,07	0,05	0,04	0,22	0,20	0,24	0,13	0,13	0,15	0,09	0,01	0,10		
K	0,03	0,11	0,05	0,01	0,00	0,10	0,09	0,11	0,07	0,05	0,06	0,03	0,01	0,06		
Ti	0,03	0,07	0,03	0,01	0,00	0,12	0,11	0,16	0,07	0,04	0,03	0,02	0,01	0,04		
XFe	0,44	0,49	0,45	0,30	0,31	0,38	0,36	0,39	0,36	0,33	0,33	0,31	0,37	0,37		

Compositions et formules structurales (23 oxygènes) des amphiboles de la monzodiorite de Plélauff.

Facès	Tonalités															Granodiorites											
	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T5	T6	T6	T6	T6	T6	T8	T8	T8	T8	T8	T16	T16	T16	T16	T3	T3	T3	T3
N° Echantillon	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T1	T5	T6	T6	T6	T6	T6	T8	T8	T8	T8	T16	T16	T16	T16	T3	T3	T3	T3
N° Analyse	59	62	79	80	82	83	84	85	86	60	90	105	109	110	115	122	125	127	129	54	55	58	59	4	5	13	
SiO2	51,86	51,29	51,37	51,55	52,08	51,42	52,18	50,89	46,73	52,65	51,84	52,98	52,96	53,04	52,56	55,43	52,10	55,33	53,14	52,66	53,10	52,60	52,64	52,04	51,92		
Al2O3	0,37	0,42	0,49	0,54	0,46	0,37	0,20	0,26	1,90	0,49	0,49	0,54	0,34	0,34	0,49	0,38	0,41	0,38	0,45	0,65	0,37	0,81	0,34	0,68	0,28		
Cr2O3	0,02	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,15	0,00	0,03	0,01	0,00	0,07	0,04	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,00	0,05	0,00		
FeO*	13,57	15,52	15,18	14,41	15,02	15,40	13,35	13,64	16,83	10,31	11,07	10,87	9,45	9,45	10,77	10,42	13,17	11,18	13,40	11,26	10,50	10,86	9,87	11,53	12,03	11,47	
MnO	0,68	0,72	0,69	0,63	0,65	0,71	0,85	0,75	1,12	0,63	0,45	0,50	0,52	0,52	0,38	0,47	0,39	0,40	0,47	0,59	0,54	0,41	0,51	0,35	0,75	0,47	
MgO	9,47	9,39	9,13	9,75	9,24	9,23	9,29	9,16	9,37	12,68	12,79	12,74	12,76	12,76	12,42	12,45	15,60	11,71	15,78	11,87	12,40	12,41	12,72	11,60	11,01	11,49	
CaO	22,29	22,23	21,72	22,11	22,35	21,91	23,05	23,01	17,78	22,62	22,43	21,36	23,29	23,29	22,96	23,93	12,75	23,22	12,91	22,38	23,38	23,04	22,86	22,83	22,51	22,84	
Na2O	0,17	0,15	0,16	0,16	0,21	0,15	0,10	0,11	0,16	0,20	0,17	0,20	0,20	0,20	0,21	0,13	0,05	0,13	0,03	0,20	0,28	0,16	0,20	0,22	0,22	0,22	
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	
TiO2	0,12	0,20	0,06	0,11	0,08	0,02	0,01	1,09	0,08	0,07	0,07	0,16	0,04	0,04	0,03	0,01	0,04	0,08	0,02	0,09	0,13	0,09	0,29	0,05	0,09	0,02	
TOTAL	98,6	99,9	98,9	99,3	100,1	99,2	99,2	98,9	94,0	99,7	99,3	0,2	99,6	99,6	100,3	100,4	97,8	99,2	98,2	100,0	100,6	100,5	99,9	99,6	0,2	98,7	
Si	2,01	1,98	2,00	1,99	2,00	2,00	2,01	1,98	1,93	1,99	1,97	2,00	2,00	2,00	1,99	1,98	2,08	1,99	2,07	2,01	1,98	1,99	1,98	2,00	1,99	1,99	
Al	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,44	0,50	0,49	0,47	0,48	0,50	0,43	0,44	0,58	0,33	0,35	0,34	0,30	0,30	0,34	0,33	0,41	0,36	0,42	0,36	0,33	0,34	0,31	0,37	0,38	0,37	
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	
Mg	0,55	0,54	0,53	0,56	0,53	0,53	0,53	0,53	0,58	0,71	0,73	0,72	0,72	0,72	0,70	0,70	0,87	0,87	0,88	0,67	0,69	0,69	0,71	0,66	0,63	0,66	
Ca	0,93	0,92	0,91	0,92	0,92	0,91	0,95	0,96	0,79	0,92	0,92	0,86	0,94	0,94	0,92	0,97	0,51	0,95	0,52	0,90	0,94	0,93	0,92	0,93	0,92	0,94	
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
XFe	0,45	0,48	0,48	0,45	0,48	0,48	0,45	0,46	0,50	0,31	0,33	0,32	0,29	0,29	0,33	0,32	0,32	0,35	0,32	0,35	0,32	0,33	0,30	0,36	0,38	0,36	
Wo	47,84	46,33	46,39	46,62	47,11	46,29	48,97	48,96	39,65	46,34	45,57	44,53	47,69	47,69	46,91	48,09	28,30	47,82	28,25	46,48	47,46	46,92	46,97	47,32	47,08	47,43	
En	28,28	27,23	27,14	28,61	27,10	27,13	27,46	27,12	29,08	36,15	36,16	36,96	36,36	36,36	35,31	34,82	48,19	33,56	48,05	34,30	35,03	35,16	36,37	33,46	32,04	33,20	
Fo	23,88	26,43	26,47	24,77	25,79	26,58	23,56	23,92	31,27	17,51	18,28	18,51	15,95	15,95	17,79	17,09	23,50	18,62	23,70	19,22	17,50	17,92	16,66	19,23	20,88	19,36	

Compositions et formules structurales (6 oxygènes) des clinopyroxènes de la monzodiorite de Plélauff.



Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). EPUISE
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). EPUISE
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). EPUISE

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120 F.
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). EPUISE

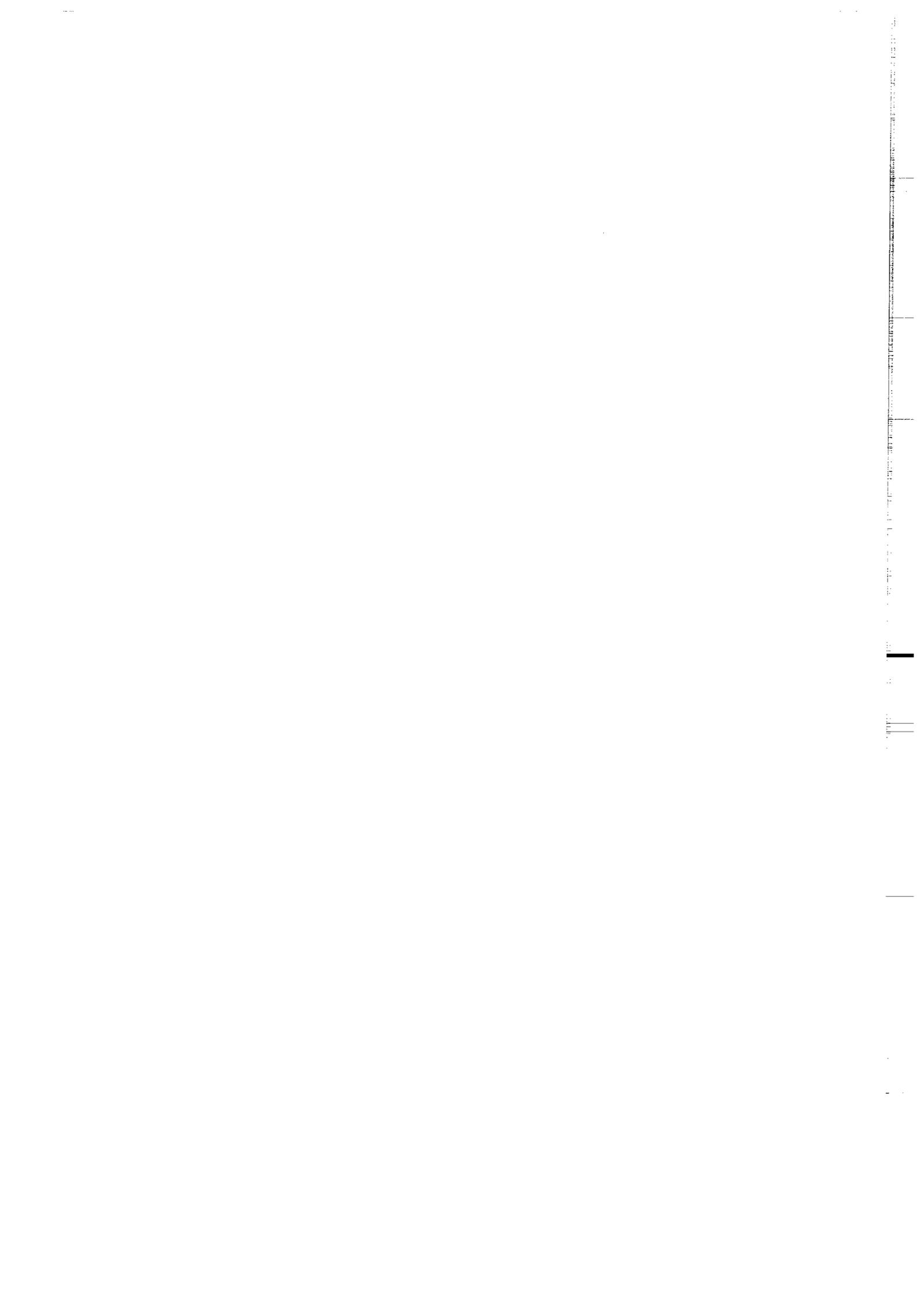
- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). EPUISE
- N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricain) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.
- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.

- N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tabl., (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques : Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuç, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement : Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 100 fig., 48 tabl., 2 pl. photo couleur., annexes, (1993). 190 F.



BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

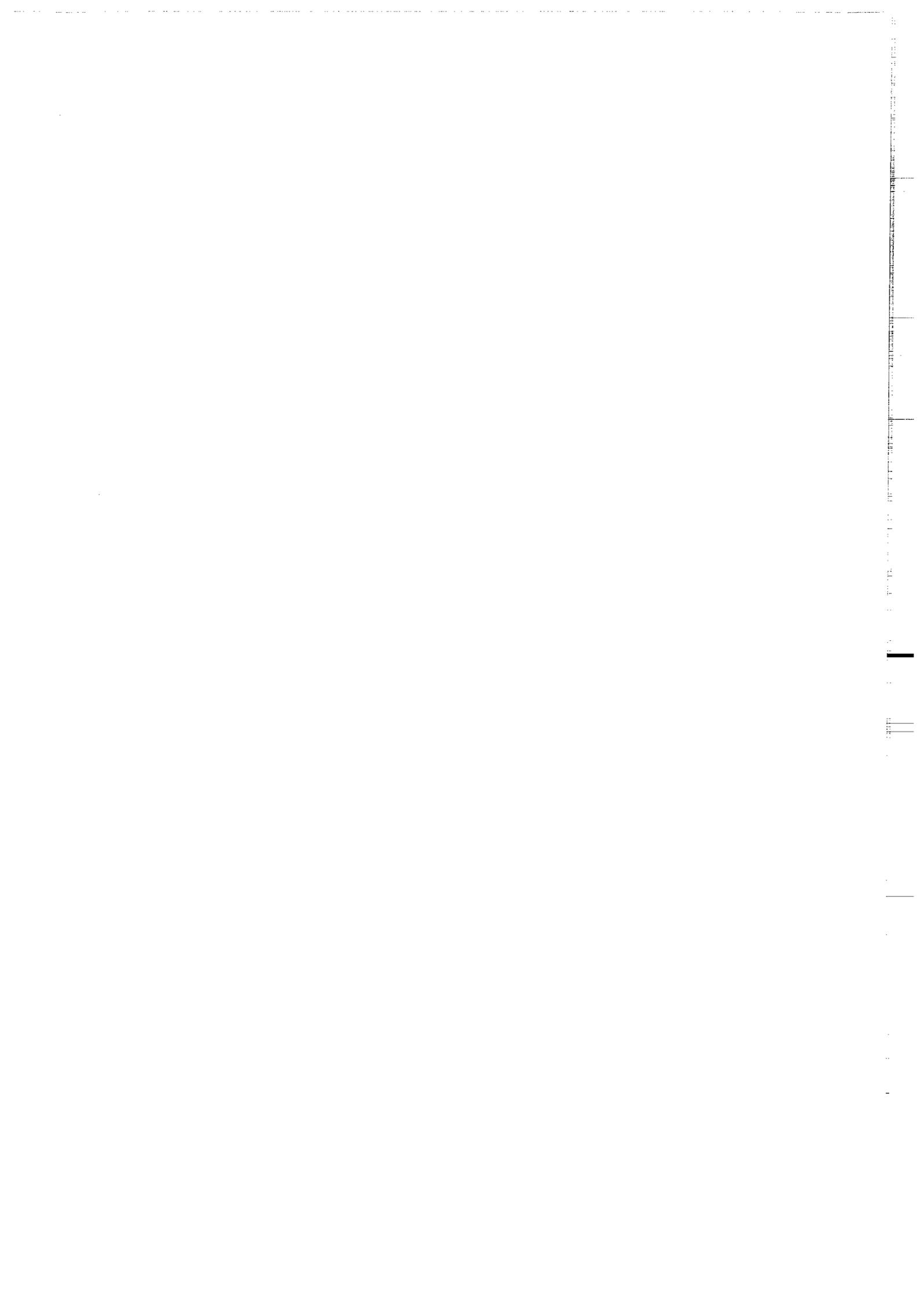
Mémoires de Géosciences - RENNES
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
 35042 - RENNES Cédex (France)
 Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM
 ORGANISME
 ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.



Résumé

Dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale, la majeure partie des granitoïdes se mettent en place en contexte de collision continentale, mais postérieurement à l'épaississement. Ce sont des granitoïdes de collision, post-épaississement. L'exemple étudié est le complexe granitique de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). Il est constitué d'une association de granitoïdes variés parmi lesquels quatre principaux types sont reconnus. Des granites à deux micas fortement peralumineux, un leucogranite très évolué (plus acide), un monzogranite à biotite peralumineux et une monzodiorite potassique. L'étude pétrographique et géochimique (majeurs, traces, isotopes) de ces granitoïdes et de leurs relations mutuelles, nous a permis d'élaborer un modèle pétrogénétique, mettant en évidence trois épisodes de fusion crustale, faisant appel à des mécanismes et à des sources différents: - fusion partielle à grande échelle, résultant du rééquilibrage thermique de la croûte et favorisée par la circulation de fluides drainés par le cisaillement sud armoricaïn; - fusion induite par l'ascension de magmas lamprophyriques dans la croûte, avec production de magmas hybrides; - fusion d'un niveau crustal différent, probablement plus superficiel donnant naissance à un magma très évolué, de basse température; L'étude d'une telle association permet d'approcher indirectement les mécanismes de fusion crustale et la nature des diverses sources activées lors du rééquilibrage d'une chaîne épaissie.

Mots clés :

granites, chaîne hercynienne, pétrologie, géochimie, Massif Armoricaïn, processus magmatiques.