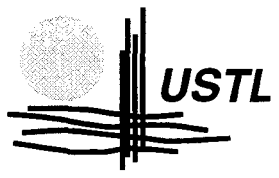


gen 2010 2411

50376
1996
168



n° d'ordre : 1773

THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES
ET
TECHNOLOGIES DE LILLE**

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EN GEOSCIENCES

par


Moulay Abdessamad LAKHRISSI



**Pétrologie, minéralogie, géochimie
du volcanisme dévono-dinantien des Vosges
méridionales (France).
Sa place dans le contexte géodynamique
varisque.**

Soutenue publiquement le 6 juillet 1996 devant la Commission d'examen :

- | | | |
|---------------|---|---|
| Président : | C. LEFÈVRE | (Directeur de thèse -
Université de Lille I) |
| Rapporteurs : | J. BÉBIEN
H. WHITECHURCH | (Université de Paris XI-Orsay)
(Université de La Rochelle) |
| Examineurs : | M. DESCHAMPS
C. FOURQUIN
J.L. MANSY
J.L. SCHNEIDER | (Université de Nancy I)
(Université de Reims)
(Université de Lille I)
(Université de Lille I) |



Je ne saurai jamais comment remercier tous les membres de ma famille, en particulier mes parents, mes frères et mes soeurs ainsi que tous mes proches, qui ont accepté de grands sacrifices pour me permettre de suivre ces longues années d'études.

C'est à eux que je dédie ce mémoire,

ainsi qu'à A. Bessey, M. et Mme. Berhil et M. et Mme. Khay.



AVANT-PROPOS

➤ Une fois au bout..., c'est avec une immense joie que je retrouve en surmontant ce travail, gravés sur chacune de ces feuilles, à côté de l'impact des personnes qui ont aidé à le mener à terme, les divers souvenirs qui ont marqué chacune des étapes du parcours.

➤ Monsieur le Professeur C. Lefevre est à l'origine de mon sujet de thèse, il m'a accueilli dans son laboratoire et m'a fait bénéficier de ses profondes connaissances en matière de Pétrologie, de Géochimie et de Géologie. Il m'a été agréable de travailler avec lui. Il a toujours été attentif à mes problèmes scientifiques. Ses directives, son soutien et sa compétence m'ont permis de faire aboutir ce travail, depuis l'échantillonnage jusqu'à la fin de la rédaction. Qu'il trouve ici mes sincères remerciements, ma profonde gratitude et ma reconnaissance pour tout ce qu'il m'a apporté. Il me fait également un grand honneur en acceptant de présider le jury.

➤ Ma reconnaissance et mes remerciements s'adressent également à Monsieur J.-L. Schneider pour avoir toujours prêté attention et main forte à mes problèmes scientifiques. Il m'a fait profiter de sa compétence en Géologie de terrain et en Géologie des Vosges. Ses critiques et ses conseils ont été très enrichissants ; il a aussi accepté de faire partie du jury.

➤ Monsieur le professeur J.-L. Mansy nous a apporté beaucoup de soutiens, sa profonde connaissance en Géologie structurale et en Géodynamique Varisque a réellement facilité nos missions de terrain. Je lui adresse mes vifs remerciements.

➤ Monsieur H. Whitechurch, Professeur à l'université de La Rochelle et Monsieur J. Bébian, Professeur à l'université de Paris XI, me font l'honneur de bien vouloir juger ce travail et de participer en qualité de rapporteurs au jury. Je les en remercie sincèrement.

➤ J'adresse également mes vifs remerciements à Monsieur M. Deschamps, de l'université de Nancy, et à Monsieur C. Fourquin, de l'université de Reims, qui me font l'honneur de participer au jury de cette thèse.

➤ Monsieur J. Terry, Monsieur A. Grzeszyk et Madame M. Seyler, n'ont ménagé ni leur temps, ni leurs efforts pour m'aider. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude et mes remerciements.

➤ Je remercie Monsieur J.-L. Potdevin, co-responsable de la Commission Informatique du laboratoire qui, par ses compétences dans ce domaine, nous a fait bénéficier d'un confort et d'un bon environnement de travail.

➤ Je remercie les autres responsables du laboratoire et de l'Unité de Recherche Associée 719 : Messieurs les Professeurs F. Thiébault, H. Chamley, J. Paquet et J. Ferrière, pour avoir assuré le soutien financier de notre recherche.

➤ Je remercie les responsables des services administratifs de l'UFR des Sciences de la Terre (SN5) et de l'USTL, qui nous ont accordé beaucoup de facilités, ainsi que les responsables du CRPG de Nancy et des services de la microsonde de Paris VI qui nous ont permis une bonne acquisition de données.

➤ Sur le plan particulier de l'amitié et de la fraternité :

☞ mes collègues et amis A. Maqsooud, A. Elalbani, L. Daoudi, C. Buret, B. Louche, A. Lefrançois, K. Elhabachi et A. Lahrach, A. Elharfi, M. Merhoubi, A.-A.- M. Elamrani, A. Melouki, M. Elberdadi, S. Elbadaoui, M. Ait-Ishaa, M. Moukhattari, B. Mansouri,

A. Salhi, A. Mehdaoui, H. Jirari, M. Chakir M.-B. et M. Mehrouki, A. Jerar, M. Jirari, H. et A. Boudribili, A. Allay, A. Zeouaoui, O. Lakfidira, A. Chagera, A. Elbahi, A. Tounsi, M. S. Tounsi,

☞ Mes collègues de la nouvelle promotion de chercheurs L. Hassouta, G. Mahieux, R. Mougamba, S. Hosni, L. Zouhri, A. S. Brunnin, S. Chuine, C. Degryse,

☞ Mes amis de la cité et de la vie. Leur liste est trop longue pour prendre place ici,

je leur dois beaucoup, en particulier ce qui a été bon pour mon morale et mon avancement. Je garderai d'eux de bons souvenirs. Leurs gentillesse et sympathie m'ont permis de passer des moments agréables, pour ne citer que ceux passés sur le terrain de foot. Un grand merci à eux tous, ainsi qu'à tous ceux qui, il y a longtemps et tous ceux qui, il y a peu de temps, devenus aujourd'hui des amis, ont assuré successivement les étapes précédentes de ma formation et de mon initiation.

☞ Je remercie les enseignants chercheurs du laboratoire :

☞ Messieurs J.-J. Fleury, J.-J. Verriez, D. Vachard, F. Chanier, J. N. Proust, B. Tessier, J.-M. Dégardin, F. Guillot, M. Dubois, C. Lamouroux, M. Caridroit,

☞ A. Trentesaux, R. Platevoet, A. et C. Khatir, B. Ledesert, B. Beauvière, P. Miconnet, P. Bracq, et O. Averburch, M. Buatier, A. Prud'Homme,

☞ Je remercie les personnels AITOS du laboratoire :

☞ Mlle C. Mulier, T. Vachard et E. Hanton, secrétaires du laboratoire, R. Ballenghien, Ph. Recourt, J.

Carpentier, Ph. et R. Rouzé et P. Dorn. Ils ont toujours fait preuve de beaucoup de sympathie et de gentillesse. Ils m'ont beaucoup aidé, je leur exprime toute ma gratitude et mon amitié.

Résumé.

Les formations volcaniques dévono-dinantienne des Vosges méridionales (Zone moldanubienne de la chaîne varisque) ont été regroupées en trois unités lithostratigraphiques : **Unité I**, d'âge Viséen inférieur à base du Viséen supérieur - **Unité II**, d'âge Viséen supérieur - **Unité III**, d'âge Viséen supérieur terminal.

Les *études pétrographiques* ont montré que chaque unité possède ses propres caractéristiques. Les laves de l'**Unité I** correspondent à une association basique-acide. Les roches basiques en coulées, parfois débitées en coussins, sont des basaltes sub-alkalins ou des andésites basiques. En filons, ce sont des dolérites. Les roches acides sont des coulées rhyolitiques ou des ignimbrites dacitiques. Toutes ces roches ont été soumises à des transformations secondaires de type spilitisation à albite-chlorite-calcite-serpentine-céladonite-épidote-actinote. A l'unité I sont rattachés les gabbros du Mont des Vannes. Les laves de l'**Unité II** sont des coulées ou intrusions de basaltes andésitiques et andésites basiques sub-alkalins. A ce magmatisme sont rattachés les gabbros d'Ermensbach. Les laves de l'**Unité III** correspondent à des ignimbrites rhyodacitiques, ainsi qu'à des coulées et intrusions trachyandésitiques, dacitiques et trachytiques. Les syénites de Sewen sont rattachées à cette unité.

Les *études minéralogiques* des reliques de clinopyroxènes des roches basiques attribuent une signature **orogénique**, tholéiitique ou calco-alkaline aux magmas parentaux.

Les *études géochimiques* (majeurs, traces) ont également permis d'assigner un caractère **orogénique** à l'ensemble du volcanisme dévono-dinantien des Vosges du Sud. L'**Unité I** est caractérisée par l'association d'une *série tholéiitique d'arc* et d'une *série calco-alkaline*. L'**Unité II** est *calco-alkaline* moyennement potassique, alors que les laves de l'**Unité III**, calco-alkalines très potassiques, présentent des affinités *shoshonitiques*. Les données géochimiques suggèrent également que ces magmas sont issus d'une même source mantellique, de type MORB N - MORB T, ayant acquis, par différents mécanismes d'enrichissement, des caractères géochimiques de manteau de zone de subduction. Par ailleurs, la participation crustale dans la genèse de ce magmatisme semble croître des laves de l'unité I à celles de l'unité III.

La *place de ce volcanisme dans le cadre géodynamique varisque* mérite réflexion. La signature orogénique des laves et leur typologie successive depuis des séries tholéiitiques d'arcs, puis des séries calco-alkalines et des séries à affinités shoshonitiques sont compatibles avec une mise en place dans un contexte de marge active et de zone de subduction. Les modèles géodynamiques d'évolution de la chaîne varisque montrent des divergences à propos de l'existence d'aires océaniques actives au Carbonifère. Pour expliquer l'évolution du magmatisme dévono-dinantien des Vosges du Sud, un modèle associant subduction (Dévonien sup^f-base du Viséen inf^f), puis collision (Viséen sup^f), peut être proposé.

Mots Clés : Volcanisme - Vosges - Orologène varisque - Pétrologie magmatique - Géochimie - Minéralogie - Magmatologie - Géodynamique.

ABSTRACT.

The Devonian-Dinantian volcanic formations of Southern Vosges (Moldanubian zone of the Variscan Belt) have been subdivided into three lithostratigraphic units : **Unit I**, from lower to Middle Viséan age (or base of Early Upper Viséan) - **Unit II** of Upper Viséan age - **Unit III**, of late Upper Viséan.

The *petrographical studies* have shown that each unit has its own characteristics. The **Unit I** lavas correspond to a "felsic-basic" association. The mafic flows, displaying pillows lavas structures, are subalkaline basalts or basic andesites. The hypabyssal rocks are dolerites. The felsic rocks are represented by rhyolitic flows or dacitic welded ash tuffs called "ignimbrites". All these rocks underwent a secondary spilitic alteration corresponding to a "albite - chlorite - calcite - serpentine - celadonite - epidote - actinote" type. The gabbros of the Mont de Vannes are linked to this unit. The **Unit II** lavas are flows or intrusions of subalkaline andesitic basalts and basic andesites. The Ermensbach gabbros are linked to this magmatism. The **Unit III** rocks correspond to rhyodacitic ignimbrites, also to flows and intrusions of trachyandesites, dacites and trachytes. The Sewen syenites are linked to this unit.

The *mineralogical studies* of mafic rocks clinopyroxenes relics assign a tholeiitic or calcalkaline orogenic nature to the parental magmas.

The *geochemical studies* of major and trace elements either allow to assign an orogenic character to all of the Devonian-Dinantian volcanism of the Southern Vosges. The **Unit I** is characterized by an association of an arc-tholeiitic and a calcalkaline series. The **Unit II** lavas are moderately potassic calcalkaline. The **Unit III**, which are strongly potassic calcalkaline, present shoshonitic affinities. The geochemical data suggest either, that this magmas are derived from a common mantle source of MORB N - MORB T type. This source have acquired a geochemical characteristics of a subduction zone mantle by different enrichment mechanisms. In other respect, the crustal components increase during magma genesis from Unit I to Unit III.

The *significance of this magmatism in the variscan geodynamic context* is questionable. Both the orogenic characters of the lavas and their successive typologic evolution from arc-tholeiitic suite, through calcalkaline to shoshonitic affinities, are in agreement with an emplacement in an active margin setting. The existence of active oceanic domains during the Carboniferous in the geodynamic evolution models of the variscan belts is still ambiguous. A model coupling subduction (Upper Devonian-Early lower Viséan) then collision (Upper Viséan) to explain the magmatic evolution of the Southern Vosges can be proposed.

Key words : Volcanism - Vosges - Variscan orogen - Magmatic petrology - Geochemistry - Mineralogy - Magmatology - Geodynamic.

PLAN DU MEMOIRE

Plan du mémoire P : 1

PARTIE I - Les Vosges dans le cadre Varisque

..... P : 9

Chap. I - Présentation du Massif des Vosges dans le cadre Varisque..... P : 11

- I - Le cadre Varisque..... P : 11**
- II - Le Massif des Vosges..... P : 12**

Chap. II - Cadre géologique du Massif des Vosges méridionales..... P : 17

- I - Le cadre géographique..... P : 17**
- II - Le cadre géologique P : 17**
 - A - Les grandes unités structurales..... P : 17**
 - B - Les unités lithostratigraphiques dévono-dinantiennes..... P : 19**
 - 1 - Lithostratigraphie de l'école française..... P : 19*
 - a - Formations volcano-sédimentaires du Viséen inférieur-moyen
 - b - Formations volcano-sédimentaires du Viséen supérieur
 - c - La transition Viséen inférieur-moyen et Viséen supérieur
 - 2 - Lithostratigraphie de l'école allemande..... P : 25*
 - a - Unité inférieure (Unité I)
 - b - Unité moyenne (Unité II)
 - c - Unité supérieure (Unité III)
 - C - Lithologie de la "Ligne des Klippes"..... P : 29**
 - D - Le plutonisme..... P : 29**
 - 1 - Le magmatisme des Ballons..... P : 29*
 - a - Faciès de bordure
 - b - Pluton monzonitique des Ballons
 - 2 - Le magmatisme des Crêtes..... P : 30*
 - 3 - Mise en place des faciès plutoniques..... P : 30*

PARTIE II -

Présentation du magmatisme dévono-dinantien des Vosges du Sud

Caractères pétrographiques et géochimiques des différentes unités

..... P : 33

Chap. I - Cadre de l'étude P : 35

I - Travaux antérieurs.....	P : 35
A - Le volcanisme.....	P : 35
1 - <i>Pétrographie</i>	P : 35
a - Les laves de l'unité I	
b - Les laves de l'unité II	
c - Les laves de l'unité III	
B - Le plutonisme.....	P : 36
1 - <i>Le magmatisme des Ballons</i>	P : 36
2 - <i>Le magmatisme des Crêtes</i>	P : 36
C - Typologie magmatique.....	P : 37
II - Méthodologie.....	P : 37
A - But du travail.....	P : 37
B - Méthodes d'études	P : 37
III - Nomenclature et terminologie.....	P : 41
A - Limites des méthodes de classification.....	P : 41
B - Nomenclature adoptée	P : 42
1 - <i>Les roches volcaniques</i>	P : 42
2 - <i>Les roches plutoniques</i>	P : 42
3 - <i>Les roches pyroclastiques</i>	P : 42
C - Classification des roches dans les différentes unités	P : 48
1 - <i>Les roches volcaniques</i>	P : 48
a - Unité I	
b - Unité II	
c - Unité III	
2 - <i>Les roches plutoniques</i>	P : 48
Chap. II - Caractères pétrographiques des différentes unités volcaniques.....	P : 49
I - Unité I.....	P : 49
A - Données de terrain - Extension - géologie des faciès	P : 49
1 - <i>Extension géographique</i>	P : 49
2 - <i>Géologie</i>	P : 50
a - Les coulées basiques	
b - Les faciès hypovolcaniques basiques	
c - Les faciès acides	
B - Pétrographie et minéralogie des roches basiques	P : 58
1 - <i>Les coulées</i>	P : 58
a : Les coulées à pillow-lavas de la série de Plancher-Bas	
a - 1 : Andésites basaltiques du Mont	
a - 2 : Basaltes du Mont de Vannes	
b : Les coulées à pillow-lavas de la série de Malvaux	
2 - <i>Les faciès hypovolcaniques</i>	P : 68
a : Les faciès à chlorites et pyroxènes	
a - 1: Dolérites porphyriques	
a - 2 : Dolérites aphyriques et sub-aphyriques	
b : Les faciès à actinote	
3 - <i>Bilan minéralogique</i>	P : 79
a - Les clinopyroxènes	
b - Les plagioclases	
c - Les feldspaths alcalins	
d - Les opaques	
C - Pétrographie et minéralogie des roches acides	P : 82
1 - <i>Les rhyolites</i>	P : 82
2 - <i>Les rhyodacites</i>	P : 83

3 - Les dacites.....	P : 83
II - Unité II.....	P : 89
A - Données de terrain - Extension - géologie des faciès.....	P : 89
1 - Extension géographique.....	P : 89
2 - Géologie.....	P : 91
B - Pétrographie et minéralogie.....	P : 97
1 - Les coulées.....	P : 97
2 - Les intrusions.....	P : 103
3 - Bilan minéralogique.....	P : 104
a - Les clinopyroxènes	
b - Les plagioclases	
c - Les opaques	
III - Unité III.....	P : 104
A - Données de terrain - Extension - géologie des faciès.....	P : 107
1 - Extension géographique.....	P : 107
2 - Géologie.....	P : 107
a - Les trachyandésites	
b - Les rhyodacites	
c - Les trachytes	
B - Pétrographie et minéralogie.....	P : 113
1 - Les trachyandésites.....	P : 113
a - Les faciès peu porphyriques	
b - Les faciès porphyriques	
2 - Les rhyodacites.....	P : 128
3 - Les trachytes.....	P : 135
a - Les trachytes supérieurs	
b - Les trachytes inférieurs	
4 - Bilan minéralogique.....	P : 139
a - Les pyroxènes	
b - Les feldspaths	
c - Les micas noirs	
d - Les amphiboles	
Chap. III - Caractères pétrographiques des ensembles plutoniques.....	P : 145
I - Les gabbros.....	P : 145
A - Les gabbros du Mont de Vannes et de la Châtelée.....	P : 145
1 - Pétrographie des gabbros du Mont de Vannes.....	P : 149
2 - Pétrographie des gabbros de la Châtelée.....	P : 151
B - Les gabbros d'Ermensbach.....	P : 151
II - Les syénites.....	P : 157
III - Minéralogie des gabbros et des syénites.....	P : 158
A - Les pyroxènes.....	P : 158
B - Les feldspaths.....	P : 160
C - Les micas.....	P : 160
D - Les amphiboles.....	P : 163
Chap. IV - Caractères géochimiques des différentes unités magmatiques.....	P : 165
I - Etude et bilan des transformations secondaires.....	P : 165
A - Principes généraux.....	P : 165
1 - Classification des éléments géochimiques et leur comportement.....	P : 166
2 - Les processus d'altération.....	P : 168
a - L'altération sous-marine à basse température	

b - Laltération hydrothermale et métamorphique	
3 - <i>Faciès d'altération et bilan géochimique</i>	P : 170
a - épidotisation - silicification	
b - albitisation - silicification	
c - séricitisation	
d - chloritisation	
e - faciès à épidote - pumpellyite	
f - carbonatation	
B - Etude des transformations dans les roches étudiées	P : 172
II - Caractères géochimiques	P : 179
A - Unité 1	P : 179
1 - <i>Les roches basiques</i>	P : 179
a - Les éléments majeurs	
b - Les éléments traces	
2 - <i>Les roches acides</i>	P : 186
a - Les dacites	
b - Les rhyodacites	
c - Les rhyolites	
B - Unité II	P : 189
C - Unité III	P : 189
1- <i>Les trachyandésites</i>	P : 189
a - les faciès peu porphyriques	
b - les faciès porphyriques	
2 - <i>Les rhyodacites</i>	P : 196
3 - <i>Les trachytes</i>	P : 197
a - Les trachytes supérieurs	
b - Les trachytes inférieurs	
D - Les roches plutoniques	P : 201
E - Synthèse et conclusions	P : 206

<p>PARTIE III -</p> <p>Identification et pétrogenèse des lignées magmatiques</p> <p>-----</p> <p>Caractérisation de leurs affinités et de leurs sites géodynamiques</p> <p>-----</p> <p>..... P : 213</p>
--

Chap. I - Etude des clinopyroxènes - Cristallogénèse et caractérisation	P : 215
I - Etude cristallogénétique	P : 215
A - Principes généraux	P : 215
B - Les substitutions ioniques dans les clinopyroxènes étudiés	P : 218
1 - <i>Unité I</i>	P : 219
2 - <i>Unité II</i>	P : 225
3 - <i>Unité III</i>	P : 225
II - Caractérisation et affinité magmatique	P : 226
A - Méthodologies de Kushiro et Le Bas	P : 228
1 - <i>Principe</i>	P : 228
2 - <i>Résultats</i>	P : 228

B - Méthodologies de Leterrier et Molard	P : 235
1 - Méthode.....	P : 235
2 - Résultats.....	P : 235
a - Unité I	
b - Unité II	
c - Unité III	
III - Conclusions	P : 242
Chap. II - Identification des lignées magmatiques et des rapports pétrogénétiques des roches des trois unités	P : 247
I - Introduction	P : 247
II - Etude des rapports pétrogénétiques des roches de chacune des unités et de celles plutoniques	P : 251
A - Unité I	P : 251
1 - Les roches volcaniques.....	P : 251
a - Les roches basiques	
b - Les roches acides	
2 - Les roches plutoniques.....	P : 251
B - Unité II	P : 260
C - Unité III	P : 262
1 - Rapports pétrogénétiques.....	P : 262
2 - Discussion.....	P : 268
III - Rapports pétrogénétiques entre les roches des trois unités	P : 271
A - Rapports Zr/Y et TiO₂/Zr	P : 273
B - Les éléments de transition	P : 273
C - Les éléments hygromagmatophiles lithophiles	P : 276
1 - Modèles fondés sur des couples d'éléments hygromagmatophiles	P : 276
2 - Modèles fondés sur la base des rapports d'éléments hygromagmatophiles (h ⁺ /h ⁻) f(h ⁺)	P : 277
IV - Conclusions	P : 283
Chp. III - Caractérisation du magmatisme - Typologie des magmas et sites géodynamiques	P : 285
I - Présentation du problème	P : 285
II - Utilisation de diagrammes géochimiques discriminants concernant les roches basiques	P : 290
A - Diagramme multi-éléments	P : 290
1 - Unité I	P : 291
2 - Unité II	P : 292
3 - Unité III.....	P : 295
B - Diagramme Th-Hf/3-Ta	P : 295
1 - Unité I	P : 295
2 - Unité II	P : 295
3 - Unité III.....	P : 295
C - Diagramme Th-Tb*3-Ta*2	P : 296
1 - Unité I	P : 296
2 - Unité II	P : 296
3 - Unité III.....	P : 296
D - Diagramme La/10-Y/15-Nb-8	P : 296

1 - Unité I	P : 296
2 - Unité II	P : 296
3 - Unité III.....	P : 298
III - Conclusions a propos des magmas basiques : Leur typologie et les sites géodynamiques	P : 298
A - Unité I.....	P : 298
B - Unité II	P : 299
C - Unité III.....	P : 300
D - Conclusions	P : 305
Chp. IV - Caractérisation de la source magmatique et des acquis secondaires.....	P : 307
I - Présentation du problème.....	P : 307
A - Caractérisation de la source	P : 308
B - Estimation et caractérisation des acquis secondaires	P : 311
II - Résultats.....	P : 312
A - Unité I.....	P : 312
B - Unité II	P : 316
C - Unité III.....	P : 318
III - Conclusions	P : 321

**PARTIE IV -
La place du magmatisme dévono-dinantien des Vosges
méridionales dans la chaîne Varisque de l'Europe moyenne**

..... P : 323

Chp. I - Le magmatisme Dévono-dinantien des Vosges - Synthèse des résultats des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques	P : 325
I - Magmatisme des Vosges du Sud - Synthèse des principaux résultats obtenus.....	P : 325
A - Etude descriptive pétrographique et géochimique des différents faciès des trois unités magmatiques.....	P : 325
B - Etude minéralogique.....	P : 326
C - Etude des rapports pétrogénétiques entre les roches des trois unités	P : 327
D - Etude des affinités magmatiques et des sites géodynamiques	P : 328
E - Etude des caractères des sources magmatiques et des acquis secondaires.....	P : 329
II - Synthèse des travaux antérieurs sur les formations	

plutoniques.....	P : 332
A - Le magmatisme des Ballons	P : 332
1 - <i>Faciès de bordure</i>	P : 332
2 - <i>pluton monzogranitique</i>	P : 333
B - Le magmatisme des Crêtes.....	P : 334
C - Le magmatisme peralumineux leucogranitique.....	P : 334
III - Magmatisme Dévono-dinantien des Vosges du Nord.....	P : 334
Chp. II - Le contexte géodynamique varisque de l'Europe et la place du magmatisme dévono-dinantien des Vosges méridionales	P : 339
I - L'évolution géodynamique de l'Europe au Paléozoïque.....	P : 339
A - L'enchaînement des événements géodynamiques au cours du paléozoïque	P : 339
1- <i>Période de rifting anté-varisque (550 - 450 Ma.)</i>	P : 339
2 - <i>La période de subduction éo-varisque (450 - 400 Ma.)</i>	P : 341
3 - <i>Périodes de collision médio-varisque</i>	P : 343
4 - <i>la période néovarisque (350 - 280 Ma)</i>	P : 344
B - Les modèles géodynamiques	P : 344
1- <i>les ophiolites varisque</i>	P : 346
2 - <i>Le problème de la fermeture des domaines océaniques</i>	P : 346
3 - <i>Le problème des bassins volcano-sédimentaire de la zone moldanubienne</i>	P : 348
4 - <i>La chaîne varisque dans un cadre plus général</i>	P : 349
II - Place du magmatisme dévono-dinantien des Vosges du Sud dans le context géodynamique varisque	P : 349
A - Les données nouvelles	P : 350
B - Les relations du volcanisme des Vosges du Sud avec les magmatismes contemporains dans les régions voisines.....	P : 350
1 - <i>Magmatisme de la zone moldanubienne</i>	P : 350
2 - <i>Magmatisme des Vosges du Nord (zone saxothuringienne)</i>	P : 350
C - Le magmatisme des Vosges du Sud est - il lié à une subduction ?	P : 351
1 - <i>Cas de la subduction active</i>	P : 351
2 - <i>Cas du stade avancée de la collision</i>	P : 352
III - Conclusions : un modèle possible.....	P : 353
Conclusions générales	P : 357
Bibliographie	P : 363
Listes des Figures et des Tableaux.....	P : 389
Annexes :	
Annexes I : Analyses chimiques - formules structurales et composants pôlaires non quadrilatéraux des clinopyroxènes	
Annexes II : Analyses chimiques et formules structurales des feldspaths	
Annexes III : Analyses chimiques et formules structurales des opaques -micas noires et amphiboles des roches étudiées	
Analyses chimiques des clinopyroxènes - olivines et spinèls chromifères des serpentinites de la Klippe de Thalorn	
Annexes IV : Démonstration de quelques formules proposées pour la caractérisation des processus pétrogénétiques	

PARTIE I

Les Vosges dans le cadre varisque.

CHAPITRE I

PRESENTATION DU MASSIF DES VOSGES DANS LE CADRE VARISQUE

I - LE CADRE VARISQUE

La chaîne Varisque, à laquelle sont rattachées les Vosges, est composée en Europe de différents massifs discontinus (fig. I-3A), partiellement masqués par une couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. L'édification et la structuration de ces môles s'est effectuée au cours de plusieurs phases s'échelonnant du Cambrien au Carbonifère. Les différents évènements tectoniques, métamorphiques et magmatiques associés à cet orogène sont d'âge Siluro-Dévonien à Permien. Ils ont permis sur la base de leur diversité d'établir une zonation structurale au sein de la chaîne (Kossmat, 1927 ; Lotze, 1945 ; Matte, 1986 a-b ; Franke et Engel, 1986 ; Weber, 1986 a-b ; Franke, 1989 a-b). C'est ainsi que l'on distingue (fig. I-1 et I-2) :

--- Les **zones externes septentrionales**, qui regroupent :

* - **La zone rhéno-hercynienne** : caractérisée par d'épaisses séries sédimentaires datées du Dévonien au Carbonifère inférieur (Engel et al., 1983-b ; Kasig et Wilder, 1983 ; Langenstrassen, 1983). Pendant le Dévonien, un volcanisme bimodal basique-acide de nature alcalin intraplaque s'y exprime (Bébién et al., 1980 ; Floyd, 1982 ; Wedepohl et al., 1983 ; Dörr, 1986), mais aussi un volcanisme de type MORB (Grösser et Dörr, 1986 ; Schmincke et Sunkel, 1987).

* - **La Ride cristalline d'Europe moyenne** : unité métamorphique et plutonique (Okrusch et Richter, 1986) qui sépare les zones rhéno-hercynienne et saxothuringienne. Elle affleure dans le Harz, le Spessart et l'Odenwald (fig. I-3A)

* - **La zone saxothuringienne** : caractérisée par une sédimentation continue de l'Ordovicien au Dévonien supérieur. Au Frasnien-Givétien, s'exprime un volcanisme bimodal basique-acide alcalin intraplaque (Wirth, 1978). Au Carbonifère inférieur, succède un volcanisme de type orogénique diversifié depuis

des séries tholéitiques, des séries calco-alkalines et des séries shoshonitiques (Bébian et al., 1980 ; Fluck et al., 1987 ; Rizki et al., 1992).

--- Les **zones externes méridionales**, représentée par la zone méditerranéenne du Sud de la France et dont les caractéristiques sont semblables à celles des zones externes septentrionales (Franke et Engel, 1986).

Dans les zones externes, les formations sédimentaires sont peu ou pas métamorphiques ; les formations plutoniques granitiques y sont rares.

--- La **zone interne** ou **zone moldanubienne**. La zone interne est caractérisée par un *métamorphisme* (HP-HT) siluro-dévonien (Burg et al., 1987) qui a affecté les formations sédimentaires du Paléozoïque moyen et par un important magmatisme d'âge dévonien supérieur-carbonifère (Orsini, 1979 a-b). Des terrains *dévono-dinantiens* peu ou pas métamorphiques reposent parfois sur ce socle structuré. Il s'agit de formations sédimentaires ou volcano-sédimentaires qui se sont déposées au sein de *bassins* intracontinentaux formés à la faveur de décrochements. Le volcanisme associé à ces bassins est généralement calco-alkalin (Bébian et al., 1980)

Les zones internes sont caractérisées par un important métamorphisme et par un volumineux magmatisme d'âge dévonien supérieur - carbonifère.

Le Massif vosgien, situé entre le Massif Central au Sud, la Forêt Noire à l'Est et la Ride cristalline d'Europe moyenne (fig. I-3A), appartient à la fois à la zone saxothuringienne (Vosges du Nord) et à la zone moldanubienne (Vosges du Sud), les deux zones étant séparées par la "suture" de Lalaye - Lubine (Wickert et Eisbach, 1988 ; Schwebel, 1983 ; Fluck et al., 1987).

II - LE MASSIF DES VOSGES

Le Massif des Vosges correspond à un socle structuré et métamorphisé pendant le Paléozoïque, sur lequel repose en discordance une couverture sédimentaire mésozoïque.

En se basant sur la répartition de la sédimentation (Jung, 1928), puis sur l'évolution géotectonique (Stille, 1951) et enfin, plus récemment sur la nature des terrains éruptifs (Von Eller, 1972), le socle vosgien a été subdivisé en trois grandes unités structurales (fig. I-3B) : les Vosges septentrionales, les Vosges moyennes et les Vosges méridionales.

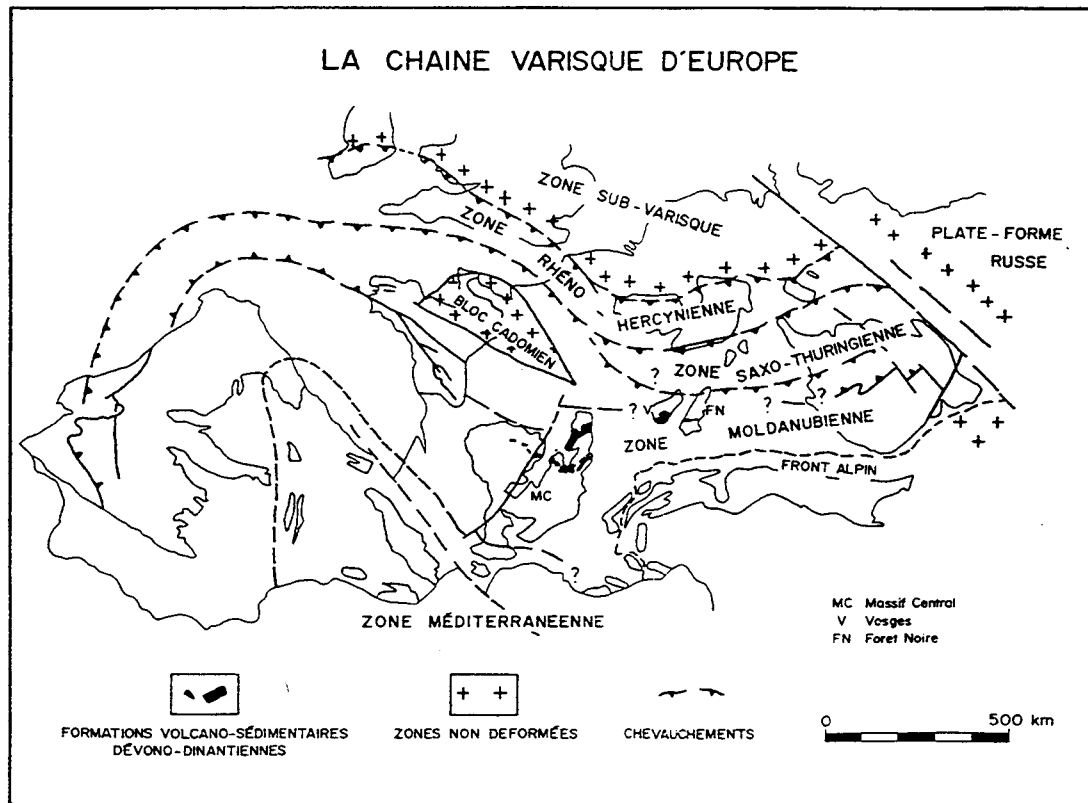


Figure I-1 : - Carte des zones paléogéographiques de la chaîne varisque d'Europe et localisation des formations volcano-sédimentaires de la zone moldanubienne (d'après FRANKE & ENGEL, 1986 et MATTE, 1986a).

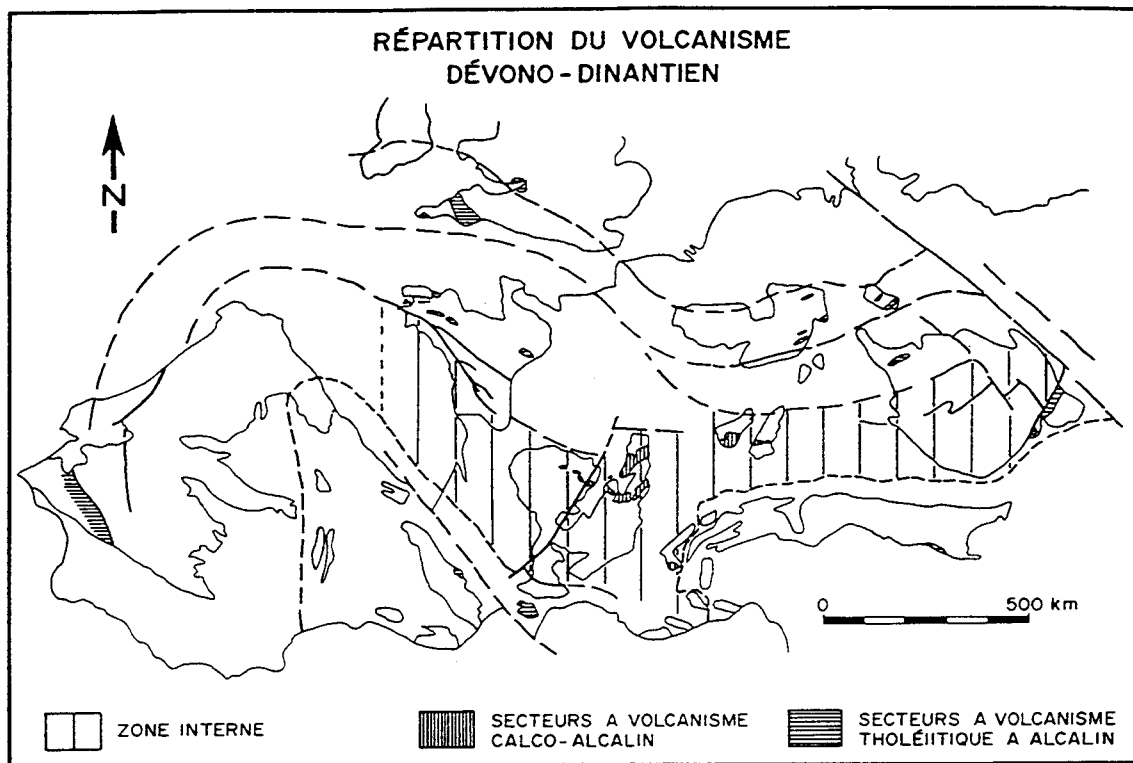


Figure I-2 : - Carte de répartition du volcanisme dévono-dinantien dans la chaîne varisque d'Europe en fonction de sa nature.

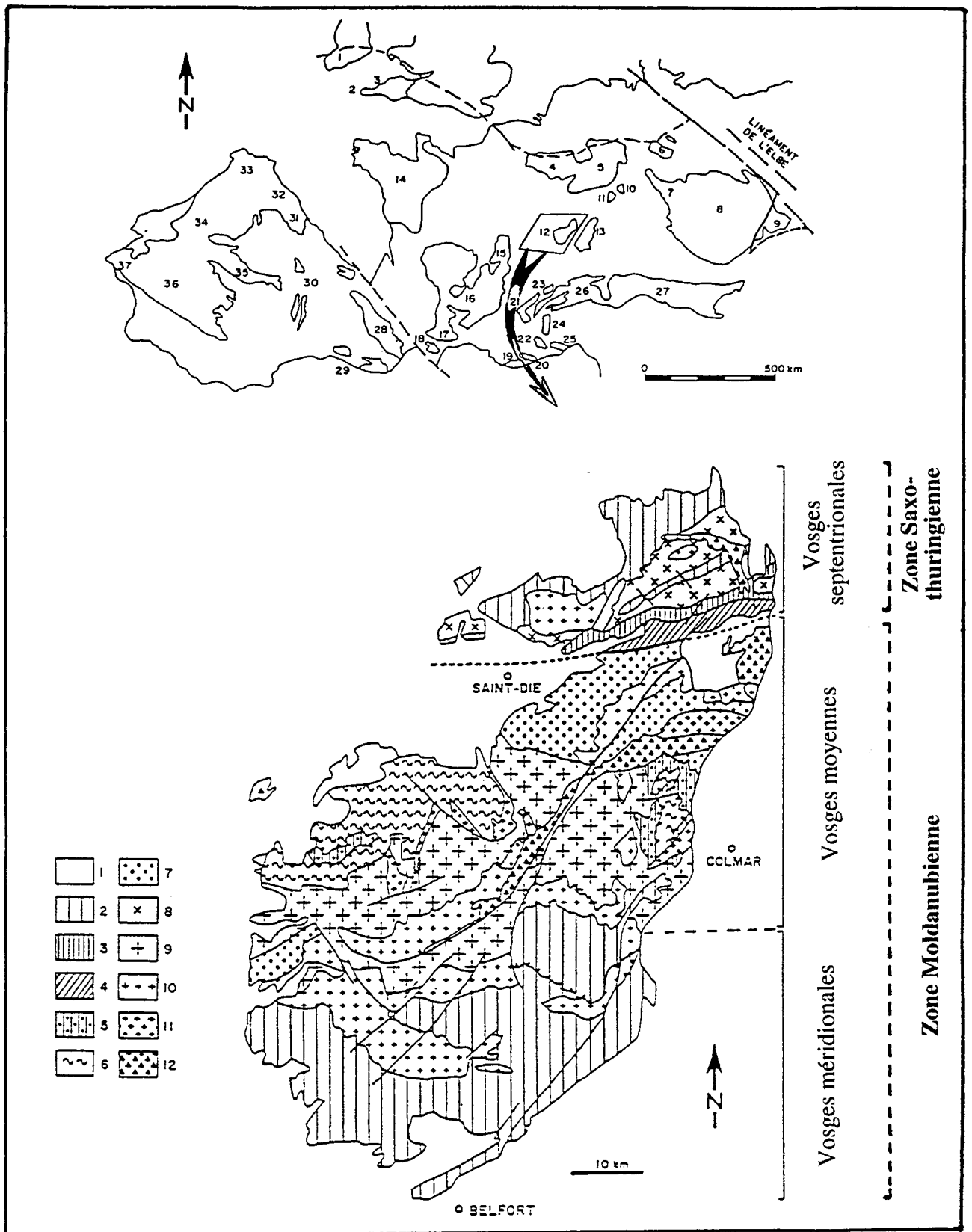


Figure I-3 :

A - Carte et répartition des Massifs varisques : 1, SW Irlande ; 2, Lizard-Cornouailles ; 3, Pays de Galles ; 4, Ardennes ; 5, Massif Schisteux Rhénan ; 6, Harz ; 7, Münchberg ; 8, Monts de Bohême ; 9, Sudètes ; 10, Spessart ; 11, Odenwald ; 12, Vosges ; 13, Forêt Noire ; 14, Massif Armoricain ; 15, Morvan ; 16, Massif Central ; 17, Montagne Noire ; 18, Mouthoumet ; 19, Maures ; 20, Esterel ; 21, Belledonne ; 22, Argentera ; 23, Aiguilles Rouges - Mont Blanc ; 24, Mont Rose ; 25, Mercantour ; 26, Aar-Gotthard ; 27, Alpes orientales ; 28, Zone axiale primaire des pyrénées ; 29, Chaîne côtière catalane ; 30, Cordillère ibérique ; 31, Monts cantabriques ; 32, Asturies - Léon ; 33, Galice ; 34, Zone ibérique centrale ; 35, Guadarrama ; 36, Zone d'Ossa-Morena ; 37, Zone sud-portugaise.

B - Carte simplifiée du socle vosgien : 1, séries post-tectoniques ; 2, séries volcano-sédimentaires dévono-dinanziennes ; 3, schistes de Steige (Ordovico-Silurien) ; 4, phyllades de Villé (Cambro-Ordovicien) ; 5, migmatites de Keyzersberg et du Tholy ; 6, migmatites des Trois-Epis et de Gerbépal ; 7, gneiss des Vosges moyennes ; 8, granitoïdes des Vosges du Nord ; 9, granites d'anatexie ; 10, granites sub-alkalins ; 11, granites à mégacristsaux ; 12, granites tardifs.

1° Unité structurale : les Vosges septentrionales

Cette unité correspond au segment situé au Nord de la zone de Lalaye - Lubine et appartient à la zone saxothuringienne de l'Europe centrale.

Cette partie du massif se caractérise par la présence de terrains paléozoïques inférieurs peu ou pas métamorphiques (phyllades de Villé ; schistes de Steige) et des formations dévono-dinantiennes, constituées principalement d'ensembles magmatiques ou volcano-sédimentaires (Ikenne, 1986 ; Rizki, 1992) (séries de la Bruche, du Rabodeau et de la Bande Médiane du Champ du Feu).

2° Unité structurale : les Vosges moyennes.

Cette partie , située entre la ligne tectonique majeure de Lalaye - Lubine au Nord et la couverture volcano-sédimentaire dévono-dinantienne des Vosges du Sud, appartient à la zone moldanubienne.

Elle est constituée essentiellement de gneiss et migmatites formant des nappes de charriages de grande ampleur. C'est dans cette zone qu'ont été reconnues des formations métamorphiques (granulites de haute pression, éclogites et péridotites à grenat) (Fluck, 1980) qui témoignent de l'événement éohercynien. La couverture dévono-dinantienne est représentée par les migmatites de Kaysersberg (Gagny, 1968 ; Fluck, 1980).

3° Unité structurale : les Vosges méridionales.

C'est un ensemble volcano-sédimentaire dévono-dinantien, caractérisé par une sédimentation détritique marine qui débute au Dévonien supérieur et se poursuit jusqu'au Viséen supérieur, avec une activité volcanique importante (Stussi, 1970) alternant avec des dépôts sédimentaires qui évoluent vers des sédiments continentaux (Schneider, 1990).

Ces formations volcano-sédimentaires se déposent en domaine intracontinental ; la nature du magmatisme paraît être d'un grand intérêt en tant que marqueur de l'évolution géodynamique de la région au Carbonifère inférieur. Dans ce but, la caractérisation des magmas et leur typologie est essentielle. C'est ce que nous tentons d'apporter dans ce travail.

CHAPITRE II

CADRE GEOLOGIQUE DU MASSIF DES VOSGES MERIDIONALES

I - LE CADRE GEOGRAPHIQUE

La partie du socle paléozoïque associée au Massif des Vosges du Sud est située géographiquement entre la Ville de Mulhouse à l'Est et Belfort et Lure au Sud ; vers l'Ouest elle s'étend au-delà de Mélisey dans le secteur de la Haute Saône, au Nord ses limites géographiques sont moins claires, elles sont cependant situées au Sud de la ligne E-W passant par Rémiremont, la Bresse et Munster.

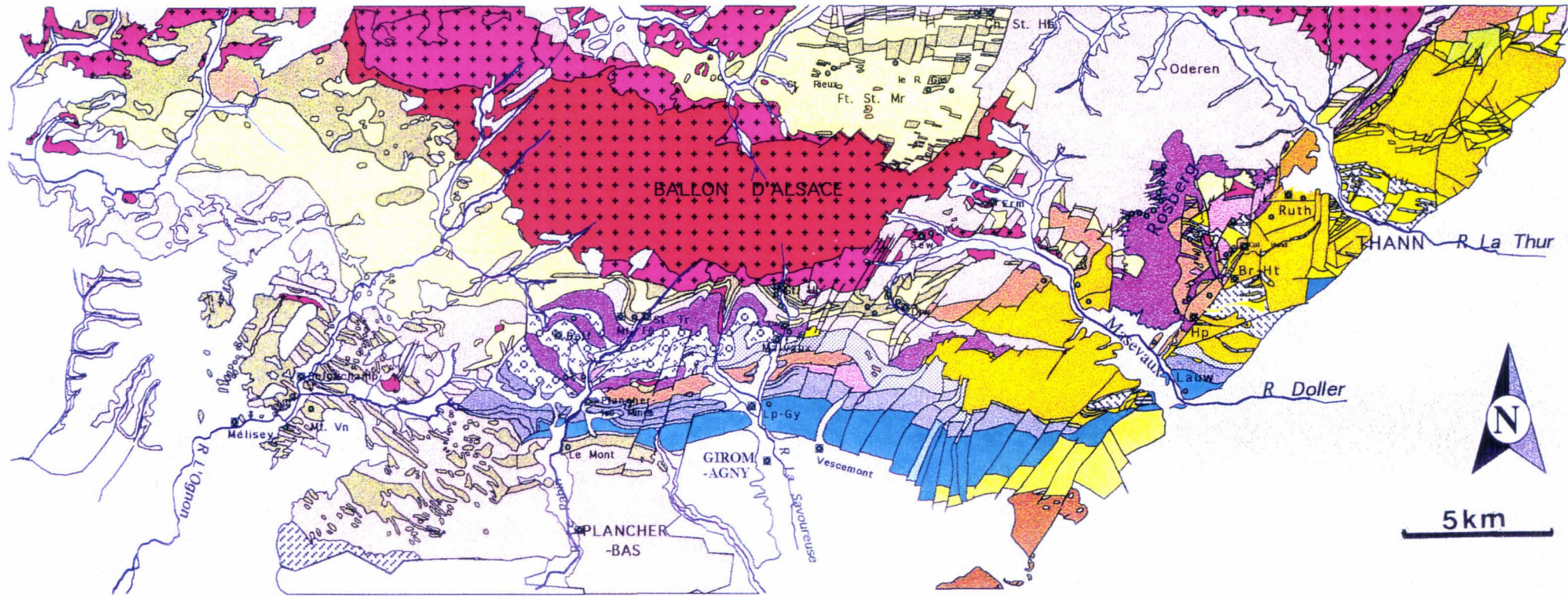
II - LE CADRE GEOLOGIQUE

A - Les grandes unités structurales

Le bassin volcano-sédimentaire des Vosges du Sud représente la partie méridionale des Vosges moldanubiennes. Son étendue est définie par l'extension de la partie peu ou pas métamorphique de la couverture dévono-dinantienne. Il est ainsi limité à l'Est et au Sud-Est par le fossé Rhénan et au Sud et à l'Ouest par la couverture post-carbonifère ; la limite nord serait représentée par les cortèges granitiques varisques et par des nappes migmatitiques (les limites réelles des formations volcano-sédimentaires en question peuvent être plus étendues vers l'Est au fond du fossé Rhénan et possiblement vers la Forêt Noire ; vers le Sud elles peuvent avoir des rapports avec celles du NE du Massif Central).

En enregistrant tout au long de la période dévono-dinantienne le volcanisme le plus important de la zone moldanubienne de la chaîne varisque, ce bassin témoigne des événements géologiques qui se sont produits dans cette partie de l'Europe au cours de cette période. Il constitue de ce fait un témoin de l'évolution géodynamique de la zone interne de la chaîne au cours du Paléozoïque supérieur.

L'ouverture du bassin s'est probablement produite au Dévonien supérieur, postérieurement à l'évènement acadien et avant le Carbonifère.



Légende :

- Faciès Volcano-sédimentaires
 - Faciès des trachyandésites porphyriques
 - Faciès Volcano-sédimentaires
- UNITÉ II**
(Épisode des labradorites - base de la série de Thann)
- Faciès volcaniques andésitiques et Porphyres
- UNITÉ I**
(Séries d'Oderen, de plancher-Bas et de Malvaux)
- Faciès volcano-sédimentaires
 - Faciès volcaniques basiques (Spilites et diabases)
 - Faciès volcaniques acides (Kératophyres et orthophyres)
- Dévono-dinantien du Belfortais (Schistes d'Etueffont)

- Localités
 - Points d'échantillonnage de chaque formation
- Faciès plutoniques de l'association des Ballons et autres**
- Monzogranite des Ballons
 - Plutonites de bordures des Ballons et autres
- UNITÉ III**
(série de Giromagny)
- Tufs et Ignimbrites rhyodacitiques
 - Faciès des trachyandésites porphyriques
 - Faciès des trachytes supérieures
 - Faciès sédimentaires et volcanosédimentaires
- UNITÉ III**
(Épisode du Crémillot - sommet de la série de Thann)
- Faciès des latites à biotite
 - Faciès des latites quartzifères, des rhyolites et des ignimbrites rhyolitiques latitiques
 - Faciès des trachytes inférieures

Figure 4:

Carte géologique simplifiée des formations dévono-dinantiennes du massif des Vosges du Sud (synthèse des cartes géologiques 1/50.000 de Thann et de Girmagny).

Commentaires des abréviations :

Mt. Vn : Mont des Vannes ; Ft. St. Mr : Forêt St Maurice ; Ch. St. Hb : Chalet St. Hubert ; le R. Gas : le Rouge Gascon ; Drw : Durwald ; Gt. Ul : Goutte d'Ulysse ; St. Tr : Saut de La Truite ; Mt. Fé : Mont des Fées ; Belf : Belfahy ; Hp : Houppach ; Br-Ht : Bourbach-Le-Haut ; Ruth : Ruthental ; Lp-Gy : Lepuix-Gy ; Sew : Sewen ; Erm : Ermensbach.

Présentons rapidement les caractéristiques des formations du bassin des Vosges du Sud.

B - Les unités lithostratigraphiques dévono-dinantiennes

Depuis les travaux de Jung (1928) de nombreuses études stratigraphiques, pétrographiques, tectoniques (Gagny, 1958, 1961, 1964, 1968 ; Ruhland, 1959, 1961, 1962, 1965, 1966 ; Denise et Thiébaud, 1963 ; Androz et Morre, 1964 ; Blanalt et von Eller, 1965 ; Mattauer, 1959 ; Stussi, 1967, 1970, Hameurt et Vidal, 1973) ont permis de préciser les grandes unités lithostratigraphiques du Dévono-Dinantien des Vosges du Sud.

Dans le même temps, l'équipe de l'Université de Reims (Fourquin, 1965, 1966 a-b, Fourquin et al., 1971 ; Paicheler, 1973 ; Point, 1973, 1975 ; Coulon, 1973, 1976, 1977, 1979, 1980 ; Coulon et al., 1975 a-b-c, 1978, 1979 ; Coulon et Paicheler, 1975) commença un travail cartographique qui précisa les grands traits de la paléogéographie régionale et établit une chronologie relative des événements tectono-magmatiques. Ces travaux aboutirent à l'édition des cartes géologiques au 1/50000° de Giromagny (Théobald et al., 1974) et de Thann (Coulon et al., 1986), cartes qui ont servi de base à notre travail de terrain (Fig. I-4).

Plus récemment une équipe allemande de Freiburg, menée par R. Maass, a apporté des précisions stratigraphiques et proposé des subdivisions lithostratigraphiques un peu différentes des précédentes Weinsziehr, 1979 ; Vogt, 1979, 1981 ; Grimm, 1979, 1973 ; Maass et al., 1981 ; Basler, 1981 ; Hahn et al., 1981 ; Maass et Stoppel, 1982 ; Dummen, 1986 ; Achstetter, 1987 ; Maass, 1988 ; Dressler, 1989).

J.L. Schneider (1990), quant à lui, a précisé et synthétisé dans son travail l'ensemble des données précédentes. Il a, de plus, apporté des précisions sur la nature et les modalités des dynamismes volcaniques et de la sédimentation associée. Les différents faciès volcano-sédimentaires qu'il a pu définir lui ont permis de situer ces ensembles dans leur environnement originel et de proposer un modèle d'évolution du bassin moldanubien des Vosges du Sud.

Examinons les lithostratigraphies proposées par l'école française d'une part et par l'école Allemande d'autre part.

1 - Lithostratigraphie de l'école française

La figure I-5A représente la carte simplifiée des unités stratigraphiques définies par l'école rémoise. On peut distinguer les formations du Viséen inférieur à moyen d'une part et celles du Viséen supérieur d'autre part.

a - Formations volcano-sédimentaires du Viséen inférieur à moyen

Elles sont représentées par les séries de Plancher-Bas, d'Oderen et de Malvaux.

--- La série de Plancher-Bas

Répartition géographique (Fig I-4) :

Elle occupe un vaste domaine méridional qui s'appuie au S et au SE sur la zone anticlinale du massif de Chagey et des collines belfortaines ; elle disparaît vers l'Est sous la couverture permienne discordante du bassin de Giromagny. Elle est limitée au Nord par une faille inverse par l'intermédiaire de laquelle elle chevaucherait la série de Giromagny. Elle disparaît totalement à la hauteur de Lauw.

Succession lithologique (Fig I-4) :

La base de cette série est constituée par une alternance monotone de schistes et de grauwackes dépourvue de tout témoin d'activité magmatique.

Son sommet est essentiellement volcanique. Il est représenté principalement par des roches spilites associées à des rares niveaux acides kératophyriques et à de fines intercalations sédimentaires de grès et pélites et de grauwackes.

--- La série d'Oderen

Cette série considérée comme autochtone depuis Jung (1928) correspond à un complexe de schistes, tufs kératophyriques, kératophyres, spilites et diabases.

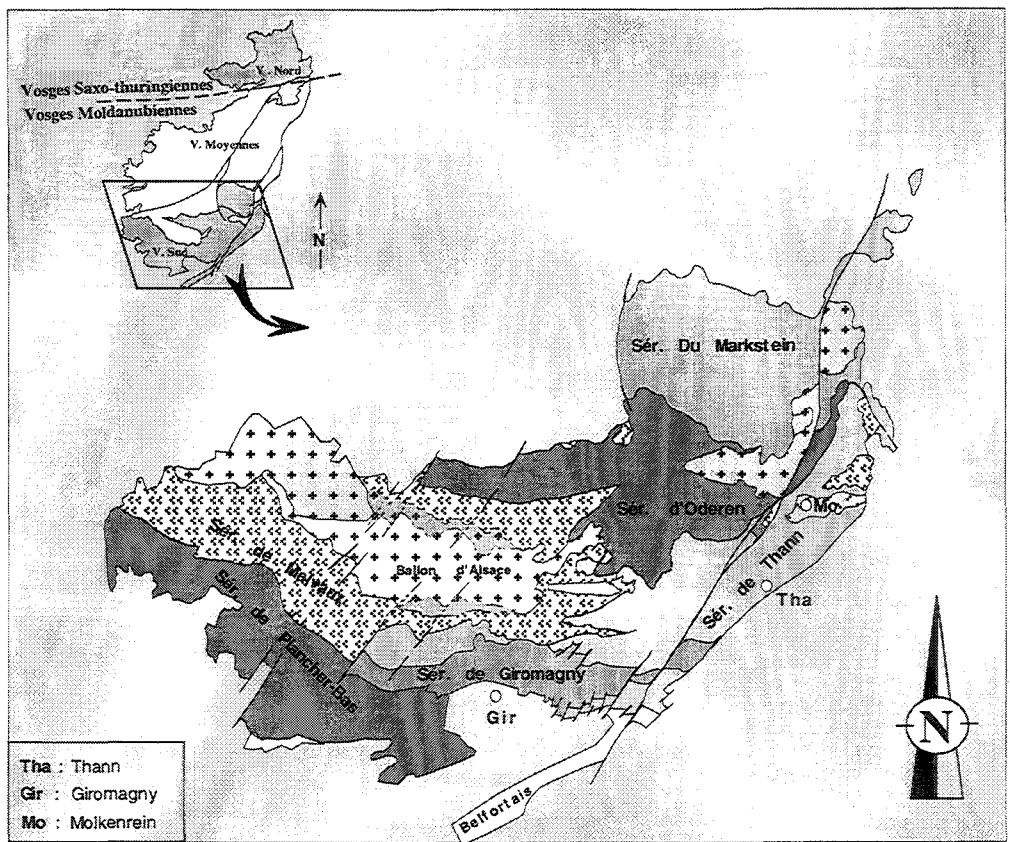
Répartition géographique (Fig I-4) :

Cette série occupe un large domaine sur les deux flancs de la vallée de la Thur en amont de Willer. Elle affleure aussi dans la partie septentrionale du couloir de dislocation col Amic-Hundsrück et disparaît au Sud sous les laves du Rossberg. Au Nord elle est recoupée par le granite de Goldbach (Coulon et al., 1979) et s'étend jusqu'au Nord du massif du Ballon d'Alsace dans la Forêt de St-Maurice-sur-Moselle .

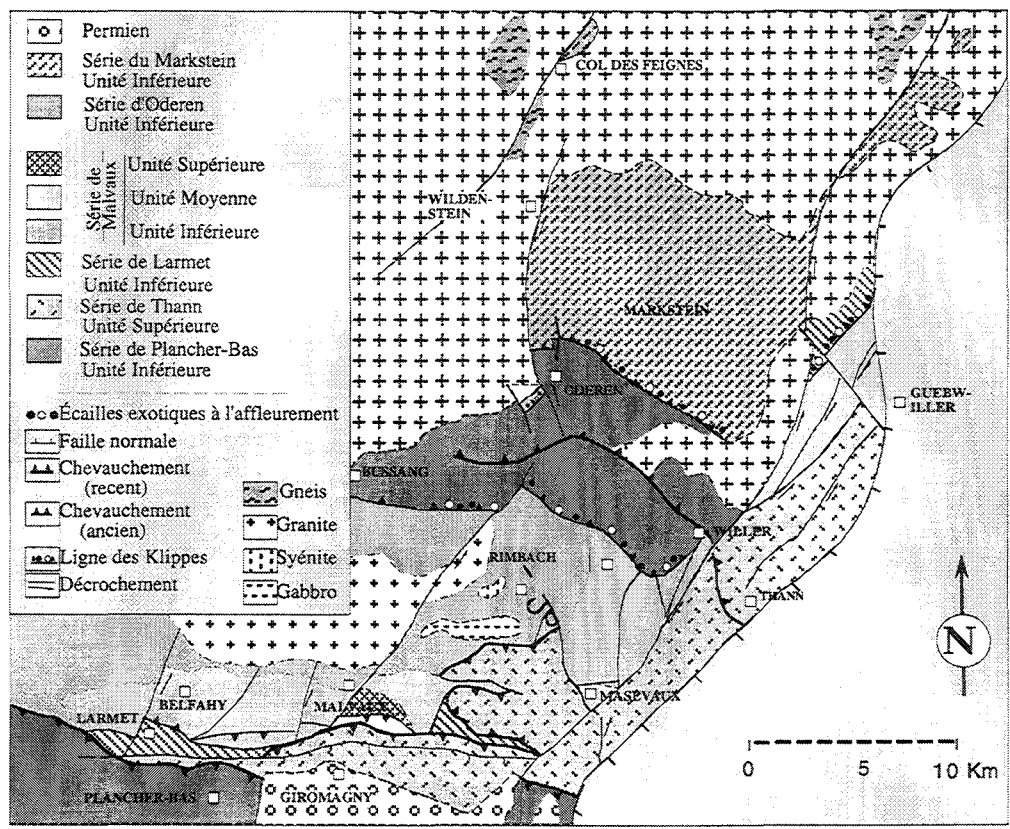
Succession lithologique (Fig I-4) :

Cette série comprend deux ensembles superposés de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans lesquels s'intercalent des roches volcaniques et des faciès sédimentaires détritiques.

Le sommet ou le deuxième ensemble de cette série par opposition à sa base présente les traces d'un magmatisme du type spilite-kératophyre (niveaux de tufs kératophyriques, de



A



B

Figures I-5 : Unités et Séries Lithostratigraphiques Dévonodinantennes des Vosges du Sud.
 A - Séries définies par Fourquin (1973)
 B - Unités définies par Maass (1988).

AGE	CARACTERES DE LA SEDIMENTATION ET DU VOLCANISME	ECOLE REIMS		ECOLE FREIBURG	
NAMURIEN ?	Sédimentation continentale conglomératique	VISÉEN SUPÉRIEUR	Série de Giromagny	NAMURIEN ?	Unité supérieure
VISÉEN SUPÉRIEUR	Volcanisme trachyandésitique latitique et rhyolitique (<i>ignimbrites</i>)			VISÉEN SUPÉRIEUR	
	Sédimentation marine avec glissements et resédimentations	VISÉEN SUPÉRIEUR	Unité moyenne		
ÉVÈNEMENT INTRAVISÉEN	Volcanisme andésitique			ÉVÈNEMENT INTRAVISÉEN	Série de Malvaux
VISÉEN MOYEN	Glissements sous-aquatiques	VISÉEN MOYEN	Série de Markstein	VISÉEN MOYEN	
	Carbonates resédimentés				VISÉEN MOYEN
VISÉEN INFÉRIEUR	Sédimentation marine grésopéltique	VISÉEN INFÉRIEUR	Série du Markstein	VISÉEN INFÉRIEUR	
	Volcanisme spilite-kératophyre				VISÉEN INFÉRIEUR
TOURNAISIEN	Sédimentation marine grésopéltique	VISÉEN INFÉRIEUR	Série du Markstein	VISÉEN INFÉRIEUR	
DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR	Volcanisme spilite-kératophyre				DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR
	Sédimentation marine grésopéltique	DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR	Belfortais Ligne des Klippes	DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR	
DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR	Domaines à sédimentation carbonatée				DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR
	Volcanisme parfois andésitique (<i>Vosges du Nord</i>)	DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR	Belfortais Ligne des Klippes	DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR	

Figure I-6 : - Tableau synoptique des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes des Vosges du Sud d'après les données des écoles rémoise et fribourgeoise. (d'après Schneider, 1990).

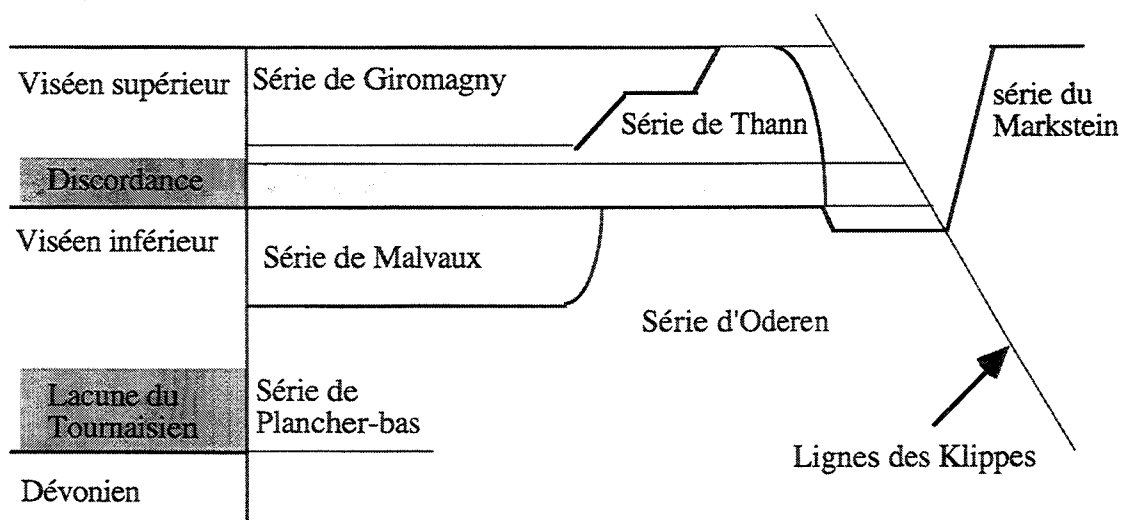


Figure I-7: Schéma résumant la répartition dans le temps et dans l'espace des séries lithostratigraphiques des Vosges méridionales (Coulon et al., 1975).

quartz-kératophyres riches en phénocristaux de quartz, et de spilites et diabases intrusives en particulier à l'Ouest de Willer).

Le sommet de la série d'Oderen comporte des niveaux épais de faciès détritiques fins où s'intercalent des conglomérats (à l'Ouest de Willer) et quelques bancs de calcaires lenticulaires biodétritiques de faible épaisseur. Les données paléontologiques permettent d'attribuer un âge Viséen inférieur-moyen à la partie terminale de cette série (Mattauer, 1959 ; Coulon et al., 1978).

Le volcanisme important au sommet et les phénomènes de resédimentation annoncent le passage au Viséen supérieur (Schneider, 1990).

--- La série de Malvaux :

Répartition géographique (Fig I-4) :

Cette série, limitée au Nord par le massif des Ballons, au Sud par une ligne orientée E-W qui la sépare de la série de Giromagny, correspond à une bande de 2 km de largeur, qui vers l'Ouest prend une plus grande extension et qui vers l'Est passe à la série d'Oderen.

Succession lithologique (Fig I-4) :

La faune et la flore ont permis de lui attribuer un âge identique à la série d'Oderen Viséen inférieur-moyen (Corsin, 1956, 1957 ; Fourquin, 1973 ; Coulon et al., 1975).

Cette série représenterait la partie supérieure d'un complexe volcanique et sédimentaire caractérisé par une sédimentation marine incontestable et des roches volcaniques ou hypovolcaniques également à caractère marin. Elle se caractérise par rapport à la série d'Oderen par la dominance du volcanisme. Celui-ci présente un caractère basique-acide. En effet, on y reconnaît des tufs et laves spilitiques et des diabases basiques associées à des kératophyres et tufs kératophyriques.

b - Formations volcano-sédimentaires du Viséen supérieur

Le Viséen supérieur dans le massif est représenté par deux ensembles. L'ensemble inférieur correspond à la série de Thann et l'ensemble supérieur à la série de Giromagny.

--- La série de Thann:

Répartition géographique (Fig I-4) :

Cette série est bien développée dans la partie Est est SE du bassin. Vers l'Ouest et le SW la transition s'effectue avec la série de Giromagny (fig. I-5A et B).

Succession lithologique (Fig I-4) :

Deux épisodes volcaniques ont été reconnus (Coulon et al., 1975, 1979)

L'épisode de base ou "*épisode des labradorites*" est composé de brèches à éléments perlitiques et d'intercalations de coulées andésitiques, dénommées labradorites dans la nomenclature de la carte géologique. Le sommet de cet épisode est constitué uniquement de coulées d'andésites.

L'épisode supérieur, dénommé "*épisode du Crémillot*" , est composé d'un certain nombre d'horizons volcaniques et volcanodétritiques, diversifiés à l'Est et monotones à l'Ouest, disposés entre les coulées andésitiques de la base et les premières assises sédimentaires de la série de Giromagny (grauwackes-rudites à arénites fines et un niveau de pélites).

Les laves de cet épisode supérieur sont très diversifiées. On y reconnaît des pyroclastites et ignimbrites rhyolitiques [rhyolites et ignimbrites du Molkenrain (Benouna, 1986)], des coulées de latites quartzifères à pyroxènes et biotite, de latites à biotite et pyroxène, de trachyandésites, ainsi que des intrusions de trachytes et "porphyres".

Les rhyolites du Molkenrain qui constituent le sommet de "l'épisode du Crémillot" sont datées par Point (1973) de la base du Viséen supérieur.

L'ensemble du volcanisme de la série de Thann témoigne d'une émergence progressive de la région (Schneider, 1990). Les formations de base sont subaquatiques (faciès mandelstein, faciès de refroidissement brutal, coulées à pillows-lavas, alors que celles de la partie supérieure ont un caractère continental. Pour Stussi (1970), la série de Thann s'oppose au milieu marin franc de la série d'Oderen par une sédimentation épicontinentale à continentale.

--- La série de Giromagny :

Répartition géographique (Fig I-4) :

Elle représente la plus grande partie des affleurements dévono-dinantiens du versant sud du Ballon d'Alsace. Elle est limitée au Nord par la série de Malvaux et, au Sud, par la série de Plancher-Bas et le Permien du bassin de Giromagny.

Succession lithologique (Fig I-4) :

La succession lithologique la plus complète peut être déduite des observations de Fourquin (1973) à l'Ouest de Giromagny entre la vallée du Rahin et la vallée de la Savoureuse. De la base vers le sommet de la série on rencontre deux épisodes.

L'épisode inférieur est représenté par des formations volcaniques et des formations sédimentaires. L'ensemble volcanique comprend des trachytes (type porphyres rouges), des

trachyandésites (type porphyres verts), des brèches andésitiques. Les formations sédimentaires sont représentées par des grauwackes-rudites à arénites fines et des niveaux de pélites.

L'épisode supérieur englobe un épisode sédimentaire et un épisode volcanique final. Les formations sédimentaires sont représentées par une succession de deux sous unités détritiques : grauwackes-lutites et grauwackes-arénites. L'épisode volcanique est représenté par les ignimbrites rhyodacitiques du Puix-Gy (plus de 400 m d'épaisseur).

Un âge Viséen supérieur a été attribué à la série de Giromagny (Fourquin, 1966a ; 1973).

c - La transition Viséen inférieur-moyen et Viséen supérieur

Le passage Viséen inférieur-moyen et Viséen supérieur porte à discussion.

Pour l'école rémoise les formations du Viséen supérieur (séries de Thann et Giromagny) reposent en discordance cartographique sur celles du Viséen inférieur-moyen (séries de Plancher-Bas, Oderen et Malvaux) (Fig.: I-5 A et B , I-6 , I-7 et I-8A et B). Cette discordance résulterait d'une phase tectonique "phase Sudète I (Coulon, 1973, 1979 ; Fourquin, 1973 ; Coulon et al., 1975, 1979) ou "phase vosgienne" (Bébién et Gagny, 1978, 1979). Ce plissement induirait la nouvelle paléogéographie du Viséen supérieur qui présente une évolution marquée vers l'émersion.

Ces interprétations d'ordre stratigraphique et sédimentaire ont été contestées par les travaux les plus récents de J.L. Schneider (1990) (Fig. I-6 et I-8B). Cet auteur souligne la réalité d'un passage progressif entre les terrains viséens inférieurs-moyen et les terrains viséens supérieurs. Ce travail souligne que l'évolution sédimentaire est progressive. En effet on passe d'une manière continue d'une sédimentation marine à une sédimentation caractérisée par d'importants phénomènes de resédimentation à partir de zones émergées. Sur le plan du volcanisme on passe d'un volcanisme à caractère marin (spilites, kératophyres du Viséen inférieur-moyen) à un volcanisme Viséen supérieur continental, andésitique à la base, rhyolitique au sommet.

Pour cet auteur, la discordance cartographique observée entre les terrains viséens inférieurs-moyen et les terrains viséens supérieurs est attribuée à une phase plicative "intraviséenne" (Fourquin, 1973) responsable des changements de reliefs et des environnements de dépôts.

2 - Lithostratigraphie de l'école allemande

Alors que l'école rémoise reconnaît l'existence d'un Viséen moyen, l'école allemande (Maass et al., 1981 ; Maass, 1988) montre que les faunes fossiles d'âge Tournaisien à Viséen supérieur (Hahn et al., 1981 ; Vogt, 1981) qui ont été utilisées comme repère, ont en fait été

mélangées et resédimentées au cours du Viséen supérieur. Selon ces auteurs, la base de la série de Thann "*épisode des labradorites*", ainsi que les formations du sommet de la série d'Oderen et de Malvaux seraient d'âge Viséen supérieur (fig. I-6). De ce fait, la cartographie générale des Vosges du Sud est modifiée (fig. I-5B).

Cartographiquement, la couverture dévono-dinantienne est divisée en domaines (fig. I-5B) limités par des chevauchements (ligne des klippen) et par des décrochements. Maass (1988) propose trois unités lithostratigraphiques caractérisées par la nature des formations sédimentaires et du volcanisme associé.

a - Unité inférieure - (Unité I) -

Cette unité regroupe tous les terrains d'âge Viséen inférieur-moyen à Viséen supérieur infrabasal. Elle correspond aux séries de Plancher-Bas, d'Oderen et de Malvaux.

Le volcanisme bimodal basique - acide, de type spilite - kéraatophyre, est associé à une sédimentation grésopélimitique marine.

b - Unité moyenne - (Unité II) -

Cette unité, d'âge Viséen supérieur basal, correspond à la base de la série de Thann ("*épisode des labradorites*"). Le volcanisme, de nature andésitique, est associé à une sédimentation marine évoluant vers l'émergence.

c - Unité supérieure - (Unité III) -

D'âge Viséen supérieur terminal à Namurien, elle est l'équivalent du sommet de la série de Thann ("*épisode du Crémillot*") et de la série de Giromagny. Le volcanisme de nature intermédiaire à acide (trachyandésites, latites, trachytes, rhyolites) est associé à une sédimentation continentale.

d - La transition Viséen inférieur-moyen et Viséen supérieur.

Selon les données de Maass (1988), reprises par Schneider (1990), il semblerait que les formations de l'unité II reposent en concordance sur celles de l'unité I, les derniers épisodes volcaniques de l'unité I étant contemporains des premières phases d'activité de l'unité II. De même les formations de l'unité III surmontent en concordance celles de l'unité II.

Ces observations s'opposent à l'hypothèse de l'école française qui voyait une phase tectonique précoce (phase sudète I ou phase vosgienne) responsable d'une discordance intraviséenne. Pour l'école allemande, la tectonique affectant les formations dévono-dinantienne serait d'âge Namurien ou post-Namurien.

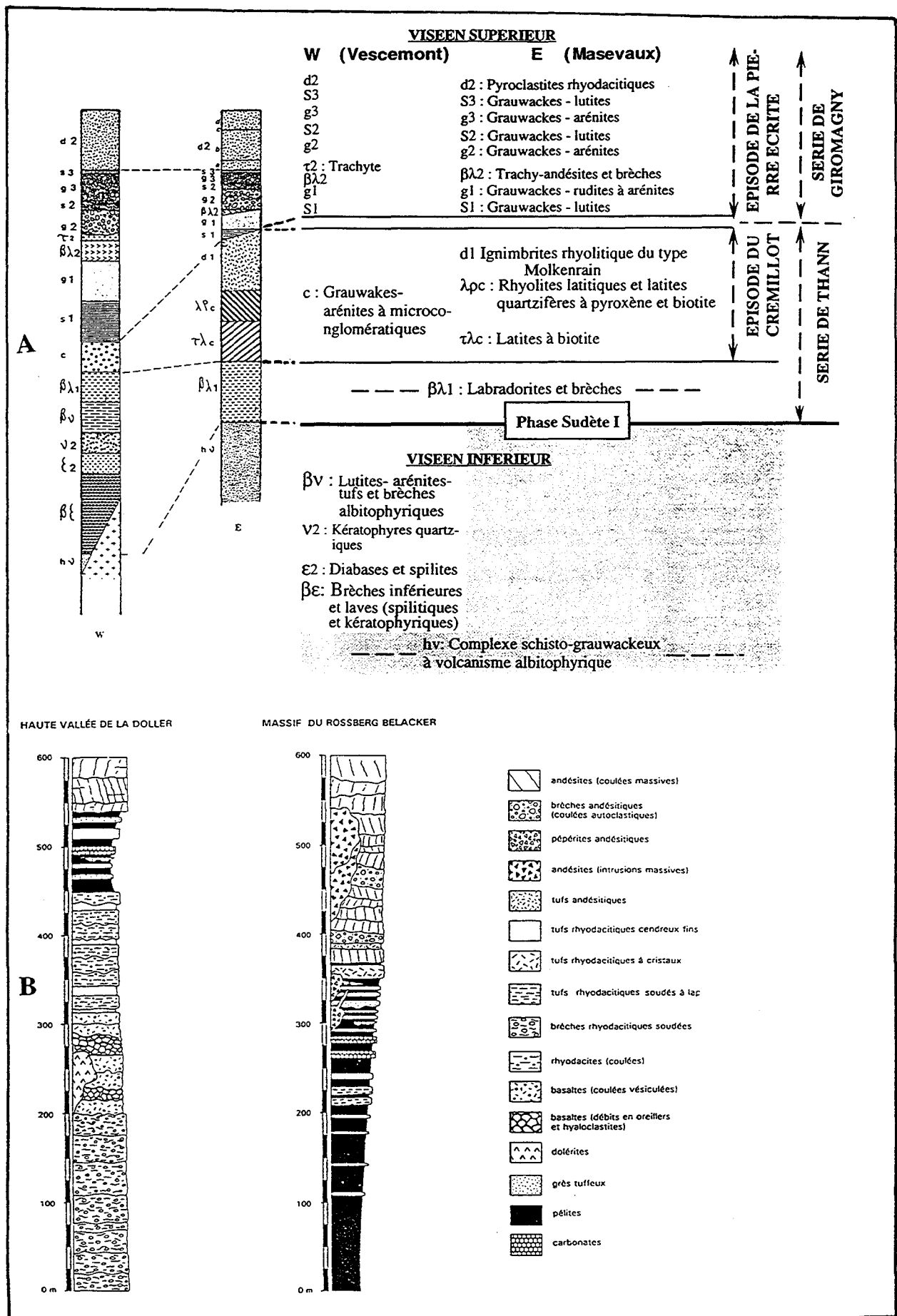


Figure 1-8 : Transition Viséen inférieur - Viséen supérieur dans les formations dévono-dinantiennes des Vosges du Sud ;
A - Successions lithostratigraphiques établies par Coulon et al., (1975) à proximité de Vescemont (à l'Ouest) et de Masevaux (à l'Est) ;
B - Successions lithologiques de part et d'autre du contact entre les formations de l'unité I (Viséen inférieur) et celles des unités II et III (Viséen supérieur) établi à proximité de la Haute Vallée de la Doller et du Massif de Belacker (Schneider, 1990).

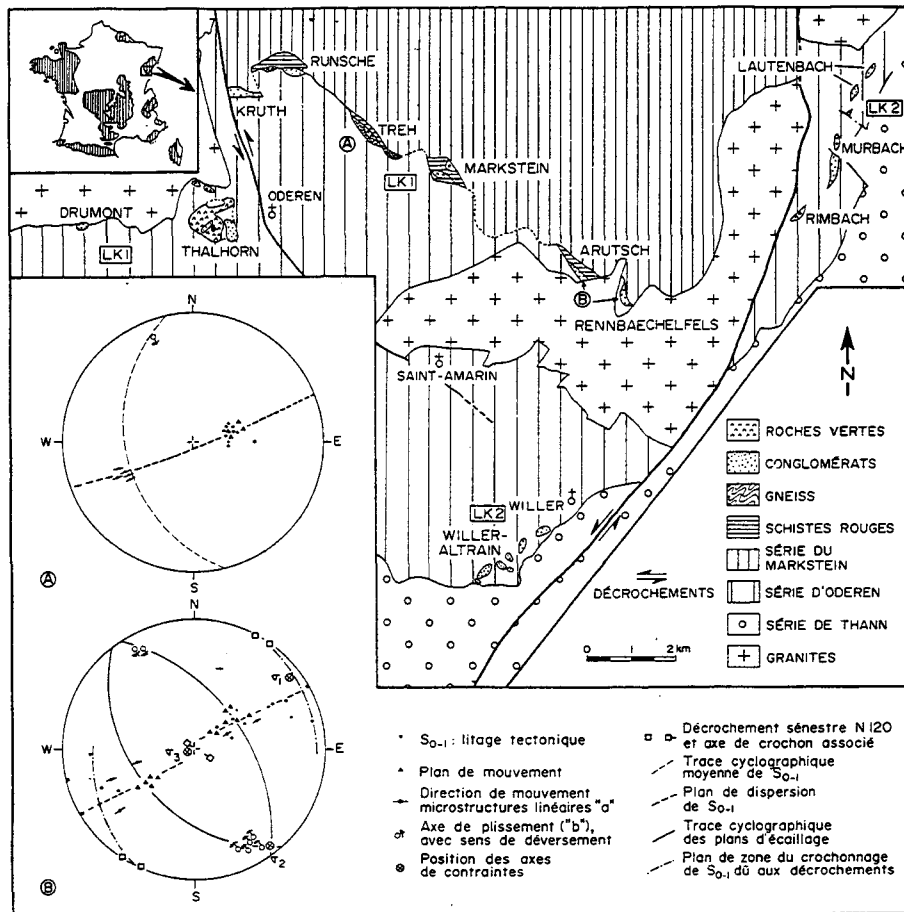
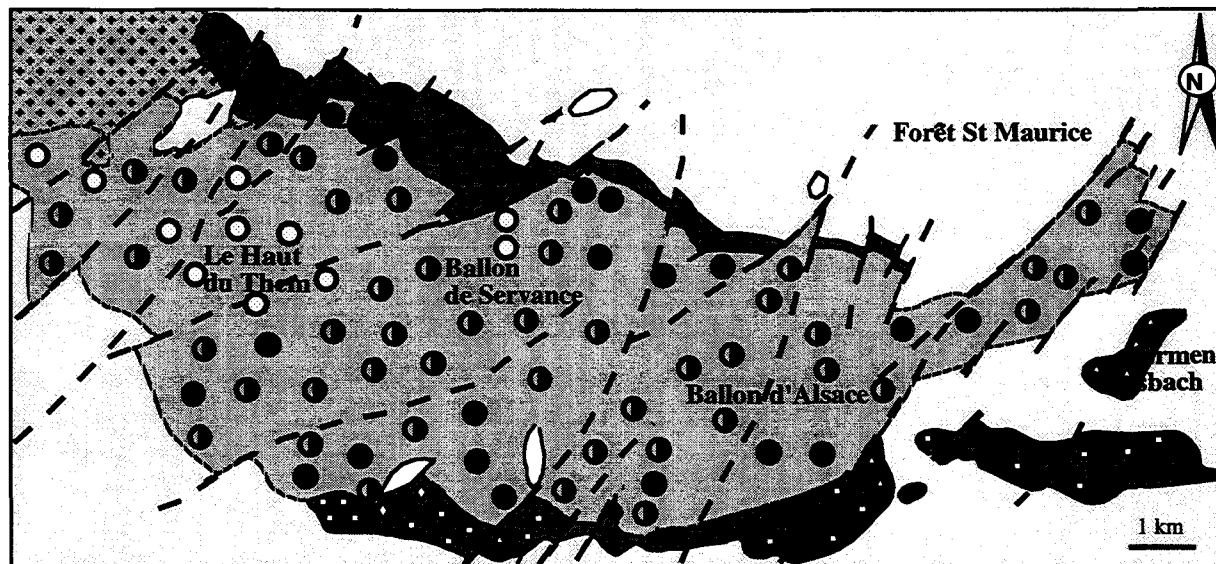


Figure I-9 : Carte géologique simplifiée des Lignes des Klippes des Vosges du Sud (d'après cartes géologiques à 1/50 000 de Munster et de Thann, modifiées). A. Stéréogramme des structures tectoniques relevées aux klippes d'Arutsch et du Rennbaechelfels. B. Stéréogramme des structures tectoniques relevées à la klippe du Treh.



Faciès de bordure	Partie Nord	Partie Sud	Faciès Monzogranitique de la partie centrale
Gabbro et Diorite	▲◆	▲◇	● Groupe I
Monzodiorite	■	□	○ Groupe II
Monzonite quartzifère	★	★	○ Groupe III

Figure I-10 : Distribution géographique et répartition des faciès du complexe plutonique des Ballons d'Alsace (repris d'après Pagel et Leterrier., 1982).

Dans le travail que nous présentons, nous adopterons, suite aux travaux de Maass (1988) et Schneider (1990), la répartition du volcanisme dévono-dinantien des Vosges du Sud en trois unités, unité I (U I), unité II (U II), unité III (U III). En effet, cette répartition tient compte, à la fois des caractères stratigraphiques, lithologiques et tectoniques des formations volcano-sédimentaires dans leur ensemble.

C - Lithologie de la "Ligne des Klippes"

Les dépôts des écaïlles exotiques de la ligne des Klippes définie précédemment seraient, d'après leur contenu, d'âge Dévonien ou plus anciens (Schneider et al., 1991). Cependant, celles ci ne montrant pas d'empreinte de métamorphisme de haut degré ont été attribuées à un âge postérieur à l'événement éo-hercynien (Pin et al., 1988).

Les écaïlles de la ligne des Klippes (fig. I-9) correspondent à des conglomérats pouvant être associés à des schistes et renfermant des éléments magmatiques basiques et ultrabasiqes, métamorphiques et sédimentaires.

Une étude pétrologique a été consacrée aux gabbros associés aux serpentinites de la Klippe du Thalhorn (Pin et Carme, 1988). La géochimie de ces gabbros est identique à celle des gabbros associés à des complexes ophiolitiques et plaide en faveur d'une source mantellique appauvrie. La question posée concerne la signification que l'on peut attribuer à ces gabbros à caractères océaniques (Pin et al., 1988). Signent-ils une suture océanique hercynienne?

D - Le plutonisme :

Le volcanisme des Vosges méridionales est indissociable du plutonisme dont les produits occupent d'importantes surfaces (fig. I-10).

Deux grands types de magmatismes ont pu être définis (Gagny, 1968) : le magmatisme des Ballons et le magmatisme des Crêtes qui auraient une origine commune mais des évolutions et des modes de mise en place différents.

1 - Le magmatisme des Ballons

Il est représenté principalement par le complexe plutonique du Ballon d'Alsace. Deux périodes successives d'intrusions caractérisent ce magmatisme : des faciès de bordures d'une part, disposées de part et d'autre du pluton monzogranitique d'autre part (Bébiën et al., 1978).

a - Faciès de bordure

Il s'agit de faciès basiques constitués principalement de gabbros, diorites (Guérin, 1967 ; Gagny, 1968 ; André, 1984).

Leur mise en place s'est effectuée probablement depuis le Dévonien supérieur (366 ± 10 Ma) et avant le Viséen supérieur (Montigny et Thuizat, 1989 ; Fourquin, 1966-a). Ces magmas sont donc les équivalents plutoniques du volcanisme des séries anté-Viséen supérieur (unité I).

b - Pluton monzogranitique des Ballons

Ce magmatisme, intrusif au cœur des faciès de bordure est composée de monzogranites. Au sein de ces derniers (Fig. 8), trois groupes chimiques ont pu être distingués (Pagel et Leterrier., 1982).

L'âge de mise en place serait Viséen à Namurien selon les données géochronologiques de Montigny et al. 1984 (335 ± 13 Ma et 310 ± 19 Ma). Cet âge suggère que le magmatisme monzogranitique des Ballons pourrait être l'équivalent plutonique du volcanisme Viséen supérieur - Namurien (unités II et III).

2 - Le magmatisme des Crêtes

Ce plutonisme est caractérisé par des intrusions de grande taille qui recoupent les plutons des Ballons et les formations volcano-sédimentaires. A ces intrusions sont associés des bordures et des filons microgrenus. Les granites de type Crêtes recoupent la ligne des Klippes et se mettent en place dans des accidents tectoniques.

Les datations géochronologiques attribuent un âge compris entre 346 ± 14 Ma (Vidal et Hameurt, 1972) et 340 Ma (Montigny et Thuizat, 1989), c'est à dire Viséen.

3 - Mise en place des faciès plutoniques :

Les intrusions correspondants à ce plutonisme ont été mises en place en relation avec la phase Sudète I ou phase plicative vosgienne intraviséenne (Coulon, 1973 ; Fourquin, 1973) et la phase sudète II (Blanchard, 1979 ; Pagel, 1981).

Les plutonites de la bordure Nord des Ballons seraient plus précoces de celles de la bordure Sud, en relation avec les prémices de la phase Sudète I (André, 1983). Cette **phase sudète I**, a été considérée survenir après le dépôt de la série d'Oderen (*s.l.*), elle correspondrait à une phase plicative qui marquerait la limite entre le viséen inférieur - moyen et celui supérieur; et engendrerait des plis d'axes E-W à schistosité de fracture.

On considère que le monzogranite des Ballons (323 Ma ; Pagel, 1981) s'est mis en place au moment du paroxysme sudète II, vraisemblablement **au Namurien**, dans une structure induite par la tectonique correspondante à cette phase (Blanchard, 1979). Cette **phase sudète II**, correspondrait à une phase de compression Nord-Sud et induit des plissements et des chevauchements de direction générale E-W. Cette phase de plissement est immédiatement suivie par une tectonique cassante d'abord méridienne à rejets verticaux importants puis N10-30°E et marqué par des décrochements sénestres.

PARTIE II

Présentation du magmatisme dévono-dinantien

des Vosges du Sud

Caractères pétrographiques et géochimiques

des différentes unités

<p style="text-align: center;">CHAPITRE I ----- CADRE DE L'ETUDE</p>
--

Le travail présenté ici consiste en une étude pétrographique, minéralogique géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes à laquelle on ajoutera quelques données concernant certains faciès plutoniques.

I - TRAVAUX ANTERIEURS

A - Le volcanisme

De nombreux auteurs ont apporté leur contribution à la connaissance du volcanisme des Vosges du Sud.

1 - Pétrographie

a - Les laves de l'unité I

Elles appartiennent à une association bimodale basique - acide (Stussi, 1967, 1970, 1977). Ces roches ont subi une intense spilitisation (Rocci, 1978) et un léger métamorphisme dans le début du faciès schistes verts.

Les **roches basiques**, dénommées *spilites* , se mettent en place sous forme de coulées massives, parfois à débit en oreillers ou pillow-lavas (Bébié et Gagny, 1978). Celles qui se mettent en place sous forme de filons intrusifs sont, de par leur texture, des *dolérites* ou *diabases* .

Les **roches acides**, de type *kératophyres* , peuvent se trouver en coulées massives, mais aussi le plus souvent en formations pyroclastiques (brèches, tufs cendreaux, tufs ignimbritiques).

b - Les laves de l'unité II

Elles sont exemptes de spilitisation (Fourquin, 1973). Leurs caractères pétrographiques (plagioclase calcique, indice de coloration leucocrate) les ont fait dénommées "*labradorites*" (Fourquin, 1973). Ce terme mérite aujourd'hui d'être remplacé par une nomenclature tenant compte de la typologie magmatique mise en évidence par la géochimie. Il s'agit en fait d'*andésites* au sens large.

c - Les laves de l'unité III

Emises sous forme de coulées laviques ou d'épanchements ignimbritiques, ces laves ont un caractère intermédiaire à acide. Ont été distingués (Fourquin, 1973 ; Coulon et al., 1975-a, 1979 ; Bennouna, 1987) :

--- des **trachyandésites** ou **latites**, émises sous forme de coulées fluidales ou autoclastiques. Elles forment aussi des intrusions porphyriques ("*porphyres verts*").

--- des **trachytes** en coulées ou intrusions ("*porphyres rouges*").

--- des **rhyolites**, émises sous forme de coulées de laves ou le plus souvent sous forme d'épanchements ignimbritiques, parfois soudés et désignés par le terme d'"ignimbrite du Molkenrain" (fig. II-6) (Gagny, 1968 ; Point, 1973, 1975 ; Bennouna, 1987).

--- des **rhyodacites**, émises en épanchements ignimbritiques, forment le dernier niveau volcanique du Dévono-Dinantien des Vosges du Sud (Fourquin, 1966-a ; Coulon et Paicheler, 1975).

B - Le plutonisme

1 - Le magmatisme des Ballons

Les **faciès de bordure** sont composés de gabbros, diorites, de dolérites, de monzodiorites et de syénites qui représentent les roches les plus différenciées (Zarayan, 1959 ; Guérin, 1967 ; Gagny, 1968 ; André et Bebien, 1983 a-b ; André, 1984 ; Pagel et Leterrier, 1980). L'origine du magma serait mantellique (Pagel et Leterrier, 1980).

Quant au **cœur du pluton**, il est constitué principalement de monzogranites (Gagny, 1968 ; Blanchard, 1979 ; André, 1983). Le magma source, d'origine mantellique comme celui du magma des faciès de bordure, aurait subi une contamination crustale importante (Fluck, 1984 ; Fluck et al. 1987).

2 - *Le magmatisme des Crêtes*

Les granitoïdes des Crêtes sont essentiellement des monzogranites. D'origine mantellique initial, ce magma dériverait ensuite d'une contamination importante avec des magmas acides d'origine crustale (Gagny, 1968 ; André et Bebien, 1983-a ; Fluck, 1980, 1984 ; Fluck et al. 1987).

C - **Typologie magmatique**

La typologie de ces magmas n'est pas clairement établie.

Les roches volcaniques d'âge antévisséen supérieur (unité I) et leur équivalent plutonique que sont les roches des faciès de bordure du Massif des Ballons (Stussi, 1977) seraient à priori de nature tholéiitique (Bebien et Gagny, 1978) à shoshonitique (Pagel et Leterrier, 1980).

Les laves du Viséen supérieur (unités II et III) et leurs équivalents plutoniques (monzogranites des Massifs des Ballons et des Crêtes) seraient de nature calco-alcaline (Stussi, 1970 ; Bebien et Gagny, 1978 ; Dressler, 1989) à shoshonitique (Edel et al. 1984).

Les affinités géochimiques de ces roches méritent en conséquence d'être précisées.

II - **METHODOLOGIE**

A - **But du travail**

Le but de notre travail est de caractériser les différents types de magmatismes associés à l'orogène varisque dans le bassin moldanubien des Vosges du Sud.

Dans un premier temps (**II° partie**) nous caractériserons, des points de vue *pétrographique, minéralogique et géochimique* (majeurs et traces), les différentes unités volcaniques, ainsi que quelques formations plutoniques associées.

Ces études permettront ensuite (**III° partie**) de proposer des modèles pétrogénétiques concernant la *genèse des magmas et leur évolution* et de discuter de leurs relations spatio-temporelles mutuelles. Ce travail permettra également une identification des lignées magmatiques des différentes unités et de proposer une *typologie des magmas* et de leurs *sites géotectoniques*.

Dans la dernière partie (**IV° partie**), nous tenterons de situer le magmatisme des Vosges du Sud dans le *cadre géodynamique varisque de l'Europe moyenne*.

B - Méthodes d'études

Le **travail de terrain** a été établi à partir des indications cartographiques des cartes géologiques au 1/50000° de Thann et Giromagny, ainsi qu'en fonction des données et observations plus récentes de J.L. Schneider (1990).

Pour mener cette étude nous avons réalisé une série de missions d'échantillonnage. Les coordonnées des échantillons ainsi que leurs positions sur les cartes géologiques sont représentés dans les tableaux (II-2, II-4, II-7 et II-10) et la figure I-4.

Les affleurements examinés sur le terrain sont nombreux. La logique d'échantillonnage a consisté en des prélèvements effectués dans l'ensemble des trois unités magmatiques définies précédemment. Nous nous sommes attachés à prélever tous les types pétrographiques représentatifs des trois unités en différents points du Massif des Vosges méridionales, afin de mettre en évidence d'éventuelles variations spatiales.

Le **travail de laboratoire** a porté sur :

--- *des études pétrographiques* : effectuées à partir de l'observations de plus de 200 lames minces de roches préparées dans le laboratoire de litholamellage de l'UFR des Sciences de la Terre de Lille I.

--- *des études minéralogiques* : réalisées à la microsonde électronique CAMEBAX du service commun de la microanalyse de l'Université de Paris VI.

--- *des études géochimiques* à partir :

* - d'une cinquantaine d'analyses chimiques (majeurs, traces, Terres Rares) effectuées au CRPG de Nancy. Les éléments majeurs et le Sc sont dosés par Spectrométrie d'Émission à l'aide d'un Spectromètre d'Émission à Plasma à Couplage Inductif (ICP-ES Jobin-Yvon). Les éléments en traces sauf le Sc ont été dosés par Spectrométrie de Masse à l'aide d'un Spectromètre de Masse à Plasma à Couplage Inductif (ICP-MS Perkin-Elmer).

* - d'un dosage complémentaire des éléments (Th, U, Nb, Hf et Ta) effectué pour 25 échantillons au service des analyses chimiques du Centre de Géochimie de la Surface de l'Université de Strasbourg.

Les **résultats présentés** ici comprennent, en premier lieu, une description des affleurements examinés sur le terrain et de l'échantillonnage effectué. Puis nous procéderons à une description pétrographique et minéralogique aussi complète que possible des échantillons soumis à l'analyse chimique et pour lesquels il a été procédé également à une analyse à la microsonde des principales phases minérales.

Auteurs	KOECHLIN-SCHLUMBERGER 1862	OSANN 1887	VAN WERVECKE 1891, 1898	MICHEL-LÉVY 1910	JUNG 1928	GAGNY 1957, 1968	STUSSI 1970	ÉCOLE-RÉMOISE 1966-1979	SCHNEIDER 1990
Unité I	spilite		Diabas	diabase roches vertes	diabase roches vertes	roches basiques	diabase	diabase spilite	dolérite spilitisée basalte spilitisé
				albitophyre	albitophyre trachyte albitique	albitophyre	albitophyre	kératophyre	kératophyre albitique
								rhyolite	rhyodacite 1
Unité II	mélaphyre vert foncé	graue Labrador-porphyr	graue Labrador-porphyr	labradorite	andésite à pyroxène	roche basique	porphyrite andésitique basique porphyrite andési- latitique	labradorite	andésite
Unité II- III		Labrador-porphyr		labradorite de Belfahy	labradorite	latite verte	porphyrite latitique verte	trachylabradorite	trachyandésite porphyrique
		grüner Labrador-porphyr	graue Labrador-porphyr		roches vertes volcaniques et intrusives			porphyrite latitique grise	latite à biotite et pyroxène
Unité III		Porphyr					latite brune	porphyrite latitique brune	latite brune
	porphyre rouge		Porphyr	orthophyre	trachyte albitique	trachyte alcalin	orthophyre	trachyte	trachyte
								rhyolite latitique	rhyolite latitique
			Quartzporphyr	microgranulite à quartz libre	rhyolite	rhyolite à hornblende verte	porphyre quartzifère rhyolitique à biotite et amphibole	rhyolite ignimbritique	rhyolite
			dacite			porphyre quartzifère dellénitique	rhyodacite	rhyodacite 2	

Tableau II - 1 : Dénomination et synonymie des roches volcaniques des Vosges du Sud (modifié d'après Schneider, 1990) .

Pyroclastes	Roches pyroclastiques		Tailles des pyroclastes (mm)
	Non consolidés	Consolidés	
Bombes Blocs	Tephra à blocs ou bombes	Agglomérats Brèches	64
Lapilli Cendres à grains grossiers	Tephra à lapilli Cendres grossières	Tufs à lapilli Tufs à cendres grossiers	2
Cendres à grains fins	Cendres fines	Tufs à cendres fins	0,063

Figure II-1 A : Classification des roches pyroclastiques suivant la granulométrie (Schmid, 1981).

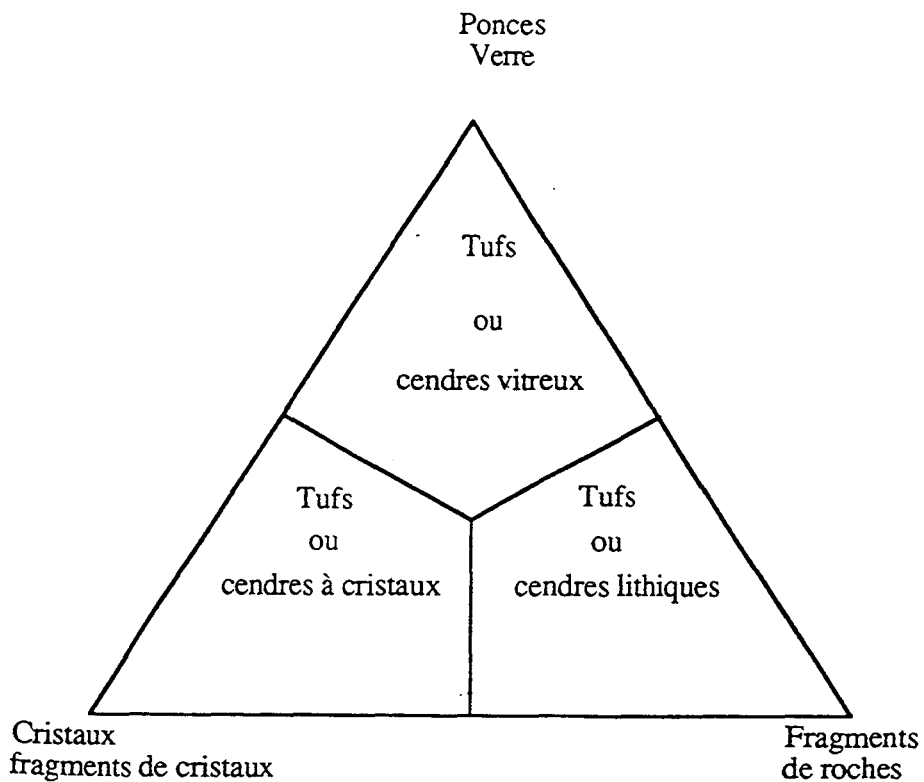


Figure II - I B : Nomenclature des tufs et des cendres en fonction de la nature des lithoclastes

III - NOMENCLATURE ET TERMINOLOGIE

A - Limites des méthodes de classification

Comme la plupart des roches paléovolcaniques, les roches des Vosges du Sud ont connu une modification de leur minéralogie primaire. Le degré de transformation ainsi que les degrés d'altération sont variables selon les unités.

Les modifications enregistrées par ces roches semblent être le résultat d'une superposition de différents processus de transformations secondaires. Parmi ces processus on citera un métamorphisme régional de faible degré auquel se superpose, surtout dans l'unité I, un métamorphisme de contact. On observe également, dans l'unité I, des altérations de type hydrothermales résultant de circulation de fluides tardimagmatiques et/ou de l'action juvénile de l'eau de mer. L'ensemble de ces processus est connu sous le nom de spilitisation. Les principaux aspects de ces transformations seront développés plus loin dans le chapitre III de cette partie.

Les nomenclatures utilisées pour dénommer les roches volcaniques des Vosges du Sud sont extrêmement diverses (tableau II-1). Cette diversité résulte des différents critères de classification qui ont été adoptés par les différents auteurs.

On peut en premier lieu souscrire à une classification minéralogique, telle que celle proposée par l'I.U.G.S. (Streckeisen, 1978). Celle-ci se heurte néanmoins à des difficultés multiples.

En effet, comme l'a souligné cet auteur pour les roches volcaniques, la composition modale n'est souvent pas déterminée de façon précise du fait de la présence d'une mésostase vitreuse ou microcristalline. A ceci s'ajoutent dans le cas des roches paléovolcaniques soumises à des processus de spilitisation, comme c'est le cas ici, des transformations minérales secondaires. Ces transformations se traduisent par des remplacements non isovolumiques sans aucune conservation des habitus ou faciès cristallins des cristaux des phases primaires. En présence d'une telle situation les proportions volumiques ne sont que très approximatives.

De même la composition chimique des plagioclases, souvent utilisée pour la classification des roches volcaniques (Baker, 1982), est déconseillée pour classer les roches paléovolcaniques spilitisées. En effet, les plagioclases soumis à des transformations secondaires telles que albitisation, épidotisation (saussuritisation) et séricitisation (damouritisation), ont des compositions qui ne reflètent pas leur composition initiale.

B - Nomenclature adoptée

1 - Les roches volcaniques

Suite aux observations précédentes, quant à la difficulté d'une classification minéralogique, nous avons opté pour une classification chimique, en y intégrant, si nécessaire, des critères minéralogiques et texturaux.

Du point de vue chimie, les diagrammes de nomenclature qui font intervenir les éléments chimiques mobiles dans ce type de roches plus ou moins spilitisées, ne peuvent être utilisés en toute fiabilité. Il nous a semblé préférable d'utiliser une nomenclature basée sur une classification prenant en compte des éléments chimiques peu affectés lors des transformations secondaires. C'est pourquoi nous avons opté pour la classification de Winchester et Floyd (1977), établie à partir des rapports de concentrations en éléments réputés peu mobiles : Zr/TiO_2 - Nb/Y (fig.II-2). Le rapport Nb/Y , retenu comme indice d'alcalinité nous permettra de définir le caractère sub-alcalin ou alcalin des laves. Le rapport Zr/TiO_2 représente alors un bon indice de différenciation. On peut rapprocher cette classification de celle faisant intervenir la silice comme indice d'acidité et le rapport Zr/TiO_2 comme indice de différenciation (fig.II-2). Nous avons alors utilisé les teneurs en silice des roches afin de présenter une nomenclature plus précise que celle de Winchester et Floyd (1977). Pour ce faire nous avons introduit les limites de SiO_2 proposés par différents auteurs (Peccerillo et Taylor, 1976 ; Ewart, 1979 ; Gill, 1981) concernant les laves orogéniques. C'est ainsi que nous adopterons pour les laves sub-alcalines la nomenclature suivante (fig.II-2) :

$SiO_2 < 52\%$: des basaltes

$SiO_2 = 52 - 57\%$: des andésites basiques

$SiO_2 = 57 - 63 \%$: des andésites

$SiO_2 = 63 - 67\%$: des dacites

$SiO_2 = 67 - 72$: des rhyodacites

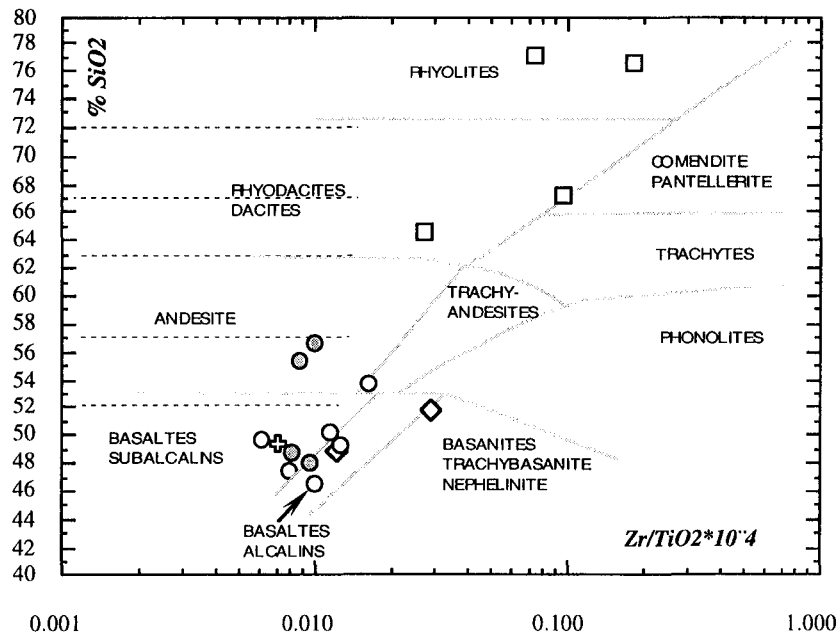
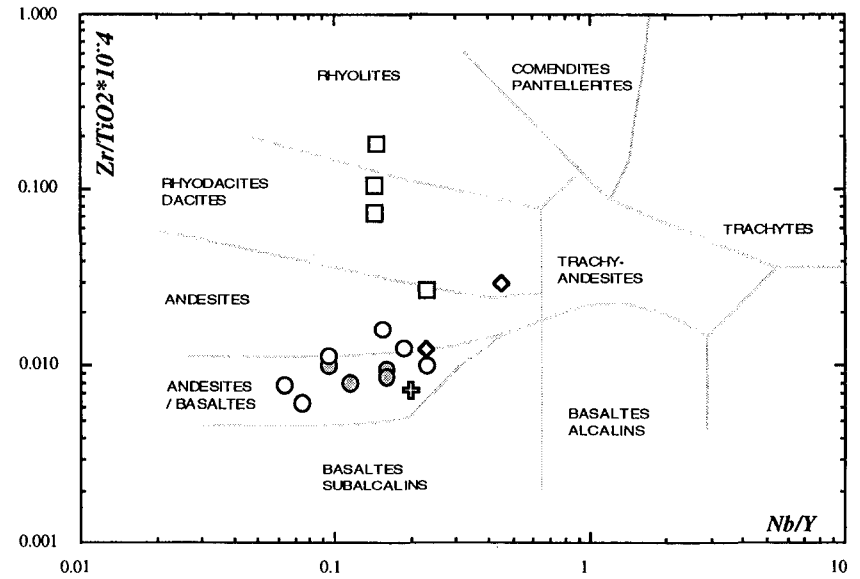
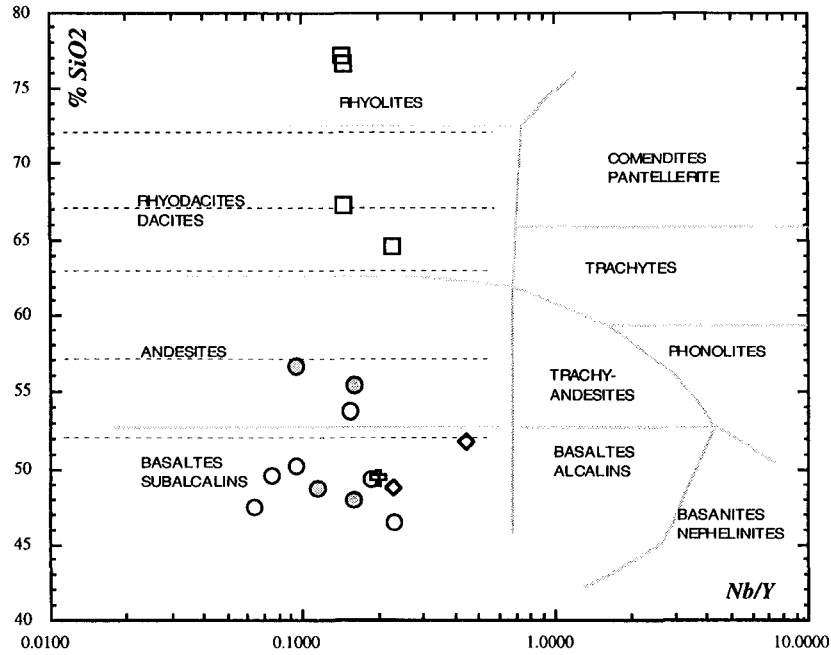
$SiO_2 > 72\%$: des rhyolites

2 - Les roches plutoniques

La nomenclature adoptée dans ce travail est, pour ces roches holocristallines peu transformées, une classification minéralogique (Streckeisen, 1978), à laquelle on a pu juxtaposer des critères d'ordre chimique.

3 - Les roches pyroclastiques

La nomenclature de ces roches associe les classifications de Fisher (1961, 1966) et de Schmid (1981) (fig.II-1A et B) et une terminologie prenant en compte des caractères chimiques.

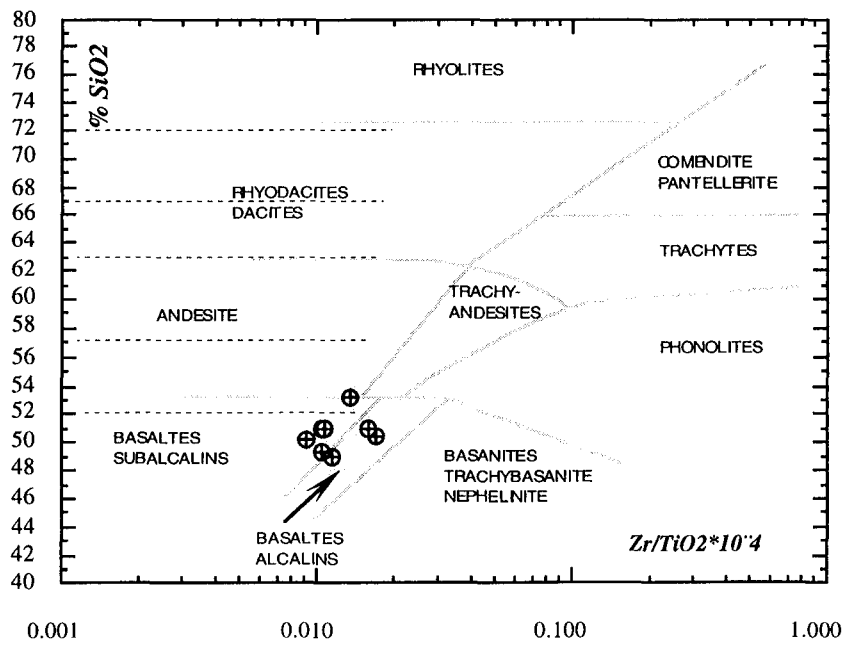
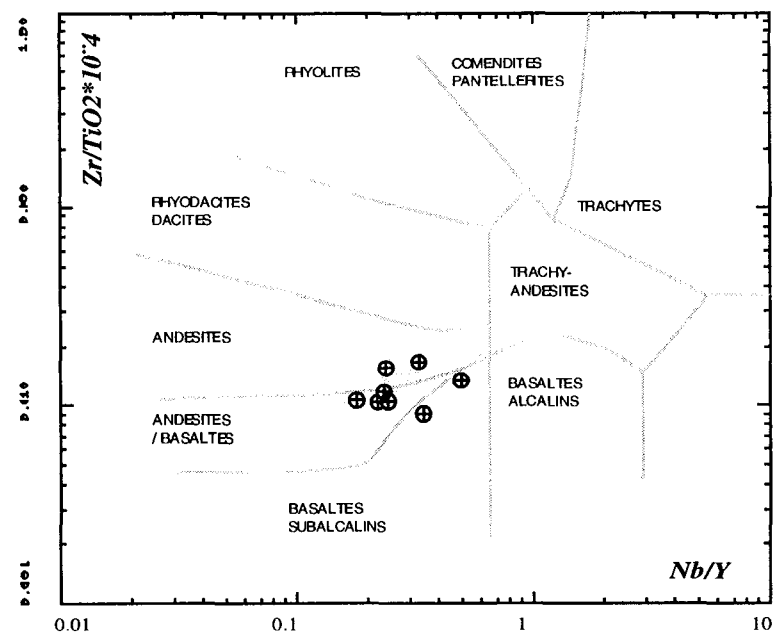
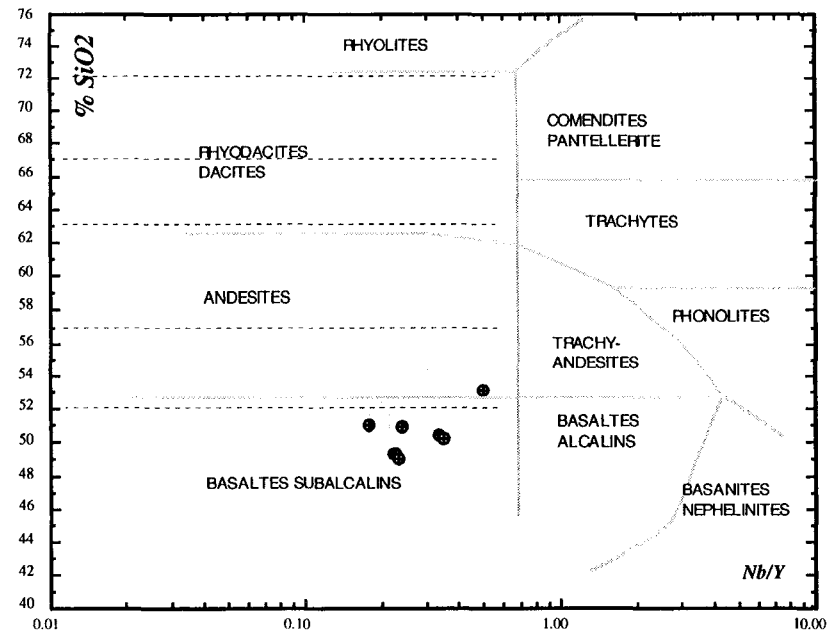


Légende :

- Basaltes et andésites basaltiques des coulées à Pillows Lavas
- Basaltes doléritiques
- ◇ Dolérites Porphyriques
- Dacites - rhyodacites et rhyolites (Kératophyres et Orthophyres)
- ⊕ Tuf Andésitique - Basaltique
- Limites de SiO₂ adoptées pour les roches subalcalines

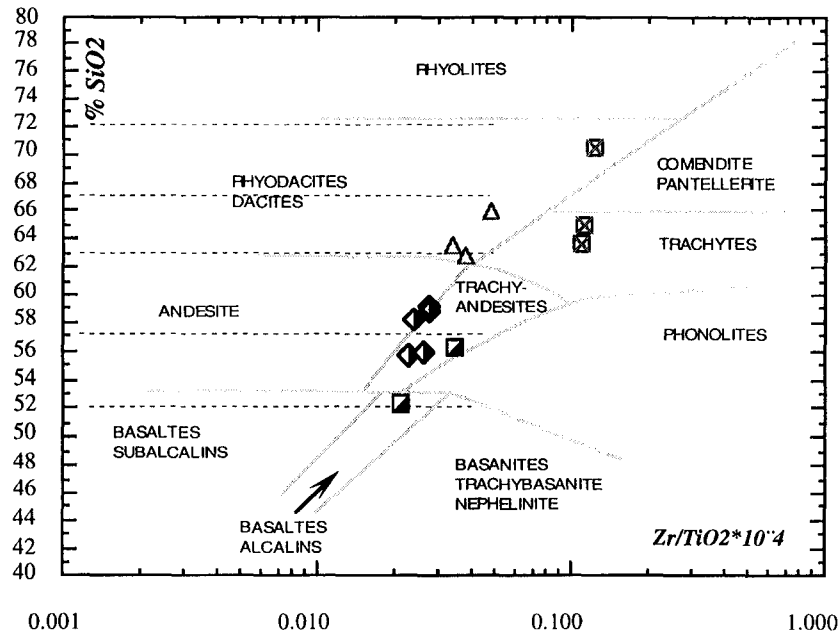
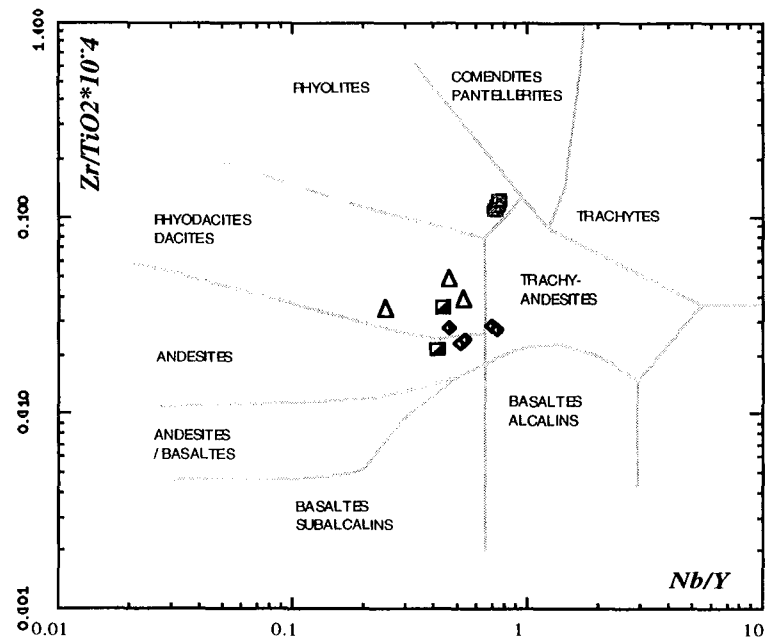
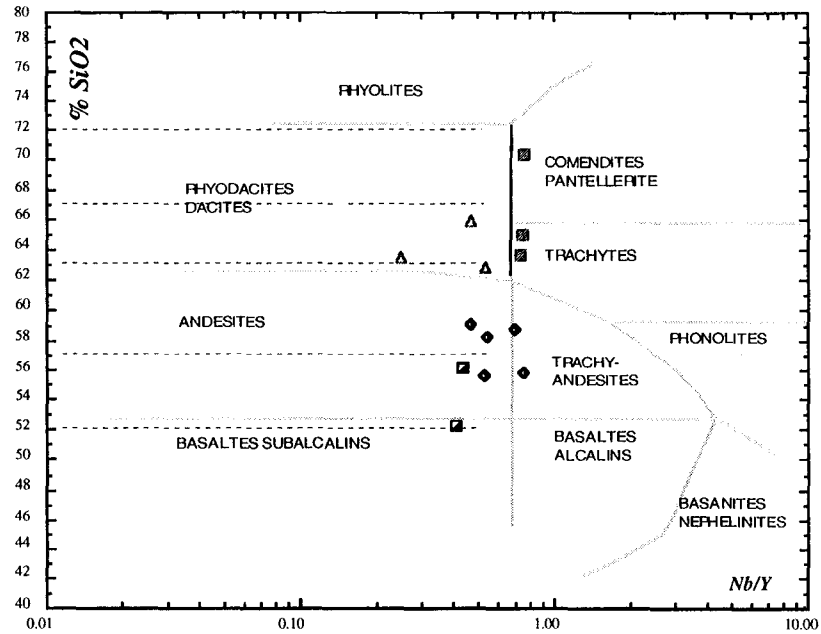
Figure II-2 :

Classification des roches volcaniques de l'unité I selon la nomenclature de Winchester et Floyd (1977).



Légende :
 ⊕ roches andésitiques de l'unité II
 --- Limites de SiO_2 adoptées pour les roches subalcalines

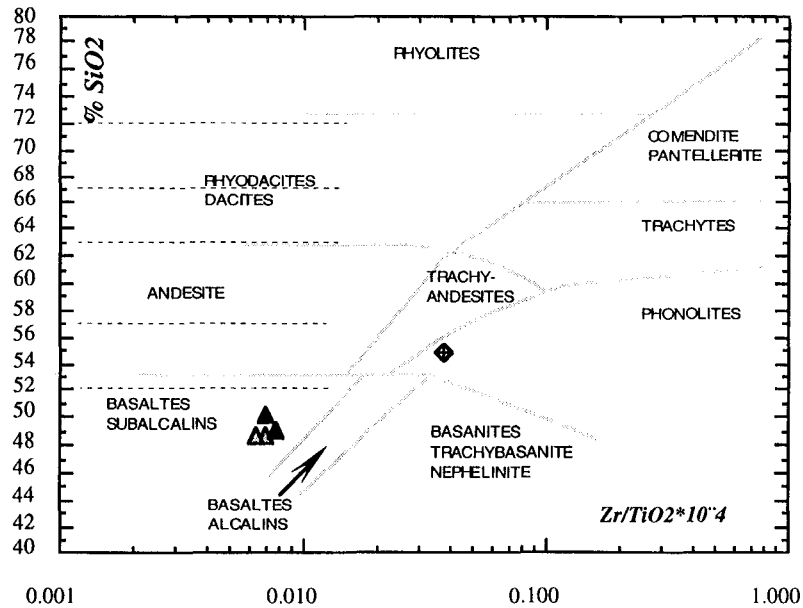
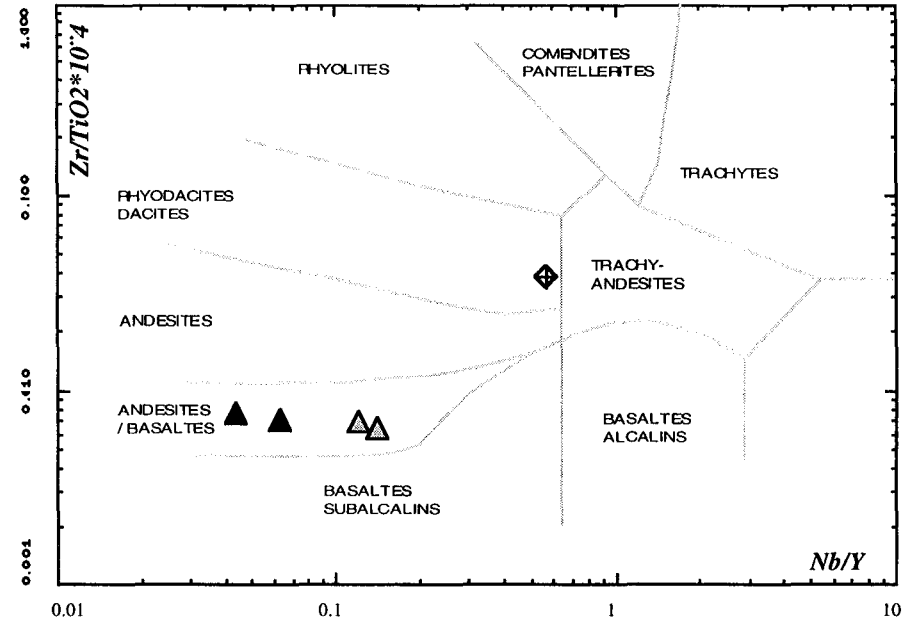
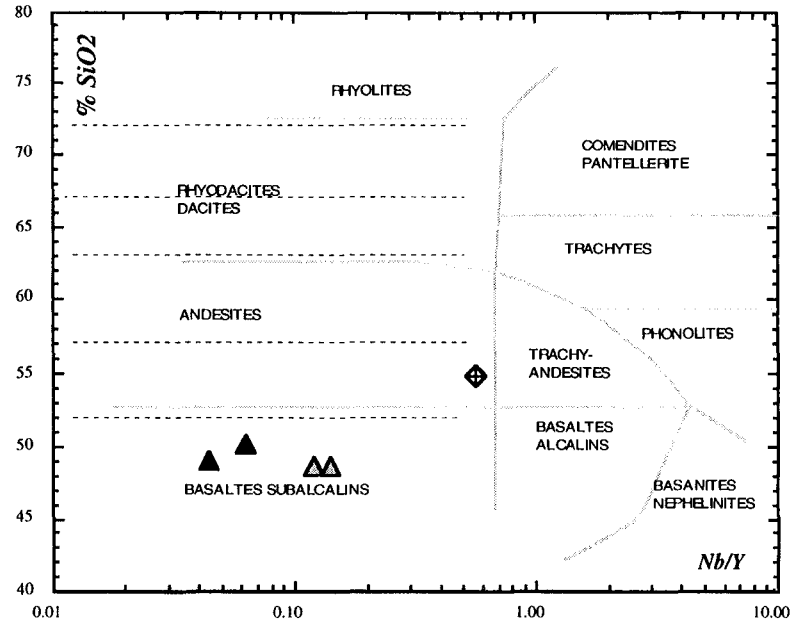
Figure II - 3 :
 Classification des roches de l'unité II selon la classification de Winchester et Floyd (1977).



Légende : Figure II - 4 :

- Porphyres
- ◆ Trachy-andésites
- △ Rhyodacites (rhyolites S.L.)
- ⊠ Trachytes
- Limites de SiO₂ adoptées pour les roches subalcalines

Classification des roches volcaniques de l'unité III selon la nomenclature de Winchester et Floyd (1977).



Légende :

- ▲ Gabbros du Mont de Vannes
- △ Gabbros d'Ermensbach
- ◆ Syénites de Sewen
- Limites de SiO₂ adoptées pour les roches subalcalines

Figure II - 5 :

Classification des roches plutoniques selon la nomenclature de Winchester et Floyd (1977).

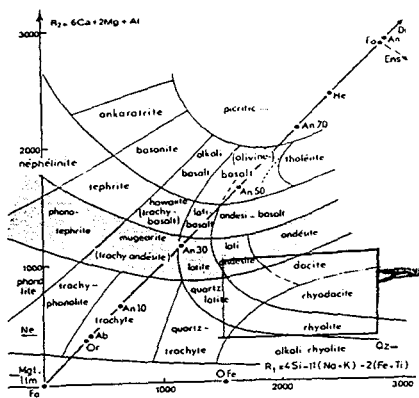


Fig. 4. — R₁ R₂ version binaire des diagrammes de classification dérivés du tétraèdre de Yoder et Tilley. On pebble ici la figure relative aux roches volcaniques d'après La Roche *et al.* (1980). Les paramètres multiplicatifs R₁ et R₂ sont calculés à partir des nombres multiplicatifs Si, Al, Fe... écrits des % en poids d'oxydes de l'analyse, sans aucune correction, soit : Si = % SiO₂ / 1000 ; Al = % Al₂O₃ / 1000 ; Fe = % Fe₂O₃ / 1000 ; SO = % FeO / 1000 ; Ti = % MgO / 1000 ; 40, Ca = % CaO / 1000 ; Na = % Na₂O / 1000 ; K = % K₂O / 1000 ; 47, Ti = % TiO₂ / 1000 ; 80

- : FACIES (A) MASSIF A FIAMMES;
- ▣ : FACIES (B) MASSIF RICHE EN CRISTAUX;
- ▤ : FACIES (C) RICHE EN FELDSPATH POTASSIQUE ET QUARTZ;
- : ECHANTILLONS (D) ALTERES.

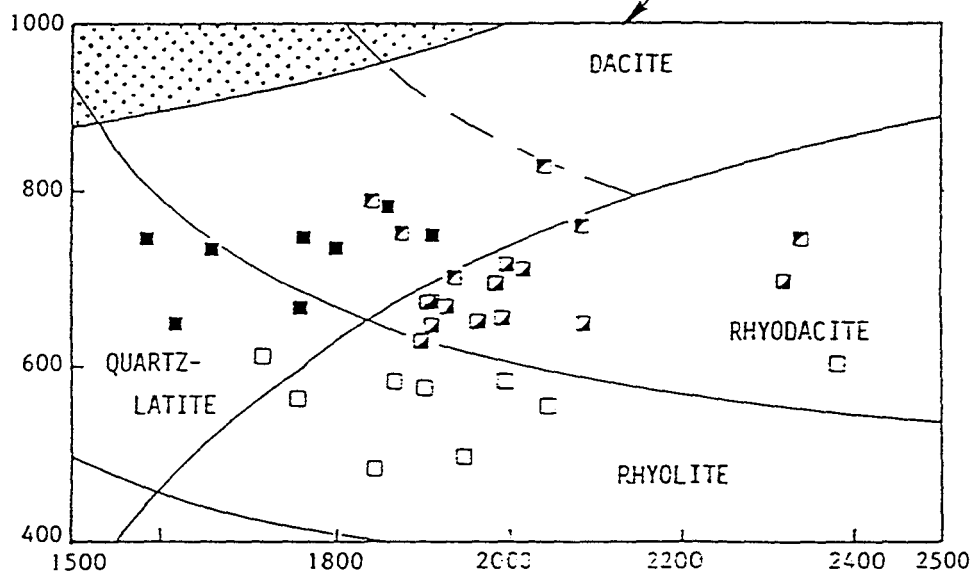


Figure II-6 : Les rhyolites du type Moikenrain dans le diagramme R1-R2 de classification chimique des roches ignées (LA ROCHE et LETERRIER, 1973).

(Extrait de Benouna, 1986).

C - Classification des roches dans les différentes unités

Les analyses géochimiques des roches sont données plus loin dans cette partie dans le chapitre III.

Leur nomenclature adoptée dans ce travail, en fonction des critères chimiques présentés ci-dessus, et des critères texturaux est présentée en tableau (II-3, II-5, II-8 et II-11) dans le chapitre II de cette même partie. Cette nomenclature est comparée à celle utilisée antérieurement, figurée dans les cartes géologiques (1/50 000) de Thann et de Giromagny.

1 - Les roches volcaniques

a - Unité I

Les laves de l'unité I se répartissent en deux ensembles : des termes basiques d'une part et des termes acides d'autre part.

Les *termes basiques* appartiennent au domaine *sub-alkalin* (fig.II-2). Ce sont des basaltes sub-alkalins et des andésites basaltiques.

Dans les *termes acides*, deux types peuvent être distingués :

- des laves de type dacites, rhyodacites relativement alcalines;
- des laves plus siliceuses de type rhyolites, dont certaines se situent à la limite du domaine des comendites et pantellerites.

b - Unité II

Les roches de cette unité sont également de nature *sub-alkalines* (fig.II-3). Leur composition est celle de basaltes à des andésites.

c - Unité III

Les laves de cette unité se caractérisent par leur diversité pétrographique. Elles se situent pour l'essentiel dans le domaine des laves sub-alkalines (fig.II-4) et sont de type andésites, dacites, rhyodacites, rhyolites. Certaines présentent un caractère plus alcalin de type trachyandésite et trachyte, en particulier les roches à faciès porphyriques, dénommés antérieurement "porphyres".

2 - Les roches plutoniques

Les faciès plutoniques étudiés se répartissent en deux ensembles (fig. II-5) :

- des gabbros sub-alkalins;
- des syénites.

CHAPITRE II

CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES DIFFERENTES UNITES VOLCANIQUES

I - UNITE I

Parmi les travaux antérieurs qui ont porté sur la pétrographie de ces formations nous citerons celui qui a été mené par J.M. Stussi en 1970 auquel nous nous référerons à l'occasion.

Les roches de l'unité I, qu'on attribue classiquement à l'association spilite-kératophyre, englobent à la fois des termes basiques et acides. Ceux-ci ont subi une spilitisation et un métamorphisme dans le début du faciès schiste vert.

A - Données de terrain - Extension - géologie des faciès

1 - Extension géographique

La carte des affleurements des faciès de l'unité I est portée dans la figure I-4 (ChpII-PI).

Les affleurements les plus importants de ces faciès se rencontrent principalement dans trois secteurs :

- le secteur disposé dans une orientation W-E depuis Saint-Bresson à l'W jusqu'à Sewen - Durrwald à l'Est;
- le secteur orienté S-N depuis Mélisey au Sud jusqu'à Ternuay au Nord et d'Ouest vers l'Est depuis Mélisey jusqu'au Nord du Plancher-bas (rive Est du Rahin);
- le secteur septentrional du Massif des Ballons.

Les modes de gisements et les rapports avec l'environnement de mise en place sont souvent difficiles à préciser par suite du manque d'affleurements propices.

Les faciès basiques de cette unité se présentent sous formes de coulées de laves et d'intrusions hypovolcaniques auxquelles peuvent être associés leurs produits pyroclastiques, tufs et brèches de type hyaloclastique.

Le mode de gisement hypovolcanique (filons doléritiques, sills et dykes) paraît être plus fréquent au voisinage du massif du Ballon d'Alsace par rapport aux autres secteurs.

Les coulées de laves peuvent être massives ou bréchifiées. Parfois elles présentent des débits en tubes ou coussins, caractéristiques des épanchements sub-aquatiques ou sous-marins (pillows-lavas).

2 - Gîtologie

a - Les coulées basiques

Les coulées échantillonnées sont répertoriées dans le tableau II-2. Ce sont toutes des laves à débit de type pillow-lava.

Série de Plancher-Bas

Les affleurements observés et échantillonnés sont situés sur la rive gauche du Rahin au Mont (éch.3F, 1Q1) et au niveau de la rive gauche de l'Ognon, sur le flanc Nord du Mont de Vannes (éch.3C).

L'affleurement observé au **Mont** (éch.3F, 1Q1) présente une coulée en coussins (photo A, planche I). Il s'agit de véritables tubes à section elliptique empilés et juxtaposés, de 30 à 40 cm de diamètre dont le pédoncule et le cortex sont vésiculés. Ces coussins sont emballés dans une matrice de hyaloclastites et sont interstratifiés dans un complexe de pélites schisteuses. On peut observer que l'ensemble est affecté par une déformation cassante, représentée par un système très développé de failles inverses conjuguées à des diaclases.

L'affleurement du **Mont de Vannes** (éch.3C) présente, avec des conditions d'affleurement beaucoup plus médiocre que celui décrit ci-dessus, des caractères de coulées à pillow-lava. Cet affleurement est identique à celui décrit par Griveaux (1966) et Blanco-Sanchez (1978) et sur lequel on reviendra plus loin en vue d'une comparaison.

Série de Malvaux

Les affleurements des coulées échantillonnées se trouvent dans la haute-vallée de la Doller au Nord de **Durrwald** (éch.3M) et à 1 km au Nord du Col sans Nom toujours dans la région de Durrwald. Des affleurements identiques ont été décrits au Chalet St. Hubert dans le domaine de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (Bébién et Gagny, 1979) et au voisinage de la Goutte d'Ulysse en rive gauche de la vallée de la Savoureuse.

Dans ces affleurements, la lave montre un débit en fragments subsphériques de petites tailles, ne dépassant jamais (20 cm), pouvant correspondre à des mini pillow-lavas. Ces boules, de couleur noire sombre, tachetées en blanc par de la calcite, sont englobées dans une matrice, verdâtre à noirâtre, friable et débitée en feuilletés concentriques et fragiles (photo C, planche I).

<i>N° des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Site d'échantillonnage</i>	<i>X Géol</i>	<i>Y Géol</i>
3T	K3 Spilites et diabases	Chalet St. Hubert	942.5 (T)	329.3
3.O	K3 Spilites et diabases	Forêt de Saint Maurice-sur-Moselle (Mont de la Sibérie)	937.7 (T)	327.5
3G2	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Saut de la Truite (Vallée du Rahin)	932.8 (G)	319.1
2Q1	2K3 Spilites et diabases supérieures	Nord du Col Sans Nom à Durrwald	939.5 (T)	319.6
1N	2K3 Spilites et diabases supérieures	Durrwald	939.5 (T)	320
1Y4	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Goutte d'Ulysse (Vallée de la Savoureuse)	936.5 (G)	319.8
3C	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Mont de Vannes	921 (G)	314.8
3M	2K3 Spilites et diabases supérieures	Durrwald	940 (T)	319.1
1Q1	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Le Mont	929.2 (G)	315
3F	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Le Mont	929.2 (G)	315
2P	2K1 Kératophyres quartziques et tufs kératophyriques supérieurs	Col sans Nom Durrwald	940 (T)	319.3
3P	K1 Kératophyres et tufs kératophyriques	Col sans Nom Durrwald	937.7 (T)	327.4
1Z1	hK Kératophyres, orthophyres	Goutte Loius (Vallée de la Savoureuse)	936.8 (G)	319.3
1Y2	hK Kératophyres, orthophyres	Goutte d'Ulysse (Vallée de la Savoureuse)	936.5 (G)	319.8
IY1	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Goutte d'Ulysse (Vallée de la Savoureuse)	936.5 (G)	319.8
3G1	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Saut de la Truite (Vallée du Rahin)	932.8 (G)	319.1

Tableau II - 2 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches volcaniques de l'unité I, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T) et de Giromagny (G).

<i>N° des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Caractères macroscopiques et pétrographiques Texturales (Ch II - P II)</i>		<i>Nomenclature de Winchester et al (1977) (Ch I - P II)</i>
3T	K3 Spilites et diabases	Trachydolélite (Coulée ou Sill)	texture trachydoléritique	Basalte
3.O	K3 Spilites et diabases	dolélite grossière (Hypovolcanique type Filon ou Dyke)	texture doléritique grossière intersertale	Basalte
3G2	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	dolélite(Hypovolcanique type Filon)	texture doléritique intersertale	Basalte
2Q1	2K3 Spilites et diabases supérieures	dolélite(Hypovolcanique type Filon)	texture doléritique intersertale	Basalte
1N	2K3 Spilites et diabases supérieures	dolélite(Hypovolcanique type Filon)	texture doléritique intersertale	Basalte
1Y4	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	dolélite(Hypovolcanique type Filon)	texture doléritique intersertale	Basalte
3C	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Coulée à pillows lavas	texture microlitique ou intersertal peu grossière trempée	Basalte
3M	2K3 Spilites et diabases supérieures	Coulée à micropillows lavas et brèche hyaloclastique	texture vésiculaire : microlitique porphyrique trempée au coeur et vermiculaire hyalopilitique au cortex hyaloclastique	Basalte
1Q1	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Coulée à pillows lavas	texture microlitique porphyrique plumeuse	Andésite basaltique
3F	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Coulée à pillows lavas	texture microlitique porphyrique trempée	Andésite basaltique
2P	2K1 Kératophyres quartziques et tufs kératophyriques supérieurs	Coulée massive ou intrusion	texture microlitique porphyrique hyalopilitique	Rhyolite
3P	K1 Kératophyres et tufs kératophyriques	Coulée bréchifiée	les éléments sont de même nature et texture que 2P	Rhyolite
1Z1	hK Kératophyres, orthophyres	Coulée massive	texture microlitique porphyrique feutrée	Dacite/Rhyodacite (ou Trachyandésite)
1Y2	hK Kératophyres, orthophyres	Tuf cendreux fin soudé ignimbritique	texture épitaixitique	Rhyodacite
IY1	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Intrusion de porphyre ou Coulée massive porphyrique (dolélite porphyrique)	texture microlitique porphyrique : intersertal pour les porphyres et hyalopilitique pour les faciès peu porphyriques	Trachyandésite
3G1	hK3 Diabases, Spilites et termes intermédiaires	Dolélite grossière ou porphyrique	texture microlitique porphyrique intersertal	Basalte andésitique

Tableau II - 3 : Nature lithologique des formations étudiées de l'unité I selon les cartes géologiques (1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et al., (1977).

Ces niveaux à débit en boules peuvent passer latéralement à des niveaux bréchifiés (avec parfois un aspect de brèches hyaloclastitiques) dont les éléments figurés, de même nature que les boules en question, de tailles variables, peuvent atteindre 4 à 5 cm de diamètre. Il s'agirait ainsi de la même coulée (probablement d'épaisseur moins importante) qui serait bréchifiée au contact de l'eau ou d'un sédiment gorgé d'eau (pépérite).

b - Les faciès hypovolcaniques basiques

Les faciès hypovolcaniques échantillonnés appartiennent à la série de Malvaux et sont situés de part et d'autre du massif granitique du Ballon d'Alsace. Une récapitulation des coordonnées des divers échantillons ainsi que leur positionnement sur la carte géologique sont portées dans le tableau II-2 et la figure I-4.

Ces roches hypovolcaniques de type doléritique sont, selon leurs types d'altération, réparties en deux faciès ; faciès à chlorites et pyroxènes (à l'état de reliques) et faciès à actinote (sans pyroxènes).

Les faciès à chlorites et pyroxènes

Les affleurements observés et échantillonnés pour ces faciès se situent :

--- à **Wissgrut** dans la haute Vallée de Doller à Durrwald (éch.1N, 2Q₁) (Photo B, Planche I).

--- à la **Goutte d'Ulysse** (éch.1Y₄) au Nord de Malvaux sur la rive droite de la Vallée de la Savoureuse. Ici les roches sont des dolérites porphyriques ou sub-aphyriques

--- au **Châlet Saint-Hubert** dans la forêt d'Urbès (éch.3T), au Nord du Granite des Ballons. Il s'agit ici de dolérites aphyriques.

--- au **Mont des Fées** (éch.3G₂, 3G₁) à proximité du Saut de la Truite situé sur la Vallée du Rahin (Rive droite) sur la bordure Sud du complexe des Ballons. Les roches y sont à la fois des dolérites subaphyriques (éch.3G₂) et des dolérites porphyrique éch.(3G₁). Celles ci sont en comparaison des autres affleurements de la bordure Sud du complexe des Ballons cités ci-dessus, moins transformées. On peut y observer bien conservés des pyroxènes et reconnaître la texture doléritique.

Faciès à actinote

Les faciès doléritiques à actinote se rencontrent dans deux secteurs disposés selon une symétrie orientée NE-SW de part et d'autre du Massif des Ballons. Leurs gisements sont orientés selon une direction E-W et affleurent dans le domaine du N.W. de Servance entre cette

Commentaire de la planche I :
Principaux aspects d'affleurements des faciès de l'unité I

A - affleurement de la coulée andésitique basaltique à pillows lavas du Mont (série de Plancher-Bas);

B - affleurement des faciès basaltiques hypovolcaniques à Durrwald;

C - affleurement des faciès acides rhyolitiques situés à proximité du Rouge Gazon dans la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle;

D - affleurement des coulées basaltiques à pillows lavas et des hyaloclastites de la série de Malvaux dans la région de la Haute Vallée de la Doller.

PLANCHE I



localité et le Fays Saint-Jean et dans celui N.E de la bordure septentrionale du Massif des Ballons dans le domaine de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle.

Leur faciès type a été échantillonné :

--- au **Mont de la Sibérie** dans le domaine de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (éch.3O). La qualité de l’affleurement, envahit par le sol et la couverture végétale, ne permet pas de faire une description convaincante du mode de gisement.

--- à **Durrwald** où ce sont des dolérites porphyriques.

c - Les faciès acides

Les roches acides de l’unité I, correspondant aux kératophyres des anciens auteurs, sont dans la terminologie adoptée, à la fois des dacites, rhyodacites et des rhyolites (Figure II-2) Elles paraissent être plus dominantes dans la série de Malvaux de part et d’autre du granite des Ballons où elles se trouvent associées aux roches basiques.

Les rhyolites se rencontrent au sommet des séries inférieures de part et d’autre du granite des Ballons. Elles ont été échantillonnées (tableau II-2) à 1km au Nord du Col sans Nom dans la région de la haute-vallée de la Doller à Durrwald (éch. 2P), et dans le domaine de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (éch. 3P). Elles affleurent soit sous forme de coulées massives pouvant être bréchifiées soit sous forme d’intrusions (photo D, planche I).

Les dacites et rhyodacites qui ont été échantillonnées sont interstratifiées dans la série de Malvaux au sommet de l’unité I et à la base de l’unité II avec les premiers tufs et coulées andésitiques.

Les échantillons des dacites et des rhyodacites ignimbrtiques ont été prélevés respectivement à proximité de la Goutte Louis (éch. 1Z1) et de la Goutte d’Ulysse (éch. 1Y2) en rive gauche de la vallée de la Savoureuse. Les dacites sont sous formes de coulées massives alors que les rhyodacites sont essentiellement pyroclastiques et affleurent sous formes de brèches et de tufs cendreaux fins à grossiers soudés.

B - Pétrographie et minéralogie des roches basiques

1 - Les coulées

a : Les coulées à pillow-lavas de la série de Plancher-Bas

Ces coulées sont celles du Mont (éch. 1Q1 et 3F) et du Mont de Vannes (éch. 3C)

Macroscopiquement les roches échantillonnées dans cette série présentent les mêmes caractères. Elles sont de teinte verte sombre, homogènes et parcourues de veines à remplissage de minéraux secondaires parmi lesquels on peut rencontrer certaines fois de la pyrite.

Ces roches, représentatives des parties internes des coussins, sont enveloppées dans une matrice de hyaloclastites de couleur verte, friable, présentant une texture litée. Celle-ci moule parfaitement les bords de ces coussins. Au sein de cette matrice, sont également présents des amandes et des feuilletts onduleux de calcite et de quartz.

L'étude microscopique des échantillons provenant des deux affleurements, révèle malgré leur ressemblance macroscopique des différences d'organisation interne (texture) et de composition des associations minérales. Ces différences d'ordre pétrographiques se verront confirmées par la chimie des deux roches (Tableau II-15, ChpIII-PII).

a - 1 : Andésites basaltiques du Mont
--

La roche est microlitique porphyrique (photos B et C, planche II) et présente deux temps de cristallisation. *Un premier temps* correspondant au stade intratellurique représenté par les phénocristaux et les microphénocristaux et *un deuxième temps* correspondant au stade d'épanchement et de refroidissement rapide représenté par la mésostase microlitique.

Phénocristaux et microphénocristaux

Ce sont des plagioclases, des feldspaths alcalins, des clinopyroxènes et des minéraux opaques auxquels on peut ajouter des pseudomorphes, très rares, d'une phase mafique non identifiable.

Les plagioclases :

Les phénocristaux de plagioclases sont squelettiques et présentent souvent des inclusions de liquide recristallisé au coeur ou sur leur périphérie. Ces inclusions indiquent que des conditions de déséquilibre ont dû se réaliser et qu'une remise à l'équilibre s'est produite pendant la cristallisation de la lave. La taille de ces phénocristaux est variable et peut atteindre 1,7 mm ;

ils sont souvent groupés en amas glomérophyriques de plusieurs individus ou en intercroissance consertale entre eux ou avec des pyroxènes.

Leurs compositions chimiques $An_{2.2\%} Ab_{96.8\%} Or_{0.9\%}$ (fig. II-9B), sont celles d'albite.

Les microphénocristaux sont à macles polysynthétiques, et paraissent soit isolés ou en amas glomérophyriques avec des Cpx et des opaques. Ces plagioclases présentent souvent deux zones dont le contraste, dû probablement à une différence de composition, a été effacé par l'albitisation généralisée relevant des stades d'évolutions ultimes ou postérieurs. A l'interface des deux parties, une auréole d'inclusions du liquide définit la limite d'interruption et de reprise de la croissance. De tels plagioclases présentant un liseré "nuageux" sont fréquents dans les laves orogéniques de type tholéiitique ou calco-alcalines (Gill, 1981).

Les feldspaths alcalins

Ce sont des sanidines automorphes de composition ($An_{0.36\%} Ab_{20.25\%} Or_{79.38\%}$), maclés Carlsbad, et présentant une famille bien développée de clivages. Ces cristaux sont probablement des xénocristaux incorporés des formations traversées par le magmas.

Les clinopyroxènes

Les phénocristaux de Cpx sont automorphes à subautomorphes et présentent souvent des macles simples ou polysynthétiques.

Leurs rapports avec le plagioclase sont variables. On note souvent la présence d'inclusions de tablettes de plagioclases soit à la bordure soit au coeur de certains phénocristaux. Les figures d'intercroissance entre individus de grande taille des deux phases sont fréquentes.

Leurs coeurs peuvent présenter des inclusions de liquide. Leurs bordures sont parsemées de microcristaux d'opaques ; ces opaques sont partiellement englobés dans ces pyroxènes, et peuvent ainsi correspondre à une croissance épitaxitique qui a eu lieu peu avant l'épanchement.

Les microphénocristaux de cpx sont souvent en association avec des opaques ; cette association englobe aussi souvent des microphénocristaux de plagioclases.

La composition de ces pyroxènes (Ca45-39, Mg43-41, Fe11-20) est celle d'augite (Figure II-9A).

Les pseudomorphes :

Les clinopyroxènes montrent, au niveau des intersections avec les veinules parcourant la roche, composées de quartz, épidote et plus rarement calcite, une transformation partielle en épidote bien cristallisée (pistachite).

Parfois, des pseudomorphes d'une phase non identifiable peuvent être rencontrés ; leurs produits de transformation correspondent à une mosaïque d'épidote fibreuse de couleur verte à jaune.

Commentaire de la planche II :

Caractères pétrographiques microscopiques des roches des coulées à pillows lavas.

A - 3C L.P. x 20 : Basaltes des coulées à pillows lavas du Mont de Vannes.

La photos exprime l'aspect microscopique de ce faciès à noter les textures de refroidissement rapide : texture plumeuses (t.p) présentées par les plagioclases du fond, sections losangiques des plagioclases et morphologie squelettique à la fois des microlites de plagioclases et des clinopyroxènes (cpx). La photo constitue également une illustration du caractère spilitique du faciès. À noter les lithophysés entre autres chloriteuses du fond ainsi que l'aspect moucheté de ces derniers.

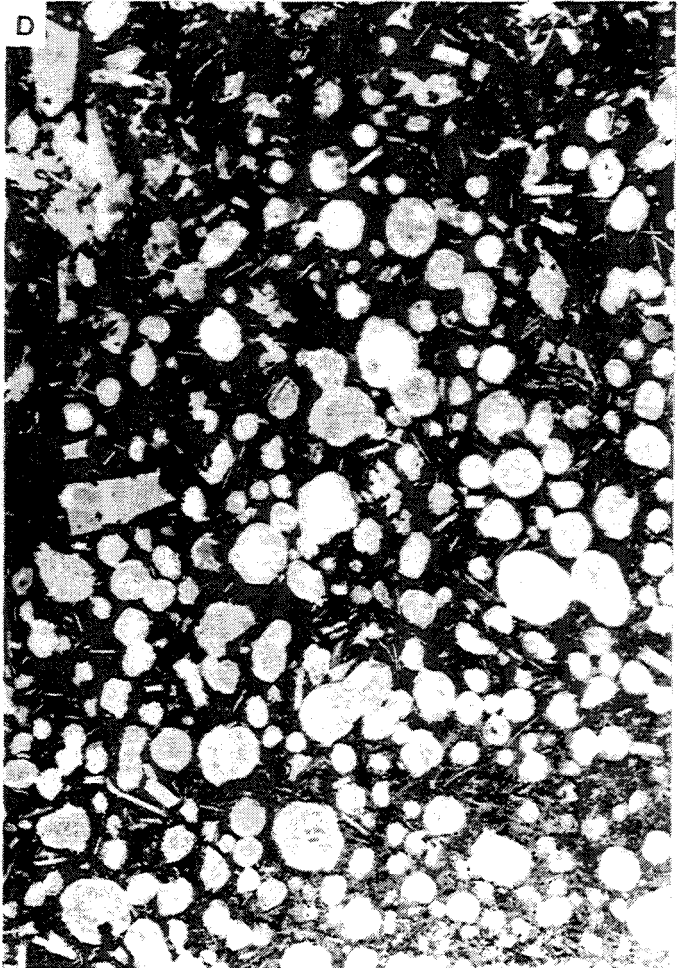
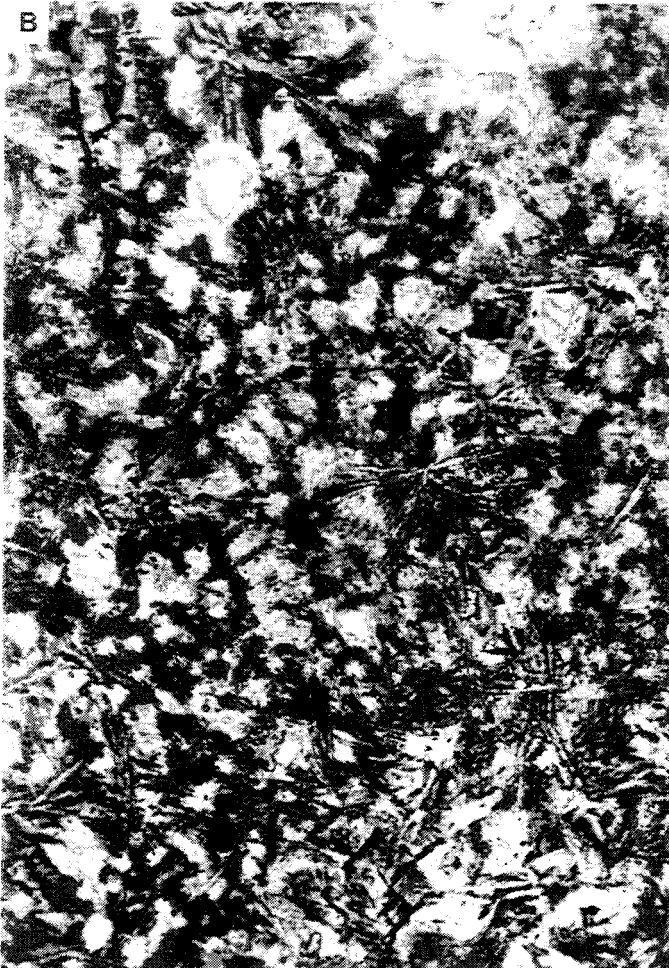
B et C - 1Q1 L.P. x 100 : Andésites basaltiques des coulées à pillows lavas du Mont.

Les photos présentent des détails de l'architecture du fond établie par suite du refroidissement rapide de la lave. Les textures plumeuses assez développées : sphérulites et "Bow - Tie" en B et éventails en C. La photo C permet de voir les deux aspects des minéraux opaques : ceux en aiguilles et ceux en cristaux souvent associés aux clinopyroxènes (cpx) ; elle permet également de noter le degré de chloritisation du faciès et la fréquence des granules de leucoxènes (granules de couleur brune).

D - 3M L.P. x 20 : Basaltes des coulées à pillows lavas de la Haute Vallée de la Doller (série de Malvaux).

La photo montre le passage depuis le coeur microlitique des pillows (partie colorée en noire) vers leur carapace externe vitreuse (cortex hyaloclastique correspondant à la partie blanche). La photo illustre la vésiculation importante du faciès (symbolisant un dégazage important de la lave) ; on peut aussi y détecter les fantômes des anciennes phases ferromagnésiennes.

PLANCHE II



Les opaques :

Ce sont des titanomagnétites ($\text{TiO}_{29-11\%} \text{FeO}_{71-77\%}$). Ils forment rarement des cubes isolés dans la mésostase .

On les trouve également souvent associés à des microphénocristaux de cpx. Dans ce cas ils se situent de préférence à la périphérie des cristaux. Leur forme généralement automorphe suggère que ces minéraux ont eu une croissance simultanée avec les microphénocristaux de cpx avec qui ils sont associés.

Mésostase :

Le fond de la roche est microlitique. Il est composé de microlites de plagioclases, de microcristaux prismatiques ou microlitiques de cpx, de microcristaux et d'aiguilles d'opaques. Les aiguilles d'opaques sont dendritiques ; elles s'entrecroisent avec les microlites de plagioclases et des dendrites de très petite taille de cpx ou d'épidotes. L'espace interstitiel entre les divers minéraux, et particulièrement entre les microlites de plagioclases, est occupé par des alvéoles de chlorite et un verre recristallisé cryptocristallin.

Les microlites de plagioclases, relevant du stade d'épanchement, sont aciculaires et présentent une distribution de formes variées traduisant un écart très important de l'équilibre lors du refroidissement rapide ou brutal. En effet, on note l'existence d'individus à corps caverneux, de formes squelettiques, à terminaisons branchues ou en cheveux. Ces aspects sont ceux reconnus dans les laves ayant subi des phénomènes de trempe par suite d'un refroidissement brutal (Lofgren, 1974 ; 1980). Les textures variolitiques et plumeuses, traduisant une surfusion importante, sont très fréquentes (photos B et C, planche III). Elles sont représentées par des formes sphérolitiques très variées composées de fibres branchues divergentes ou par des cônes, des doubles cônes ("Bow-tie"), ou des éventails pédonculés ou des axiolites. Les espaces entre les fibres sont occupés par du verre recristallisé ; ceux existant entre les sphérolites sont occupés par de la chlorite, des opaques et des minuscules granules de cpx.

Processus d'altération

Les microfissures traversant la roche permettent un développement d'épidote, de quartz et de calcite. Les phénomènes d'épidotisation, de silicification et de carbonatation paraissent être localisés dans les microfissures. Dans ces microfissures, les épidotes sont en cristaux prismatiques groupés en amas et associées au quartz et à de la calcite. Les épidotes fibreuses ou en paillettes caractérisent les rares sites de pseudomorphose d'anciennes phases ferromagnésiennes autres que le cpx.

Par opposition aux divers phénomènes cités ci-dessus, la chloritisation paraît plus exprimée dans l'ensemble de la roche. Elle se développe sous forme de lithophyses ou de vésicules au sein de la mésostase. Elle peut également affecter les phénocristaux de plagioclase par recristallisation des inclusions liquides.

Ordre de cristallisation

Les textures présentées par les phénocristaux montrent que :

--- La phase pseudomorphosée en épidotes fibreuses si elle correspond à de l'olivine serait la première à cristalliser;

--- Le plagioclase serait le second à cristalliser pendant un bref intervalle de temps;

--- La cristallisation du pyroxène pourrait être soit synchrone de celle du plagioclase (présence de textures d'intercroissance des phénocristaux des deux phases) soit succédant celle du plagioclase (inclusions fréquentes de plagioclases dans le cpx).

Les microphénocristaux présentent une cristallisation simultanée des plagioclases, des pyroxènes et des titanomagnétites (présence d'amas glomérophyriques des trois phases et de textures d'intercroissance des opaques avec les deux autres phases).

a - 2 : Basaltes du Mont de Vannes

Les échantillons en provenance du Mont de Vannes présentent une texture intergranulaire à intersertale grossière (photos A, planche II).

Les microlites de plagioclases et de clinopyroxènes sont squelettiques. Cette morphologie, associée à la texture plumeuse du fond interstitiel, suggère une grande vitesse de refroidissement.

Les paragenèse minérales montrent que les roches du Mont de Vannes par opposition à celles du Mont sont riches en clinopyroxènes, très pauvres en phénocristaux de plagioclases et ne présentent pas de minéraux opaques primaires. Ceux-ci sont remplacés par des minéraux d'altération du type leucoxène dont les compositions rappellent celles du sphène. Cette paragenèse minérale renferme également des reliques de phases mafiques (probablement d'anciennes olivines) pseudomorphosées en chlorite et calcite. De la même façon, des échardes de verre sont remplacées par de la chlorite et de la calcite.

Les compositions chimiques, obtenues à la microsonde électronique, montrent que les plagioclases (Figure II-9B) sont essentiellement de composition albitique (An% 4,01 Ab%

95,4 Or% 0,54). Les clinopyroxènes (fig. II-9A) sont des salites et des augites (Ca% 42-46 Mg% 37-41 Fe% 13-19).

L'altération de ce faciès est également particulière. En effet, malgré le degré de fraîcheur remarquable des pyroxènes, le fond de la roche exprime un développement important des lithophyses de chlorite et d'amandes de calcite et de silice.

b - Les coulées à pillow-lavas de la série de Malvaux

Macroscopiquement , la roche, de couleur noire à vert sombre, présente un débit en boules (mini pillows-lavas). Chaque boule présente une partie interne massive, tachetée en blanc par de la calcite, frangée d'un cortex hyaloclastitique. Ce cortex correspond à une carapace vitreuse constituée de matériel vert sombre, friable, et présentant un débit en lames concentriques en bulbes d'oignons au tour de la partie centrale.

L'étude microscopique permet parallèlement à celle macroscopique de distinguer les deux parties décrites ci-dessus pour chaque boule (photo D, planche II). Les parties internes sont microlitiques porphyriques vésiculées ; celles externes corticales sont à texture hyaloclastitique.

Le passage du cortex vers le coeur correspondrait à une chute de température brutale synonyme d'une vitesse de refroidissement progressive depuis l'extérieur vers l'intérieur. Les deux parties ont en commun de présenter une vésiculation traduisant un dégazage important de la lave (photo D, planche II). Les vésicules résultantes sont à remplissage de minéraux secondaires, dont la silice, la chlorite et la calcite.

Le coeur représente les portions de la lave refroidie brutalement mais non vitrifiée ; le cortex vitreux en englobant des microlites et des phénocristaux de la même lave suggère une transformation en verre du même liquide magmatique trempé au contact de l'eau de mer ou d'un sédiment gorgé d'eau. Ces caractères suggèrent un mode de gisement en filon couche (fig. II-7) ou en coulée sub-aquatique peu épaisse.

Le cortex hyaloclastique

Il peut être décrit comme une brèche hyaloclastique composée d'une matrice vitreuse et vésiculée à éléments de verre et de minéraux. Ces éléments correspondent à des échardes de verre recristallisé, à des phénocristaux et phénohyaloclastes, ainsi qu'à des fragments microlitiques de taille variable et de même nature que ceux composant le coeur.

Les phénocristaux sont des plagioclases et des pseudomorphes de phases magnésiennes primaires. Les plagioclases sont sous forme de lattes automorphes présentant fréquemment des sections losangiques ; ils sont séricitisés et albitisés. Les pseudomorphes de pyroxènes et d'olivine sont squelettiques et très corrodés ; les golfes de corrosion sont occupés par le liquide recristallisé. Les morphologies rappelant les textures de refroidissement brutal des olivines (Donaldsen, 1976 ; fig. II-8) sont assez fréquentes. Les habitus pouvant rappeler le faciès cristallin des amphiboles sont moins évidents.

La matrice vitreuse est composée de billes ou d'échardes de verre plus ou moins recristallisés. Les billes de verre, à l'aspect vésiculé, rappellent les structures d'anciennes ponces. Il s'agit de vacuoles aplaties ; leur aplatissement a souvent induit une orientation ainsi qu'une coalescence des individus conférant à ce cortex un aspect vermiculaire.

Les vésicules de verre ainsi observées présentent trois zones :

- une carapace externe jaune-orangé à noirâtre
- un cortex ou paroi fibroradiée, sinueux et axiolitique dans les individus éclatés;
- un coeur constitué d'une recristallisation en chlorite et silice d'un verre amorphe de même constitution que celui du fond interstitiel.

Le coeur microlitique

Il présente une texture microlitique porphyrique glomérophyrique.

Les *plagioclases* se présentent en phénocristaux et en microphénocristaux. Les phénocristaux sont très séricitisés et présentent une zonation normale bien exprimée surtout dans les sections losangiques, où le coeur, relativement plus basique par rapport à la périphérie, se montre être plus affecté par l'altération. Les microphénocristaux sont automorphes, séricitisés et présentent des terminaisons branchues.

Les *pseudomorphes de phases mafiques* sont divers. Les plus fréquents sont squelettiques et leurs habitus automorphes ont été intensément affectés et corrodés par le liquide magmatique. Les formes résultantes présentent des textures de refroidissement brutal caractéristiques des olivines (Donaldsen 1976 ; Fig. II-8); les autres formes rencontrées seraient des pyroxènes ; les habitus pouvant être associés à des amphiboles sont très rares et moins évidents. Ces pseudomorphes sont soit des phénocristaux isolés ou des microphénocristaux en association avec les plagioclases rappelant parfois des textures ophitiques. Dans d'autres cas, ces pseudomorphes incluent des microphénocristaux tabulaires de plagioclases d'une façon poecélitique. La pseudomorphose est totale et les produits de remplacement sont la chlorite, la silice et la calcite.

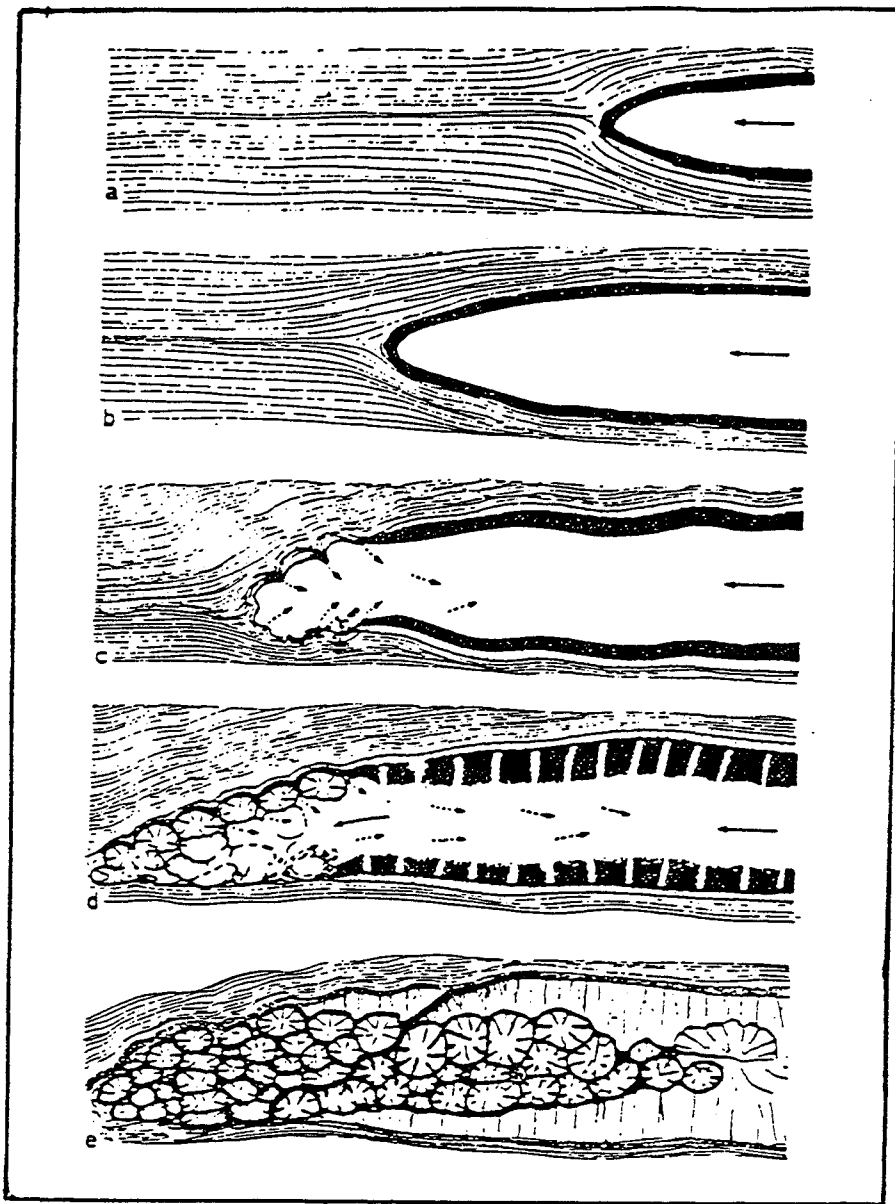


Figure II-7 : Schéma montrant le mécanisme de formation de pillow lava dans un filon couche (Yagi, 1969).

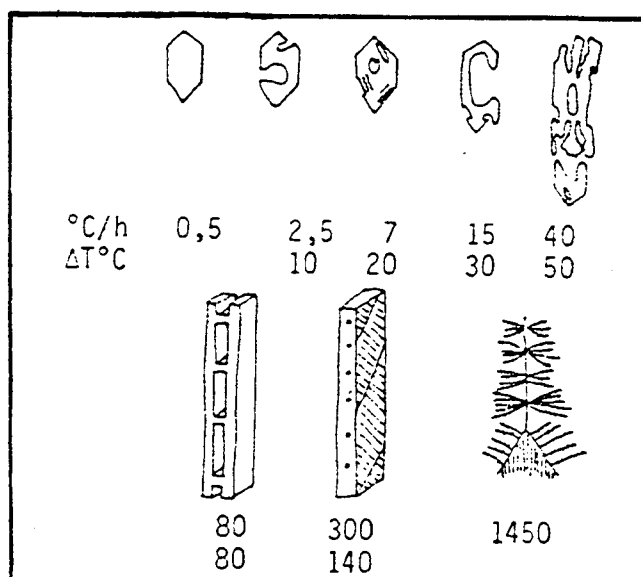


Figure II-8 : Formes des olivines obtenues par expérimentation (C.H. Donaldson, 1976)

$^{\circ}\text{C}/\text{h}$: vitesse de refroidissement

$\Delta\text{T } ^{\circ}\text{C}$: degré de surfusion

L'ensemble de phénocristaux et microphénocristaux est supporté par une matrice microlitique vésiculée. Celle-ci est constituée de microlites de plagioclases disposés dans un verre recristallisé, riche en vésicules et pigmenté en noir par des produits ferrugineux. La texture résultante est pilotaxitique porphyrique vacuolaire.

Les microlites de plagioclases présentent des tailles et formes variables dont certaines témoignent d'un degré de surfusion important, confirmant que cette organisation en boules est due au refroidissement rapide. Ainsi, on distingue la présence à la fois de formes aciculaires ou en aiguilles et de formes tabulaires dendritiques. Ces dernières dessinent des terminaisons branchues, souvent en queue d'hirondelles. Ces microlites sont très abondants et se disposent d'une manière très serrée. Leur orientation marquée simule une nette fluidalité dans la mésostase. La vitesse de refroidissement et la composition de ces microlites (Lofgreen, 1974) sont telles que les textures plumeuses sont absentes de ce faciès.

Les vésicules

Elles sont sous forme de globules isolés autour desquels les tablettes allongées de plagioclases les moulent en se déformant. Elles peuvent également se présenter sous forme de grandes vacuoles, à l'interface coeur-cortex, et résultent alors de la coalescence de deux à plusieurs globules. Elles sont toutes occupées par des minéraux secondaires variés parmi lesquels la silice, la chlorite et la calcite sont les plus répandues.

2 - Les faciès hypovolcaniques

a - Les faciès à chlorites et pyroxènes

a - 1: Dolérites porphyriques

Ce sont des roches porphyriques, où les phénocristaux et les microphénocristaux de feldspaths et pyroxènes baignent dans une matrice microlitique intersertale de couleur brune à rouge, tachetée en vert et noir par de la chlorite et des oxydes de fer.

Les phénocristaux

Les phases relevant du stade intratellurique de cristallisation sont des phénocristaux et microphénocristaux de feldspaths et de minéraux ferro-magnésiens. Ces derniers sont, selon les faciès, des clinopyroxènes en reliques ou à l'état de pseudomorphes et des fantômes d'olivines

(et d'amphiboles). A côté de ces minéraux on note la présence d'opakes ainsi qu'un important développement des apatites.

Les compositions chimiques des feldspaths, obtenues à la microsonde électronique pour les échantillons des diabases du Saut de la Truite (Mont des Fées), montrent (figure II-9B) que ceux-ci sont à la fois des plagioclases de type oligoclase à albite ($\% \text{An} \approx 10$) et des feldspaths alcalins potassiques ($\% \text{An}_3$, $\% \text{Ab}_{64}$ à 3 , $\% \text{Or}_{36}$ à 96).

Les clinopyroxènes sont des diopsides à caractères magnésiens, chromifères et faiblement titanifères.

La Mésostase

Les microlites de plagioclases définissant l'architecture de la mésostase sont de taille variable. Selon cette taille, nous pouvons distinguer deux types de mésostase : un faciès à texture intersertale grossière et un faciès à mésostase plus finement cristallisée.

Dans le cas des faciès à texture intersertale grossière, la texture doléritique est conforme au mode de gisement intrusif hypovolcanique. Ceci est le cas des dolérites porphyriques du Saut de la Truite au Mont des Fées et de la Goutte d'Ulysse.

Dans les roches finement cristallisées, la mésostase correspond à un fond cryptocristallin où baignent des microlites de très petite taille de plagioclases et des paillettes minuscules de chlorite (ou d'actinote). La matrice résultant est une cryptofelsite à laquelle se superpose une poussière disséminée et très abondante de granules d'oxydes de fer et de carbonates, sans qu'aucune fluidalité ne soit décelable dans la roche.

Processus d'altération

Le faciès à chlorites et pyroxènes des dolérites porphyriques ne présente pas un degré de transformation homogène. L'altération a affecté, avec des degrés variables, à la fois les phases minérales et la pâte de la roche. La paragenèse minérale primaire est ainsi soit totalement transformée ou en partie conservée.

Les pseudomorphes sont très abondants et montrent que la roche possédait un indice de coloration élevé. Les formes ainsi que les produits d'altération, montrent qu'au moins deux phases mafiques avaient formés l'assemblage intratellurique. L'existence d'habitats de pyroxènes et d'amphiboles sont fréquents, alors que des fantômes assimilables à des olivines peuvent être rencontrés. Les produits de remplacement sont la calcite, une chlorite brune magnésienne et l'hématite.

Les plagioclases sont complètement altérés, les produits de leur altération seraient représentés par des argiles et de la séricite.

L'altération de la mésostase est représentée par un développement important de la chloritisation et de la calcitisation. Au-delà de ces deux processus et à côté de l'oxydation bien exprimée, la roche est dépourvue d'épidotes.

a - 2 : Dolérites aphyriques et sub-aphyriques

Les roches doléritiques sub-aphyriques appartiennent à deux catégories (Planche II) : des roches à texture trachydoléritique aphanitique d'une part et des roches à texture doléritique à faible proportions de phénocristaux.

Les trachydolérites

Elles correspondent aux faciès rencontrés au Châlet St Hubert, dans le domaine de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle. Il s'agit de roches aphanitiques présentant des microphénocristaux de clinopyroxènes et rarement de plagioclases.

Les compositions chimiques obtenues à la microsonde électronique (Figure II-9B) montrent que les microphénocristaux de plagioclases sont à la fois des albites (An 2 Ab 95 Or 2,6) et des andésines (An 41 Ab 46 Or 12,8) alors que les clinopyroxènes sont des salites et des augites.

La mésostase est composée de clinopyroxènes en microlites ou en granules prismatiques disséminés entre les microlites de plagioclases (photo D, planche III). Ces derniers sont soit orientés et dessinent une fluidalité et un feutrage caractéristique des textures trachytiques, soit disposés d'une manière entrecroisée qui rappelle des textures doléritiques. Cette texture trachydoléritique résulterait probablement d'une mise en place en gisement hypabyssal du type sill. En effet ce faciès montre localement une importante vésiculation et des microlites de plagioclases flexueux, à morphologie squelettique ; ceci suggérerait un caractère intrusif d'un liquide chaud dans un sédiment gorgé d'eau.

Le faciès d'altération de ces roches est exprimé par l'albitisation des plagioclases, une présence plus au moins importante des épidotes.

Les dolérites

Les faciès doléritiques échantillonnés à proximité de la bordure sud du Granite des Ballons contiennent des phénocristaux en très faibles proportions qui baignent dans un fond microlitique très finement cristallisé à texture doléritique ou nésophitique (photos A et B, planche III).

Les phénocristaux

Il s'agit de phénocristaux et de microphénocristaux, moins abondants, de plagioclases et de phases mafiques en reliques ou à l'état de pseudomorphes.

Les faciès présentant des reliques de pyroxènes et de plagioclases basiques se rencontrent au Saut de la Truite (Mont des Fées) ; ceux dont la paragenèse minérale primaire est complètement transformée caractérisent les affleurements du Durrwald, du Col sans Nom et de la Goutte d'Ulysse.

Les plagioclases :

Au même titre que les autres phases en phénocristaux les plagioclases sont généralement peu abondants, cependant ils peuvent atteindre des proportions de 10% dans les faciès du Durrwald. Leur taille est variable (≈ 1 à 1,2 mm de longueur). Leur composition chimique déterminée à la microsonde électronique (Fig. II-9B) montrent qu'ils sont intermédiaires entre l'albite et l'oligoclase (An 05 à An 12) dans les faciès du Durrwald et de la Goutte d'Ulysse, et entre l'andésine et le labrador dans ceux du Saut de la Truite.

Les faciès cristallins sont automorphes à subautomorphes. Ils présentent fréquemment des golfes de croissance et des structures de remise à l'équilibre. Les sections losangiques sont assez fréquentes dans les faciès de la Goutte d'Ulysse. Dans les faciès du Durrwald et du Col sans Nom, ces phénocristaux sont squelettiques. Ils montrent alors des émoussements assez poussés d'une ou de plusieurs faces et des auréoles périphériques d'inclusions internes de liquide recristallisé en chlorite seule ou en une association de chlorite et de calcite. Ces auréoles, disposées concentriquement avec un liseré marginal de surcroissance d'albite, traduisent les stades d'interruption et de reprise de croissance. L'albitisation totale postérieure empêche de les interpréter comme des zonations normales. Certaines sections allongées présentent des traces de réactions à proximité de leur coeur et le long de plan de clivages. Les auréoles de croissance et les modifications de la morphologie primaire, encore bien exprimée par les sections longitudinales cavernieuses squelettiques à terminaisons branchues, confirment qu'un écart aux conditions d'équilibre s'est produit et qu'une simple corrosion des plagioclases à caractères primaires par les magmas résiduels à basse température ne peut être proposé.

Commentaire de la planche III :
Caractères pétrographiques microscopiques des faciès
doléritiques.

A - 1Y4 L.P.A. x 20 : Basaltes de la Goutte d'Ulysse exprimant une texture doléritique typique rendue intersertale par transformation totale des clinopyroxènes des espaces interstitiels. Les produits de remplacement chlorite - épidote peuvent être observés dans les sites de pseudomorphose.

B - 1N L.P.A. x 40 : Basaltes de Durrwald exprimant une texture doléritique intersertale finement cristallisée.

La photo permet d'observer la moisissure de carbonates qui charge le fond de la roche ainsi que certains des rares phénocristaux de plagioclases (pl) qui composent la roche.

C - 3 O.1 L.P.A. x 20 : Faciès des basaltes doléritiques à actinote du Mont de la Sibérie situé dans la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle.

La photo exprime la transformation généralisée en actinote des phases des espaces interstitiels et la texture intersertale résultante.

D - 3T1 L.P.A. x 20 : faciès des basaltes trachydoléritique du Chalet St Hubert.

La photo permet d'observer la poussière assez développée et bien préservée des granules de clinopyroxènes qui parsèment le fond de la roche, on peut y observer également le mode d'agencement irrégulier des microlites de plagioclases et la fréquence des lithophysés de chlorites.

PLANCHE III



L'altération peut conférer à ces plagioclases, notamment à ceux albitique des faciès du Durrwald, un aspect trouble et sale. Cette altération est mieux exprimée au coeur du minéral qu'à sa périphérie. Les produits sont localisés le long des plans de clivages et correspondent, selon les affleurements, soit à des épidotes et des carbonates (cas des échantillons du Col sans Nom), soit à des carbonates et chlorites (cas des échantillons du Durrwald), soit à de la séricite et des épidotes (cas des échantillons de la Goutte d'Ulysse). La dominance des produits d'altération calciques au coeur suggère la nature primaire basique du plagioclase, alors que sa périphérie, plus sodique et moins altérée traduirait une zonation normale du minéral.

Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes sont soit en reliques (cas des échantillons du Saut de la Truite et de certaines dolérites de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle), soit sous forme de pseudomorphes (cas des autres affleurements).

Les clinopyroxènes reliques : Leurs compositions chimiques obtenues à la microsonde électronique permettent de les associer dans la terminologie de Hess et Poldervaart (1951) à des diopsides et endiopsides pouvant évoluer vers des augites (Figure II-9A).

Les pseudomorphes : Les habitus, souvent mal conservés, ont conduit à assimiler la totalité des pseudomorphes présentés par ces faciès à des clinopyroxènes. Les produits de remplacement rencontrés dans les sites de pseudomorphoses sont soit monominéraux isovolumiques, soit diffus et composés de deux à trois phases secondaires. Quatre cas de paragenèses de basse température peuvent être rencontrés.

- des remplacements non isovolumiques de quartz en microcristaux, frangés par une vacuole diffuse de chlorite fibreuse, pouvant être associée dans certains échantillons à une poussière de calcite et d'hématite. Ces pseudomorphes sont soit en phénocristaux ou en microphénocristaux isolés, soit associés en intercroissance ou en inclusions avec des plagioclases.
- des remplacements en silice et calcite associées à de l'hématite, qui sont aussi soit isolés soit en intercroissances avec des plagioclases.
- des remplacements en épidotes formant des microcristaux finement divisés enveloppés ou contenus dans des vacuoles diffuses de chlorite. Ces pseudomorphes caractérisent uniquement les faciès de la goutte d'Ulysse et du Col sans Nom.
- les remplacement isovolumiques en chlorite seule, calcite seule et en calcite comportant au coeur une association de chlorite, épidote et quartz sont aussi fréquentes.

Mésostase

Le fond microlitique peut être grossier ou finement cristallisé. Selon l'arrangement de ces microlites on rencontre des textures nésophitiques (cas des échantillons de la Goutte d'Ulysse), et des textures doléritiques. Ces dernières sont soit intersertales imparfaites, associées aux faciès à reliques de pyroxènes et de plagioclases basiques (Saut de la Truite), soit parfaitement intersertales et caractérisent alors les faciès dont la paragenèse primaire est complètement transformée (Durrwald et Col sans Nom).

Dans les faciès non totalement transformés du Saut de la Truite, les microlites de plagioclases délimitent des espaces interstitiels occupés par des microlites et des microcristaux reliques de clinopyroxènes associés à du leucoxène et de la chlorite ainsi qu'à de minuscules granules d'opacités.

Dans les autres faciès du Durrwald et du Col sans Nom, la mésostase microlitique est parsemée par un nombre important de litophyses et peut contenir des microxénolites finement cristallisés.

Les microlites de plagioclases qui forment l'essentiel de ces roches sont tabulaires et rarement squelettiques ; leur taille varie de 0,1 à 0,45 mm. Leurs bordures sont régulières. Leurs coeurs sont parfois occupés par un fin treillis d'épidotes. Ceci confère une apparence cavernueuse à ces microlites et un aspect sale au faciès hôtes. Ces microlites se juxtaposent les uns les autres par leurs sommets et par leurs bordures pour délimiter des espaces de tailles variables. Ceux de grandes tailles devraient représenter initialement des clinopyroxènes remplacés par de la chlorite vacuolaire, du quartz et des épidotes ; les triangulaires, de plus petite taille sont occupés par de la chlorite, de la calcite et du quartz ainsi que par une poussière d'hématite en amas filamenteux et dendritiques ou en minuscules agglutinations de granules finement divisées. Ils correspondent à des pseudomorphoses de pyroxènes.

Les litophyses sont soit des petites vésicules peu globuleuses colmatées uniquement par de la chlorite bleue fibroradiée de type pennine, soit des plages diffuses et irrégulières de chlorite ou de calcite.

Les microxénolites sont très finement cristallisés. Leurs formes irrégulières permettent difficilement de les assimiler à des gouttelettes de liquide de cristallisation tardive. Il s'agirait plutôt de fragments assimilés des bordures figées ou de roche doléritiques recoupées par les laves en présence. Les microlites composant ces xénolites ont subi une modification de leur morphologie et sont devenus squelettiques et dendritiques. Ils présentent une intercroissance avec les microlites de la lave pour former des roses rappelant des textures en gerbes ou en sphérolites (en "bow-tie") composée de lamelles divergentes de plagioclases. Les espaces entre

les lamelles de plagioclases sont occupés par du verre recristallisé en chlorite. Ces modifications de morphologie peuvent illustrer un déséquilibre de température lors du refroidissement final de la lave, justifiant ainsi leur texture en gerbes. Elles peuvent également traduire un déséquilibre de composition entre le liquide magmatique intrusif et l'encaissant dont certains fragments ont pu être assimilés par le magma lors de l'intrusion.

Faciès d'altération

Les dolérites sont caractérisées par une variabilité du faciès et du degré d'altération à la fois des phénocristaux et de la matrice. Les faciès d'altérations rencontrés, se situent entre des transformations diagénétiques modérées, jusqu'à la formation des épidotes. Ces transformations se résument en une carbonatation, une silicification et une chloritisation ainsi qu'une épidotisation.

Carbonatation

Les carbonates paraissent caractériser tous les faciès hypovolcaniques sans exception.

Dans les roches étudiées la calcite peut être soit localisée dans les interstices de la mésostase, soit franger les bordures des microlites de plagioclases. Elle apparaît également dans les zones de pseudomorphoses des phases magnésiennes où elle constitue la phase dominante.

Chloritisation

La chloritisation est présente dans presque tout ces faciès. En dehors des inclusions de chlorite rencontrée dans les phénocristaux des plagioclases, qui serait issue de la recristallisation de verre, la chlorite participe également à la paragenèse secondaire des espaces interstitiels et de pseudomorphose de phases magnésiennes. Elle constitue avec le quartz l'association la plus abondante. Elle colmate aussi, associée à une poussière de calcite, les alvéoles disséminées dans le fond des roches et dont la plupart correspondent à des remplacement isovolumiques de Cpx.

Silicification

Le quartz secondaire constitue avec la chlorite la paragenèse la plus abondante des zones de pseudomorphoses où il peut atteindre des tailles de l'ordre de 1,5mm .

Épidotisation

Les épidotes sont absentes des roches du Durrwald et du Saut de la Truite. Elles sont bien représentées dans les autres faciès de la Goutte d'Ulysse, du Col sans Nom et dans ceux de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (photos A et B, planche II). Elles se développent comme produit d'altération au coeur des phénocristaux et des microlites de plagioclases. Elles forment également une poussière disséminée de granules finement divisés dans les espaces

interstitiels. Sa participation à la paragenèse des zones de pseudomorphoses est très importante ; elle peut même constituer avec la chlorite les seuls produits d'altération des pseudomorphoses.

b - Les faciès à actinote

L'échantillon analysé et décrit ici est celui de Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (éch. 30₁) (photo C, planche III).

La roche est aphanitique. Elle présente très peu de phénocristaux de plagioclases. La mésostase présente une texture doléritique typique pouvant encore être qualifiée d'intersertale peu grossière.

Les phénocristaux de plagioclases ont un pourcentage d'anorthite représentatif des compositions du labrador (An 58); les microlites présentent une composition intermédiaire entre l'oligoclase et le labrador (An₅₂₋₂₀) (Stussi, 1970).

Les espaces triangulaires laissés entre les microlites de plagioclases sont occupés par une amphibole qui constitue ainsi le minéral le plus dominant des espaces interstitiels dans la pâte de la roche. Des opaques peuvent également accompagner l'amphibole.

Cette amphibole se présente en cristaux effilochés aux extrémités. Elle est pléochroïque dans le vert et le jaune et l'angle d'extinction ng^c voisin de 17° . L'amphibole observée correspond à un mélange d'actinote qui a envahi toute la roche. Les bordures des tablettes de plagioclases sont déchiquetées et rendues dendrifformes par les aiguilles de cette amphibole qui a également envahi, sous forme d'aiguilles dispersées et entrecroisées, le coeur de ces plagioclases. Cette disposition renforce l'idée d'une origine secondaire de cette amphibole. Cette interprétation rejoint ainsi celle considérant ces amphiboles comme issues d'une transformation de clinopyroxènes occupant initialement ces espace interstitiels. La transformation en question est survenue lors d'un métamorphisme épizonal qui serait induit par la mise en place des granites des Ballons. Les remplacements partiels de clinopyroxènes par des actinotes, décrits dans d'autre faciès, constituent l'argument principal de cette hypothèse (Stussi, 1970).

Altération du faciès

L'épidotisation rencontrée dans la roche est localisée ou cantonnée dans de très rares veines où la texture primaire est complètement détruite et remplacée par une mosaïque microgranulaire d'épidotes et d'amphiboles. L'épidote est presque absente dans la roche en dehors de ces zones.

L'altération concerne aussi plagioclases, affectés par la séricitisation. Quant aux amphiboles elles peuvent être affectées par une faible chloritisation .

3 - Bilan minéralogique

Les minéraux essentiels des roches basiques de l'unité I, se résument en des pseudomorphes d'olivines (et d'amphiboles) dans les dolérites porphyriques, et des reliques de clinopyroxènes, de plagioclases, de feldspaths alcalins et d'opagues. Les compositions chimiques des clinopyroxènes, des feldspaths et des opagues ont été déterminées à la microsonde électronique (annexes I, II et III).

a - Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes des roches basiques effusives de l'unité I (tabl. 1 à 5, annexe I), montrent un étalement des compositions depuis celles des Diopsides - Endiopsides vers celles des Salites - Augites (fig. II-9A). Les substitutions Fe-Mg sont assez prononcées, alors que les variations de teneurs en calcium évoluent moins.

On remarque que les pyroxènes de la série de Plancher-Bas (éch. du Mont n°1Q1, 3F) évoluent depuis des diopsides (Ca \approx 45 %, Fe \approx 5 à 10 %) vers des augites (Ca \approx 38 %, Fe \approx 15 à 20 %) pour des valeurs constantes de Mg (\approx 45 %).

Les Cpx des dolérites porphyriques du Saut de la Truite au Mont des Fées (éch 3G1, tabl. 3, annexe I) sont des diopsides. Certains individus, selon une évolution suggérant un remplacement Fe-Mg, se situent dans le domaine des salites. Ce même raisonnement peut être appliqué aux Cpx des dolérites de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (éch. 3S tabl. 1, annexe I) à caractère d'endiopside et dont certains individus évoluent vers le domaine ferrifère des salites ou celui limitant les compositions des salites et des augites.

Les pyroxènes des pillows lavas du Mont de Vannes (éch. 3C, tabl. 4, annexe I) correspondent à des augites salitiques et des salites riches en Fs (\approx 15-20) et pauvre en En (\approx 35 à 40 %).

Ceux des roches hypabyssales du Chalet St. Hubert (éch.3T, tabl. 2 , annexe I) (Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle) sont caractérisés par une individualisation en deux familles ; une première du type augite et une deuxième du type salite à salite-augitique. L'évolution d'une famille à l'autre se fait pour une composition élevée en fer (\approx 15 %) par une substitution Mg-Ca.

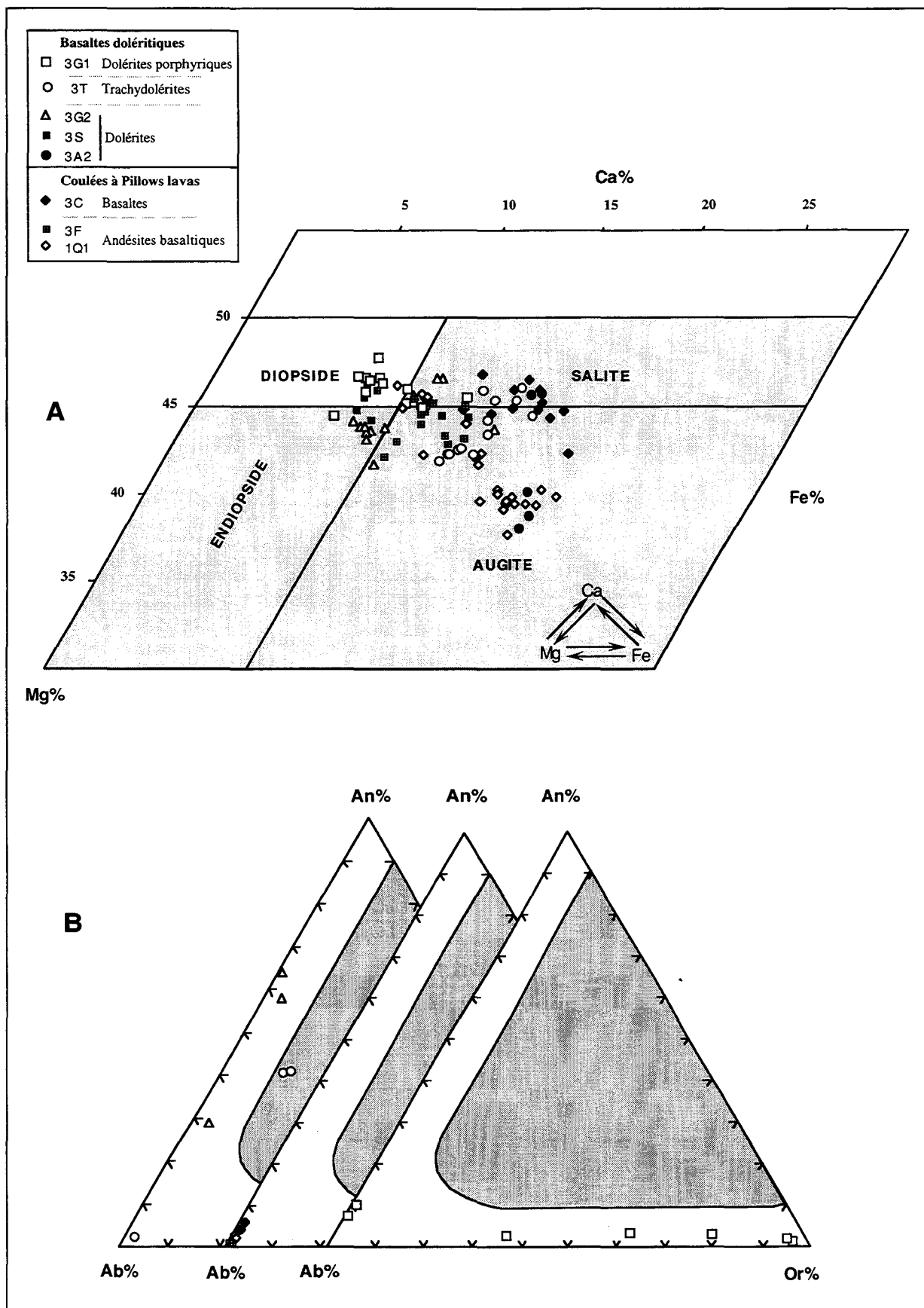


Figure II - 9 : Terminologies et compositions des minéraux reliques (primaires) des roches basiques de l'unité I,

A : Terminologie et compositions des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart (1955).

B : Terminologie et compositions des plagioclases.

b - Les plagioclases

Les compositions chimiques des feldspaths obtenues à la microsonde électronique (fig. II-9B, tabl.1 et 2, annexe II) montrent que :

--- dans les coulées à pillows du Mont de Vannes (éch. 3C), les compositions obtenues sont essentiellement albitiques (An_{4,01}-Ab_{95,4}-Or_{0,54})

--- dans les coulées du Mont (éch. 1Q₁, 3F), les compositions chimiques An_{2,21%} Ab_{96,8%} Or_{0,9%} sont celles d'albites.

--- dans les dolérites porphyriques du Saut de la Truite (éch. 3G₁) (Mont des Fées), ceux-ci sont des plagioclases de type oligoclase à albite (% An ≈ 10);

--- dans les trachydolérites du Chalet st Hubert (éch. 3T), les microphénocristaux qu'ils renferment sont à la fois des albites (An₂ Ab₉₅ Or_{2,6}) et des andésines (An₄₁ - Ab₄₆-Or_{12,8})

--- dans les dolérites du Durrwald (éch. 2Q₁, 1N) et de la Goutte d'Ulysse (éch. 1Y₄) les compositions sont intermédiaires entre l'albite et l'oligoclase (An₀₅ à An₁₂) et entre l'andésine et le labrador dans ceux du Saut de la Truite (éch. 3G₂).

--- dans les dolérites à actinote, les phénocristaux ont un pourcentage d'anorthite représentatif des compositions du labrador (An₅₈); les microlites présentent des compositions intermédiaires entre l'oligoclase et le labrador (An₅₂ à 20) (Stussi, 1970)

c - Les feldspaths alcalins

Les feldspaths alcalins ont été rencontrés dans les coulées du Mont de la série de Plancher -Bas et dans les dolérites porphyriques du Saut de la Truite; ils sont respectivement de compositions An_{0,36%} Ab_{20,25%} Or_{79,38%} et An_{1%}, %Ab_{3%}, %Or_{96%}).

d - Les opaques

Les opaques correspondant à des titanomagnétites (tabl. 1, annexe III) se rencontrent avec des tailles et en nombres importants dans les coulées du Mont de la série de Plancher-Bas. Dans les dolérites porphyriques de la série de Malvaux, ceux-ci sont de très petites tailles. Dans les autres roches on rencontre du leucoxène.

C - Pétrographie et minéralogie des roches acides (planche IV) :

1 - Les rhyolites :

Macroscopiquement ces roches, très finement cristallisées, de teinte rose, sont tachetées en blanc par de rares phénocristaux de feldspaths; dans certains affleurements, elles sont parcourues d'un système de veines rouges sinueuses, onduleuses et anastomosées (Rhyolites du Segment du Nord de Sewen au Nord du Col sans Nom).

Au microscope (photo A, planche IV), leur texture est microlitique peu porphyrique, parfois d'apparence hyaline. En phénocristaux sont rencontrés des feldspaths et de très rares fantômes d'anciennes phases ferromagnésiennes. Ces phénocristaux baignent dans un fond microlitique coloré en rouge par les oxydes de fer.

Les phénocristaux :

Les feldspaths sont dans leur majorité des plagioclases de type albite et rarement des feldspaths alcalins potassiques.

Les plagioclases sont à macles polysynthétiques ou monosynthétiques. Ils sont soit isolés ou en association de plusieurs individus dont les joints d'accolement sont soulignés par des opaques. Ils présentent une altération en séricite et chlorite développées surtout sur les plans de macles.

Les feldspaths alcalins potassiques, très rares, sont soit subautomorphes ou en éclats de formes quelconques, ils sont affectés par une albitisation et une séricitisation développées sur les clivages. Ils sont souvent associés à des plagioclases et présentent sur leur bordure un début de recristallisation en une mosaïque très fine de quartz.

Les minéraux ferro-magnésiens ont été entièrement pseudomorphosés en chlorite et hématite. Dans les zones de pseudomorphoses de ces phases figurent des minéraux accessoires correspondant à des zircons à auréole d'hématite.

La mésostase :

Elle représente environ 75 % de la roche. Elle est composée de microlites de plagioclases maclés albite, enrobés dans un ciment siliceux cryptocristallin. Ce dernier est en grande partie constitué d'une mosaïque hétérogranulaire de minéraux qui résultent de la recristallisation d'un verre interstitiel en une felsite à dominance de quartz. On note également un développement important de phyllites qui s'associe à cette cryptofelsite qui présente une apparence squelettique. Le tout est fortement imprégné d'oxydes de fer.

A fort grossissement, ce fond cryptocristallin montre une dissémination de structures sphérolitiques formées d'agrégats fibroradiés de feldspaths (photo A, planche IV). A ces structures fibroradiées s'ajoutent celles correspondantes à des croissances autour des microlites d'albite (assurant le rôle de nucléus) d'éventails ou de fibres divergentes de feldspaths pouvant rappeler certaines fois des structures granophyriques. Au total, la texture de la roche peut être définie comme hyalopilitique sphérolitique peu porphyrique.

2 - Les rhyodacites :

Elles présentent un degré d'altération variable selon leur proximité par rapport au granite.

Leur composition minéralogique est proche de celle des rhyolites. On y rencontre du quartz automorphe, des plagioclases fracturés, parfois albitisés, ainsi que de rares feldspaths alcalins et des fantômes d'amphiboles.

Dans les faciès igimbriques (éch. 1Y2) on observe des structures de ponces chloritisées, en forme de "fiammes", d'axiolites et d'échardes. On rencontre également des enclaves correspondant à des débris lithiques (spilites, tufs cendreux fins). Leur matrice, hyaline, est chargée d'oxydes qui lui confère une couleur rougâtre rappelant celle décrite pour les porphyres amarantes par Jung (1963).

Les échantillons récoltés à proximité de la Goutte d'Ulysse (éch. 1Y3, 1Y5) montrent qu'à cet endroit ce faciès a été modifié par le métamorphisme de contact induit par la mise en place du Granite du Ballon d'Alsace (photo C, planche IV). Les transformations métamorphiques sont peu poussées. Les anciennes structures de dévitrification ainsi que les fiammes sont encore décelables. La texture primaire peu grossière montre que la plupart des minéraux blancs de la paragenèse primaire ont subi une cataclase. En effet les phénocristaux de quartz et de feldspath paraissent morcelés en grains et présentent des stades de recristallisation plus au moins poussés. Une remarquable préservation des pseudomorphes d'amphiboles primaires caractérise ces faciès (photo D, planche IV).

3 - Les dacites :

Il s'agit de roches microlitiques porphyriques (photo B, planche IV) englobant des phénocristaux de plagioclases et de pseudomorphes de phases mafiques pouvant correspondre à des clinopyroxènes ou/et des amphiboles. Ces derniers peuvent englober totalement des apatites et partiellement des opaques. Ces minéraux en phénocristaux ou en microphénocristaux peuvent former des amas glomérophyriques.

Commentaire de la planche IV :

Caractères pétrographiques microscopiques des faciès acides de l'unité I

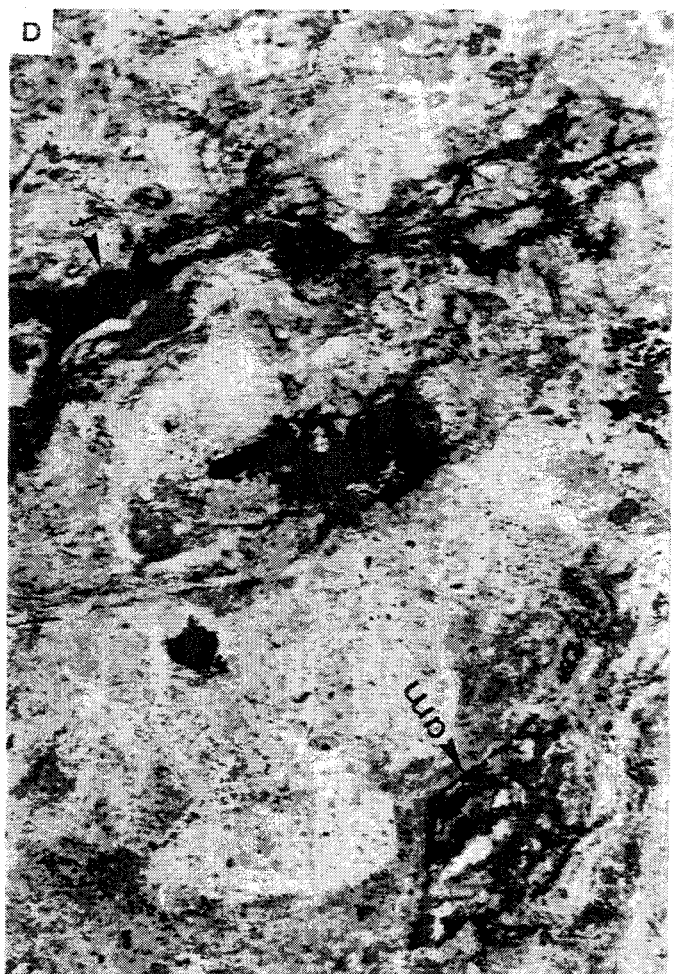
A - 2P L.P.A. x 100 : Rhyolites de la région du Col sans Nom (NW du Durrwald). La photo présente le détail d'une structure sphérolitique qui caractérise le fond felsitique du faciès. Ces structures désignées sous le nom de structures gerbées représenteraient des structures de refroidissement du faciès.

B - 1Z1 L.P.A. x 20 : faciès à caractère dacitique de la Goutte Louis (Rive Gauche de la Vallée de la Savoureuse). La photos exprime l'essentiel des caractères pétrographiques du faciès à noter un fond microlitique pilotaxitique, une vésiculation plus au moins importante, une minéralogie englobant des phénocristaux de plagioclases et des pseudomorphes de phases ferro-magnésiennes précoces. Elle montre également que les vésicules couronnées par des micas blancs et des chlorites sont cependant à remplissage variable entre carbonates d'une part et silice-albite d'une autre.

C - 1Y2 L.P.A. et D - 1Y2 L.P. x 40 : Ignimbrites Rhyodacitiques de la Goutte d'Ulysse.

Les photos C et D se complètent pour illustrer à la fois les caractères pétrographiques de tufs cendreux soudés à caractères ignimbritiques de ces roches ainsi que leur transformation métamorphique à proximité du massif des Ballons. La photos D montre des fiames et des pseudomorphes d'amphiboles, celle en C montre des structures de dévitrification auréolants les phénocristaux de plagioclases. Pour distinguer l'effet du métamorphisme sur la texture épitaxitique de ce type de faciès par rapport à celui du refroidissement et de vieillissement, une comparaison peut être faite avec les photos des faciès ignimbritiques de l'unité III présentées dans la planche IX dans ce même chapitre.

PLANCHE IV



Ces roches cartographiées comme des kératophyres n'ont pas permis d'observer de feldspaths alcalins, sous peine de sa transformation en albite, nous retenons une dominance très nette des phénocristaux de plagioclases sur le reste des autres phases minérales.

La mésostase de ces roches est microlitique, les microlites correspondant à des plagioclases sont de petites tailles et sont serrés les uns contre les autres pour exprimer une orientation et un feutrage conférant à la roche un caractère holocristallin.

Cette matrice microlitique se caractérise par la présence de vésicules témoignant d'un dégazage du magma. Ces vésicules sont recristallisées, et les produits de recristallisation à la périphérie sont représentées par des couronnes concentriques de chlorites, ferrifères à l'extérieur et magnésiennes vers l'intérieur ; les parties internes sont occupées soit par du quartz et/ou par des carbonates. Les couronnes périphériques chloriteuses de ces vésicules peuvent englober un ou plusieurs microphénocristaux de quartz.

La texture est ainsi microlitique porphyrique pilotaxitique glomérophyrique vésiculaire.

L'indice de porphyrisme et l'organisation du fond associés à l'absence de feldspaths alcalins en phénocristaux placent ces roches dans la classe des andésites acides ou des dacites ce qui paraît très compatible avec leurs positions dans les diagrammes de Winchester et Floyd, (1977) (Chp I de cette partie).

II - UNITE II

A - Données de terrain - Extension - géologie des faciès

1 - Extension géographique

Les roches volcaniques de l'unité II affleurent depuis Belfahy à l'Ouest, jusqu'au NE du Molkenrain à proximité de Rimbach-Zell à l'Est. Elles se trouvent ainsi disposées dans un couloir orienté W-E et puis SW-NE depuis Houppach jusqu'à Rimbach-Zell à l'Est (fig. I-4).

La disposition E-W des formations volcaniques de l'unité II, guidée comme la plupart des formations des autres unités par des structures orientées actuellement E-W (Il peut s'agir de chevauchements traduisant un écaillage; de plis-failles traduisant une superposition d'un plissement et d'un écaillage; ou de failles normales traduisant une structuration en horsts et grabens avec des environnements de dépôts continentaux), serait une conséquence de la mise en place des masses plutoniques tardives, elles-mêmes orientées E-W. Cette disposition est représentée par la juxtaposition d'un puzzle de portions décalées dans un sens N-S par des accidents décrochants perpendiculaires aux structures E-W et dont le fonctionnement est plus exprimé au voisinage du fossé Rhéna. C'est à ces accidents que serait associé le changement d'orientation de la partie des formations affleurantes depuis le massif du Rossberg jusqu'à Rimbach-Zell.

Les affleurements les plus importants, se situent au Sud de Belfahy, au point de vue Roche des Fées, au Sud de Malvaux sur le flanc Ouest de la vallée de la Savoureuse au Rocher du Cerf et au Massif du Rossberg-Vogelstein à l'W de Thann. Dans ce dernier massif, on rencontre les affleurements et les structures les plus importantes de cette unité.

Notre logique d'échantillonnage a consisté à faire des prélèvements en plusieurs points répartis dans un sens E-W, parallèlement à la bande d'affleurement (fig. I-4), tableaux (II-4), afin de constater des variations éventuelles d'ordre pétrographique et géochimique dans ces formations.

Les affleurements échantillonnés se situent :

- à l'extrémité Ouest des formations andésitiques, au Sud de Belfahy au "point de vue Roche des Fées" (éch.1R) et à proximité du Rocher du Cerf (éch.2H).

- dans la partie médiane de ces formations, à Houppach (éch.1H, 2E, 2E2) et depuis le Sud du Sattelboden vers le Nord du Fuchsfelsen au travers du Massif du Rossberg (éch.2K1, 2K2, 2K3, 2K4), ainsi qu'à Willersbach au Nord de Masevaux.

- à l'extrémité Est, à Rimbach-Zell (éch.94-4).

<i>Etiquettes des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Site d'échantillonnage</i>	<i>X Géol</i>	<i>Y Géol</i>
2K1	β Labradorites en coulées	Rosberg	949.5 (T)	323
2K2	β Labradorites en coulées	Rosberg	949.5 (T)	323.5
2K3	β Labradorites en coulées	Rosberg	949.5 (T)	323.5
2K4	β Labradorites en coulées	Rosberg	949.5 (T)	324
2E1	β Labradorites en coulées	Sur la Route Joffre au NE de Houppach	949.6 (T)	320.4
2E2	β Labradorites en coulées	Sur la Route Joffre au NE de Houppach	949.6 (T)	320.4
2H	β Labradorites en coulées	Rocher du Cerf Ecole d'Escalade	937 (G)	318.5
1H	β Labradorites en coulées	Sur la Route Joffre au NE de Houppach	950.20 (T)	319.95
1R	hβ Labradorites et Brèches Inférieures	Le Rang de Rey à L'Ouest de Plancher-les-Mines	929.4 (G)	316.5
1S	hτβ Brèche à éléments Trachy-Labradoritiques	Belfahy	929.45 (G)	318.6

Tableau II - 4 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches volcaniques de l'unités II, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T) et de Giromagny (G).

<i>Etiquettes des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Caractères macroscopiques et pétrographiques Texturales (Ch II - P II)</i>		<i>Nomenclature de Winchester et Floyd., (1977) (Ch I - P II)</i>
2K1	β Labradorites en coulées	Coulée massive ou autoclastique	texture microlitique porphyrique vésiculaire à figures de trempe	Basalte andésitique
2K2	β Labradorites en coulées	Intrusion	texture microlitique porphyrique intergranulaire à intersertale	Basalte andésitique
2K3	β Labradorites en coulées	Coulée massive pouvant être prismée	texture microlitique porphyrique vésiculaire à figures de trempe	Andésite basaltique
2K4	β Labradorites en coulées	Intrusion	texture microlitique porphyrique intergranulaire à intersertale	Andésite basique
2E1	β Labradorites en coulées	Coulée massive	texture microlitique porphyrique pilotaxitique	Andésite basaltique
2E2	β Labradorites en coulées	Coulée massive	texture microlitique porphyrique pilotaxitique	Andésite basaltique
2H	β Labradorites en coulées	Coulée massive ou autoclastique	texture microlitique porphyrique	Basalte andésitique
1H	β Labradorites en coulées	Coulée massive ou autoclastique	texture microlitique porphyrique	Andésite basaltique
1R	hβ Labradorites et Brèches Inférieures	Coulée massive	texture microlitique porphyrique	Andésite basaltique
1S	hτβ Brèche à éléments Trachy-Labradoritiques	Coulée de Porphyre vert	texture microlitique très porphyrique amygdalaire (caractère de porphyre)	Andésite basique

Tableau II - 5 : Nature lithologique des formations étudiées de l'unité II selon les cartes géologiques (1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et Floyd., (1977).

2 - *Gitologie*

Les roches de l'unité II forment souvent des **coulées** d'épaisseur variable entre 0,50 et 1,80 m ; les exemples types peuvent être décrits à Willerbach où elles s'interstratifient avec des niveaux sédimentaires de grauwackes-arénites de 0,15 à 1,20 m de puissance, dans le Massif du Rossberg au Nord du Hirtzenstein au Sattelboden, et au Freundstein au Nord de Thann.

Les coulées peuvent présenter divers types de structures (planche V). Elles peuvent être massives (ex : Massif du Rossberg). Elles peuvent être également bréchifiées (coulées autoclastiques) et vacuolaires (ex : coulée du Hirtzenstein). Elles peuvent aussi être grossièrement prismées et débitées en "dalles" perpendiculaires aux prismes (Massif du Rossberg au Sattelboden).

La piste qui joint le Sattelboden au Fuchsfelsen dans le massif du Rossberg, offre une excellente coupe de l'ensemble des formations volcaniques de cette unité. Le niveau repère qui annonce le début d'affleurement des faciès andésitiques est représenté par la coulée prismée de Sattelboden intercalée dans une alternance de niveaux volcano-sédimentaires composés vers le Sud par des grès tuffeux et des pélites reposant sur des ignimbrites et englobant des pépérites (Schneider, 1990) (Fig. II-10). Vers le Nord la même succession se trouve séparée de la coulée prismée par un niveau andésitique autoclastique. Cependant au Sud de cet ensemble décrit ci-dessus, les assises sédimentaires et volcano-sédimentaires passeraient en discontinuité à des coulées vésiculées basaltiques-andésitiques dont les caractères pétrographiques paraissent transitoires ou intermédiaires entre ceux des roches de la formation de Malvaux de l'unité I et ceux de la coulée de Sattelboden de l'unité II. Ces coulées symboliseraient le passage des séries de l'unité I à celle de l'unité II. Les contacts entre roches sédimentaires et coulées sont généralement perturbés, dessinant des figures de fluage et de rebroussement en faveur d'une mise en place sur un matériel non encore consolidé. Ces manifestations témoigneraient d'une mise en place en milieu sous marin peu profond subaérien.

Les roches de cette unité peuvent également être intrusives pour former des **gisements hypovolcaniques**. Il s'agit de *dykes* perçant les formations sédimentaires (Freundstein) et de *filons* probablement en liaison avec des coulées massives entre Bourbach-le-Haut et Houppach sur la Route Joffre (Stussi, 1970). Une structure filonienne de ces roches a été décrite dans les orthophyres et leurs brèches par Stussi (1970), Androz et Morre (1964) dans la Vallée de Miélin/Servance.

Commentaire de la planche V :

Aspect des faciès de l'unité II à l'affleurement.

A - Coulée prismée située à Sattelboden au massif du Rossberg;

B - Coulée autoclastique affleurant à proximité du Rocher du Cerf;

C et D - coulées massives affleurant sur la Route Joffre au NE de Houppach.

PLANCHE V



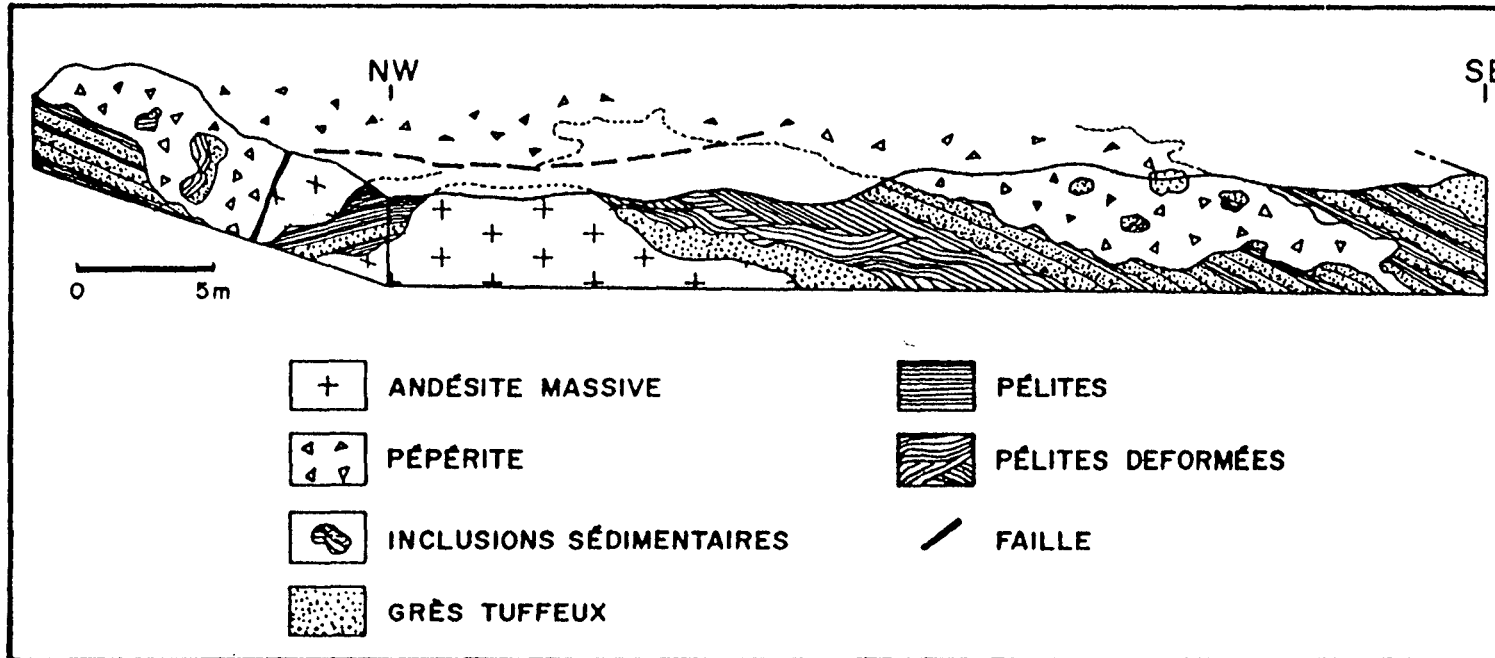


Fig. II-10- Aspect des affleurements pépéritiques dans les environs du Rossberggesick (massif du Vogelstein). Les intrusions sont discordantes par rapport à la stratification et renferment des paquets de sédiments volcanoclastiques arrachés aux épontes (d'après Schneider, 1990).

N° Ech	1 R	2 H	1 X	1 K	1 H	2 E 1	2 E 2	2 K1	2 K2	2 K5	2 K4
Plagioclases	38.89	35.06	33.89	29.97	25.30	37.16	37.16	33.03	35.75	28.93	28.11
Clinopyroxènes	9.21	0.30	0.48	3.04	1.16	0.00	0.00	0.82	0.63	1.66	4.33
Fk	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oliv/Amph	7.14	4.89	0.51	1.52	0.27	2.15	2.15	3.48	3.02	12.24	6.44
Opaques	0.94	1.50	0.79	2.47	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81
Mésostase	43.80	58.24	64.33	62.99	73.17	60.68	60.68	62.67	60.60	57.17	60.30
Total	99.98	99.99	100.01	100.00	99.99	99.99	99.99	100.00	100.00	100.01	99.99

Tableau II - 6 : Résultats de l'analyse modale des roches de l'unité II (Les proportions volumiques sont calculées sur la base d'environ 2000 points).

Oliv/Amph : pseudomorphes de phases ferromagnésiennes correspondant à des olivines et /ou à des amphiboles.

B - Pétrographie et minéralogie

Macroscopiquement (photos A, B, C et D, planche V) les roches sont de couleur bleutée sombre à bleutée claire. Sont visibles en phénocristaux des plagioclases et des pyroxènes de taille variable.

Les variations pétrographiques observées se résument en des différences de proportions volumiques des phénocristaux (Tabl. II-6 ; photos A et B, planche VI), en la nature de l'assemblage des phases minérales de basse température, ainsi qu'en ce qui concerne la texture. Ainsi on peut distinguer les roches à texture microlitique porphyrique, rencontrées dans les laves des coulées et celles à texture porphyrique intersertale peu grossière ou microgrenue pouvant être associées à des intrusions.

1 - Les coulées

Les coulées de laves massives présentent une texture microlitique porphyrique peu à moyennement fluidale (tabl. II-4 et II-5 : éch. 2K3 - 1K - 1H - 2E1 - 2E2)

Les phénocristaux

Les plagioclases :

Le plagioclase paraît être la phase la plus abondante. Ses proportions volumiques sont variables d'une coulée à l'autre et paraissent être plus élevées dans les coulées du bois de Masevaux (Tabl. II-6). Ils sont souvent automorphes, maclés polysynthétiques et présentent des phénomènes de zonations pouvant être oscillatoires. Ces dernières sont très fréquentes dans les roches de la lave de Belfahy. Dans celles du bois de Masevaux située au Sud du Langhag, les déterminations de Stussi (1970) montrent qu'ils ont des coeurs basiques An₆₄ et des périphéries plus acides An₂₈ à 30.

Ils sont presque toujours séricitisés et albitisés ; les degrés d'albitisation et de séricitisation sont variables ; ils sont plus exprimés dans les roches situées au voisinage du granite des Ballons (Rocher du Cerf et Rocher de Belfahy). Dans ces roches des individus totalement séricitisés ou totalement albitisés sont abondants et coexistent avec d'autres à transformation partielle. Les portions restantes des minéraux partiellement transformés en albite paraissent sales et permettent de voir un développement de la préhnite ou de la séricite. Certains individus totalement albitisés montrent une pseudozonation.

Dans la coulée de Willersbach, les phénocristaux de plagioclases peuvent englober partiellement des microphénocristaux d'olivine, et renfermer (de même que les clinopyroxènes de la même roche) des inclusions vitreuses recristallisées de couleur brune.

La surface des phénocristaux peut parfois montrer des structures de déséquilibre. En effet, les plagioclases peuvent apparaître squelettique et présenter des coeurs affectés par réaction avec le liquide ; ceci peut être particulièrement retenu pour la lave de Belfahy.

Les clinopyroxènes :

Les clinopyroxènes sont de taille et de proportions variables d'une coulée à l'autre (Tabl.II-6 ; photos A et B, planche VI). Ils sont abondants dans la lave de Belfahy et sont parfois peu abondants, voir même absents (éch. 2E1, 2E2).

Ils se présentent en phénocristaux et en microphénocristaux automorphes à subautomorphes d'augite colorée en jaune-orange à violet, et montrent des macles monosynthétiques ou polysynthétiques (en LPA). Ils se présentent souvent en association avec des olivines et des plagioclases. Ils peuvent aussi englober totalement des microphénocristaux de fantômes d'olivine, transformés en chlorite et carbonates. Ils peuvent également englober partiellement des microphénocristaux de plagioclases ainsi que quelques microcristaux d'opakes.

Des inclusions assimilables à des spinelles chromifères caractérisent les clinopyroxènes de la coulée de la région de Belfahy.

Les pseudomorphes de pyroxènes caractérisent les roches de Houppach (éch.1H). Les produits de remplacement sont la chlorite seule ou associée à des carbonates.

Les opaques :

Les opaques, de type titanomagnétite, sont représentée dans l'ensemble des faciès autres que ceux vésiculés situés au Sud des coulées de Sattelboden (éch.2K1).

Ils se présentent soit sous forme de microphénocristaux ou de cristaux répartis dans la pâte, soit être associés aux autres phases minérales en phénocristaux notamment les pyroxènes et les pseudomorphes. Ils peuvent présenter différents stades d'altération en leucoxène. Ils peuvent également se trouver sous forme de microgranules ou d'aiguilles éparses, et participer à l'assemblage qui charge le fond entre les microlites des plagioclases et des clinopyroxènes.

Les pseudomorphes :

Elles sont représentées sous forme de phénocristaux et de microphénocristaux complètement transformés en produits d'altérations secondaires. Ces derniers correspondent à des carbonates, chlorites, oxydes de fer, silice et rarement à des pseudozéolites (préhnite).

Ceux pouvant être apparentés à des péridots caractérisent les roches de la lave de Belfahy et celle vésiculée du Sud de Sattelboden au Rossberg. En effet dans ces roches les pseudomorphes bien représentés de point de vue taille, ont des formes caractéristiques des olivines ; leurs produits de transformation (carbonates et silice) sont les mêmes que ceux colmatant les vésicules et les cassures.

Dans les roches des autres coulées, les pseudomorphes rencontrés peuvent, dans certains cas très rares, présenter des habitus rappelant ceux des amphiboles.

La mésostase

Les microlites de plagioclases sont de taille et forme variables. Ils sont très petits et fins dans les coulées du bois de Masevaux, de tailles moyennes dans celles du Rossberg et peuvent être squelettiques à terminaison caverneuse et albitisés dans les coulées du Rocher du Cerf et dans celles de Belfahy. Selon les échantillons l'agencement des microlites de plagioclases exprime une fluidalité de degré variable. Celle-ci est plus exprimée dans les coulées affleurant entre Bourbach le Haut et Houppach sur la Route Joffre, par rapport aux autres coulées où les microlites de plagioclases ne présentent que localement des fluidalités. Les textures sont généralement variables entre celles pilotaxitiques (fond à dominance de microlites peu fluidale) et celles hyalopilitiques (fond microlitique à dominance de verre).

La mésostase peut également renfermer de rares microlites de clinopyroxènes et des microcristaux d'opakes. Les espaces interstitiels délaissés par les microlites sont occupés par du verre recristallisé en un assemblage cryptocristallin de minéraux de basse température parmi lesquels sont identifiables du leucoxène, des oxydes de fer. Silice et chlorite peuvent se rencontrer dans les lithophyses de la roche.

Altération

Du point de vue de l'altération, on note l'absence des épidotes, même dans les faciès du voisinage du granite des Ballons. Les principaux aspects sont la chloritisation, la séricitisation et l'albitisation.

Commentaire de la planche VI :

Caractères pétrographiques microscopiques des faciès de l'unité II.

A - 2K3 L.P.A. x 20 ; B - 1R L.P.A. x 20 : illustration du caractère pétrographique des faciès en coulée de l'unité II. La photo en A est effectuée dans le faciès vésiculé du massif du Rosberg ; celle en B est effectuée dans les faciès de la région de Belfahy. Les deux photos se complètent pour exprimer la monotonie du faciès pétrographique de cette unité et la diversité fondée seulement sur les proportions volumiques des phases minérales. On peut ainsi observer à la fois la texture microlitique porphyrique et le caractère minéralogique dominé par les plagioclases, les pyroxènes et les opaques auxquels s'associent (photos en B) les pseudomorphes des phases ferromagnésiennes.

C et D - 1S1 L.P.A. x 20 : caractères pétrographiques du porphyre de Belfahy.

En C on peut noter les grandes lattes de plagioclases, les pseudomorphes de phases ferromagnésiennes couronnées par des clinopyroxènes et pouvant être associés à des opaques.

En D on note la même chose auquel s'ajoutent les amandes bleutées de chlorites.

PLANCHE VI



La chlorite se développe dans la matrice des roches où elle se trouve associée aux produits cryptocristallins de recristallisation des verres de la mésostase ; elle forme rarement des lithophyses. Elle figure parmi les produits de remplacement dans les sites de pseudomorphoses et ceux colmatant les vésicules et les fissures. Elle forme des inclusions dans les phénocristaux de plagioclases.

Les carbonates sont localisés dans les sites de pseudomorphoses, dans les vésicules et les microfissures.

La séricitisation et l'albitisation subordonnées aux plagioclases paraissent plus exprimées dans les faciès du voisinage du Massif des Ballons. Dans les échantillons du Rocher du Cerf et ceux de Belfahy, l'albitisation, qui serait associée à une origine métamorphique, est mieux exprimée. Dans les roches du Rocher du Cerf les vésicules, moins abondantes, sont de tailles importantes et montrent un remplissage de carbonates dessinant une architecture équate autour d'une portion centrale de silice de même organisation ; cette texture suggère l'action d'un métamorphisme de contact, induit par un flux de chaleur important associé à la mise en place des granites du Massif des Ballons.

Les rares veines et microfissures rencontrées dans certains échantillons peuvent être déplacées les unes par rapport aux autres, en raison d'une légère fracturation hydraulique. Ces veines sont à remplissage de leucoxène, de carbonates, de silice, et de préhnite.

2 - Les intrusions

Les faciès intrusifs, en dykes et sills sont représentés par des roches microlitiques porphyriques à texture intersertale peu grossière. Des intrusions pépéritiques sont très répandues dans le massif du Rossberg où elles recoupent les assises sédimentaires de tufs, grès et pélites.

Les roches à texture intersertale, légèrement grossière, sont représentées par les échantillons de la partie médiane et Nord de la formation affleurant entre le Sattelboden et le col de Schirm dans le massif du Rossberg (types 2K2, 2K4, 2K5).

Ces roches présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques que les coulées de la même formation, leur composition minéralogique est pratiquement la même.

Elles se caractérisent par un indice de porphyrisme relativement plus important. Ce sont surtout les plagioclases qui sont assez représentés, les olivines et les clinopyroxènes sont relativement moins abondants.

Les olivines, à l'état de pseudomorphes sont abondantes en phénocristaux et en microphénocristaux. Elles sont transformées en quartz et chlorite (ce qui pourrait justifier les teneurs en silice de la roche). Les microphénocristaux peuvent paraître inclus dans les phénocristaux de clinopyroxènes.

Les clinopyroxènes sont des augites orange à violet maclés mono ou polysynthétique. Ils paraissent de grande taille et présentent souvent des intercroissances avec les plagioclases et les olivines ; ils peuvent englober totalement des olivines, des plagioclases et des opaques.

Les plagioclases sont toujours séricitisés et partiellement albitisés. Ils présentent sur leurs plans de clivages un développement de chlorite et d'épidote.

Les opaques sont dispersés dans la mésostase et sur les bordures des phases minérales de la roche, ils peuvent présenter des franges de leucoxènes

La mésostase est microlitique intersertale. La minéralogie primaire de la pâte est représentée par des microlites de plagioclases et de clinopyroxènes. L'espace délaissé par les microlites est occupé par de la chlorite, de rares granules de clinopyroxènes et une poussière d'épidotes, d'opaque et de leucoxènes. La roche est parcourue par des veines à remplissage variable d'oxydes de fer.

D'un point de vue **altération** l'assemblage de basse température est représenté par de la chlorite et de la silice associées surtout aux périclites, de la séricite et de l'albite subordonnées aux plagioclases ; à ceux-ci s'associent du leucoxènes et des carbonates.

3 - Bilan minéralogique

Les déterminations optiques et les analyses à la microsonde électronique montrent que les phases minérales essentielles sont des pseudomorphes de périclites (et d'amphiboles) et des reliques de clinopyroxènes, de plagioclases auxquelles s'associent des opaques et très rarement des feldspaths alcalins potassiques.

Les reliques de clinopyroxènes et de plagioclases ont été analysés à la microsonde électronique.

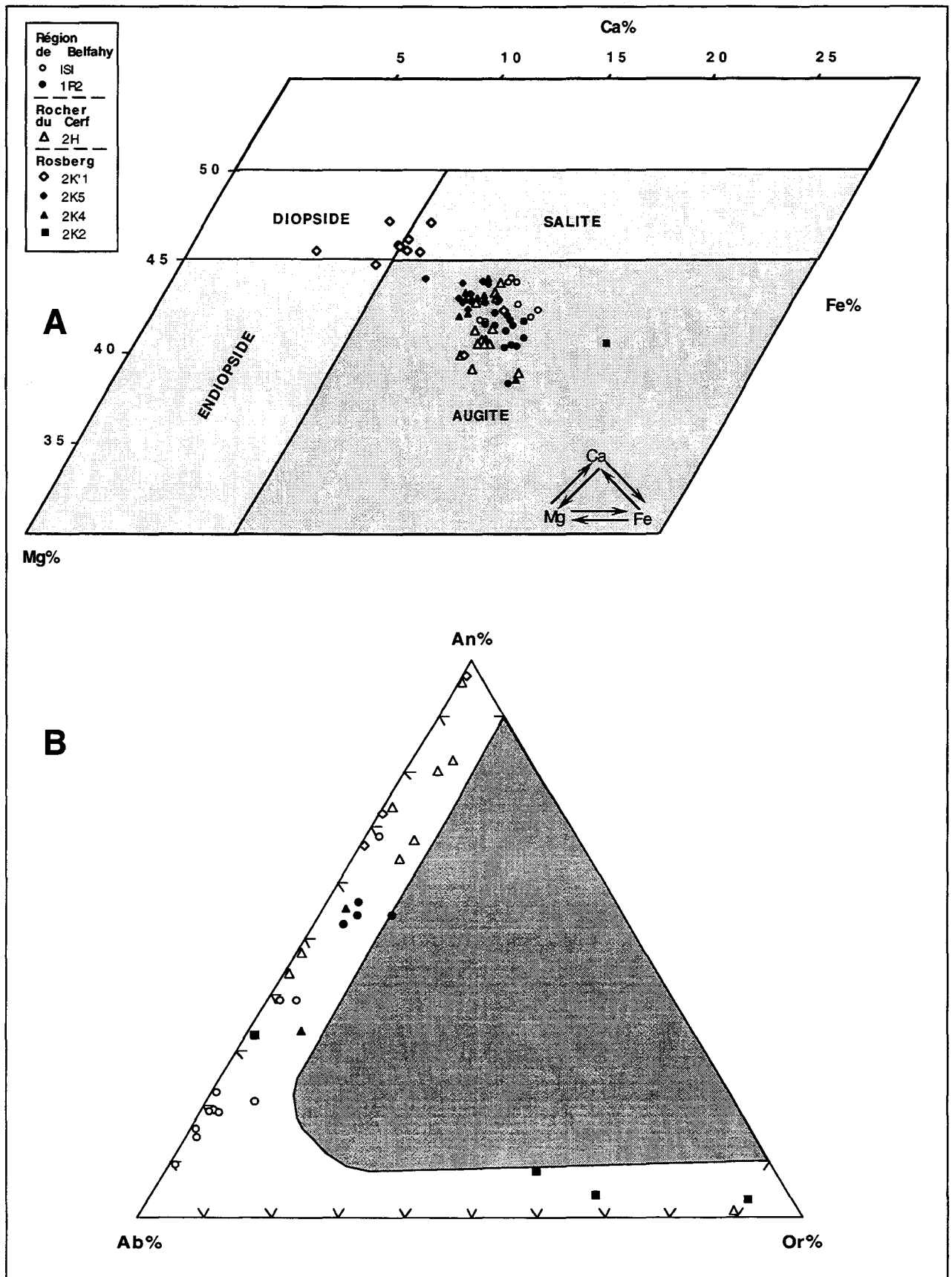


Figure II - 11 : Terminologie et composition des minéraux reliques (primaires) des roches de l'unité II.

A : Terminologie et composition des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart(1955).

B : Terminologie et composition des plagioclases.

a - Les clinopyroxènes

Les compositions chimiques des **clinopyroxènes** (fig. II-11A , tabl. 6 et 7 , annexe I) sont celles de diopsides, salites, augites. Les pourcentages en calcium évoluent de 47 à 40%, celles du fer de 5 à 20%, alors que les teneurs en Mg varient peu (40-45%)

La totalité des compositions situées à la limite des diopsides et des salites sont celles des pyroxènes de la lave vésiculée du Sud du Sattelboden au Rossberg (éch. 2K1) ; Celle-ci renferme également certains individus à compositions d'augite (Ca 40 à 45 %, Fe 10 à 20 %, Mg 45 à 40 %). L'évolution vers ces individus se fait par des remplacements du type Ca-Fe.

Les pyroxènes du type augite, des autres roches de la même unité ont des compositions qui, par le même type de remplacement Ca-Fe (à $Mg \approx 45-40\%$), s'étalent depuis un pôle calcique représenté par les Cpx des roches du massif du Rossberg vers un pôle ferrifère moins calcique représenté par les échantillons de Belfahy.

Les **Cpx magnésiens** décrit ci-dessus pour la lave vésiculée du Sud du Sattelboden au Massif du Rossberg, ont la particularité de présenter des teneurs **plus élevées en Chrome** et plus faibles en Titane. Les caractères chimiques de ces cpx convergent avec ceux obtenus pour les dolérites porphyriques du Saut de la Truite appartenants à la série de Malvaux associée à l'Unité I. Ceci renforce l'analogie de faciès suggérer par les caractères pétrographiques et qui se verront confirmés par les caractères chimiques.

b - Les plagioclases

Les compositions chimiques des **plagioclases** (fig. II-11B, tabl. 3, annexe II) indiquent, malgré la transformation en albite et séricite, des reliques basiques à composition de labrador ($An\% \geq 70$) pouvant atteindre des compositions de bytownite. On peut également observer dans certains plagioclases des phénomènes de zonation ($An\%$ 55 à 30) depuis l'Andésine vers l'Oligoclase.

c- Les opaques

Les opaques sont des **titanomagnétites** (tabl. 3, annexe III).

III - UNITE III

A - Données de terrain - Extension - Géologie des faciès

1 - Extension géographique

Les faciès associés au Viséen supérieur de l'unité III englobent selon la terminologie adoptée (fig. II-4), des termes sub-alcalins représentés par des andésites, dacites, rhyodacites, rhyolites et des termes plus alcalins de type trachyandésites et trachytes.

Les trachytes sont répartis, selon leur position dans le temps, en trachytes inférieurs et en trachytes supérieurs (Fourquin, 1973).

L'extension géographique de ces faciès est synonyme de celle des faciès de l'épisode du Crémillot de la série de Thann et de celle des faciès du Viséen terminal de la série de Giromagny (PI Chp II). Leurs étroites relations sur le terrain (surtout celles des trachyandésites et des rhyodacites), font que leurs répartitions dans l'espace ne sont pas claires.

Les faciès attribués à la série de Giromagny caractérisent la partie du Massif qui s'étend depuis la Vallée du Rahin à l'Ouest entre le Mont au Sud et le Crémillot au Nord passant vers l'Est par Auxelle-Haut, LePuix-Gy, la Pierre Ecrite, la Forêt des Sapins et celle de St André jusqu'à Lauw à l'Est. A ceux-ci s'associe le lambeau des rhyodacites affleurant au Nord de Rammersmatt.

Ceux associés à l'épisode du Crémillot de Thann sont plus évidents et se répartissent en deux bandes respectivement E-W (depuis Hirtzlach, La Madeleine Val-des-Anges et Oberbruck à l'Ouest, et par Sickert, Masevaux jusqu'à Bourbach-Le-Bas, Houppach à l'Est) et SW-NE (depuis Houppach et Bourbach-le-Bas, en passant par la ville de Thann jusqu'au Nord du Molkenrain vers Rimbach-Zell).

2 - Géologie

Les faciès cités ci-dessus sont soit effusifs, soit pyroclastiques (photos A, B, C et D, planche VII).

Les termes effusifs en coulées et en intrusions caractérisent les laves andésitiques et trachyandésitiques.

Les termes pyroclastiques sont des brèches, des tufs et des coulées de cendres soudées ignimbritiques correspondant aux laves rhyolitiques et rhyodacitiques.

Commentaire de la planche VII :
Affleurements des faciès de l'unité III.

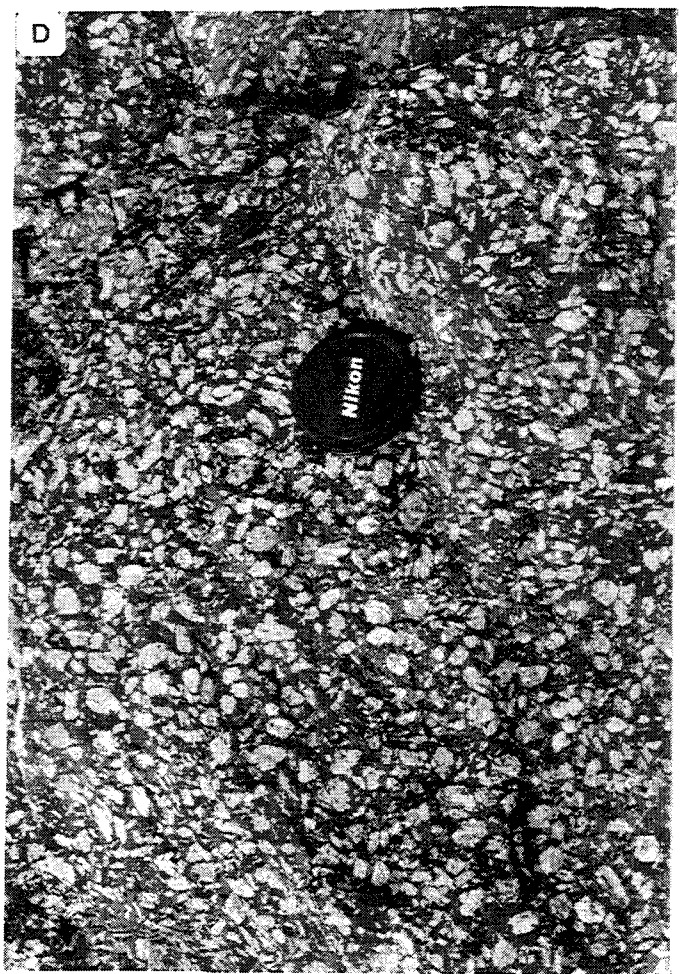
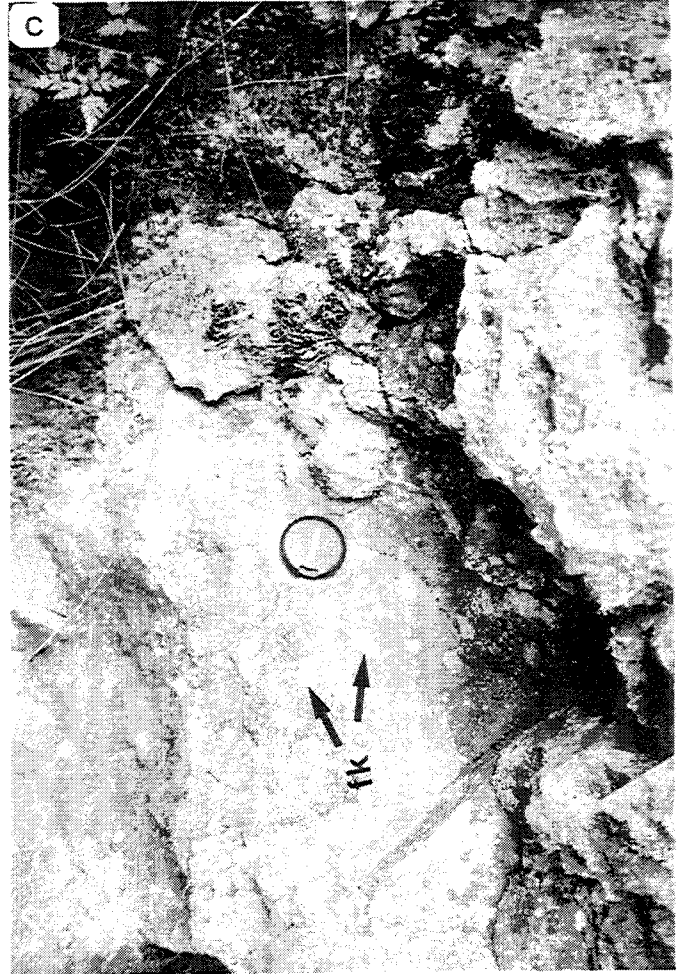
A - Intrusion des trachytes inférieurs affleurant sur la Route Joffre entre le Col de Hundesruecken et Bourbach-le-Haut.

B - Affleurements des coulées rhyodacitiques de la série de Giromagny dans la carrière de Lauw;

C - Affleurements des trachyandésites à Kerchberg. Les mégacristaux de feldspaths alcalins (fk) qui se détache du fond marron de la roche constituent la principale particularité du faciès à cet affleurement;

D - Affleurement des porphyres à proximité du Rocher du Corbeau.

PLANCHE VII



<i>Etiquettes des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Site d'échantillonnage</i>	X Géol	Y Géol
Pr	$\rho\tau\beta$ Trachylabradorites porphyriques	Rochet du Corbeau au massif du Rossberg	950.2 (T)	321.5
94 - 2	π et $\alpha\tau$ Coulées à texture porphyrique et latites du Thierenbachkopf	Rimbachzell (Thierenbachkopf)	960.3 (M)	331.5
1A1	$1\rho^3$ Latites Quartzifères	Route Joffre au Rutemthal	954.5 (T)	324.25
1A2	$1\rho^3$ Latites Quartzifères	Route Joffre au Rutemthal	954.4 (T)	324.25
1L2	$1\rho^3$ Latites Quartzifères	Vierge d'Alsace	946.95 (T)	320.25
1I	$\alpha\tau$ Latites à biotite	Derrière l'ancienne Gare de Masevaux	949.6 (T)	318.7
3J	$\alpha\tau$ Latites à biotite	Kirchberg	945.1 (T)	320.4
3I	$2\rho^3$ Rhyolites latitiques	Nord du Langenfeld	945.9 (T)	320.2
1G	$\alpha\tau$ Latites à biotite	Sud de Bourbach-le-Haut et Sud de Bildbuche	951.2 (T)	320.65
1B2	$i^7\rho^3$ Ignimbrites rhyolitiques latitiques	Route Joffre au Kohlwald	953.2 (T)	323.45
IJ	ρ^4 Tufs et ignimbrites rhyodacitiques	Le Puix-Gy	950.4 (G)	317.15
1C	1τ Trachytes inférieures	Nord du Col du Hundesruecken au Baeselbach	951.9 (T)	323.45
1D	1τ Trachytes inférieures	Route Joffre entre Bourbach-le-Haut et Col du Hundesruecken	951.8 (T)	321.95
1T1	$h\tau$ Trachytes	Nord de Plancher-les-Mines sur la Vallée du Rahin	930 (G)	316.6

Tableau II - 7 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches volcaniques de l'unité III, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T), de Giromagny (G) et de Munster (M).

Les trachytes, quant à eux, sont intrusifs.

Les sites d'échantillonnage, les coordonnées (X, Y) et la nomenclature de ces faciès sont reportés dans les tableaux II-7 et II-8.

a - Les trachyandésites

Elles sont soit en coulées ou en intrusions. Celles en coulées englobent les anciens termes latitiques de la carte géologique de Thann (1/50.000) et les termes trachyandésitiques porphyriques connus sous le nom de porphyres verts. Les intrusions sont représentées par les équivalents hypovolcaniques des coulées de porphyres qui caractérisent la base des unités du Viséen supérieur.

Les trachyandésites ont été échantillonnées au Kohlwald sur la Route Joffre entre le Col du Hundsruecken et le Rutemthal (éch. 1A1, 1A2), derrière la gare de Masevaux (éch. 1I), à proximité du Rocher de la Vierge d'Alsace (éch. 1L2), à Langenfeld (éch. 3I) et entre Strueth et Kirchberg sur la Vallée de la Doller (éch. 3J).

Les trachyandésites porphyriques (porphyres) en coulées et en intrusions ont été échantillonnées au Rocher du Corbeau (éch. Pr), à Belfahy (éch. 1S), ainsi qu'à Rimbach-Zell (éch. 94-2). Dans ce dernier affleurement les faciès peuvent être bréchiques (Schneider, 1990).

b - Les rhyodacites

Les coulées d'épanchement ignimbritiques rhyodacitiques de l'épisode du Crémillot ont été échantillonnées au Kohlwald sur la Route Joffre entre le Col du Hundsruecken et le Rutemthal (éch. 1B), dans la carrière de Bitschwiller-les-Thann (éch. 2B).

Celles associées à la série de Giromagny ont été échantillonnées aux carrières de Lepuix-Gy (éch. 1J) et de Lauw (éch. 1V).

c - Les trachytes

Les *trachytes inférieurs* associés au Viséen supérieur de l'épisode du Crémillot sont considérés comme intrusives dans un niveau peu profond (Coulon et al., 1975 b). Leurs sites d'affleurements échantillonnés se situent dans la carrière située sur la Route Joffre entre Bourbach le-Haut et le Col de Hundstruck (éch. 1D), au Nord de la Boutique (éch. 1C).

Les *trachytes supérieurs* associés au Viséen terminal de la série de Giromagny, ont été échantillonnés au Nord de Plancher-les-Mines (éch. 1T). Ils affleurent également à Rosemont

et à Ternuay. Dans ce dernier affleurement des débits prismatiques ont été décrits dans l'ensemble trachytique (Morre-Biot et al., 1972).

B - Pétrographie et minéralogie

1 - Les trachyandésites

a - Les faciès peu porphyriques

L'assemblage minéralogique primaire des faciès des trachyandésites est représenté par des phénocristaux, microphénocristaux et microcristaux de plagioclases, de feldspaths alcalins auxquels peut s'associer selon les faciès du quartz. Les minéraux ferromagnésiens sont des clinopyroxènes, des amphiboles, associées à des micas noirs, ainsi que des pseudomorphes de périclites. A ces minéraux se trouvent associés des minéraux accessoires, apatite, zircon et sphène. L'analyse modale volumique de ces faciès est présentée dans le tableau II-9.

La paragenèse minéralogique secondaire est représentée par des oxydes ferro-titanés (hématite, goëthite et leucoxène), de la chlorite et rarement de la calcite et des épidotes produits des pseudomorphoses des amphiboles et de pyroxènes.

Nous procéderons dans un premier temps par l'étude des échantillons du Rutemthal considérés comme prototypes de ce faciès. Dans une seconde étape nous établirons les variations au sein du faciès à l'issue de l'étude comparative avec les échantillons de la Vallée de la Doller (Vierge d'Alsace, Gare de Masevaux, Kirchberg).

Faciès du Rutemthal

Texture

La matrice est claire d'apparence hyaline, légèrement rougâtre et intensément tachetée ou mouchetée par une poussière de minuscules granules d'opacités (oxyde de fer, leucoxène) et de pyroxènes (photo A, planche VIII). Ce type de coloration rouge, acquise par suite d'oxydation ou de pigmentation par des oxydes de fer, paraît être caractéristique des laves de l'unité III.

La mésostase paraît microlitique holocristallin. Les microlites qui la compose sont généralement aciculaires de petite taille. Ils peuvent être squelettiques et présenter des traces de

Commentaire de la planche VIII :
Caractères pétrographiques microscopiques des faciès
trachyandésitiques de l'unité III.

A - 1A1 L.P. x 20 et C - 1A1 L.P.A. x 40 : Aspects microscopiques du Faciès du Ruthemtal. En A on peut observer l'essentiel des phases minérales du faciès à noter l'olivine (ol), les clinopyroxènes (cpx) et les feldspaths. En C association en nids de microcristaux de clinopyroxènes typique de ce faciès et fond microlitique de la roche.

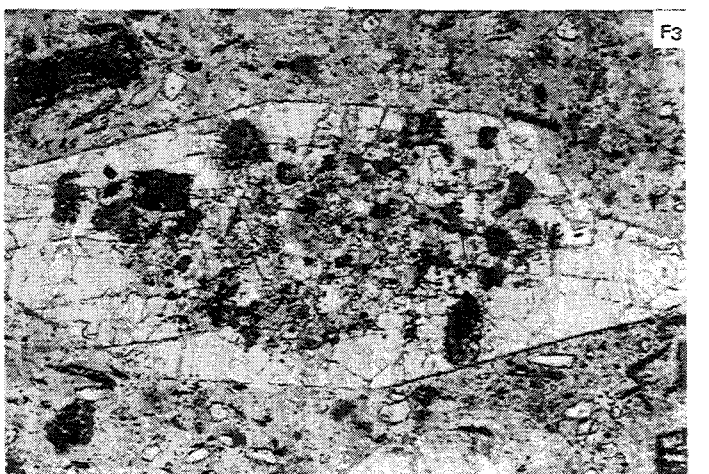
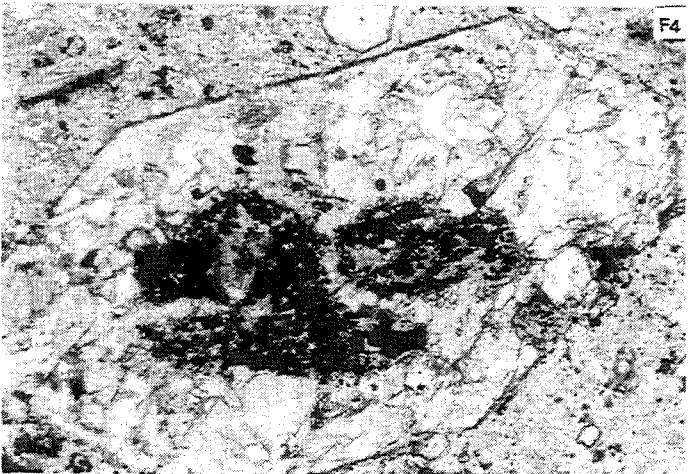
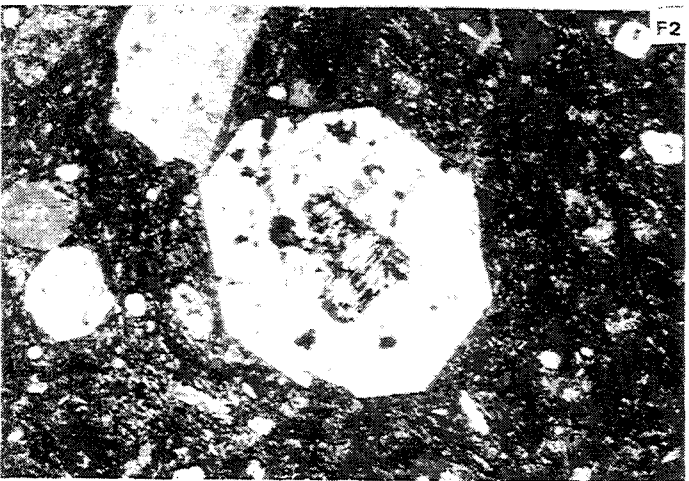
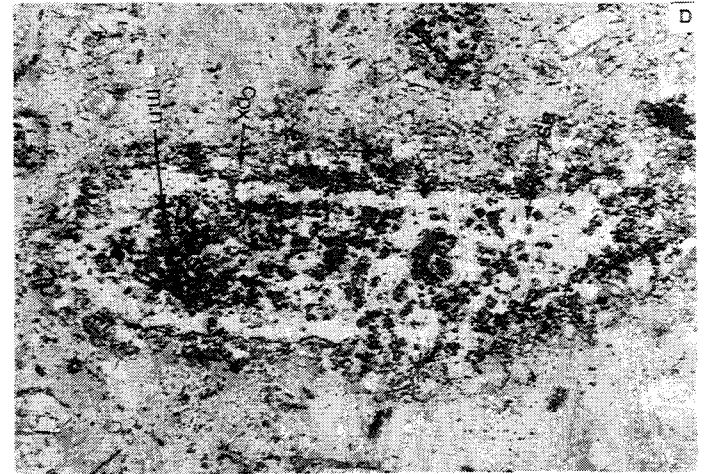
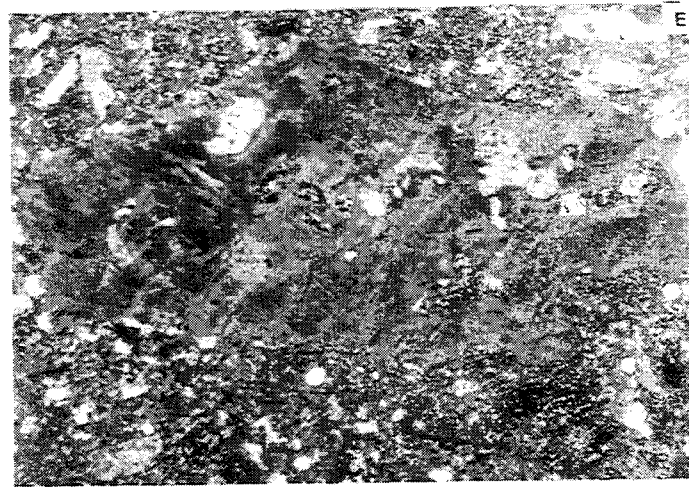
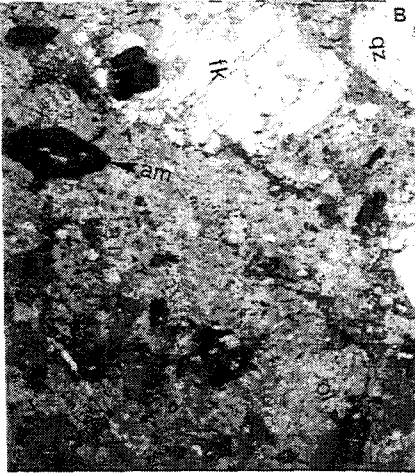
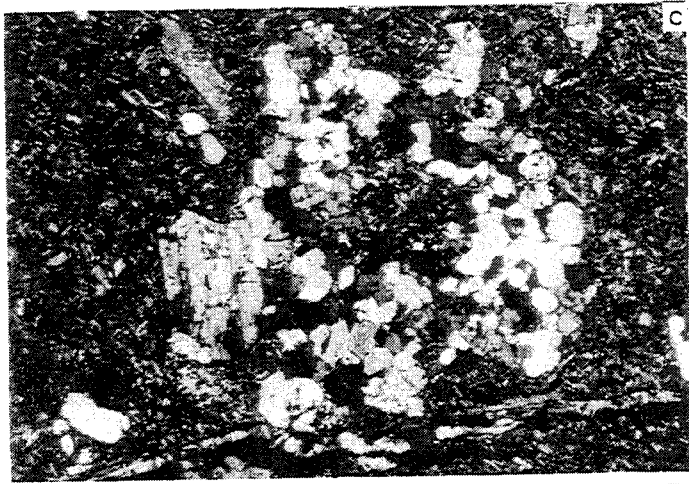
B - 1i L.P. x 20 : caractères microscopiques du faciès de Masevaux. La photo est une bonne illustration du caractère minéralogique du faciès; elle permet d'observer l'existence de quartz (qz) et de pseudomorphes d'olivine (ol) dans la même roche et exprime la transformation totale de l'ensemble des phases ferromagnésiennes à noter les clinopyroxènes (cpx) et les amphiboles (am). On peut également y observer le feldspath alcalin (fk) commun à l'ensemble des faciès de cette famille des trachyandésites.

D- 1L2 L.P. x 40 : détail d'un site de pseudomorphose d'amphibole. Le site englobe toute une diversité de produits de transformation formant un assemblage de basse température et présente une auréole externe de pyroxènes et un coeur ou partie interne occupée entre autres par des micas noirs.

E - 1L2 L.P.A. x 20 : Morphologie des mégacristaux du feldspath alcalin caractérisant ces faciès. Ces Fk peuvent être observés macroscopiquement à l'oeil nu à l'affleurement de Kerchberg (Photos C - planche VII).

F1 - 1A2 L.P.A. x 40 et F2-F3-F4 1L2 L.P.A. x 40 : Morphologies de certains des phénocristaux de clinopyroxènes présentant des traces de réaction avec le liquide. La photo F1 montre que les inclusions de liquide englobées sont recristallisées en Fk suggérant une réaction des parties internes du minéral avec un liquide riche en potassium. Les photos F2-F3-F4 présentent des phénocristaux de clinopyroxènes dont le coeur est occupé par des amphiboles qui ont été à leurs tours transformées en micas noirs attestants toujours d'un apport du potassium au système. Ces figures peuvent mener à interpréter le clinopyroxènes comme issus d'une déstabilisation d'amphiboles dont les reliques sont transformés en micas noirs, or étant donnée la réaction affectant souvent en priorité le coeur des cpx on se propose de penser que les parties internes des anciennes phases de cpx sont en déséquilibre avec la solution qui a cristallisé les parties externes contemporanément avec les amphiboles.

PLANCHE VIII



dissolution. Leur agencement dessine une fluidalité moins prononcée par rapport à celle des textures feutrées. L'espace interstitiel délimité par ces microlites est occupé d'une manière uniforme par une plage ou un ciment de feldspaths alcalins. La texture est ainsi microlitique, intermédiaire entre celle des textures pilotaxitiques et celle des textures trachytiques.

Minéralogie

Les clinopyroxènes :

Leur taille est comprise entre 1 et 0,7 mm pour les phénocristaux et entre 0,7 et 0,2 mm pour les microphénocristaux ; des microcristaux de taille inférieure à 0,2 mm sont aussi présents.

Les habitus de ces pyroxènes sont variables selon les échantillons (photos F1, F2, F3 et F4, planche VIII). Ils sont souvent automorphes à subautomorphes ; des individus squelettiques très corrodés sont également bien représentés.

Les pyroxènes squelettiques peuvent présenter des formes cavernueuses dont le coeur est occupé par du feldspath potassique de la mésostase. On peut également observer des pyroxènes ayant des formes à terminaisons en queue d'hirondelle. Les formes globuleuses, ainsi que celles en queue de cheval sont fréquentes.

Ces différents types de morphologies annoncent qu'en dehors des croissances rapides accompagnant le stade final de refroidissement (trempe), certains de ces minéraux ont été en un moment donné de l'évolution, du magma hôte, hors des conditions d'équilibre. Ils témoignent ainsi qu'un déséquilibre par rapport aux conditions initiales de cristallisation a dû se produire. Ceci n'est pas incompatible avec les conditions de genèse et d'évolution envisagées pour les roches hôtes de ces minéraux (Voir plus loin PIII, Ch II). En effet, la participation crustale, en terme de métasomatose potassique par l'intermédiaire de solutions aqueuses ou bien en terme de xénocristaux arrachés aux conduit magmatique, aurait soumis ces minéraux à des conditions de sous-saturation susceptibles, à fin de réduire leurs énergies de surface, de générer leurs dissolutions par émoussement de leurs arêtes et sommets. On a pu ainsi noter que les individus de petites tailles ont été plus affectés et deviennent elliptiques ou pseudocirculaires. Ces observations sont compatibles avec les données expérimentales.

Les phénocristaux de pyroxènes peuvent se présenter soit en individus isolés, soit en associations plus ou moins complexes avec d'autres minéraux. Dans ce dernier cas, les pyroxènes constituent avec des plagioclases, des apatites, des amphiboles, des reliques de périclites des amas glomérophyriques. Les microcristaux quant à eux, peuvent se grouper en agrégats arrondis (nids) (photo C, planche VIII).

Les associations des pyroxènes avec les pseudomorphes des périclites et des amphiboles suggèrent des remplacements dont certains se seraient déroulés selon des réactions du type coronitique.

Du point de vue de l'altération, ces clinopyroxènes peuvent montrer des formes de transformation souvent partielle en chlorites et épidotes et très rarement en carbonates.

Les amphiboles :

Elles se présentent en cristaux subautomorphes de taille moyenne voisine de 1,5 mm ; les sections longitudinales sont soit sous forme de lattes allongées pouvant atteindre (2,8 mm) de long et 0,9 mm de large, soit sous forme de baguettes aciculaires dont l'habitus est souligné par les minéraux opaques de pseudomorphoses. Les sections transversales sont globulaires et peu arrondies ; leur taille est de l'ordre de 1 mm; celles longitudinales sont souvent résorbées présentant des formes cavernueuses aux arrêtes très corrodées par le liquide. Les golfes de corrosion ont servi de pièges et de sites de nucléation et de croissance de microphénocristaux et microcristaux de plagioclases, apatites et clinopyroxènes. Ces amphiboles sont soit isolées ou associées en amas glomérophyriques avec les plagioclases ; des textures d'intercroissances impliquant deux individus des deux phases sont souvent observées.

La pseudomorphose des amphiboles en oxydes de fer a souvent été complète. Certaines sections montrent un coeur, relique de l'amphibole primaire, légèrement jaunâtre à verdâtre.

Dans certaines cas, rares, ces amphiboles montrent une déstabilisation en clinopyroxènes. Ces derniers, en microcristaux peuvent être inclus à l'intérieur des amphiboles ou former une **couronne** à leur périphérie. Dans ce derniers cas, les pseudomorphes offrent souvent la possibilité d'observation d'auréoles internes concentriques à celles de pyroxènes et composées d'autres minéraux dont les micas noirs, feldspaths, épidotes, leucoxènes et possiblement des reliques de l'amphibole primaire. Ce type de figure est caractéristique des transformations coronitiques.

Les pseudomorphes de péridots :

Il s'agit de phénocristaux et de microphénocristaux qui se présentent avec une diversité de formes depuis des individus subautomorphes squelettiques et des individus aux formes corrodées et arrondies ; des formes aciculaires sont également fréquentes. La reconnaissance de ces reliques d'olivine repose sur des critères morphologiques (photo A, planche VIII) (forme, cassures, relief).

Ces minéraux sont totalement pseudomorphosés. Les produits de leur pseudomorphose correspondent à du quartz qui se rencontre aussi bien dans les parties internes délimitées par les cassures que dans les cassures elles mêmes. Ces dernières sont colmatées par des oxydes de fer et des argiles, du type vermiculite.

Ces pseudomorphes, que ce soit en phénocristaux ou en microphénocristaux, montrent des figures d'associations avec des microphénocristaux ou des microcristaux de clinopyroxènes. Ils peuvent certaines fois être franger par ces derniers. Dans ce dernier cas

l'association correspondrait à une nucléation et croissance de microcristaux de Cpx sur les irrégularités offertes par les surfaces squelettiques des olivines.

Les plagioclases :

Les phénocristaux de plagioclases sont automorphes de taille moyenne comprise entre 1 et 2 mm ; ceux en microphénocristaux sont de taille voisine de 0,5 mm. Ils présentent des macles polysynthétiques. Des individus zonés sont fréquents. Ces derniers présentent un coeur résorbé et une ou deux auréoles d'inclusions liquides, chloritisées, qui soulignent les interruptions de croissance par réaction avec le liquide. Ces plagioclases peuvent aussi être couronnés d'une auréole périphérique de surcroissance albitique. Certains phénocristaux caverneux à coeur chloritisé peuvent être vus occasionnellement.

Les plagioclases peuvent présenter des inclusions de clinopyroxènes, d'opagues, d'apatite et de zircon. Ils peuvent se rencontrer en association plus ou moins complexe avec d'autres minéraux. C'est ainsi qu'on les observe souvent associés aux reliques d'amphiboles et de pyroxènes qu'ils englobent partiellement. Dans les cas plus complexe ; ils constituent *des amas glomérophyriques* composés de pyroxènes, d'apatite, d'opagues et d'amphiboles.

La nature et l'agencement des minéraux de ces amas rappellent la composition minéralogique et l'organisation pétrographique des faciès équivalents plutoniques (dioritiques à syénitiques). La présence d'enclaves de termes moins évolués dans ceux évolués est typique des roches d'arcs (Wilson, 1993).

Les feldspaths alcalins:

Les feldspaths alcalins potassiques, moins abondants que les plagioclases, se présentent en phénocristaux ou en microphénocristaux. Ils sont souvent difficilement observables en raison de l'atténuation de leur relief par surcroissance dendritique. En effet, leur développement correspond à une succession ou une répétition d'apophyses qui se développent dans la matrice aux dépens des feldspaths alcalins interstitiels entre les microlites plagioclasiques. Ils demeurent identifiables par rapport au plagioclases par leur mode de cassures à remplissage de chlorite et de rares granules de rutil. En phénocristaux, ils peuvent englober des inclusions de cpx, de plagioclases et d'amphiboles (aspect poecélitique, photos E, planche VIII).

Dans les faciès du Rutenenthal, on note que les micas noirs, le quartz sont absents. Les feldspaths potassiques sont rares, alors que olivines, clinopyroxènes, amphiboles et plagioclases sont bien représentés. Ces faciès du Rutenenthal correspondent aux termes les moins évolués de l'ensemble du faciès trachyandésitique; et se caractérise par l'absence de biotites qui caractérisent les autres faciès (voir plus bas). Cependant il reflète plus par son fond riche en feldspath potassique, l'apport du potassium au système. Cet apport de potassium serait responsable de la déstabilisation des amphiboles au profit des biotites qui caractérisent les autres

faciès volcaniques et des stades évolués ou finaux de la course de cristallisation des roches plutoniques.

Faciès de la Vierge d'Alsace

Par opposition à ceux du Rutenal, les changements peuvent être résumés par :

- une texture microlitique cryptofelsitique
- une absence d'olivine
- des teneurs plus importantes en amphiboles et pyroxènes.

Les pseudomorphes des amphiboles paraissent remarquables par leurs auréoles de transformations concentriques (photo D, planche VIII). Les produits de remplacement sont dominés par les micas noirs et les oxydes ferro-titanés qui occupent une grande surface de l'amphibole relique. Les bordures réactionnelles des amphiboles sont, pour leur part, composées de clinopyroxènes, d'albite, d'épidotes fibreuses, de rutilite ou de sphène et d'actinote.

Les micas noirs représentent à côté des clinopyroxènes les phases ferromagnésiennes les plus exprimées. Ces micas noirs forment l'essentiel des agrégats polycristallins de la roche et présentent souvent des associations avec le clinopyroxène. Parmi ces figures, les plus remarquables sont celles de pyroxènes dont le coeur englobe des micas (photo F2, F3 et F4, planche VIII). Dans le détail le coeur de ces cpx n'est pas occupé uniquement par les micas, mais paraît inclure d'autres produits rappelant ceux rencontrés dans les pseudomorphoses des amphiboles.

Les phénocristaux de clinopyroxènes peuvent paraître, parfois, résorbés et squelettiques. L'ouraltisation est rare. Les clinopyroxènes en microphénocristaux paraissent zonés et stables. Ils présentent des habitus cristallins souvent conservés sans traces de réaction ou d'altération.

Les feldspaths alcalins, moins fréquents, peuvent être représentés par des minéraux poëcilitiques englobant amphiboles, pyroxènes et plagioclases.

Faciès de Kirchberg

La pâte a acquis une texture équante, suite au métamorphisme de contact induit par la mise en place des granites des Ballons.

Ce faciès est caractérisé par l'abondance et la taille des minéraux blancs. Le quartz, souvent résorbé, et le plagioclase en phénocristaux sont bien représentés. Les feldspaths alcalins en mégacristaux visibles macroscopiquement sont remarquables par leur très grande taille (photo C, planche VII et photo E, planche VIII).

Dans ces faciès la totalité des minéraux noirs de la paragenèse primaire sont transformés et réduits à l'état de pseudomorphes. Les pseudomorphes pouvant être reportés à des périclats, sont absents de ces faciès.

Les amphiboles, reconnaissables par leurs faciès cristallins, sont les plus représentées. Elles paraissent complètement transformées en des produits noirâtres

Les pyroxènes, moins représentés, sont souvent en microlites ou en microcristaux prismatiques totalement pseudomorphosés en carbonates. Ceux-ci présentent toujours les mêmes figures d'associations que dans les faciès du Ruthental.

Faciès de Masevaux

Dans ce faciès on note une présence importante de quartz, de feldspaths alcalins potassiques, de plagioclases et d'amphiboles présentant un début de transformation en micas. Parmi les phases ferromagnésiennes seule la biotite est présente sous forme de reliques, alors que les pyroxènes sont pseudomorphosés. Les olivines sont rares (photo B, planche VIII).

Dans ce faciès les transformations secondaires, représentées par des carbonates, des chlorites, du quartz et des oxydes ferro-titanés, ont affecté l'ensemble des minéraux. Les phases accessoires sont surtout de l'apatite et du zircon.

Les plagioclases:

Ils sont en phénocristaux ou en microphénocristaux automorphes à subautomorphes montrant souvent des sommets arrondis. Leur taille est variable et peut atteindre occasionnellement 7,3 mm. La partie centrale, parfois résorbée, séricitisée et squelettique, représente le plagioclase basique des stades précoces de cristallisation. Ces plagioclases albitisés et séricitisés, contiennent des inclusions de minéraux accessoires (zircons et apatites), et de la chlorite dans leurs microfissures. Ces plagioclases présentent souvent une auréole marginale qui épouse les formes des parties internes albitisées et séricitisées. Il s'agit d'une auréole de surcroissance qui traduit une zonation normale continue. En effet, des microlites de biotites issus d'une **croissance épitaxitique**, paraissent disposés parallèlement à la géométrie des faces des phénocristaux de plagioclase, à la limite des deux zones citées.

Les feldspaths alcalins :

Les feldspaths alcalins des échantillons de cet affleurement rappellent ceux des roches de Kirchberg. Ils correspondent à des mégaphénocristaux limpides et de grande taille ($\approx 8,3$ mm). Ils sont rarement automorphes. Ils sont ou subautomorphes ou en éclats de formes variables. Ils présentent souvent des “golfs de corrosion” et des faces émoussées. Ils montrent presque toujours un système de craquelures souvent conjuguées qui correspondent pour leur plus grande partie à des clivages.

Leur altération est représentée par une pigmentation plus ou moins développée de carbonates qui affecte les bordures tout en débordant occasionnellement d'une manière diffuse vers l'intérieur du minéral. Ces carbonates peuvent s'associer à de la chlorite pour colmater les craquelures citées.

Les mégaphénocristaux peuvent être poécélitiques et contenir des microphénocristaux de plagioclases, d'amphiboles, ainsi que des inclusions liquides dans les lacunes de cristallisation.

Ces mégacristaux de feldspaths alcalins à aspect poécélitique et à inclusions minérales (plagioclases et amphiboles \pm cpx), paraissent caractériser la plupart de ces faciès trachyandésitiques (Masevaux, Kirchberg, Rutemthal, Vierge d'Alsace). Ceux-ci se rencontrent également dans les faciès rhyolitiques à microgranitiques du Gazon Rouge de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle. Ces derniers sont à l'échelle de l'affleurement associés à des lamprophyres, ce qui permet par analogie de faciès de les affilier à l'association des granites des Crêtes. Cependant, cette considération qui trouve sa confirmation dans les travaux sur les granites des Crêtes, où ces Fk ont été décrits (Gagny, 1978), permet d'envisager un rapport entre l'ensemble de ces faciès. Ce granites dont les faciès peuvent être plus complexes pourrait être plus jeune d'un point de vu génétique relativement à l'âge de sa mise en place affilié au Viséen supérieur.

Les amphiboles :

Elles sont bien représentées parmi les minéraux ferromagnésiens. Elles se présentent soit en phénocristaux de taille variable entre 1,6 et 0,7 mm , soit en microphénocristaux de taille voisine de 0,3 mm. Elles constituent parfois des amas (nids) polycristallins de microphénocristaux où elles peuvent être présentes, soit seules, soit associées à des clinopyroxènes et rarement à des biotites Elles sont complètement pseudomorphosées en un produit noir à vert foncé, composé pour l'essentiel d'oxydes de fer auxquels s'ajoutent rarement des carbonates et de la chlorite. Cependant leur habitus ou faciès cristallins sont parfaitement conservés (photo B, planche VIII). Les sections transverses correspondant à des prismes obliques automorphes, à base losangique et à troncatures caractéristiques d'amphiboles, sont

très fréquentes. Ces amphiboles paraissent être déstabilisées au profit des micas noirs qui souvent occupent leur cœur.

Ces amphiboles contiennent des inclusions de minéraux accessoires (apatites, zircons) et de plagioclase.

Les pyroxènes :

Ils sont abondants et se présentent soit en phénocristaux soit en microphénocristaux de tailles variables respectivement de 1 à 1,7 mm et de 0,3 à 0,8 mm. Les microphénocristaux, dont l'abondance est supérieure à celle des phénocristaux, montrent souvent des formes arrondies, alors que les phénocristaux présentent des sections allongées, automorphes, aux arêtes et sommets émoussés. Ils sont complètement pseudomorphosés en chlorites et carbonates. Leurs bordures sont soulignées par une poussière d'oxydes de fer.

Les pyroxènes sont soit isolés, soit associés en agrégats polycristallins à des amphiboles et rarement à des biotites ; ils peuvent aussi être associés à des olivines.

Les biotites :

Elles constituent, à côté des pyroxènes, le minéral ferromagnésien le plus abondant du faciès des trachy-andésites.

Elles se présentent avec une distribution de tailles et de formes variables depuis des microlites aciculaires à columnaires jusqu'à des phénocristaux automorphes à subautomorphes. Ces derniers présentent des sommets et des arêtes arrondis ou émoussés et des "golfs de corrosion" correspondant à des lacunes de cristallisation. Elles peuvent aussi être associées en amas glomériformes à des pyroxènes et à des amphiboles. Dans ce dernier cas, les biotites sont souvent complètement englobées dans les amphiboles et apparaissent comme résultant de la déstabilisation de ces minéraux.

Les microphénocristaux et les microlites peuvent être englobés partiellement à la périphérie des phénocristaux de plagioclases et dans les feldspaths potassiques.

D'un point de vue altération, elles sont fréquemment transformées, entièrement ou pour partie (surtout à leur périphérie), en chlorites et envahies par des oxydes de fer. Les inclusions d'apatite et de zircon sont également fréquentes.

Le quartz :

Il forme des phénocristaux limpides dépourvus de craquelures.

Ils paraissent très particulier par leur aspect résorbé, certaines fois relictuel. Ils sont entourés d'une auréole plus au moins large de même composition et paraissent ainsi formés d'une zone interne primaire et une zone externe secondaire. La zone interne du minéral peut présenter des lacunes de cristallisation sous forme de "golfs de corrosion" de taille variable, qui englobent totalement ou partiellement des biotites. La limite entre cette partie interne et son auréole périphérique est souvent matérialisée par une couronne d'inclusions liquides recristallisées. Ces dernières correspondraient soit à une limite d'interruption de croissance, soit à la limite de la zone interne affectée par une réaction marginale avec le liquide ; la zone externe correspondrait ainsi à une zone de dissolution. L'existence de cette zone de dissolution, ubiquiste, suggère une nature xénocristalline des quartz.

Pseudomorphes d'olivines:

Les olivines sont rares et peuvent représenter 1% de la roche. Elles se présentent en phénocristaux ou en microphénocristaux de taille respectivement de l'ordre de 1 mm et 0,5 mm. Leur morphologie est variable. Il s'agit de formes automorphes à subautomorphes rendues squelettiques par la corrosion. Elles paraissent ainsi à terminaisons fourchues ou en queue d'hirondelle et souvent de formes arrondies et corrodées (photo B, planche VIII).

Leur pseudomorphose est totale en oxydes de fer qui colmate un système assez développé de cassures et sillonnent les bordures externes des minéraux. Le cœur, divisé par les cassures, est surtout occupé par de la chlorite fibroradiée et/ou de la silice et rarement par des carbonates.

La mésostase :

Elle apparaît rougeâtre, pigmentée par des oxydes de fer, sauf au voisinage des phénocristaux où la présence de minéraux de basse température tels que chlorites et carbonates lui confère un aspect légèrement verdâtre.

Cette mésostase constitue une texture très finement microlitique. Les microlites sont orientés et dessinent une fluidalité caractéristique des textures trachytiques. Les microlites sont des plagioclases et des biotites, supportés par une matrice interstitielle vitreuse recristallisée surtout en feldspaths alcalins et rarement en quartz. Ce fond présente une poussière disséminée d'oxydes de fer, de carbonates ainsi que de la chlorite abondante surtout dans les microfissures et autour des phénocristaux.

b - les faciès porphyriques : "Porphyres"

Les "Porphyres" représentent des laves à textures microlitiques très porphyriques particulièrement vacuolaire à Belfahy (éch.1S) et vésiculaire au Rossberg (éch. Pr, photo D, planche VII).

Leur minéralogie primaire se voit dominée d'un point de vue nombre et taille par le plagioclase. Sont observés en mégacristsaux des plagioclases, en phénocristsaux et microphénocristsaux olivine, clinopyroxène auxquels s'associent des opaques et un assemblage de minéraux secondaires composé surtout de chlorite, carbonates et des produits d'altération des minéraux ferro-titanés.

L'échantillon type de référence pour cette étude est celui pris à Belfahy (photos C et D, planche VI).

Porphyre de Belfahy

Les phénocristsaux :

L'olivine :

Elle est présente à l'état de fantôme, totalement pseudomorphosée en carbonates et en chlorite sillonnant les plans de cassures. Des formes automorphes, bipyramidales, sont souvent observées, ainsi que des lacunes de cristallisation ("golfs de corrosion"). Elles renferment souvent des opaques frangés d'une auréole de leucoxène.

En phénocristsaux, l'olivine est parfois entourée de microphénocristsaux arrondis de clinopyroxènes (photo C, planche VI). En microphénocristsaux, on la trouve associée en inclusion dans des pyroxènes.

Les pyroxènes :

Ils sont moins abondants que l'olivine. Ce sont des augites jaunâtres, de taille variable depuis des microcristaux jusqu'à des mégacristsaux. Ils présentent souvent des associations avec les olivines qu'ils couronnent ou englobent. Ils peuvent renfermer en inclusion totale ou partielle des granules d'opaques

Les plagioclases :

Ils sont de grande taille et peuvent être zonés. Ils englobent des microphénocristsaux d'olivine et présentent des inclusions de liquide recristallisé en chlorite. D'un point de vue altération, ils sont séricitisés et partiellement albitisés.

La mésostase :

La mésostase est microlitique avec ou sans vacuoles. Elle est représentée par un fond cryptocristallin où baignent de très petits microlites de plagioclases, plus au moins orientés, et

des microlites moins abondants de clinopyroxènes auxquels s'associent des opaques. Un développement plus au moins important de la chlorite caractérise les espaces délaissés par les microlites et est responsable de la coloration verdâtre de la roche.

Porphyre du Rocher du Corbeau

Les porphyres du Rocher du Corbeau se distinguent des précédents par un certain nombre de caractères pétrographiques.

La taille des plagioclases est plus grande et compense ainsi leur proportion volumique réduite. Leur altération est assez poussée en séricite et albite. L'albitisation semble être postérieure à la séricitisation.

Les péridots, souvent squelettiques, sont remplacés par de la chlorite auquel s'ajoute des granules de leucoxène.

Les pyroxènes sont de petite taille. Ils se présentent soit en microphénocristaux envahis de cassures, soit en microcristaux xénomorphes, groupés en microamas.

La pâte montre une faible abondance de microlites de plagioclases et paraît parsemée d'une poussière de granules de leucoxène et de vésicules diffuses de chlorite. Les granules de leucoxène sont subordonnés à la chlorite et reflètent ainsi l'importance du degré de chloritisation dans ce faciès conférant à la roche une nomination de "porphyre vert". La matrice est également parcourue de veines à remplissage de carbonates, de quartz, d'épidotes fibreuses et de préhnite.

Porphyre de Rimbach-Zell

Ce faciès, par opposition aux autres, montre une pigmentation rougâtre.

Les roches présentent une texture microlitique porphyrique. Les microlites de plagioclases sont orientés et dessinent une texture trachytique. Ces microlites baignent dans un fond initialement vitreux recristallisé en Fk et parsemé d'une poussière d'oxyde de fer (hématite) et de granules biréfringents de leucoxène. Des minéraux accessoires du type apatite peuvent être rencontrés dans la mésostase.

La particularité de ce faciès réside dans le fait que tout les phases ferromagnésiennes sont à l'état de pseudomorphes. L'altération totale des phénocristaux de clinopyroxènes en chlorite et carbonates représenterait un stade poussée de l'altération. La titanomagnétite est transformée en leucoxène. Les plagioclases sont altérés en albite, séricite et englobent des fantômes d'olivine

<i>Etiquettes des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Caractères macroscopiques et pétrographiques Texturales (Ch II - P II)</i>		<i>Nomenclature de Winchester et al (1977) (Ch I- PII)</i>
Pr	$\rho\tau\beta$ Trachylabradorites porphyriques	intrusion de Porphyre vert	texture microlitique très porphyrique (caractère de porphyres)	Trachyandésite
94 - 2	$\alpha\tau$ trachyandésites porphyriques	Coulée massive de Porphyre rouge	texture microlitique très porphyrique (caractères de porphyres)	Trachyandésite
1A₁	$1\rho^3$ Latites Quartzifères	Coulée massive	texture microlitique porphyrique fluidale peu feutrée à hyalopilitique	Trachyandésite (Andésite acides)
1A₂	$1\rho^3$ Latites Quartzifères	Coulée massive	texture microlitique porphyrique fluidale	Trachyandésite (andésite acide à dacite)
1L₂	$1\rho^3$ Latites Quartzifères	Coulée massive	texture microlitique porphyrique fluidale	Trachyandésite (andésite acide à dacite)
1I	$\alpha\tau$ Latites à biotite	Coulée massive	texture microlitique porphyrique fluidale à mégacristaux de Fk	Trachyandésite (andésite acide)
3J	$\alpha\tau$ Latites à biotite	Coulée massive	texture microlitique porphyrique fluidale à mégacristaux de Fk flambée par métamorphisme de contact	Trachyandésite (andésite acide)
3I	$2\rho^3$ Rhyolites latitiques	Coulée	texture porphyrique à fond vitreux ou microlitique flambé et transformé en une mosaïque hétérogranulaire (tendance vers les cornéenes)	Trachyandésite (andésite acide)
1G	$\alpha\tau$ Latites à biotite	Coulée massive orientée (à débit magmatique)	texture hyalopilitique porphyrique	Rhyodacite
1B₂	$i7\rho^3$ Ignimbrites rhyolitiques latitiques	Tuf cendreux fin ou grossier soudé ignimbritique	texture épitaxitique	Rhyodacite
1J	ρ^4 Tufs et ignimbrites rhyodacitiques	Tuf cendreux fin ou grossier soudé ignimbritique	texture épitaxitique	Rhyodacite
1C	1τ Trachytes inférieures	Intrusion	Texture trachytique porphyrique glomérophyrique irrégulière	Trachyte
1D	1τ Trachytes inférieures	Intrusion	Texture trachytique porphyrique glomérophyrique irrégulière	Trachyte
1T₁	$h\tau$ Trachytes	Coulée à débit en dalles	Texture microlitique porphyrique	Trachyte

Tableau II - 8 : Nature lithologique des formations étudiées de l'unité III selon les cartes géologiques (1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et al., (1977).

(ou hornblende) et des inclusions de verre transformé en chlorite. L'essentiel de ces altérations dont l'albitisation, succéderait à une phase qui aurait séricitisée les plagioclases, et serait ainsi probablement liée au métamorphisme de contact associé à la mise en place du granite de Goldbach.

2 - Les rhyodacites

Rhyodacite de la Route Joffre

La roche est constituée d'éléments juvéniles correspondant à des cristaux de taille généralement moyenne (quartz, feldspaths alcalins potassiques, plagioclases, amphiboles, biotites), des éléments de verre et de rares enclaves homogènes. L'ensemble de ces éléments est cimenté par une matrice, initialement hyaline, de couleur brune à rouge brique, couleur acquise à la suite d'une pigmentation par une poussière d'oxydes ferrugineux (hématite ou goëthite) (photos A et B, planche IX).

La roche contient des proportions importantes de phénocristaux fréquemment fragmentés (*phénoclastes*), ainsi que des éléments abondants de verre recristallisé, représentés par des axiolites et par des anciens fragments de ponces déformés et aplatis (*fiamme*) (photos A et B, planche IX). La présence de ces structures annonce une soudure ou cohésion primaire, par déformation et aplatissement sous l'effet de la compaction à chaud lors du dépôt. Ces structures sont celles reconnues dans les nappes pyroclastiques ponceuses de type ignimbritique. Dans les échantillons étudiés la taille maximale des éléments est généralement voisine de 2 mm. Cela permet, par référence aux divers types de classification des roches pyroclastiques (Schmid, 1981) (fig. II-1A et II-1B) de définir la roche en question de tuf à caractères de laves du type cendreuse grossier et soudé appelé encore *ignimbrite*.

Les éléments juvéniles :

Le quartz :

Il se présente en phénocristaux et en microphénocristaux dont les tailles peuvent atteindre 1, 2 mm. Il s'agit de quartz de type "rhyolitique" présentant des "golfs de corrosion" correspondant à des lacunes de cristallisation. Les "golfs", sont souvent remplis par du liquide recristallisé ou dévitrifié en sphérolites. Ils peuvent aussi être occupés par des minéraux blancs, (plagioclases et FK), ou des minéraux ferromagnésiens (amphiboles et biotites) auxquelles s'associe la chlorite de recristallisation secondaire (photos A et B, planche IX).

Les phénocristaux de quartz sont fréquents et paraissent dispersés dans la mésostase. Certains d'entre eux, pris dans les portions dévitrifiées sphérolitiques de la matrice, sont devenus globuleux avec des contours courbes et une petite auréole de dissolution à leur périphérie. Des textures d'intercroissance avec les feldspaths alcalins, du type micrographique, peuvent être rencontrées.

Les feldspaths alcalins :

Les phénocristaux (14,6%) sont surtout des phénoclastes de forme quelconque et rarement de cristaux sub-automorphes. Leur taille, variable, peut atteindre 2 mm. Ces feldspaths alcalins présentent un aspect intermédiaire entre celui des plagioclases moins sales dont les macles sont floues et celui du quartz non corrodé limpide. Leur morphologie est affectée par un système de craquelures, colmatées par de la chlorite, qui interfèrent avec les plans de clivages. Ils montrent aussi des "golfs de corrosion", moins prononcés que ceux du quartz, occupés par la mésostase et certaines fois par des microlites de biotite, ainsi que par du verre recristallisé en chlorite et/ou en quartz. De très belles textures d'intercroissance micrographique avec du quartz peuvent être occasionnellement observées (photo D, planche IX). L'étude microscopique fine montre que ces feldspaths alcalins englobent des inclusions de plagioclases et présentent un début de remplacement par de l'albite en taches. Leur altération se fait en une poussière de granules rougâtres ferrugineux.

Les plagioclases :

Deux fois plus nombreux (près de 30%) que les feldspaths alcalins, ils présentent une distribution de tailles variables depuis celles des microcristaux jusqu'à celles des phénocristaux. La taille moyenne des phénocristaux est de l'ordre de 1,8 mm, celle maximale est voisine de 2,4 mm.

D'un point de vue forme, ils sont soit en prismes allongés, à faces généralement émoussées, ou bien en phénoclastes sub-automorphes. Ils présentent des macles polysynthétiques et plus rarement de type Carlsbad rendues floues par l'altération. Le pourcentage molaire en anorthite, dans les individus zonés, varie de 55 % au centre à 35 % à la périphérie (Benounna, 1986). Ils peuvent contenir des inclusions de biotite et de minuscules minéraux accessoires (zircons et apatites). Des microclastes, qui correspondent à des fragments de phénocristaux détachés lors des explosions, se rencontrent dans la mésostase.

Leur altération est intense. Elle se manifeste par un développement très important de phyllites correspondant à des chlorites et des micas blancs (séricite) disposés en paillettes perpendiculaires à l'allongement. Ces phyllites alternent avec de l'albite.

Commentaire de la planche IX :
Caractères pétrographiques microscopiques des faciès
Ignimbritiques rhyodacitiques de l'unité III.

Échantillon 1B : A et B - L.P. x 40 ; C - L.P.A. x 40 ; D - L.P.A. x 100.

Les photos A et C sont une illustration de la texture eutaxitique du faciès; on y reconnaît outre les caractères minéralogiques de très belles structures de dévitrification et des fiammes. Les structures de dévitrification se développent autour des phases minérales en phénocristaux correspondant aux quartz (phase blanche propre de la photos), aux plagioclases (phase blanche sale de la photos) ainsi qu'aux amphiboles (phases à la quelle appartiennent les belles sections losangiques qui décorent le fond de la roche).

Les photos B et D présentent certains aspects d'associations entre les phases minérales de ce faciès. En B on peut observer, outre la présence de sections longitudinales de biotites verdâtres, la disposition de petits losange d'amphiboles dans les nids présentés par les golfes de corrosion du quartz. En D on peut observer une très belle structures d'association entre quartz et feldspaths alcalins ce type d'association porte le nom de structure d'intercroissance micrographique. (Par ces associations très discrètes cet échantillon se placerait à la tête des belles roches des Vosges du Sud).

PLANCHE IX



Faciès	Rhyolites (s.l)					Trachyandésites			
						Vierge d'Alsace	Rutemthal	Masevaux	Kerchberg
N° Ech	1 B	BH89	BM86	BH81	BM01	1 L2	1 A2	1 I	3 J
Quartz	5.00	1.51	1.19	5.47	6.65	0.05		2.10	2.66
Plagioclases	25.00	24.98	29.97	26.48	23.42	14.40	13.99	12.40	11.59
Cpx	0.00	0.88	1.00	0.00	0.00	13.63	13.41	3.99	4.28
FK	14.00	9.03	3.23	13.77	9.00	2.50	0.25	3.93	6.49
Olivines	0.00	0.00	0.00			0.00	2.16	1.61	0.08
Amphiboles	9.00	5.68	5.62	4.50	5.23	Amph/biot 11.01	3.07	7.78	11.07
Micas noires	5.00	5.44	5.01	6.71	7.55			6.31	0.19
Apatite						0.00	0.12	0.00	0.00
Opaques						0.00	0.00	0.00	0.00
Mésostase	42.00	50.85	53.98	42.54	47.66	58.41	67.00	61.88	63.64
Enclaves exogènes		1.63		0.53	0.49				

Tableau II - 9 : Analyses modales volumiques dans les rhyodacites et les trachyandésites de l'unité III.

1B : Rhyodacite du Rutemthal

BH.. et BM.. sont extraites de Benouna (1986) et correspondent respectivement aux échantillons du secteur du MolKenrain - Vieil-Armand et ceux du secteur du Baerenkopf-Masevaux-Buchberg.

Amph/Biot : amphibole en voie de déstabilisation en micas noir.

Les biotites :

Elles représentent 5% de la roche et se présentent en phénocristaux, microphénocristaux ainsi qu'en petits microlites ou fibres aciculaires. Elles sont sub-automorphes et présentent souvent des traces de résorption en chlorite et oxydes de ferro-titanés (magnétite, rutile). Elles montrent certaines fois des aspects tordus, plissotés ainsi que des allures sigmoïdales ou effilochées à l'une des extrémités. Elles sont soit isolées dans la mésostate ou en associations polycristallines entre elles sous forme de "nids". Elles contiennent sous formes d'inclusions des minéraux accessoires du type apatite et zircon.

Les microlites, souvent de très petite taille ($\approx 0,2$ mm), sont dispersés dans le fond de la roche. Ils sont parfois inclus à la périphérie des phénocristaux de plagioclases et d'amphiboles.

Les amphiboles :

Par leurs proportions volumiques relativement élevées (9 - 10%), celles-ci représentent la phase la plus abondante des minéraux ferromagnésiens de la roche. Ce sont des hornblendes vertes pléochroïques, qui se présentent en phénocristaux et en microphénocristaux de tailles variables. Elles peuvent contenir des inclusions de biotite, de magnétite et de plagioclases, ainsi que des minéraux accessoires (apatite, zircon).

Elles sont souvent automorphes à sub-automorphes, formant des prismes allongés ou des sections transverses losangiques présentant les troncatures typiques des amphiboles. Elles peuvent également être rencontrées sous des formes xénomorphes ou en fragments (*clastes*) dûs probablement à des phénomènes explosifs lors de l'éruption.

Les phénomènes de résorption paraissent moins exprimés que pour les biotites et plaident en faveur d'une stabilité du minéral vis à vis des conditions de cristallisation. Elles peuvent cependant paraître totalement pseudomorphosé par des carbonates, de la chlorite, du quartz et des oxydes de fer.

La matrice :

La matrice cimentant les éléments juvéniles, étant initialement hyaline, est complètement recristallisée. On note deux types de recristallisation.

Le premier serait produit spontanément par simple vieillissement, et a conduit au développement d'une poussière cryptocristalline de quartz et de feldspaths alcalins (cryptofelsite), colorée en rouge par l'hématite ou en vert par la chlorite, dispersée dans un fond noirâtre à grisâtre représentant la majeure partie de la matrice.

Le deuxième type de recristallisation correspond à une dévitrification qui se serait produite à chaud et qui a conduit au développement d'agrégats polycristallins fibroradiés de feldspaths et de quartz selon une texture axiolitique ou fibroradiée définissant des structures sphérolitiques (photos A et B, planche IX). Localement, les sphérolites peuvent résulter d'une dévitrification autour d'un nucléus de quartz résorbé ; ils peuvent aussi souvent fusionner et englober des phénocristaux. Ces structures associées aux fiammes annoncent une pseudofluidalité et un débit colonnaire (foliation planaire) des dépôts correspondants.

La texture est ainsi du type eutaxitique.

Rhyodacites du Puix-Gy et de Lauw

Il s'agit à nouveau d'épanchements rhyodacitiques à caractères ignimbricités (Fourquin et al., 1973, 1975)

Les faciès étudiés présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques que les ignimbrites rhyodacitiques précédentes. En effet, celles-ci sont composées de quartz, feldspaths et de minéraux ferromagnésiens correspondant à des amphiboles, des pyroxènes et des biotites.

Le quartz est bien représenté. Il se présente souvent en grands cristaux pouvant être très corrodés. Les feldspaths alcalins et plagioclases, étant donné leur albitisation importante, sont difficilement discernables les uns des autres. Les biotites sont colorées et pléochroïques dans les bruns. Les amphiboles très représentées et les pyroxènes très fréquents sont transformés en chlorites et carbonates.

La matrice, moins chargée en fiamme par rapport aux roches de la Route Joffre, présente cependant des figures de dévitrification et des traces de fluidalité et d'écoulement sinueux.

3 - Les trachytes

a - Les trachytes supérieurs

La roche type examinée est celle affleurant au Nord de Plancher-les-Mines (éch 1T).

La texture de la roche est hyaloporphyrique. Les phénocristaux représentent à peu près 25% de la roche. Ce sont des feldspaths alcalins potassiques, des plagioclases, des biotites (ou amphiboles), et de rares pseudomorphes de phases ferromagnésiennes probablement pyroxènes ou amphiboles.

Les phases minérales :

Les feldspaths alcalins :

Les phénocristaux forment des lattes allongées selon leur axe c et aplaties selon (010) ; leur longueur moyenne est comprise entre 3,5 et 2 mm. Les microphénocristaux sont de taille situées entre 0,8 et 1 mm. La composition modale montre des proportions de l'ordre de 14% exprimant leur dominance par rapport aux plagioclases.

Ils sont maclés Carlsbad et paraissent presque toujours automorphes ; des fragments émoussés ou de forme quelconque peuvent être observés. Ils présentent des microfractures transverses par rapport à leur allongement, colmatées par des carbonates. Ces derniers forment aussi des taches plus au moins dispersées au cœur des phénocristaux.

Ces Fk sont micropertitiques et peuvent englober des phénocristaux ou des microphénocristaux de plagioclases d'une manière complète ou partielle, ainsi que des pseudomorphes de pyroxènes ou d'amphiboles. En lumière polarisée, ils paraissent moins sales ce qui permet de les distinguer aisément des plagioclases.

Les plagioclases :

Ils se présentent en phénocristaux de tailles comprises entre 2,5 et 2 mm et en microphénocristaux de tailles voisines de 1 mm. Ils sont à macles polysynthétiques et se trouvent soit isolés, soit en amas glomératoires avec les Fk et les biotites. Des phénocristaux de taille de l'ordre de 2,4 mm peuvent être englobés partiellement ou totalement dans les feldspaths alcalins. En inclusions, sont rencontrés des microcristaux de biotites muscovitisées, des pseudomorphes opaques et de l'apatite. Leur altération importante, leurs confère un aspect sale. Les produits de transformation sont surtout des micas blancs (séricite), en paillettes de tailles variables, et de l'albite.

Les biotites/amphiboles :

Ces minéraux ferro-magnésiens sont complètement transformés et leur reconnaissance s'avère délicate.

Ils se présentent soit en phénocristaux ou en microphénocristaux de formes automorphes à subautomorphes ; leurs tailles sont respectivement variables de 1 à 1,6 mm et de 0,4 à 0,8 mm. Les formes tabulaires sont souvent légèrement corrodées et peuvent englober partiellement des microcristaux de plagioclases. Des formes aciculaires et aplaties de tailles voisines de 1 mm sont aussi observées.

Dans la mésostase, ces minéraux sont soit isolés, soit associés en amas glomérophyriques avec des plagioclases, des Fk et des pseudomorphes de phases ferromagnésiennes.

Les produits de pseudomorphose sont représentés par de la muscovite à laquelle s'associent du rutile et des carbonates.

Le quartz :

Le quartz est présent sous forme de microphénocristaux ou de microcristaux de taille variable. L'aspect de ces quartz, leurs formes et leur répartition dans la matrice de la roche ainsi que leurs mode d'association avec les phénocristaux de la roche, rend difficile leur interprétation quant à leur origine primaire ou secondaire.

Beaucoup d'arguments sont en faveur de leur origine secondaire. En effet, ils sont la composante essentielle des remplissages des veines qui parcourent la roche. Ils se présentent souvent en grains, associés à de la calcite dans la mésostase. Ils peuvent également se retrouver en inclusions dans des phases minérales ferro-magnésiennes pseudomorphosées ou dans les feldspaths alcalins transformés. Ce type d'association suggère que le quartz pourrait être le produit de remplacement des phases pseudomorphosées .

Néanmoins, quelques individus pourraient être primaires. Il s'agit de rares minéraux xénomorphes cimentant, en un seul individu, l'espace laissé par les microlites dans la mésostase ou par les phénocristaux dans certains amas glomérophyriques. Ces quartz présentent parfois des projections de petits apophyses vers la mésostase qui seraient soit un produit de croissance primaire lors du refroidissement ou de jonctions entre ces quartz et ceux de recristallisation de la mésostase.

La matrice :

La matrice paraît rougâtre et pigmentée par des oxydes de fer. La texture microlitique glomérophyrique est plus ou moins masquée par les recristallisations tardives qui confère à cette matrice un aspect microgrenu ou en mosaïque hétérogranulaire, suite aux recristallisations des espaces interstitiels. Ceux-ci sont totalement recristallisés en une association cryptocristalline de quartz et de feldspaths alcalins. Il s'agit d'une cryptofelsite dans laquelle on note également la présence de fines fibres et paillettes de micas blancs qui soulignent les joints des grains et qui jouent le rôle de cloisons de la mosaïque.

Les microlites de plagioclases (An_{20} à An_{17}) sont de très petites tailles. Ils sont souvent orientés pour dessiner une fluidalité se rapprochant de celle des textures feutrées ; cependant par endroit cette fluidalité se perd et les microlites s'arrangent de telle façon à délimiter des espaces interstitiels, souvent triangulaires.

b - Les trachytes inférieurs

Ce sont les orthophyres des anciens auteurs (Stussi, 1970). Ils sont composés de phénocristaux et d'une mésostase microlitique peu grossière. Les phénocristaux sont des plagioclases, des biotites ou amphiboles, des feldspaths alcalins et des pseudomorphes de phases primaires.

Les phénocristaux :

Les **plagioclases** sont de composition albitique. Ils sont automorphes à subautomorphes, souvent groupés en bouquets de plusieurs individus associés à des biotites, des pseudomorphes de pyroxènes et des feldspaths alcalins. Ils montrent une altération en séricite plus ou moins poussée (totale à absente). Ils peuvent aussi, mais rarement, présenter des inclusions de carbonates, et de phases accessoires (apatite).

Les minéraux assimilés aux **biotites** et **amphiboles** sont chloritisés et dans leur grande partie muscovitisés. Ils renferment des phases secondaires correspondant à du rutile ou sphène, et des minéraux accessoires (apatite et zircon).

Les **feldspaths alcalins** sont automorphes, maclés Carlsbad et dessinent une certaine orientation. Ils présentent rarement des lacunes occupées par de la séricite et peuvent englober en inclusions des plagioclases. Les proportions volumiques de ces feldspaths sont relativement faibles et inférieures à celles rencontrées dans le faciès des trachytes supérieurs.

La mésostase :

La texture est une texture trachytique glomérophyrique vacuolaire peu grossière à feutrage imparfait. Celle-ci semble caractéristique de gisements hypovolcaniques.

La mésostase est microlitique, pigmentée en rouge par des oxydes de fer et tachetée en vert par soit des épidotes fibreuses, soit des amphiboles fibreuses. Elle est parsemée de cavités à remplissage de quartz, associé parfois à de la calcite, ou associé à un assemblage de préhnite-pumpellyite-épidotes comportant une faible quantité d'oxydes (rutile et hématite). Apatite et zircon sont les minéraux accessoires.

Les microlites de feldspaths alcalins et de plagioclases montrent rarement d'orientation privilégiée et paraissent souvent entrecroiser, délaissant entre eux un espace interstitiel très réduit recristallisé en une symplectite de quartz et de feldspath (felsite).

D'un point de vue altération, l'albitisation paraît assez représentée. Elle a affecté à la fois les phénocristaux et les microlites de feldspaths. Une silicification très importante caractérise ces

roches. Elle est représentée par un grand développement du quartz secondaire qui occupe presque 90 % de toutes les vacuoles et constitue aussi le minéral le plus important des espaces interstitiels. Le quartz secondaire est également assez représenté sous formes de microfilonnets parcourant la roche où il est associé à des plagioclases, des feldspaths alcalins, des épidotes, des carbonates et de la chlorite.

4 - Bilan minéralogique

Les minéraux primaires à l'état de reliques ont fait l'objet d'investigations à la microsonde électronique.

a - Les pyroxènes

Seules les trachyandésites présentent des pyroxènes en reliques (tabl. 8 à 10, annexe I). Dans les rhyodacites et les trachytes échantillonnés les pyroxènes sont sous forme de pseudomorphes. Cependant des rhyolites à pyroxènes en reliques ont été étudiées par Benouna (1986).

Selon la classification de Hess et Poldervaart (1955) (fig. II-12A), les compositions chimiques des clinopyroxènes des trachyandésites évoluent dans une large gamme, depuis le domaine des clinopyroxènes magnésiens (% Mg \approx 45-50) correspondant à des diopsides - endiopsides vers celui des clinopyroxènes moins magnésiens (% Mg \approx 45-40) correspondant à des augites et des salites. Les pyroxènes magnésiens sont chromifères et faiblement titanifères, suggérant leur nature primaire ou précoce. Ces variations de composition, par substitution Fe - Mg, sont observées au sein d'un même échantillon. Seuls les pyroxènes du Rocher de la Vierge d'Alsace ont tendance à exprimer des remplacement du type Ca-Mg. Les mêmes compositions ont été reportées pour les pyroxènes des rhyolites par Benouna, 1986).

b - Les feldspaths

Dans les roches de l'unité III, les compositions manifestées par les feldspaths sont à la fois celles des plagioclases et des feldspaths alcalins (Fig. II-12B; tabl.5 et 6, annexe II),

dans les trachytes, ceux-ci correspondent à des albites, des feldspaths alcalins et des individus à compositions intermédiaire par suite de leurs altération ;

dans les rhyolites et les rhyodacites (Fig. II-18), ceux ci sont des feldspaths alcalins et des plagioclases souvent zonés de compositions %An 35 - 55; dans les faciès de Houppach les feldspaths analysés sont des albites et des individus à composition d'orthoclases ;

dans les trachyandésites, les plagioclases paraissent englobés des reliques de basiques (%An 80 - 50) et des formes transformées ou peu évoluées (%An 5 - 30); les feldspaths alcalins présentent des compositions variables depuis celle %Or 90 vers celle %Or 68.

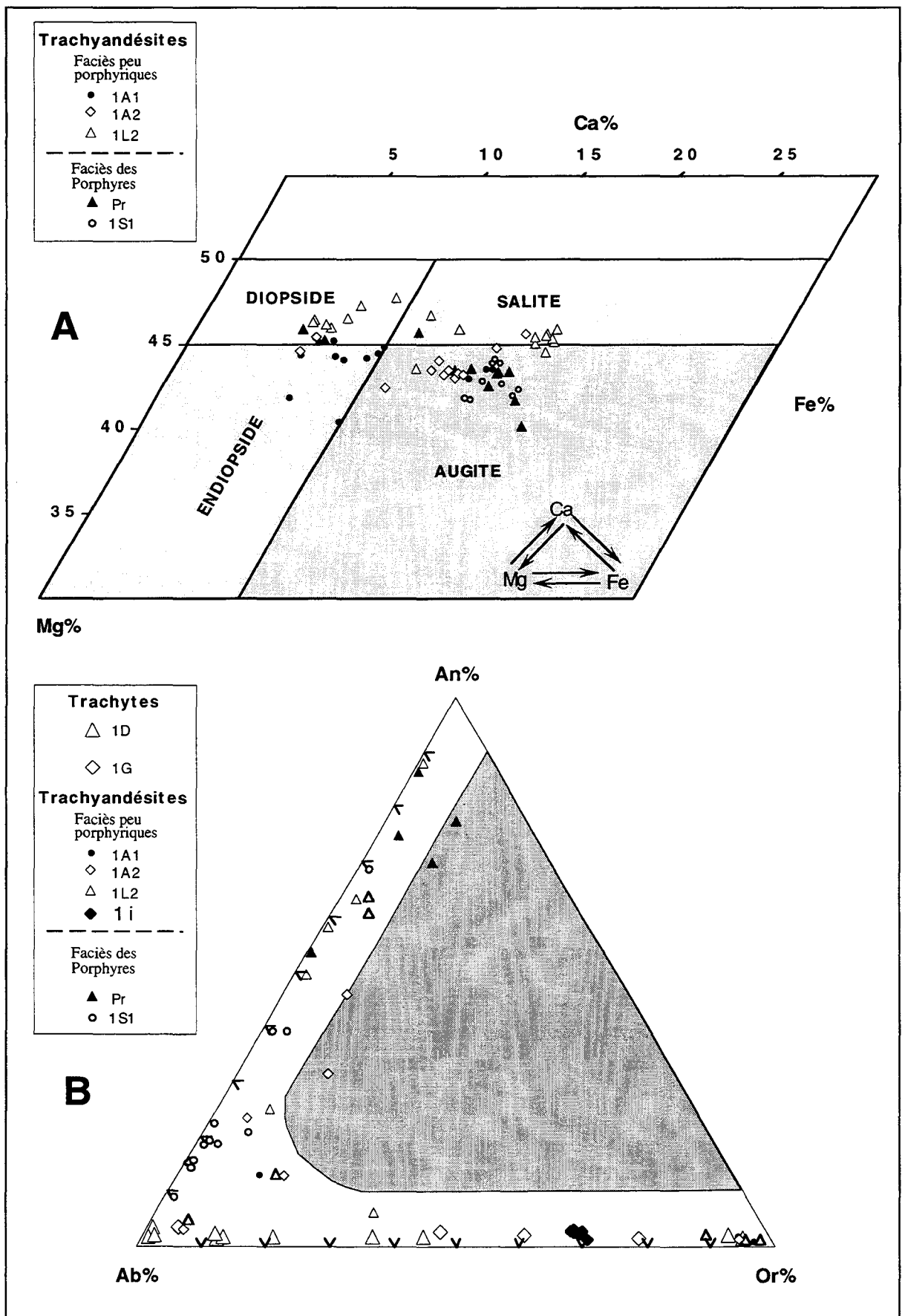


Figure II-12 : Terminologies et compositions des minéraux reliques (primaires) des roches de l'unité III.

A : Terminologie et compositions des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart (1955).

B : Terminologie et composition des Feldspaths.

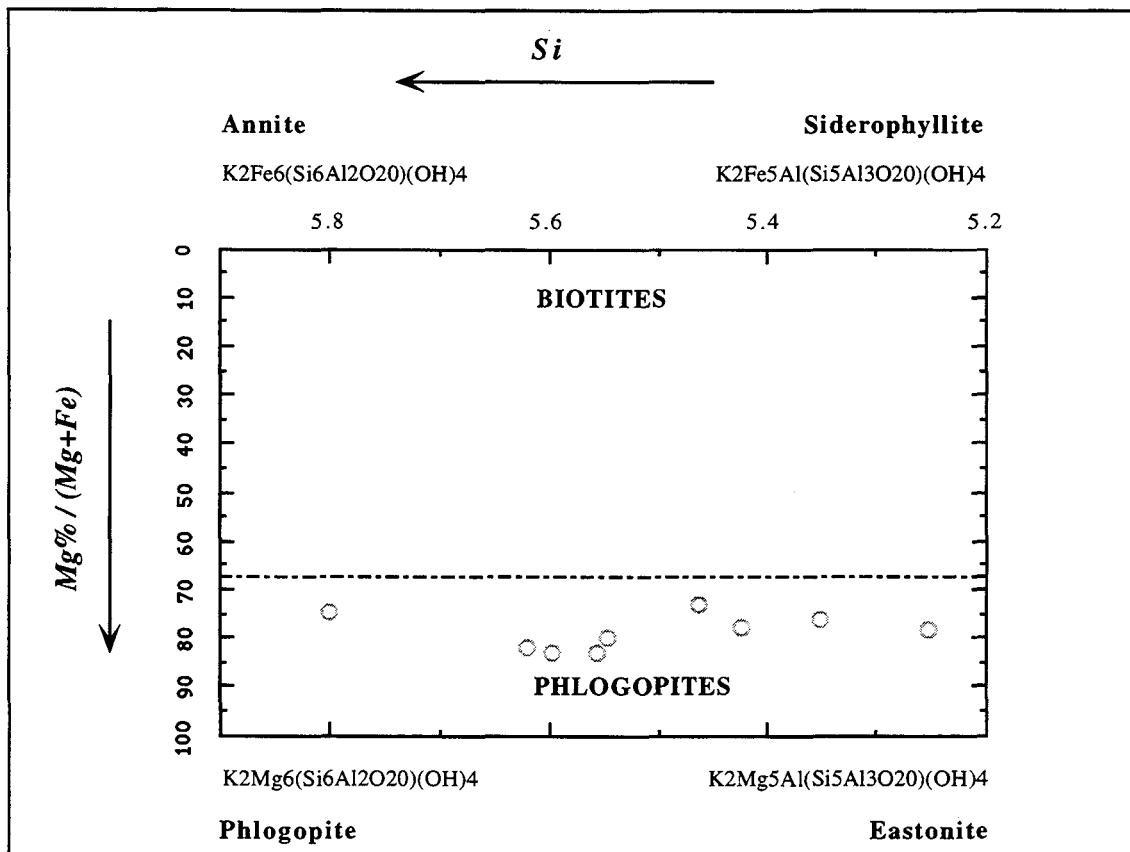


Figure II - 13 : Classification des micas noirs des roches de l'unité III dans le diagramme " annite - siderophyllite - phlogopite - eastonite".

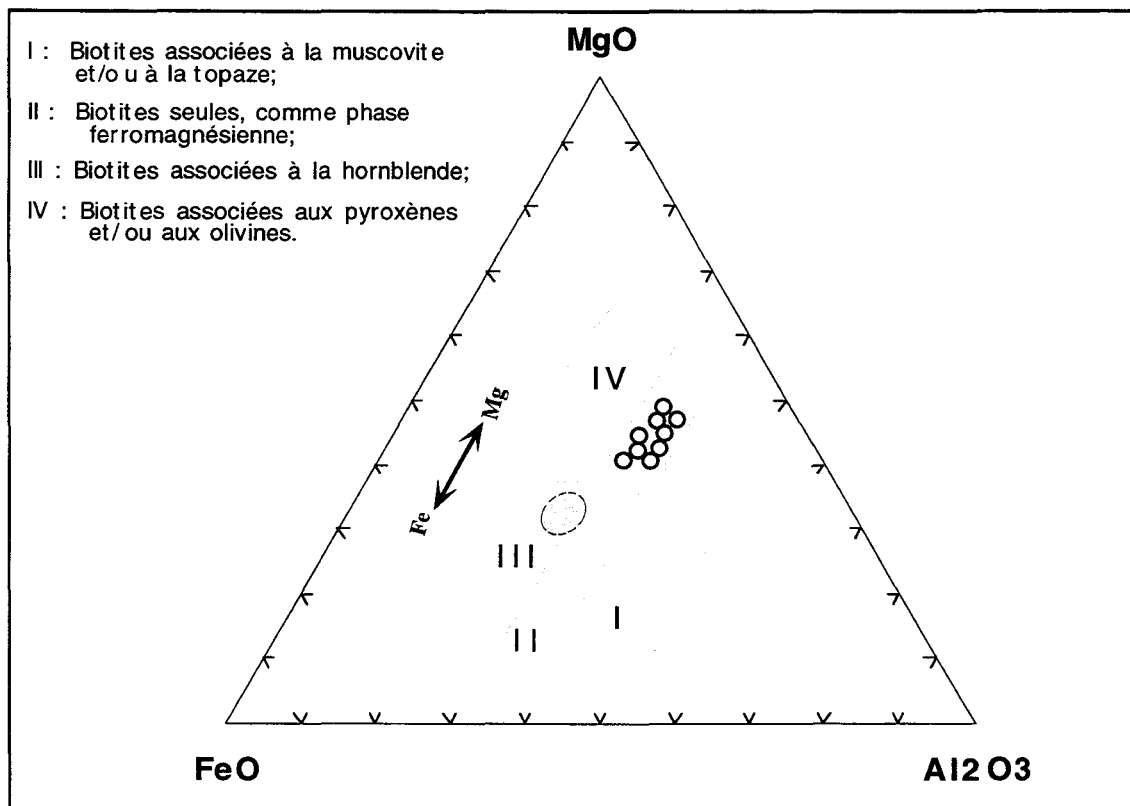


Figure II - 14 : Emplacement des micas noirs des roches de l'unité III dans le diagramme de Nockolds (1947).

- Trachyandésites
- ▭ Emplacement des micas noirs des Rhyolites (Benouna, 1986)

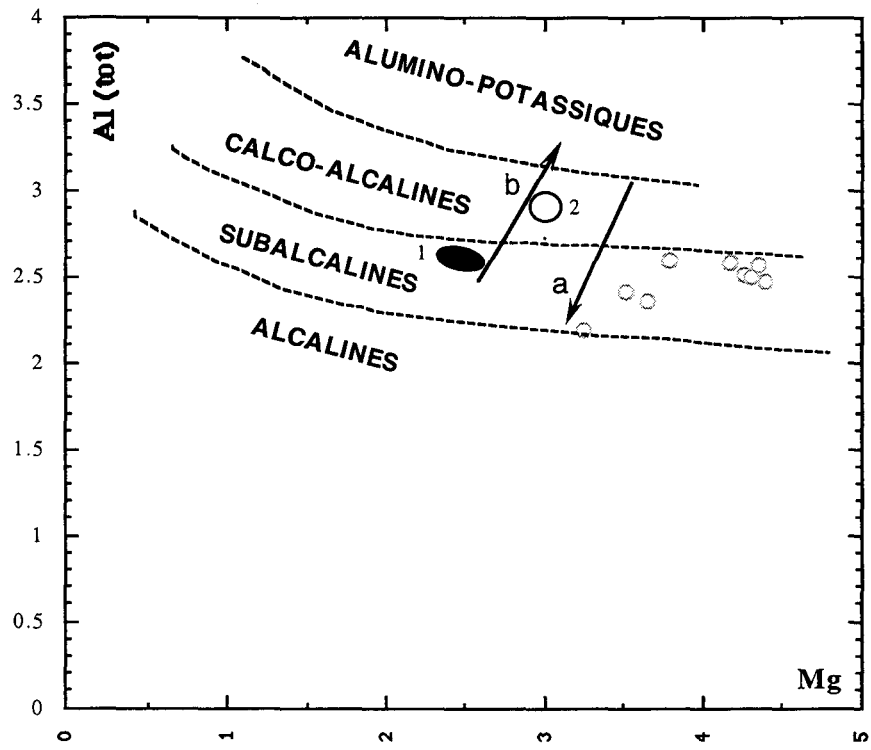


Figure II - 15 : Emplacement des micas noirs des roches de l'unité III sur le diagramme de Nachit et al., (1985).

○	Trachyandésites	▨	Rhyolites (s.l.) (d'après Benouna, 1986)
		▩	1 - biotites saines, 2 - biotites en début de chloritisation

a : différenciation (Al étant fonction de la paragenèse, Mg diminue)
b : chloritisation (augmentation de Mg et d'Al)

$(Na+K)A < 0.50 ; Ti < 0.50$

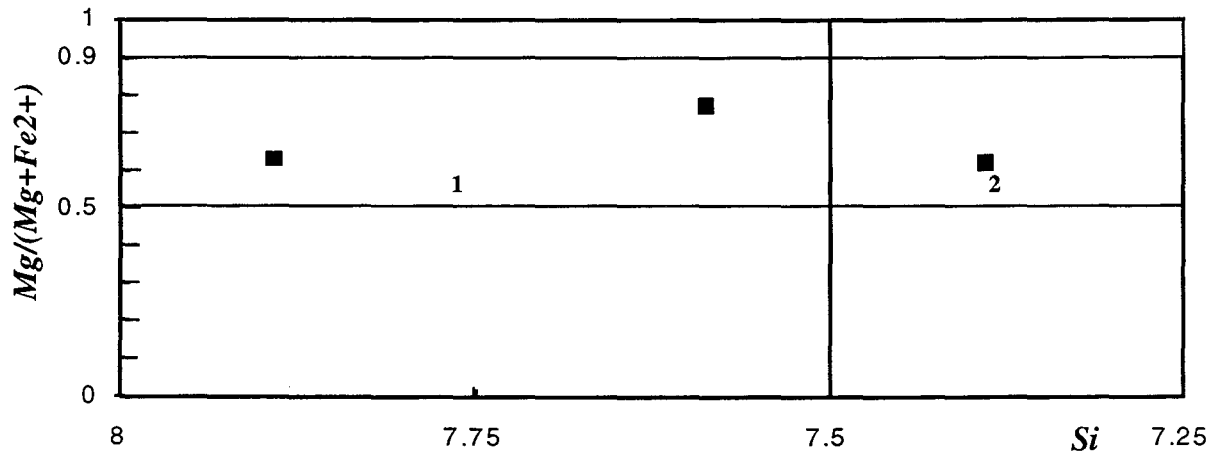


Figure II - 16 : Position des amphiboles de roches de l'unité III dans le diagramme de classification (Leake, 1978). Actinote (1), hornblende-actinolitique (2).

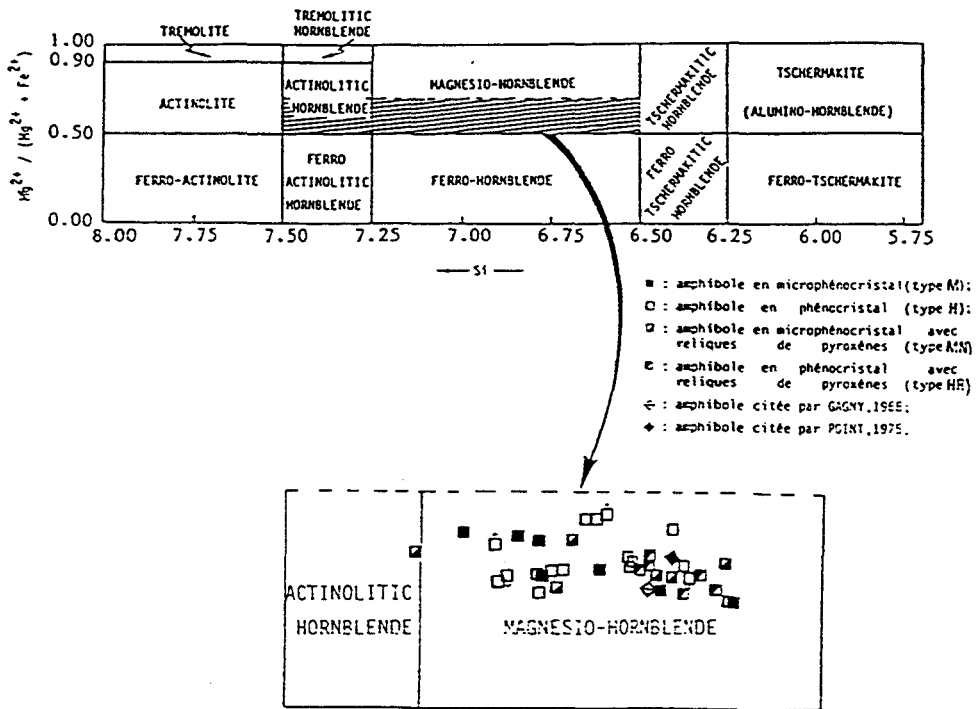


Figure II-17 : Domaine de composition des amphiboles des rhyolites d'après la classification de LEAKE (1978).

(Extrait de Benouna, 1986).

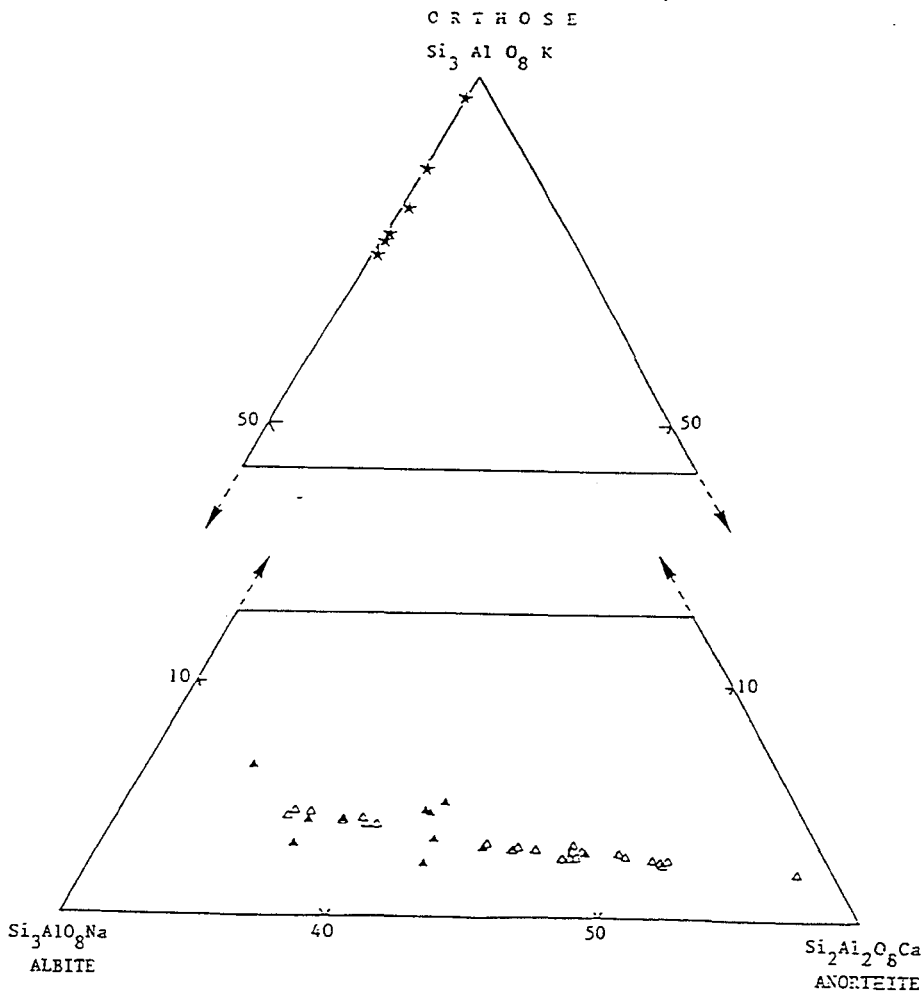


Figure II-18 : Les feldspaths des rhyolites dans le diagramme ternaire Or-Ab-An.

★ : Feldspath potassique ;

△ : Plagioclase zoné du type normal-oscillatoire ;

▲ : Plagioclase peu ou non zoné.

(Extrait de Benouna, 1986).

c - Les micas noirs

Les micas noirs et les amphiboles caractérisent les trachyandésites (autres que les Porphyres) et les rhyodacites ignimbritiques de la série de Giromagny ainsi que celles de la série de Thann. Dans les roches trachyandésitiques, les observations pétrographiques suggèrent que l'essentiel des micas sont formés par destabilisation des amphiboles.

Les analyses chimiques des micas noirs sont reportées en tabl. 4, annexe III. Ces micas sont classés selon le diagramme de classification des micas noirs tenant compte des teneurs en Si et des fractions molaires de Mg dans les phyllites trioctaédriques (fig. II-13) et dans le diagramme de Nockolds (1947) (fig. II-14). Les analyses chimiques montrent que les teneurs en Al_2O_3 (≈ 13 à 14%) sont faibles, celles en TiO_2 sont variables entre 3,9 et 7%.

Les micas des trachyandésites du Rocher de la Vierge d'Alsace (éch. 1L2) sont à caractère magnésien ($XMg \approx 0,75$ à $0,85$) et occupent le champ des phlogopites (fig. II-13). Ceux des trachyandésites de Masevaux sont à la limite des phlogopites ferrifères ($XMg \approx 0,75$ à $0,7$) et des biotites magnésiennes (fig. II-13), ce qui serait compatible avec leur dérive par destabilisation d'amphibole. Dans le diagramme de Nockolds (1947), les micas des trachyandésites possèdent un caractère relativement magnésien, qui situe ces phyllites au-delà du domaine défini pour les biotites habituellement associées dans les roches magmatiques aux autres phases mafiques (hornblende, pyroxène ou olivine).

Les micas des rhyodacites sont des biotites (Benouna, 1986) plus ferrifères que celles des trachyandésites. (fig. II-14), ce qui est compatible avec le caractère plus différencié de la lave hôte.

d : Les amphiboles

Dans les trachyandésites, les compositions qui ont pu être obtenues à partir des analyses des reliques d'amphiboles, montrent qu'elles correspondent selon la classification de Leake (1978) (fig. II-16) à de l'actinote et de l'hornblende-actinolitique.

Les compositions obtenues par Benouna (1986) pour les rhyodacites sont selon la classification de Leake (1978) des hornblendes magnésiennes (Figure II-17).

CHAPITRE III

CARACTERES PETROGRAPHIQUES

DES ENSEMBLES PLUTONIQUES

A proximité du Massif des Vosges du Sud, le magmatisme plutonique caractérisant la chaîne hercynienne, est pour l'essentiel représenté par le complexe plutonique des Ballons d'Alsace et de la Servance.

Ce complexe plutonique des Ballons, orienté selon une direction E-W, comporte une partie centrale de composition monzogranitique, intrusive dans des faciès de bordure composés de roches basiques de type gabbros et d'une série diversifiée englobant des diorites, des monzodiorites et des syénites (Pagel et Leterrier, 1980). Ces faciès de bordures recourent les formations volcanosédimentaires de la série de Malvaux (Unité I) et sont repris en éléments dans les brèches du Crémillot (Unité III). Les caractères géochimiques des roches des faciès de bordure seraient proches de leurs équivalents volcaniques du Viséen inférieur (Stussi, 1970). Dans le but d'établir les relations pétrogénétiques et de confirmer les corrélations géochimiques entre les roches plutoniques et les roches volcaniques, nous avons étendu notre étude aux faciès plutoniques.

Les termes plutoniques étudiés sont des gabbros (à Ermensbach), et des syénites (à Sewen) appartenant aux faciès de bordure du complexe plutonique des Ballons. Nous avons également étudié des gabbros, en stocks intrusifs dans les formations de la série de Plancher-Bas sur les deux Rives de la vallée de L'Ognon à proximité du Mont de Vannes.

I - LES GABBROS

A - Les gabbros du Mont de Vannes et de la Châtelée

Dans la région de la Haute-Saône, entre Mélisey et Belonchamp, au Mont de Vannes, les roches plutoniques du type gabbro étaient jusqu'alors inconnues. Celles-ci ont été mises récemment à l'affleurement à proximité d'une nouvelle carrière située sur la route D131 entre St-Barthélemy et le Raddon (photos B et b1-b2, planche X).

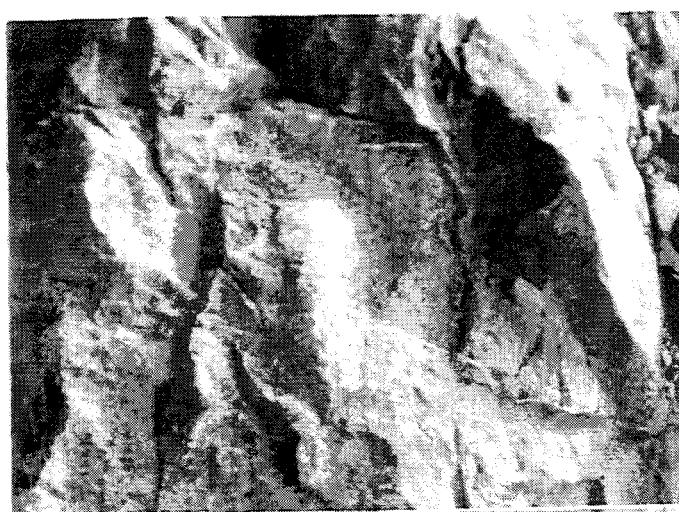
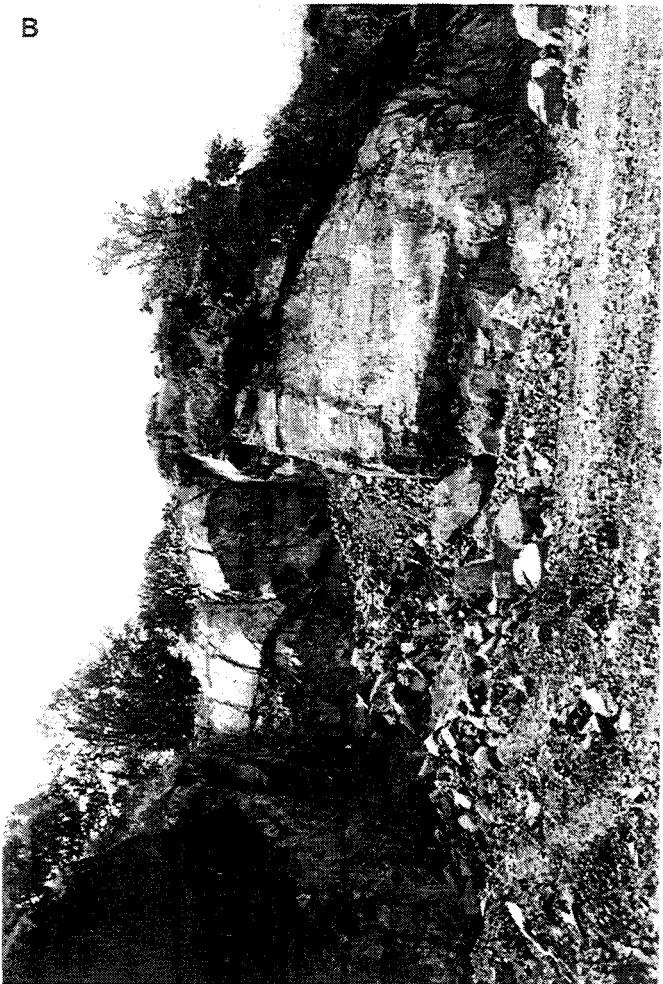
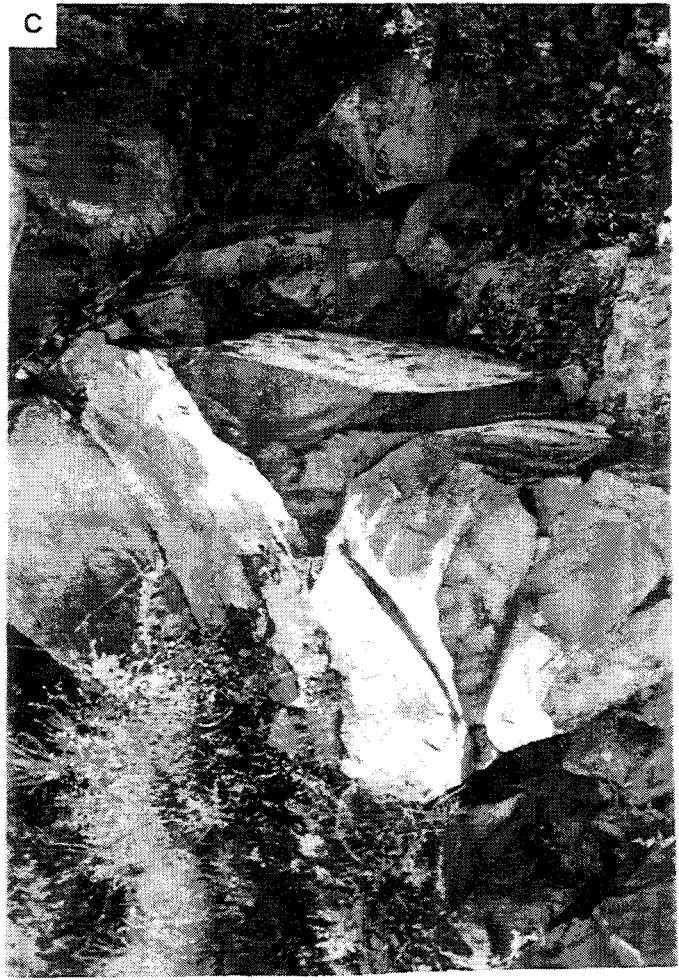
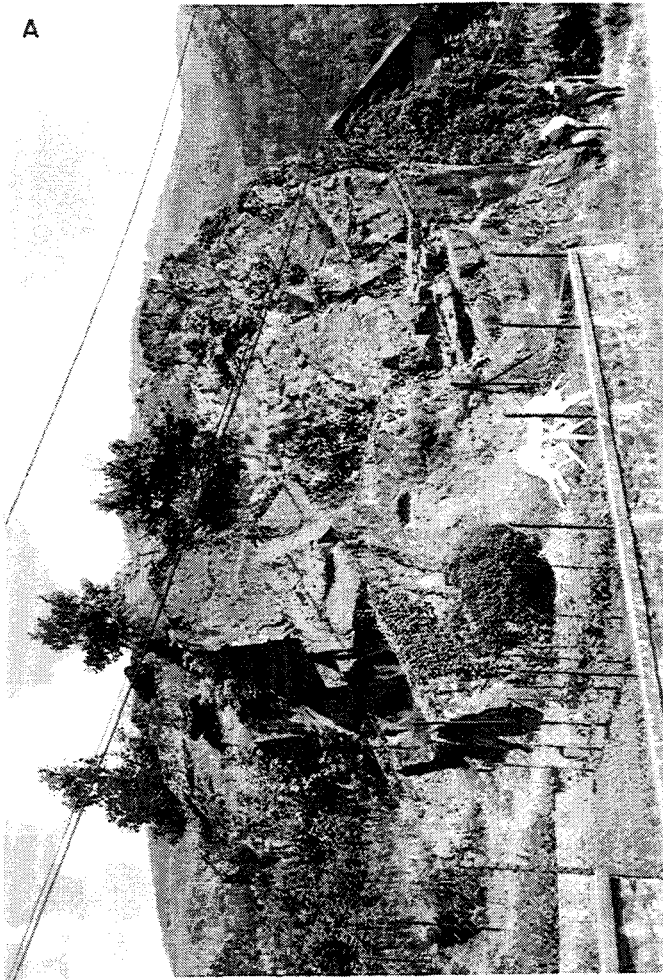
Commentaire de la planche X :
Affleurements des roches plutoniques.

A - Syénite de Sewen;

B - Gabbros du Mont de Vannes : **b1**- faciès fins, **b2** - faciès grossiers;

C - Gabbros de la Châtelée (Rive gauche de Vallée de l'Ognon).

PLANCHE X



Les roches présentent une couleur verte intense, correspondant aux transformations secondaires en chlorite, albite, épidote des paragenèses primaires. Le passage latéral depuis les faciès plutoniques internes vers ceux de la couverture volcano-sédimentaire externe est représenté par des faciès vésiculés, très altérés en carbonates, analogues aux dolérites porphyriques de la série de Malvaux. La transition depuis le coeur vers la bordure des roches gabbroïques s'exprime également par une variation granulométrique des parties internes très grossières vers des parties externes fines.

Sur la D486 au niveau de la Châtelée (Rive Gauche de la Vallée de l'Ognon), les conditions d'affleurement sont difficiles à préciser (photo C, planche X).

1 - Pétrographie des gabbros du Mont de Vannes

Du *point de vue pétrographique*, ces roches présentent une texture grossière à caractères de **cumulats**. Les phases minérales en phénocristaux de la phase **cumulus** sont des plagioclases et des clinopyroxènes.

Les *plagioclases* forment de grandes lattes et sont dominants par rapport aux pyroxènes. Leur morphologie, leur taille et leur disposition (photo C, planche XI) suggèrent une extraction mécanique (filtre-pressé). Ces plagioclases, par suite de l'altération secondaire, présentent un aspect très sale. Les produits d'altération sont surtout des phyllites représentées entre autres par de la séricite à laquelle s'associe de l'albite.

Les *clinopyroxènes* en grands phénocristaux sont moins abondants. Ils sont soit automorphes, subautomorphes soit xénomorphes et présentent souvent un début d'ouralitisation. Ils sont souvent maclés et très faiblement zonés. Ils paraissent certaines fois chargés d'inclusions de microlites de plagioclases et de microphénocristaux automorphes de plagioclases et de pseudomorphes actinolitiques.

Les espaces délimités par les lattes de plagioclases sont occupés par une association minérale composée à la fois de minéraux primaires et de minéraux secondaires. Les minéraux de cette association qui peut être regardée comme équivalent de la **phase intercumulus** des textures des roches cumulatives, sont disposés soit sous forme d'une symplectite de plagioclases, pyroxènes, oxydes ferrotitanés, amphiboles actinolitiques, soit sous forme de plages poécélitiques de clinopyroxènes xénomorphes cimentant les phénocristaux et englobant les microphénocristaux de plagioclases et d'amphiboles.

Les *plagioclases* de cette association sont soit primaires, automorphes en microlites ou en microphénocristaux présentant le même aspect que ceux en phénocristaux, soit secondaires de nature albitique en surcroissance autour des phénocristaux et dans l'espace interstitiel.

<i>Etiquettes des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Site d'échantillonnage</i>	<i>X Géol</i>	<i>Y Géol</i>
Gabbros				
3B1-3B3	hK3 Diabases et Spilites	Mont de Vannes	920.6 (G)	314.3
3K1-3K2	θ Diorites et gabbros d'Ermensbach	Ermensbach	943.2 (T)	323.2
Syérites				
3W	γ^{3M} Monzonite quartzifère à biotite et clinopyroxène	Sewen	941 (T)	322

Tableau II - 10 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches plutoniques, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T), de Giromagny (G) et de Munster (M).

<i>Etiquettes des Echantillons</i>	<i>Nature Lithologique selon les indications de la carte géologique</i>	<i>Caractères macroscopiques et pétrographiques Texturales (Ch II - P II)</i>		<i>Nomenclature de Winchester et al (1977) (Ch I - P II)</i>
Gabbros				
3B1-3B3	hK3 Diabases et Spilites	Gabbro	texture de cumulat	Gabbro
3K1-3K2	θ Diorites et gabbros d'Ermensbach	Gabbro et Diorite	Intrusion et Filon à texture soit grossière ou filonienne	Gabbro et Diorite
Syérites				
3W	γ^{3M} Monzonite quartzifère à biotite et clinopyroxène	intrusion	texture grenue ou grossière	Syénodiorite à syénite

Tableau II - 11 : Nature lithologique des roches plutoniques selon les cartes géologiques (1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et al., (1977).

Les *opaques* paraissent de taille variable et sont totalement ou partiellement transformés en leucoxènes.

Les *amphiboles* sont des actinotes qui s'associent aux pyroxènes et aux plagioclases sous formes d'inclusions dans les phénocristaux de clinopyroxènes. Elles peuvent aussi se présenter en cristaux isolés de taille et de forme variable dans l'espace interstitiel. Elles sont généralement sous formes de sections longitudinales automorphes à subautomorphes fibreuses, traversées par des craquelures transverses. Parfois elles se présentent en association avec des micas blancs qui les transforment totalement ou partiellement. Ces actinotes correspondraient à des pseudomorphes d'une phase minérale primaire (il peut s'agir d'olivine, de pyroxène ou d'amphibole)

2 - Pétrographie des gabbros de la Châtelée

Les gabbros de la Châtelée, toujours à textures de cumulats présentent, par rapport à ceux du Mont de Vannes, une phase cumulus composée essentiellement de plagioclases. Ces plagioclases sont plus jointifs et laissent des espaces interstitiels très réduits (photo D, planche XI) occupés par une association de clinopyroxènes (peu ouralitisés), de plagioclases et d'opaques. Les minéraux de cette association de l'espace interstitiel dessinent une texture intersertale où l'on note l'absence d'actinote.

D'un point de vue altération, les faciès de la Châtelée se caractérisent par une paragenèse secondaire importante de muscovite, de chlorite et de zéolites, résultant des pseudomorphoses de phases primaires non déterminées.

B - Les gabbros d'Ermensbach

Les caractères pétrographiques de ces roches peuvent être résumés en des phases minérales phénocristallines précoces de plagioclases, clinopyroxènes et des pseudomorphes (olivine ou amphiboles) (photos A et B, planche XI). Ces minéraux sont répartis au sein d'un fond intersertal de plagioclases, clinopyroxènes, opaques, biotites et apatites (photo A, planche XII).

Les phases minérales précoces :

Les *plagioclases* sont des phénocristaux de taille variable, suggérant plusieurs générations. Ils se caractérisent par la fréquence des phénomènes de zonage. Il s'agit d'individus à zonations normales simples ou oscillatoires ; ceux-ci présentent un coeur

Commentaire de la planche XI :

Caractères pétrographiques microscopiques des faciès plutoniques.

A - 3 K L.P.A. x 20 : Gabbros d'Ermensbach faciès à texture grossière;

B - 2i L.P.A. x 20 : Gabbros d'Ermensbach faciès à texture filonienne;

C - 3B L.P.A. x 20 : Gabbros du Mont de Vannes à texture de cumulats;

D - 3D L.P.A. x 20 : gabbros de la Châtelée à texture de cumulats; dans la photos on peut distinguer une phases cumulus formée uniquement de plagioclases et une phases intercumulus formée essentiellement de clinopyroxènes.

Commentaire de la planche XII :

Caractères pétrographiques microscopiques des faciès plutoniques.

A - 3 K L.P.A. x 20 : Gabbros d'Ermensbach faciès à texture grossière. A côté des caractères texturales, la photos permet d'observer l'aspect de certaines phases minérales à noter les biotites (bi) et celles à l'état de pseudomorphes;

B et C - 3K L.P. x 40 : sont des photos de détails montrant l'aspect des pseudomorphes de phases ferromagnésiennes caractérisant ces faciès. La photos B constitue un détails de celle en A.

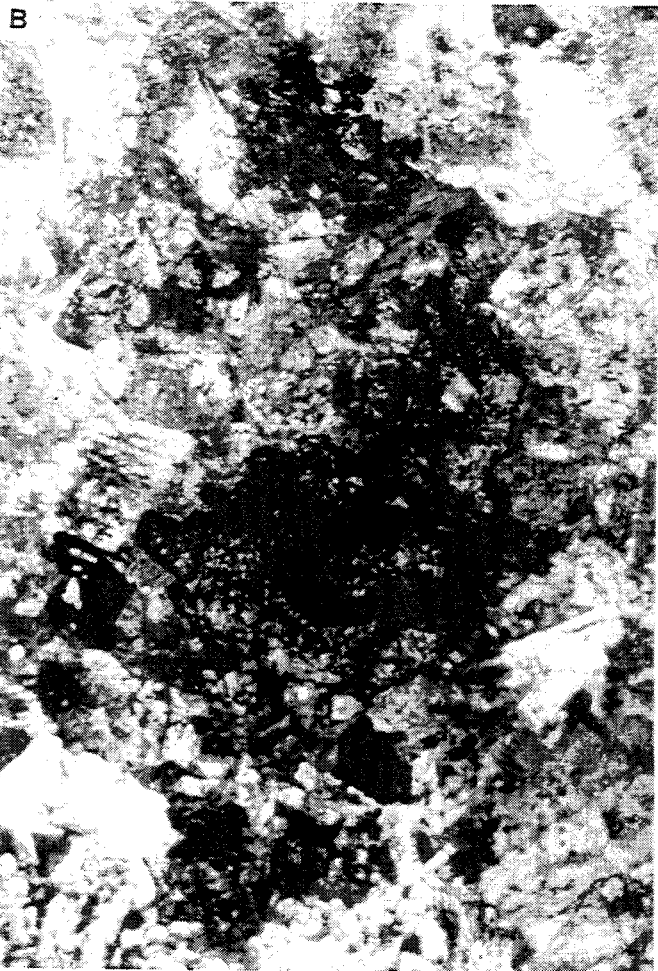
D - 3 W L.P.A. x 20 : caractère microscopiques des syénites.

La photos montre l'essentiel des caractères texturales et minéralogiques du faciès à noter : les amphiboles (am), les microphénocristaux de clinopyroxènes (cpx), les biotites (bi) ainsi que les plagioclases et les opaques l'ensemble est cimenté par des feldspaths alcalins auxquels s'associe de l'albite et du quartz.

PLANCHE XI



PLANCHE XII



relativement plus basique affecté par des craquelures et altéré en séricite ; leur périphérie est par contre plus limpide et non altérée.

Les *clinopyroxènes* sont en phénocristaux de taille variable. Cependant de la même façon que les plagioclases, ils présentent des phénomènes, moins exprimés, de zonations. Ils présentent des parties internes automorphes pouvant contenir des inclusions de plagioclases et des pseudomorphes d'amphiboles ou d'olivines. Les inclusions de plagioclases peuvent former une auréole concentrique synonyme d'une limite d'interruption de croissance et de réaction avec le liquide ; les parties externes de ces phénocristaux sont souvent xénomorphes.

Les *pseudomorphes de phases ferromagnésiennes* primaires sont assez répandues dans ces faciès. Ils sont remarquables par leur forme, taille et produits de transformations (Photos A, B et C, planche XII). Ils sont de tailles variables depuis celles des phénocristaux jusqu'à celles des microphénocristaux. Ils sont xénomorphes, transformés en micas blancs, actinotes et oxydes de fer. Ils sont souvent parcourus de microcraquelures occupées par des oxydes de fer. Parmi ces pseudomorphes on rencontre des individus à fort relief, contenant des nuclei serpentinisés dont la forme rappelle des olivines, et des individus dont les habitus suggèrent une parenté aux amphiboles.

Les phases interstitielles :

Les minéraux des espaces interstitiels délimités par les plagioclases sont des clinopyroxènes montrant selon les échantillons une transformation plus au moins importante en actinote. A ces pyroxènes se trouvent associés des microphénocristaux de biotites et d'apatites. Les biotites peuvent être associées aux clinopyroxènes ou être isolées dans les interstices ; dans ce cas elles apparaissent en association avec les opaques. Elles sont de couleur brune, et peuvent présenter des exsolutions de minéraux à caractères de micas blancs.

II - LES SYENITES

Les faciès concernés par notre étude correspondent à ceux affleurant en rocher à Sewen (photo A, planche X); le nom de syénite qui leur est attribué dans les travaux antérieurs sera conservé, dans ce cas celui-ci sera considéré dans un sens large du terme. En effet, ces faciès tel qu'ils seront présentés ci-dessous présentent des caractères pétrographiques syéno-dioritiques (photo D, planche XII).

La paragenèse minérale des syénites de Sewen est composée de minéraux blancs correspondant à des feldspaths plagioclases et alcalins, et des minéraux ferromagnésiens correspondant à des clinopyroxènes, des amphiboles et des biotites. A ces minéraux s'associent des opaques, du quartz secondaire, ainsi que des minéraux accessoires (apatite et zircon).

Les *plagioclases* sont de taille variable, depuis des phénocristaux jusqu'à des microcristaux. Les phénocristaux de grande taille sont peu abondants ; ceux de taille moyenne sont plus abondants et présentent une altération en séricite. Ils apparaissent jointifs, délimitant des espaces très réduits entre eux. Ils peuvent également être répartis de façon individuelle, au même titre que les autres phases minérales, dans une matrice de feldspaths alcalins cimentant l'ensemble.

Les *clinopyroxènes*, présents en microphénocristaux, présentent une transformation plus ou moins importante en actinote.

Les *biotites* montrent des exolutions de micas blancs, et englobent des apatites. Elles présentent une transformation plus ou moins importante en chlorite et oxydes de titane.

La matrice, composée essentiellement de feldspaths alcalins, possède également des minéraux isolés d'opiques et des phases accessoires d'apatite et de zircon. Ce feldspath alcalin peut présenter des figures d'intercroissance avec le quartz secondaire xénomorphe.

III - MINERALOGIE DES GABBROS ET DES SYENITES

A - Les pyroxènes :

Les analyses chimiques obtenues à la microsonde électronique sont présentées dans le tableau 11 à 13, annexe I.

Les clinopyroxènes analysés vont, selon la classification de Hess et Poldervaart (1955) (fig. II-19A), des endiopsides à des augites.

Les clinopyroxènes du type **Endiopside** appartiennent aux cumulats gabbroïques de la rive gauche de la Vallée de l'Ognon. Ceux des cumulats gabbroïques de la rive droite de la Vallée de l'Ognon (région du Mont de Vannes) par des substitutions (Ca, Fe) occupent le domaine des **augites**.

Les pyroxènes des gabbros d'Ermenbach et des syénites de Sewen se disposent dans le domaine des augites de telle façon à suggérer des remplacements du type Fe-Mg. Les augites les plus riches en fer (≈ 15 à 20%) appartiennent aux syénites de Sewen, conformément à ce que l'on est en droit d'attendre d'une évolution des pyroxènes de roches basiques à des roches alcalines plus différenciées.

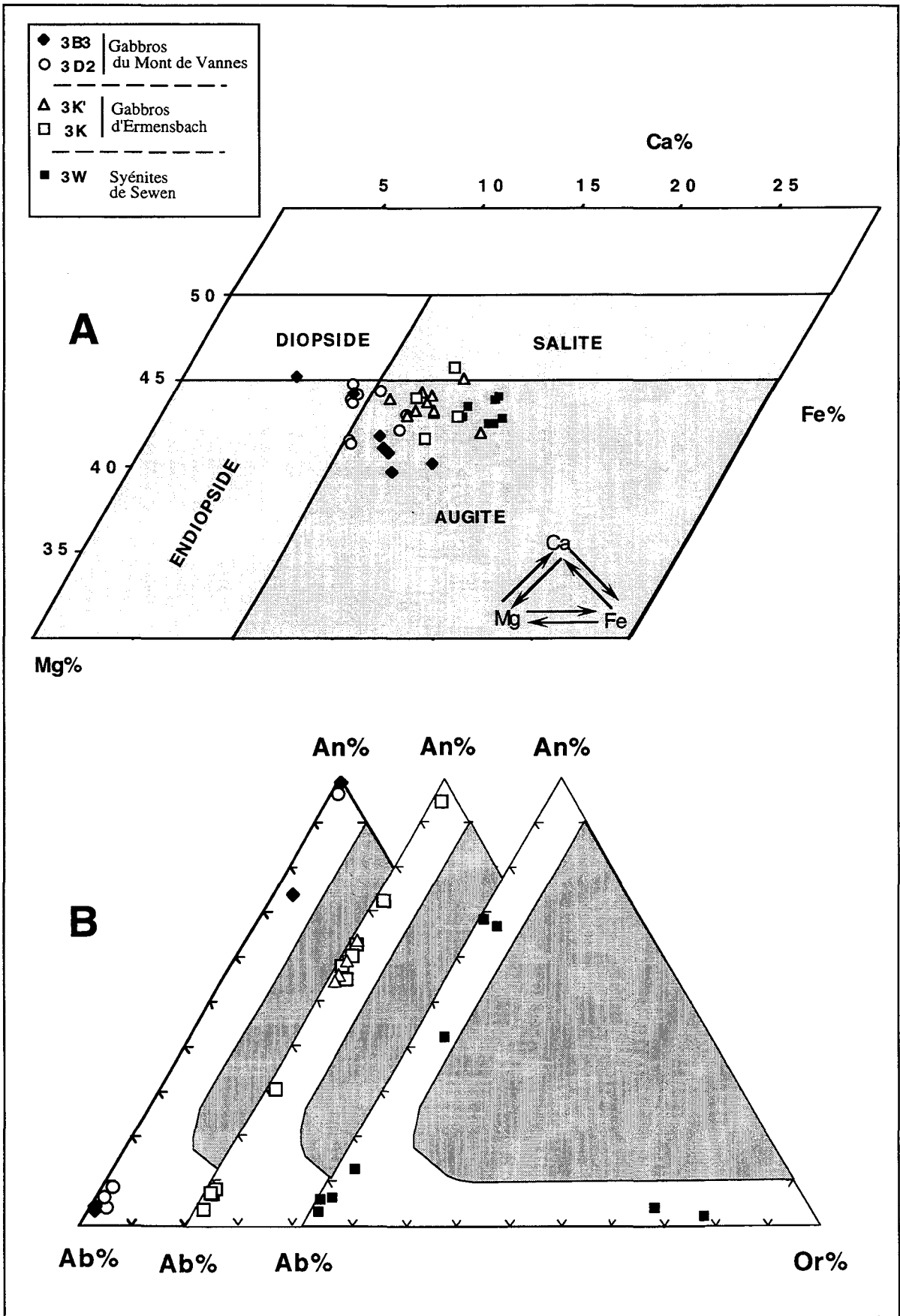


Figure II - 19 : Terminologies et compositions des minéraux reliques (primaires) des roches plutoniques

A : Terminologie et compositions des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart (1955).

B : Terminologie et compositions des plagioclases.

B - Les feldspaths :

Les compositions de feldspaths obtenues pour les roches plutoniques (tabl. 7 à 9, annexe II et fig. II-19B) correspondent,

dans les cumulats gabbroïques de la Chatelée et du Mont de Vannes à des reliques basiques (%An 75) et des albites (%An 5 - 10) ;

dans les gabbros d'Ermensbach, à des reliques basiques dont les compositions s'étalent, compatiblement avec les phénomènes de zonation chimique, depuis des %An75 vers des %An30 ; ces roches englobent aussi des formes altérées correspondant à des albites (%An5 - 10) ;

dans les syénites, à plagioclases englobant des reliques basiques (%An 70 - 45) et des albites - oligoclases (%An 5 - 14), ainsi qu'à des feldspaths alcalins (%Or 80 - 70).

C - Les micas :

Dans les faciès plutoniques, les micas noirs sont représentés en proportions volumiques moins importantes, dans ce cas ils sont soit sains (cas des minéraux de gabbros et des syénites) soit totalement ou partiellement transformés en chlorite (cas des syénites). Dans les gabbros, ils présentent souvent des associations avec la magnétite.

Les analyses chimiques obtenues à la microsonde électronique sont présentées dans le tableau 4, annexe III.

La formule chimique générale de base des micas s'écrit comme $X_2 Y_{4-6} [Z_8 O_{20} \cdot (OH, F)_4]$ équivalent à $K_2 (Fe^{2+}, Mg)_{6-4} (Fe^{3+}, Al, Ti)_{O-2} [(Si_{6-5} Al_{2-3}) O_{20-22} (OH, F)_{4-2}]$. Les formules structurales des micas analysées sont calculées sur la base de 22 oxygènes, La quantité d' Al^{VI} obtenue est corrélable à celle en Ti, en effet quand Ti augmente la quantité en Al^{VI} tend vers zéro.

Les valeurs élevées en titane constituent une des caractéristiques les plus importantes de ces micas. Le fer ferrique n'étant pas dosé, le fer est entièrement pris sous forme de Fe^{2+} . Ceci étant, les teneurs en Fer et en Magnésium corrélées à celles en Silice permettent selon la classification des phyllites trioctaédriques (Si en fonction de XFe) (Fig. II-20A) de répartir les micas noirs des roches étudiées en celles apparentées aux biotites et celles apparentées aux phlogopites. Ce diagramme montre que les micas des roches plutoniques se situent tous dans le domaine des biotites.

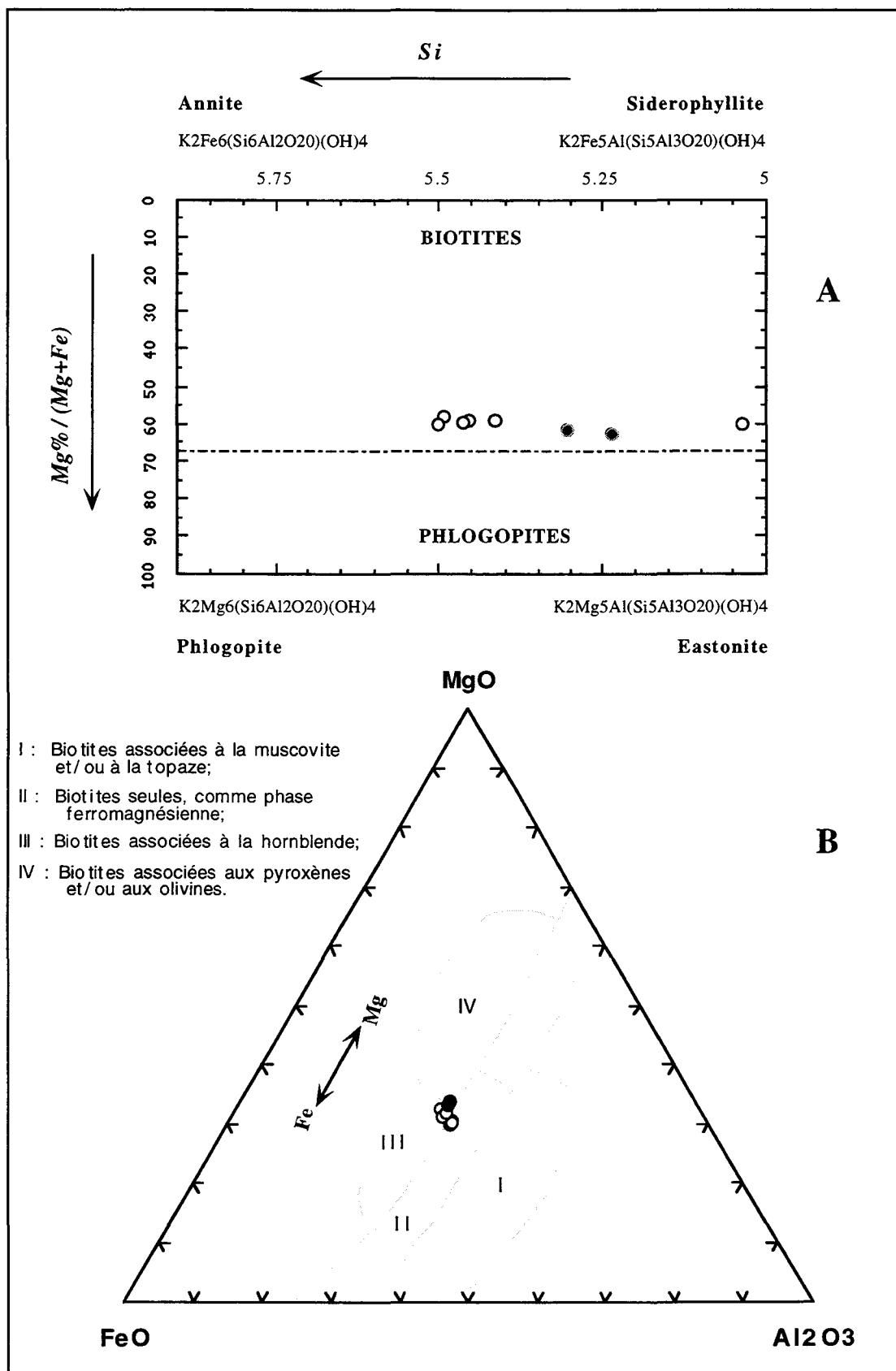


Figure II - 20: A - Classification des micas noirs des roches plutoniques dans le diagramme "annite - siderophyllite - phlogopite - eastonite".

B - Position des micas noirs des roches plutoniques dans le diagramme de Nockolds (1947). ○ Gabbros ● Syénites

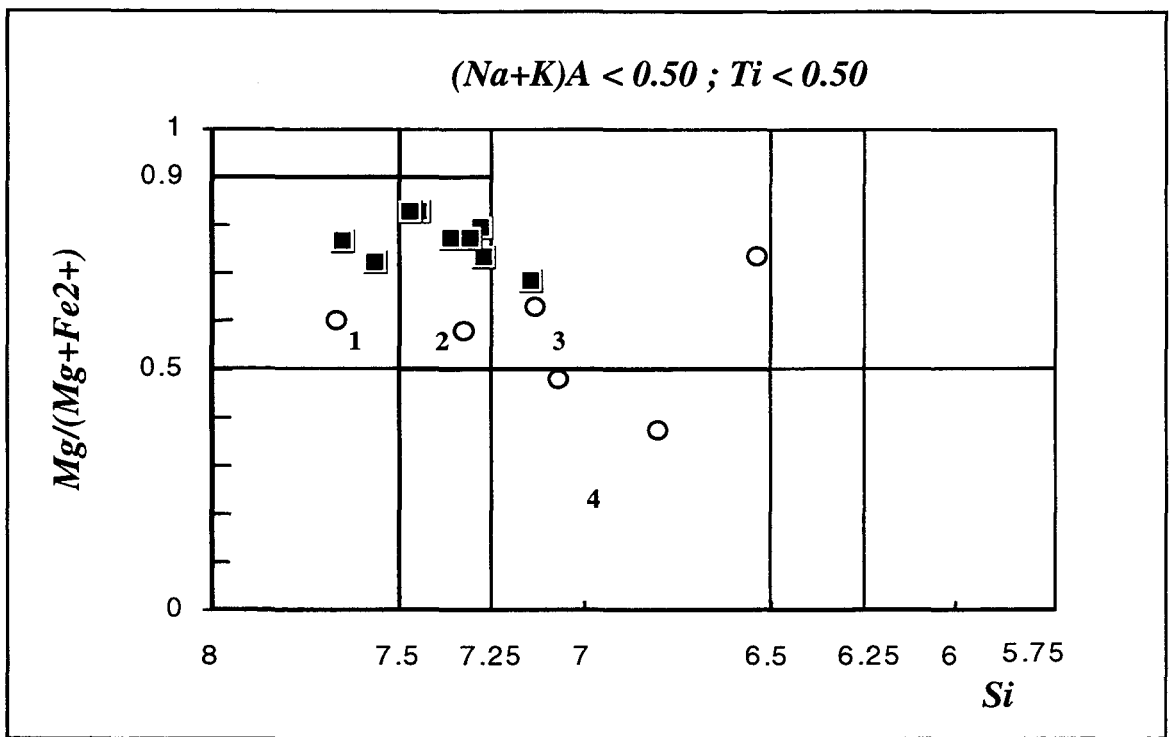


Figure II - 21 : Position des amphiboles de roches plutoniques dans le diagramme de classification (Leake, 1978).

Actinote (1), hornblende-actinolitique (2), hornblende magnésienne (3), hornblende férifère (4).

■ Syénites ; ○ Gabbros.

Les XFe obtenus pour l'ensemble de ces micas étant situés entre 0.5 et 0.8, permettent d'associer à la totalité des biotites des roches plutoniques à XFe \approx 0.6 à 0.65 un caractère faiblement ferrifère.

Les teneurs en K₂O sont situées autour de 8% dans les biotites des gabbros, dans les syénites celles-ci sont de l'ordre de 7% annonçant un début d'altération.

Les teneurs en TiO₂ sont élevées, elles sont situées entre 5.9 et 6.8 % dans les biotites des syénites et des gabbros et au voisinage de 3.9

Les teneurs en Al₂O₃ (\approx 13 à 14 %) sont faibles, homogènes et ne permettent d'avoir du Al^{VI} que pour les teneurs les plus faibles en TiO₂.

Dans le diagramme (FeO, MgO et Al₂O₃) de Nokolds, (1947) (fig. II-20B), par une évolution suggérant un remplacement Mg, Fe, les biotites étudiées se disposent vers des compositions moins magnésiennes relativement aux positions décrites par les micas des trachyandésites de l'unité III. Cependant, celles ci restent toujours moins ferrifères et plus magnésiennes que celles des rhyolites (fig. II-14B). Ceci reflète la variabilité des teneurs en fer et en magnésium dans les biotites en fonction de l'indice de différenciation.

Dans ce diagramme ces minéraux occupent une position à cheval entre le champs des biotites associées à de l'hornblende (champs III) et celui des biotites associées à des pyroxènes et/ou des olivines (champs IV). Cette position paraît compatible avec les descriptions pétrographiques des roches hôte de ces biotites.

D - Les amphiboles :

Les compositions manifestées par les amphiboles des faciès plutoniques (tabl. 5, annexe III), à la fois les syénites et les gabbros, permettent d'engendrer selon la classification de Leake (1978) (fig. II-21) les domaines des compositions des actinotes, des hornblendes-actinolitiques, des hornblendes magnésiennes et des hornblendes ferrifères.

CHAPITRE IV

CARACTERES GEOCHIMIQUES DES DIFFERENTES UNITES MAGMATIQUES

Comme nous l'avons souligné, les roches magmatiques étudiées ont subi des transformations qui, à une paragenèse minéralogique primaire de haute température, a substitué d'une façon plus ou moins importante une paragenèse de basse température. Ces transformations sont connues sous le nom de *spilitisation*. Avant de présenter les caractères géochimiques des différentes unités magmatiques, il importe de se pencher sur ce problème des transformations spilitiques ayant affecté ces magmas et des conséquences géochimiques qui ont pu en découler.

I - ETUDE ET BILAN DES TRANSFORMATIONS SECONDAIRES

A - Principes généraux

Les transformations connues sous le nom de *spilitisation*, ont fait l'objet de controverses, quant à l'origine primaire ou secondaire de la paragenèse minéralogique de basse température (Amstutz 1968, 1974).

La première hypothèse, qui supposait une origine primaire par cristallisation d'un magma à caractère spilitique n'est pas supportée par les travaux expérimentaux. Les expériences de Yoder et Tilley (1962) démontrent une solidification totale des magmas basaltiques même très hydratés à 800°C. Cette température est incompatible avec la paragenèse spilitique (albite-chlorite-calcite). A la suite de nombreux travaux (Battey, 1956 ; Fonteilles, 1968 ; Vallence 1969, 1974 ; Blanco-Sanchez, 1978 ; Cabanis, 1986), l'origine secondaire de la spilitisation fut adoptée. Cette origine secondaire suppose une acquisition du caractère spilitique lors d'une altération tardi à post-magmatique. Cette altération détruirait les phases primaires métastables ou instables au profit de phases secondaires stables. La spilitisation des roches se développe ainsi lors des altérations diagénétiques et métamorphiques post-magmatiques au même titre que les altérations hydrothermales. L'altération hydrothermale peut être soit tardi-magmatique, associée aux stades ultimes de cristallisation et d'ascension des magmas, soit être produite

postérieurement à la solidification par interaction avec des eaux météoriques surtout en domaine sous marin.

Plusieurs études géochimiques (Cabanis, 1986), abordant le problème des roches spilitiques, ont montré la mobilité de certains éléments chimiques durant les altérations hydrothermales et/ou métamorphiques. Ce comportement résulte de la dissolution des minéraux primaires contenant ces éléments et de la précipitation des produits d'altération qui ne les contiennent pas. De tels processus sont contrôlés par la pression, la température, la composition des fluides, le rapport Eau/Roche et le temps (Leshner et al., 1986). Selon leur comportement lors des processus d'altération et parallèlement à leurs caractères géochimiques, les éléments chimiques peuvent ainsi être groupés en familles.

1 - Classification des éléments géochimiques et leur comportement

Selon leurs caractères géochimiques, on peut ainsi distinguer (tabl. II-12 ; II-13A) (Schilling, 1973 ; Saunders et al., 1980) :

--- Les éléments **LIL** "**Large ion lithophile elements**" ou éléments **incompatibles** à grand rapport rayon ionique/charge (**LFS : Low field strength**) regroupant des éléments monovalents (Cs, Rb, K) et des éléments divalents (Ba, Sr, Ca) et quadrivalents (Th, U, Pb).

--- Les **métaux de la première série de transition** "**FTSM**" regroupant des éléments divalents (Mn, Fe, Co, Zn), trivalents ou tétravalents (Sc, Ti, Cr)).

--- Les éléments de petite taille à petit rapport rayon ionique/charge (**HFS : High field-strength**) correspondant aux éléments Y, Zr, Hf, Ti, P, Ta, Nb.

--- Les Terres Rares (**REE**) qui se subdivisent en deux ensembles : les Terres Rares légères (du La au Eu) (**LREE**), et les Terres Rares lourdes (**HREE**) (de Gd à Lu).

Selon leur comportement au cours des processus d'altération, les éléments géochimiques peuvent être classés en éléments très mobiles, moins mobiles, peu mobiles et inertes (tabl. II-13B).

Parmi les *éléments majeurs* sont mobiles Si, Na, K, Ca, moins mobiles Al, Fe, Mn, Mg, peu mobiles P, Ti

Pour les *éléments traces*, les **ions lithophiles larges** tels que Cs, Rb, Ba, Sr et U sont potentiellement **mobiles**. Ils ont des potentiels ioniques faibles et sont concentrés dans les

Group 1 Low field strength (LFS) element group								
Element	Cs	Rb	K	Ba	Sr	Th	U	Pb
Ionic Charge	+1	+1	+1	+2	+2	+4	+4	+4
Ionic Radius (A)	1.67	1.47	1.33	1.34	1.12	1.02	0.97	0.84
Ionic radius/charge ratio	1.67	1.47	1.33	.67	0.	0.26	0.24	0.21
Group 2 High field strength (HFS) element group								
Element	Zr	Hf	Ti	P	Nb	Ta		
Ionic Charge	+4	+4	+4	+3	+5	+5		
Ionic Radius (A)	0.79	0.78	0.68	0.44	0.69	0.68		
Ionic radius/charge ratio	0.20	0.20	0.17	0.15	0.14	0.14		
Group 3 Rare earth element (REE) group								
Element	La	Ce	Nd	Tb	Er	Y	Yb	
Ionic Charge	+3	+3	+3	+3	+3	+3	+3	
Ionic Radius (A)	1.016	1.034	0.995	0.923	0.881	0.893	0.858	
Ionic radius/charge ratio	0.34	0.34	0.33	0.31	0.29	0.30	0.30	

Tabl. II-12 :
 Classification des auteurs anglo-saxons pour les éléments chimiques
 les plus couramment utilisés dans les diagrammes de normalisation.
 (extrait de Saunders et al., 1980)

GROUPE I "LIL"(large ion lithophile) Schilling 1973 = Eléments incompatibles à gros rayon ionique	<i>LFS</i> (Low field strength) : Cs,Rb, K,Ba,Sr,Th,U,Pb
	<i>REE Légères</i> : La---->Sm (La et Ce)
GROUPE II <i>HFS</i> (high field strength) :	Zr,Hf,Ti,P,Nb,Ta
	<i>REE lourdes</i> : Sm----->Lu (Tb,Y,Yb)

A

ELEMENTS	Majeurs	Traces	REE
PLUS MOBILES (M+)	Al, Si, Ca	Rb, Ba, Cs, Sr, Li.	
MOINS MOBILES (M-)	Al, Fe, Mn, Mg		
PEU MOBILES	P	Transitions Sc, Cr, Co, Ni, V, Ti.	Presque Tous les REE
INERTES		Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th.	

B

Tabl. II-13 : A - Classification des éléments selon leurs propriétés chimiques
 reportée par Schilling, 1973;
 B - Classification des éléments selon leur degré de sensibilité aux phénomènes
 de mobilisation secondaires.

feldspaths qui s'altèrent souvent, ou dans les micas qui sont les produits communs de l'altération.

Les Terres Rares légères (**LREE**) sont plus ou moins mobiles sous certaines conditions (Cabanis, 1986). A l'opposé les Terres Rares lourdes (**HREE**) et les éléments **HFS** tels que (Y, Zr, Nb, Hf, Ta), ainsi que le Th sont potentiellement très peu mobiles, voir inerte. Ils ont un potentiel ionique intermédiaire et sont concentrés dans les phases accessoires lesquelles sont habituellement résistantes à l'altération.

Les **FTSM** ont des comportements géochimiques variables (moins mobiles à peu mobiles). Leur mobilité est largement dépendante de la stabilité des phases silicatés mafiques (olivine, pyroxènes, amphiboles) qui les contiennent.

2 - Les processus d'altération.

Les minéraux secondaires d'altération peuvent coexister entre eux et définir des associations. Les phases minéralogiques dominantes de ces associations définissent le faciès d'altération des roches hôtes.

La notion de faciès d'altération est subordonnée à celle des processus responsables correspondant à l'action juvénile de l'eau de mer, à l'hydrothermalisme et au métamorphisme. Ce dernier, s'il atteint le faciès "schiste vert", et se surimpose postérieurement aux deux autres peut oblitérer ou masquer les effets de ces dernières. Dans un tel cas, il est impossible de distinguer la part de transformation induite par chacun des événements en question.

L'altération sous marine des roches basaltiques peut être de basse température (halmyrolyse). Elle affecte soit les verres volcaniques, qu'elles transforment en palagonite, ou les basaltes. Elle peut également être de haute température, hydrothermale et peut métamorphiser les roches dans le début du faciès schistes verts (albite-chlorite-épidote-actinote).

a - L'altération sous-marine à basse température

Le bilan des mobilités chimiques produites pendant l'halmyrolyse des roches basaltiques prévoit (Thompson, 1973 ; Cabanis, 1986) :

- un enrichissement en éléments K, Fe^{2+} et Fe^{3+} , Rb, Cs, Sr, Ba, Pb, Cu, Li, H_2O et en Terres Rares légères.
- un appauvrissement en Na, Ca, Mg, Mn, Si.

-- une constance ou une très légère diminution des teneurs en éléments Y, Zr, Hf, Co, Cr, Ni et V ainsi qu'en Terres Rares lourdes.

b - L'altération hydrothermale et métamorphique de haute température

Les processus d'altération affectant le plus les éléments chimiques semblent se développer lors des phénomènes de transformations faisant intervenir une variation plus au moins importante de température. Il s'agit surtout de métamorphisme et d'hydrothermalisme.

Les roches basiques transformées par altération hydrothermale et/ou par métamorphisme, dans le début et le milieu du faciès schiste vert, présentent une paragenèse minéralogique à albite, chlorite, épidote, actinote, quartz, sphène et leucoxène. Ces transformations minéralogiques s'accompagnent d'une redistribution des éléments géochimiques. Ces altérations peuvent être accompagnées de changements de volume des roches transformées. Des changements de volume entre roches saines et roches altérées, accompagnant l'altération hydrothermale, ont été reportés dans les andésites du Buttercup Hill, Noranda District, Quebec (Leshner et al., 1986). Ces changements se traduisent par une *augmentation du volume* (supérieure à 30%) dans les *roches silicifiées et séricitisées*. Une *diminution de volume* (supérieure à 60%) est observée dans les *roches chloritisées*. Une *conservation de volume* caractérise les *roches épidotisées-albitisées-silicifiées*. Il semble qu'une conservation de volume pourrait se produire lorsque la paragenèse de basse température est la plus importante.

Lors de ces transformations la mobilité des éléments géochimiques peut s'effectuer du volume rocheux vers l'extérieur, ou inversement de l'extérieur vers le volume rocheux. Des incorporations d'éléments sont supposées accompagner les flux migratoires des fluides hydrothermaux depuis leur source (par exemple incorporation d'alcalins depuis l'eau de mer, ou depuis l'extérieur) vers le volume rocheux. Inversement des éléments peuvent migrer du volume rocheux vers l'extérieur. C'est ainsi, par exemple, que Hajash (1984) en étudiant les mécanismes de l'altération sous-marine à haute température conclut que l'enrichissement en Terres Rares légères observées lors des transformations hydrothermales est une conséquence de la migration des éléments géochimiques vers l'extérieur. Cet auteur en soumettant des verres basaltiques à l'action de l'eau de mer à **500-600°C** et en comparant ces résultats à ceux de Menzies et al. (1979) obtenus à 150-350°C, constate que pour de larges intervalles de température et de rapport eau/roche, les Terres Rares montrent un faible **enrichissement des LREE**. Cet enrichissement ne pourrait résulter d'une contamination par l'eau de mer (l'eau de mer présente une concentration très faible des éléments LREE), mais résulterait de l'effet combiné du départ des éléments majeurs de la roche vers l'eau de mer et de la formation des phases minérales riches en LREE.

Au total, la redistribution des éléments géochimiques résultant des altérations de type hydrothermal et /ou métamorphique est fonction des phases minérales néoformées, de leur abondance et de leur composition. Ce fait montre l'importance de la détermination des *faciès d'altération*, pour approcher et discuter de la mobilité des éléments chimiques.

3 - *Faciès d'altération et bilan géochimique*

Les études menées respectivement par Humphris et Thompson (1978) sur les basaltes de la ride médio-atlantique et Lesher et al. (1986) sur les andésites du district de Noranda au Québec, expriment bien le rapport existant entre les mobilités des éléments et les faciès d'altération.

a - *épidotisation - silicification*

L'altération en épidote-quartz, dans les andésites du Québec (Lesher et al., 1986) ainsi que dans les tholeiites ferrifères épidotisées du District Rouyn-Noranda (Ludden et al, 1982), est caractérisée par :

---*Un enrichissement en Ca - Sr - Eu..* Ces éléments possèdent des rayons ioniques analogues et sont divalents sous des conditions réductrices.

---*Un appauvrissement en Mg et en FTSM divalents.* Ces éléments ont des rayons ioniques très petits et ne sont pas retenus par les assemblages de l'altération (épidote - quartz)

---*Les FTSM trivalents ou tétravalents (Sc - Ti - Cr) sont légèrement appauvris.* Ces derniers peuvent entrer dans les épidotes

---*P₂O₅ est fortement appauvri* (en raison de l'altération de l'apatite).

---*Al - K - Rb - U sont légèrement appauvris.* en raison de l'altération du verre volcanique en des produits du type palagonite, smectites, sericite qui contiennent ces éléments.

---*Le reste des éléments paraissent être relativement immobiles.*

b - *albitisation - silicification*

L'altération en albite-quartz des andésites (Lesher et al., 1986) est caractérisée par :

--- *un enrichissement en Na.* En effet lors de l'albitisation le sodium est retenu dans les microlites et les phénocristaux de plagioclases alors que les ions de grande taille K-Rb sont exclus.

--- un appauvrissement en *Mg-Mn-Fe-Co-Cr, K, Rb*. Mg et la plupart des FTSM sont lessivés lors de l'altération des phases mafiques de la mésostase, laissant une matrice siliceuse, appauvrie en ces éléments.

--- faible diminution de *U et P*.

--- le reste des éléments paraissent être immobiles.

c - séricitisation

L'altération en séricite est caractérisée par (Lesher et al., 1986) :

--- un très fort enrichissement en *K-Rb-Cs-Ba*. Les éléments alcalins de grand rayon ionique sont concentrés dans la séricite lors de la destruction du feldspath alors que les petits ions de Na et ceux divalents Ca-Sr-Eu sont exclus.

--- un appauvrissement en *Na, Ca-Sr-Eu, LREE*. Cet appauvrissement en Terres Rares légères peut ainsi affecter les rapports $(La/Yb)_N$ (dans l'exemple cité : $(La/Yb)_N \approx 2,71$ à $2,63$ dans les andésites saines ; $(La/Yb)_N \approx 1,86$ à $2,04$ dans les andésites séricitisées)

--- Les *HREE* et *es HFS* peuvent être très légèrement appauvris.

d - chloritisation

L'altération en chlorite des andésites est caractérisée par (Lesher et al., 1986) :

--- Un enrichissement modéré en *Mg et FTSM divalents*. (Mn, Fe, Co, Zn). Ces éléments sont incorporés dans les chlorites.

--- un appauvrissement en *Si, K-Rb-Ba*.. Les éléments LIL et Si sont exclus des chlorites .

--- un appauvrissement très marqué en *LREE* par rapport aux *HREE* , entraînant une diminution du rapport $(La/Yb)_N$ dans les roches chloritisées. Le fractionnement des Terres Rares est attribué à la concentration préférentielle des *HREE* par rapport aux *LREE* dans les assemblages de l'altération.

--- Un enrichissement relativement modéré des *HREE* et de la plupart des *HFS*.

e - faciès à épidote - pumpellyite

Dans le faciès à épidote, Condie et al. (1977), Cabanis (1986) notent que les REE sont parmi les éléments les moins affectés lors de l'épidotisation.

Nystron (1984) a procédé à un dosage des REE dans les phases secondaires. Les spectres de REE obtenus pour les épidotes sont fortement enrichis en LREE et montrent une importante anomalie positive en Europium. Ceux de la pumpellyite sont enrichis en HREE.

f - carbonatation

Les Terres Rares sont parmi les éléments les plus immobiles.

B - Etude des transformations dans les roches étudiées

L'étude pétrographique des roches volcaniques des trois unités montre une relative préservation des textures magmatiques primaires ainsi qu'une absence de fabrique pénétrative ce qui implique que les transformations ont été modérées. Ces roches ont, comme la plupart des roches paléovolcaniques, connu des modifications de leur minéralogie primaire. Ces modifications semblent être le résultat d'une superposition de plusieurs processus de transformations secondaires. Ces dernières se sont exprimées différemment dans les différentes unités. C'est ainsi que les degrés d'altération et les faciès résultant sont variables d'une unité à l'autre.

Il est clair que ce sont les roches de l'unité I qui ont subi les processus d'altération et les transformations secondaires les plus importantes au regard des laves des unités II et III.

Si l'on fait abstraction des différences de compositions chimiques des différentes unités, les degrés d'altération peuvent être lus à la fois dans le temps et dans l'espace. Dans cette hypothèse, les roches de l'unité I étant donné leur âge ont été plus exposées dans le temps aux événements postmagmatiques ; de même leur proximité par rapport aux granites pourrait traduire des transformations en relation avec la mise en place de ces derniers et le flux thermique engendré. De plus, ces laves mises en place dans un environnement sous-marin ont pu subir également des interactions avec l'eau de mer, responsable d'une halmyrolyse.

Les faciès d'altération rencontrés montrent que les roches de l'unité I ont été affectées par un métamorphisme régional de faible degré et par une altération hydrothermale résultant de la circulation de fluides tardi-magmatiques et de l'action juvénile de l'eau de mer. A ces processus, se surimposent un métamorphisme de contact et probablement un hydrothermalisme accompagnant la mise en place des granites. Ces phénomènes, associés aux transformations diagénétiques et spontanées par simple vieillissement affectant surtout les verres des mésostases, ont induit une spilitisation qui se traduit par une carbonatation, une chloritisation, un développement d'actinote, une épidotisation, une séricitisation, une albitisation, une silicification et une hématitisation des faciès étudiés. A côté de ces processus on peut également citer la présence, loin du granite de pseudozéolites (prehnite-pumpellyite) surtout dans les faciès vésiculés. Ces processus ont affecté la paragenèse primaire qu'ils ont transformée soit

totalemment (pseudomorphose totale des olivines et des amphiboles), soit partiellement (cas des clinopyroxènes, plagioclases, micas noirs et amphiboles).

Dans l'unité I une variation de cette paragenèse secondaire peut être observée surtout dans les faciès à actinotes que ce soit dans les roches hypabyssales ou dans les coulées.

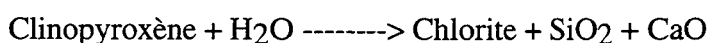
Roches hypabyssales

Les dolérites de la bordure Sud des Ballons au niveau de la *Goutte d'Ulysse* et du *Saut de la Truite* sont dépourvues d'actinotes (ou en présente de rares aiguilles). Elles sont à **chlorite**-séricite-albite ± épidote. La paragenèse primaire (reliques de pyroxènes) paraît assez conservée au Saut de la Truite par rapport à la Goutte d'Ulysse. En effet, au niveau de ce dernier affleurement l'ensemble des faciès présents sont uniquement à paragenèse secondaire du type albite-épidote-**chlorite**-séricite-carbonates-silice et pyrite (Conditions réductrices).

Les trachydolérites de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (Châlet Saint-Hubert) sont composées d'une paragenèse secondaire du type albite-séricite-**épidote-chlorite**-carbonates. La paragenèse est dominée selon les échantillons soit par la chlorite ou par l'épidote.

Les dolérites du *Durrwald* sont des spilites sans pyroxènes. La paragenèse secondaire est à albite-**chlorite** auxquelles s'associent en deuxième lieu des carbonates, du quartz et de rares épidotes.

Dans toutes ces roches la paragenèse spilitique paraît dominée par la paragenèse albite - chlorite. Cette dernière, qui est toujours bien exprimée, est particulièrement abondante dans les roches à transformation totale des clinopyroxènes. Ceci suggère que la **chloritisation** est guidée par la réaction :



Selon que cette réaction est totale ou incomplète, les roches sont qualifiées soit de spilites à pyroxènes, soit de spilites sans pyroxènes.

La déstabilisation du pyroxène libère de la silice, du calcium, du magnésium et du fer. Une partie du fer, de la silice et sans doute la totalité du magnésium entrent dans la structure des chlorites. Le reste du silicium, du fer et du calcium peut participer à la cristallisation de phases secondaires, ou migrer par différence de potentiel chimique vers les zones très pauvres en ces éléments et cristalliser.

La formation des chlorites nécessite également un apport d'aluminium. Cet apport peut être fourni par la déstabilisation des zéolites par augmentation de température (métamorphisme ; hydrothermalisme). Ce mécanisme fournira également l'eau nécessaire pour transformer les pyroxènes.

Commentaire de la planche XIII :

Quelques illustrations microscopiques des processus de transformations secondaires des faciès étudiés.

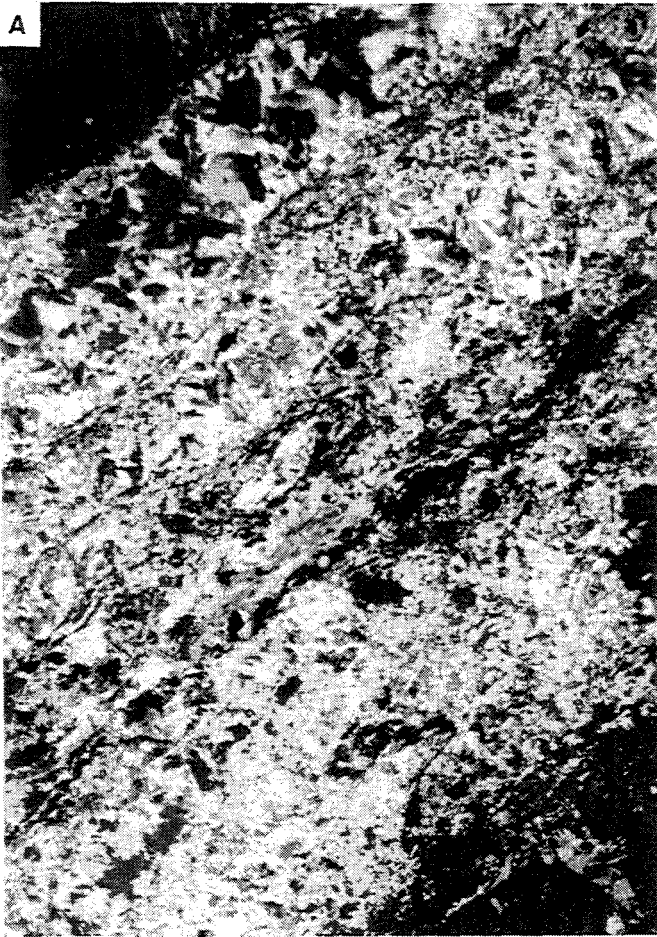
A - 3K4 L.P.A. x 40 : Veines à remplissage de pseudozéolites (préhnite) pouvant englober rarement de l'actinote et traversant les roches du faciès à actinote des gabbros d'Ermensbach. Ces veines relèvent du stade postérieur d'altération hydrothermale qui a affecté ces roches et qui s'exprime plus au voisinage du granite des Ballons qui en serait responsable.

B - 3 O.1 L.P.A. x 20: zone de concentration anormale de minéraux d'actinote (**ac**) existant localement dans les faciès des dolérites à actinote. Leurs aspects globuleux permettent de les interpréter comme des sections de veines d'actinotes plutôt que des transformations d'enclaves ou d'amas de pyroxènes. La zone présentée ici s'entrecroise avec un veine moins épaisse d'épidotes (**ép**).

C - 3E L.P.A. x 40 : Bouquets de zéolites dans des tufs affleurants au Nord du Mont de vanes sur la Rive droite de la Vallée de l'Ognon.

D - 3 i L.P. x 20 : Illustration de l'aspect de certains faciès du Viséen supérieur de l'épisode du Crémillot de la série de Thann affleurant dans le secteur situé entre Masevaux et la Haute Vallée de la Doller. Les faciès de Kerchberg et ceux de Langenfeld en constituent des exemples types. La roche est transformé par métamorphisme de contact. Les phases ferromagnésiennes biotites (**bi**), amphiboles et pyroxènes (**cpx**) sont réduits à l'état de pseudomorphes et le fond acquiert une texture équant irrégulière.

PLANCHE XIII



Dans les dolérites à **actinote** : les épidotes sont peu représentées, alors que l'actinote est généralisée. Cette dernière résulte de la transformation des clinopyroxènes des espaces interstitiels. Cette transformation est la conséquence d'un *métamorphisme épizonal* induit par la mise en place des granites des Ballons (Stussi, 1970).

Les coulées à pillow-lavas

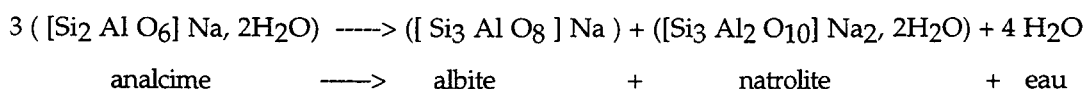
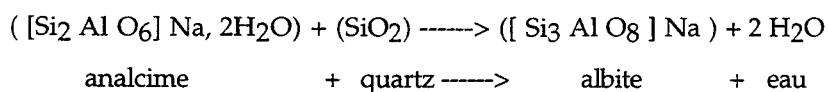
Les formes ainsi que les textures des produits d'altération ne sont pas les mêmes que dans les gisements hypovolcaniques.

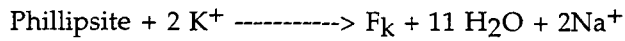
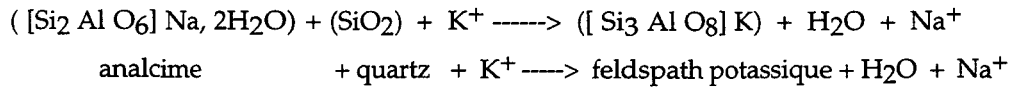
Dans les basaltes du *Mont de Vannes* la paragenèse secondaire est dominée par l'**albite** à laquelle s'associent la chlorite, les carbonates et la silice, quelques feldspaths potassiques et des épidotes, principalement à la bordure des pillows (Blanco-Sanchez, 1978). De la paragenèse primaire, de nombreuses reliques de clinopyroxènes sont conservées.

Dans les basaltes du *Durrwald*, le faciès d'altération est très poussé. Il est représenté par une paragenèse à **albite**-chlorite-carbonates-silice-séricite- pyrite (associée aux fantômes de phases mafiques) pouvant développer latéralement de l'actinote (Bébié et Gagny, 1978).

Dans les andésites basaltiques du *Mont*, le faciès d'altération est dominé par l'**albite** associée en deuxième lieu à de la chlorite-quartz-épidotes-calcite.

Il apparaît, en conséquence, que les paragenèses secondaires des laves en pillow-lavas sont dominés par l'albite. Les modalités de cristallisation de l'albite des spilites ont été largement discutées dans les travaux antérieurs (Amstutz, 1974 ; Blanco-Sanchez, 1978). L'incorporation des alcalins nécessaires au déroulement des réactions spilitiques métamorphiques serait produite pendant un stade d'altération intermédiaire entre l'état initial des roches saines et celui final des spilites (Blanco-Sanchez, 1978). Selon ce mécanisme, les réactions faisant évoluer des roches saines vers des roches spilitiques ne font pas intervenir d'apport en éléments de l'extérieur. Cependant il a toujours été envisagé un premier stade de transformation zéolitique faisant apparaître des zéolites, tels que analcime et phillipsite. La déstabilisation des ces minéraux est susceptible d'être à l'origine de la genèse d'albite et de feldspaths potassiques selon les réactions (Thompson, 1973) :





Les faciès plutoniques se caractérisent par un développement de séricite, d'actinote et d'albite pouvant relever du stade métamorphique caractérisant les autres faciès. Cependant certains des faciès gabbroïques (au sens large du terme) d'Ermensbach présentent des veines à remplissage de pseudozéolites (préhnite) et rarement d'actinote (photo A, planche XIII). Ceux-ci attestent du développement d'un stade hydrothermal tardif permettant la stabilité de ces pseudozéolites. En effet un métamorphisme allant dans un sens prograde des conditions de température ne permettra pas une coexistence d'actinote et de pseudozéolites.

Ces veines traversant un fond de roche caractérisé par un remplacement plus au moins total des clinopyroxènes par de l'amphibole de basse température, se seraient produites lors du stade hydrothermal associé à la mise en place du granite des Ballons. La transformation du faciès trachyandésitique du Viséen supérieur de Kirchberg et des rhyodacites (photo D, planche XIII) annoncent la postériorité de la mise en place du granite. En ce moment la transformation variable dans les faciès annonce que la configuration spatiale actuelle de part et d'autre du granite du Ballons est différente de ce qu'il en était lors de sa mise en place.

Au total, il apparaît une variation des types d'altération des laves de l'unité I en fonction de leur position par rapport au pluton granitique des Ballons (planche XIII). Près du pluton, on note une coexistence de roches où les pyroxènes sont remplacés par l'actinote, avec d'autres où les pyroxènes sont soit totalement ou partiellement transformés et sont associés à une paragenèse de basse température à quartz, épidote, séricite, chlorite et albite). Plus loin du pluton, à cette paragenèse secondaire sont associés prehnites et pumpellyites. Cette disposition des roches exprime une variation de faciès d'altération synonyme d'une progression des conditions de températures croissantes depuis le SE vers le NW et oblique par rapport à l'orientation (E-W) du complexe des Ballons. Cette zonation correspond à un métamorphisme progressif dans le faciès zéolites depuis le faciès zéolite à chlorite, puis à épidote-chlorite-albite et enfin à chlorite-actinote-albite.

II - CARACTERES GEOCHIMIQUES

A - Unité I

I - Les roches basiques

a - Les éléments majeurs

Les roches basiques de l'unité I correspondent aux faciès les plus primitifs rencontrés dans cette partie du Massif des Vosges. Leurs analyses chimiques sont présentées en tableaux II-14 et II-15.

Les teneurs en Silice sont variables, comprises entre 46,5 et 56,65 %. Les échantillons possédant les teneurs les plus élevées en cet élément (> à 52 %) contiennent du quartz secondaire.

Les teneurs en Al_2O_3 sont variables (13,7 à 17,7%). Les teneurs les plus faibles en alumine (< 16%) sont associées à de faibles teneurs en Sr (179 à 336 ppm) et en Ba (71 à 450 ppm). Ces teneurs moins élevées manifestées par ces roches reflètent les proportions volumiques modérées des phénocristaux de plagioclases. Cette gamme correspond à celle des basaltes et andésites basaltiques des coulées à pillow-lavas, des tufs et des basaltes doléritiques de la bordure sud du granite des Ballons. Les basaltes des coulées à pillows lavas du Mont de Vannes paraissent cependant exceptionnellement enrichis en Barium (\approx 1218 ppm).

Les basaltes doléritiques et trachydoléritiques de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle ainsi que les dolérites porphyriques possèdent des teneurs plus fortes en Al_2O_3 (16 - 18%), à corrélérer avec des concentrations plus élevées en Sr (\approx 630 à 202 ppm). Les dolérites porphyriques se distinguent des autres dolérites par des teneurs plus fortes en Ba (1550 - 2200 ppm).

Les teneurs en CaO sont comprises entre 3,47 à 10 % ; celles en MgO de 3,06 à 7,97 %.

Les concentrations en ces deux éléments sont en principe significatives, dans les roches non altérées, des proportions volumiques des plagioclases basiques, des clinopyroxènes et des amphiboles pour le calcium et des proportions volumiques des olivines, pyroxènes, amphiboles et micas noirs pour le magnésium. Ces éléments, dans de tels cas, sont corrélables aux éléments de transition Cr, Ni et Sc. Dans les roches altérées, les concentrations en ces éléments sont influencées par le degré d'altération acquis. Les teneurs en calcium sont dépendants du degré d'épidotisation et de carbonatation ; celles en magnésium du degré de chloritisation. Les teneurs les plus faibles en Ca et Mg caractérisent les roches où la paragenèse à albite et quartz est dominante.

N° Ech.	3.O.1	3T1	3G2	1Y4	2Q1	1N
SiO2	49.60	47.50	50.17	46.51	53.71	49.39
TiO2	1.27	0.99	1.09	1.25	0.86	1.08
Al2O3	16.68	17.13	16.26	16.53	15.32	14.35
Fe2O3*	10.25	9.62	8.62	9.48	7.53	7.66
MnO	0.30	0.20	0.12	0.17	0.12	0.15
MgO	6.73	7.97	7.95	7.15	5.16	3.77
CaO	7.35	8.38	7.79	7.23	5.30	7.44
Na2O	3.47	3.37	2.51	1.91	5.41	5.49
K2O	1.35	1.10	1.26	1.77	0.30	0.59
P2O5	0.26	0.26	0.22	0.34	0.14	0.26
P.F.	2.50	3.25	3.74	7.38	5.91	8.34
Total	99.76	99.77	99.73	99.72	99.76	98.52
Rb	97.90	76.40	80.80	110.00	12.00	14.00
Ba	368.00	209.00	421.00	444.00	207.00	176.00
Th	1.54	1.68	2.12	3.16	3.22	5.71
Sr	433.00	626.00	331.00	336.00	336.00	179.00
Sc	23.80	23.20	21.10	33.00	26.00	28.20
V	320.00	269.00	240.00	252.00	187.00	186.00
Cr	81.50	88.20	194.00	294.00	159.00	47.00
Co	31.00	38.90	32.00	33.00	24.00	27.00
Ni	28.10	67.90	68.50	106.00	51.00	27.00
Cu	34.80	73.80	66.10	77.00	36.00	71.00
Zn	156.00	143.00	70.20	117.00	74.00	87.00
Ga				14.00	5.00	19.00
Zr	78.80	78.00	125.00	126.00	139.00	136.00
Nb	1.84	1.34	2.49	6.00	2.67	5.00
Y	24.70	21.00	26.40	26.00	26.00	27.00
Be	0.41	0.38	1.09	2.00	1.10	1.20
La	9.91	14.60	12.15	18.50	10.29	21.47
Ce	23.94	37.92	30.84	41.66	26.01	45.22
Nd	15.83	25.98	19.98	24.40	15.95	24.73
Sm	4.25	6.14	5.06	6.01	4.06	6.37
Eu	1.42	1.84	1.63	1.77	1.20	1.73
Gd	4.14	4.87	4.39	5.09	3.99	6.03
Dy	4.34	3.90	4.30	4.72	4.56	5.20
Er	2.44	2.01	2.65	2.46	2.64	2.72
Yb	2.38	1.87	2.55	2.42	2.94	2.81
Lu	0.36	0.31	0.37	0.37	0.44	0.52
Pr	3.41	5.56	4.25			
Tm	0.39	0.30	0.40			
Ho	1.02	0.86	1.01			
Tb	0.67	0.67	0.73			
Hf	1.93	1.84	2.64	3.35	4.26	3.99
Ta	0.10	0.06	0.46	0.29	0.23	0.29
U	0.43	0.55	0.82	1.56	2.44	2.67

Tabl. II - 14 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des dolérites et trachydolérites.

*N Ech	A				B	
	3C	3 F	1Q1	3 M	3G1	1Y1
SiO2	48.71	56.65	55.45	47.99	48.68	51.71
TiO2	1.51	0.93	1.03	1.26	0.82	0.84
Al2O3	15.92	15	16.01	13.76	17.7	16.8
Fe2O3*	9.67	9.78	10.5	5.95	8.79	6.64
MnO	0.16	0.13	0.14	0.08	0.2	0.11
MgO	6.38	3.28	3.06	3.1	7.71	4.18
CaO	6.03	4.92	3.47	10.53	4.26	4.71
Na2O	3.76	6.39	7.25	6.56	3.11	2.19
K2O	2.93	0.18	0.29	0.45	3.71	4.98
P2O5	0.27	0.2	0.22	0.25	0.26	0.44
P.F.	4.32	2.38	2.41	9.87	4.36	6.97
Total	99.65	99.84	99.83	99.8	99.6	99.57
Rb	58.4	6.68	9	12.6	264	233
Ba	1218	65.6	71	140	1550	2201
Th	0.89	3.50	4.01		8.9595	
Sr	319	126	213	281	633	202
Sc	20.1	17	28.2	18.7	15.8	13.8
V	255	305	306	248	194	174
Cr	240	12.1	27	214	93.4	80.2
Co	41	18.4	18	21.5	35.2	23
Ni	120	6.88	14	89.3	55	28.8
Cu	13	34	47	31.5	22	16.1
Zn	101	83.1	88	59.5	87.8	87
Ga	0	0	19	0	0	0
Zr	122	93.5	89	119	101	245
Nb	3.27	2.79	4	3.53	4.8155	12.2
Y	28.4	29.5	25	22.2	21.1	27.2
Be	0.14	1.63	1.7	0.68	1.53	3.2
La	7.94	17.94	18.76	14.05	24.74	47.27
Ce	20.79	38	37.09	29.31	48.86	91.51
Nd	15.02	21.26	21.43	17.05	22.95	41.36
Sm	4.41	5.23	5.42	4.54	5.15	8.47
Eu	1.58	1.6	1.55	1.36	1.56	1.92
Gd	4.21	5	5.18	3.98	4.18	6.65
Dy	4.79	4.89	5.15	3.73	3.79	4.99
Er	3.03	3.03	2.54	2.09	2.08	2.42
Yb	2.82	3.09	2.93	2.08	1.95	2.27
Lu	0.39	0.45	0.52	0.34	0.28	0.35
Pr	3.01	4.83		3.84	5.83	10.86
Tm	0.44	0.48		0.32	0.3	0.35
Ho	1.14	1.16		0.86	0.79	0.99
Tb	0.77	0.78		0.64	0.68	0.92
Hf	2.5099	2.1601	2.7423		2.1872	
Ta	0.18725	0.16874	0.19962		1.0385	
U	0.61569	1.2816	1.5031		3.3795	

Tabl. II - 15 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des basaltes et andésites basaltiques des coulées à pillows lavas (A) et des dolérites porphyriques (B).

Leurs teneurs en MgO obtenues n'excèdent jamais 8%. Celles en Ni sont dans l'ensemble inférieures à 75 ppm. Celles en Cr sont inférieures à 214 ppm. Deux échantillons font exception à ce caractère. Il s'agit des coulées à pillow-lavas du Mont de Vannes (Ni \approx 120 ppm ; Cr \approx 240 ppm) et des dolérites grossières de la Goutte d'Ulysse (Ni \approx 106 ppm ; Cr \approx 294 ppm). Ces valeurs restent néanmoins inférieures aux teneurs généralement admises pour les basaltes océaniques primaires (MgO \approx 10-12%, Ni \approx 200-300 ppm, Cr \approx 400-500 ppm) (Bougault, 1980).

Leurs teneurs en TiO₂ sont faibles et varient de 0,82 à 1,5 % ; celles en FeO* sont comprises entre 5 et 10 %.

Les teneurs en alcalins (Na₂O+K₂O) sont élevées et paraissent même anormalement élevées dans la plupart des échantillons. Un tel caractère semble être une particularité des roches spililitisées (Fontelles, 1986). Ces teneurs, qui ne paraissent pas avoir un caractère primaire, situent ces roches entre les domaines de compositions alcalines et celui des compositions subalcalines (fig. II-22).

Les rapports K₂O/Na₂O présentent une grande dispersion de leurs valeurs. Sur la base des teneurs en K₂O et des valeurs du rapport K₂O/Na₂O, les coulées à pillows-lavas du Mont et de Durwald, les dolérites de Durwald, les gabbros et les kératophyres sont à caractère sodique (K₂O/Na₂O < 0,5%). Les coulées à pillows lavas du Mont de Vannes, les dolérites porphyriques du Mont des Fées (Fig. II-22C), expriment un caractère moyennement potassique (0,5 % < K₂O/Na₂O < 1,5 %). Les tufs et le deuxième groupe de dolérites porphyriques (Goutte d'Ulysse) sont à caractère hautement potassique (K₂O/Na₂O > 1,5%).

L'étude des comportements des éléments majeurs avec la différenciation¹ (Fig. II-32 et II-33) des roches basiques aux roches acides ne montre pas de corrélation nette entre les deux termes. Ceci, pourrait être dû à plusieurs facteurs parmi lesquels la mobilité des éléments géochimiques au cours de la spililitisation paraît essentielle. Il ne faut pas exclure également la possibilité d'un non cogénéisme entre la plupart des roches concernées notamment entre les roches basiques et les roches acides.

b - Les éléments traces

¹ L'indice de différenciation pris en référence est la teneur en SiO₂. La mobilité des éléments chimiques (en particulier les alcalins) ne nous autorise pas à prendre comme indice de différenciation, ni le Differentiation Index (D.I.) de Thornton et Tuttle (1960), ni le Solidification Index (S.I.) de Kuno (1958)

Les éléments traces LIL sont caractérisés par des comportements antagonistes des éléments Th et U d'une part et d'autre part des éléments à grand rayon ionique (particulièrement Rb et K).

Les échantillons de *basaltes doléritiques de Durwald, les coulées andésitiques basaltiques à pillows lavas du Mont* montrent des teneurs très élevées en Th et en U par rapport à celles en Rb, K \pm Ba, ceci se traduit sur leurs spectres multiéléments de Pearce (1982) normalisés aux MORB (voir plus loin dans ce travail, fig. III-36 du ChpIII, PIII) par une anomalie positive par rapport à la totalité des autres éléments. Un tel enrichissement en Th et en U a été signalé par Pagel et Leterrier (1980) comme caractérisant les faciès plutoniques de la bordure Sud du granite des Ballons par rapport à ceux de la bordure Nord du même granite. Nous signalons que ceci n'est pas un caractère que l'on peut généraliser à la totalité des faciès Sud. Il ne permet pas non plus de faire une typologie, cela laisse ainsi penser que ce caractère est à lier à un processus probablement postérieur à la mise en place.

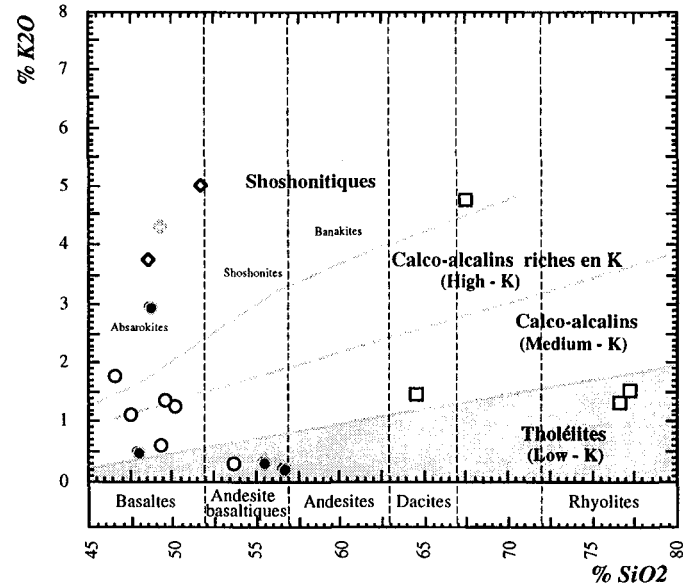
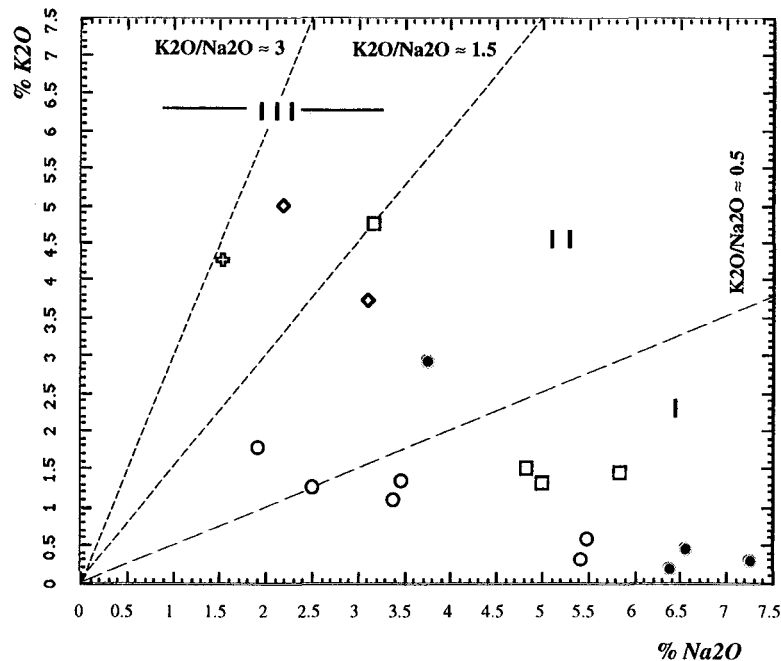
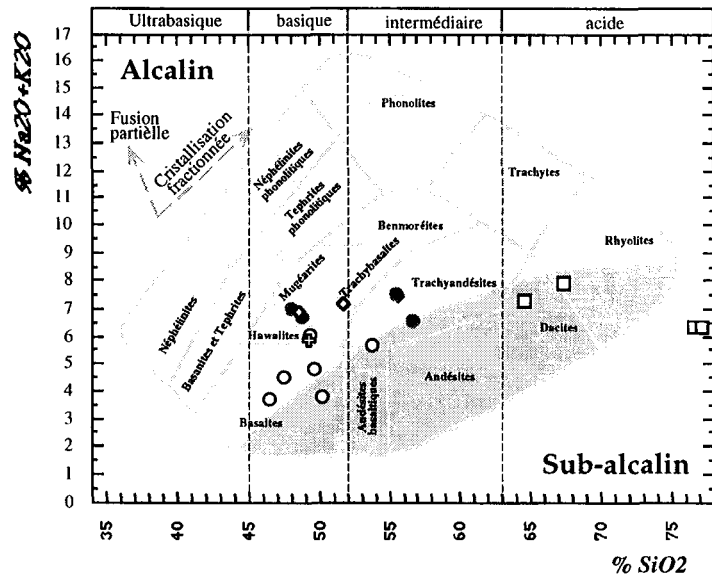
Les basaltes doléritiques de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle, de la vallée du Rahin, de la vallée de la Savoureuse, les gabbros et les coulées basaltiques à pillows lavas du Mont de Vannes, montrent des teneurs très élevées en Rb et en K par rapport à celles en Th et en U. Ceci se traduit sur leurs spectres élargis de Pearce (1982) (voir plus loin dans ce travail, fig. III-36 du ChpIII, PIII) par des anomalies positives en Rb, K et des dépressions en Th, U \pm Ba synonymes de rapports Rb/Th, K/Th et Rb/Ba élevés.

Spectres de Terres Rares

Les roches basiques de l'unité I présentent des teneurs relativement élevées et variables en Terres Rares (La \approx 9,9 à 24, Ce \approx 23 à 48 et Yb \approx 2 à 3). La distribution des teneurs obtenues, exprime un enrichissement relative en LREE par rapport aux HREE qui s'illustre par des valeurs du rapport La/Sm situées entre 2,3 et 3,4.

Les basaltes des coulées à pillows lavas du Mont de Vannes, montrent des teneurs faibles en Terres Rares (La < 8, Ce < 20 et Yb \approx 1,5 à 2,8). Les rapports La/Yb sont voisins de 2,8 soit (La/Yb)_N \approx 1,7. Ceci annonce des spectres normalisés aux chondrites (Fig. II-23) non fractionnés.

Dans les autres roches, correspondantes à l'ensemble des dolérites et aux autres coulées à pillows lavas (Mont et Durwald), les spectres de Terres Rares paraissent légèrement fractionnés. Ils traduisent un enrichissement en Terres Rares légères qui s'expriment par des valeurs variables des rapports La/Yb [\approx 3,5 à 8 ; (La/Yb)_N \approx 2,1 à 4,8] et (La/Sm)_N (\approx 1,38 à 2,06). Ces rapports permettent de définir deux groupes; ceux dont les valeurs de La/Yb sont faibles [\approx 3,5 à 5,8 soit (La/Yb)_N \approx 2,1 à 3,6]; et ceux dont les valeurs sont plus élevées [\approx 6 à



A |
B | C

Figure II - 22 : Nomenclature et classification des roches de l'unité I selon leurs compositions en éléments alcalins,

A - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979 ; la limite entre les séries magmatiques alcalines et celles subalcalines est établie par Miyashiro, 1978);

B - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966);

C - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Légende :

- ⊕ Tuf andésitique basaltique
- ◇ Dolérites porphyriques
- Dolérites
- Basaltes et andésites basaltiques des coulées à Pillow lavas
- Dacites-rhyodacites et rhyolites (Kératophyres et orthophyres)
- I = domaine sodique
- II = domaine potassique
- III = domaine hautement potassique

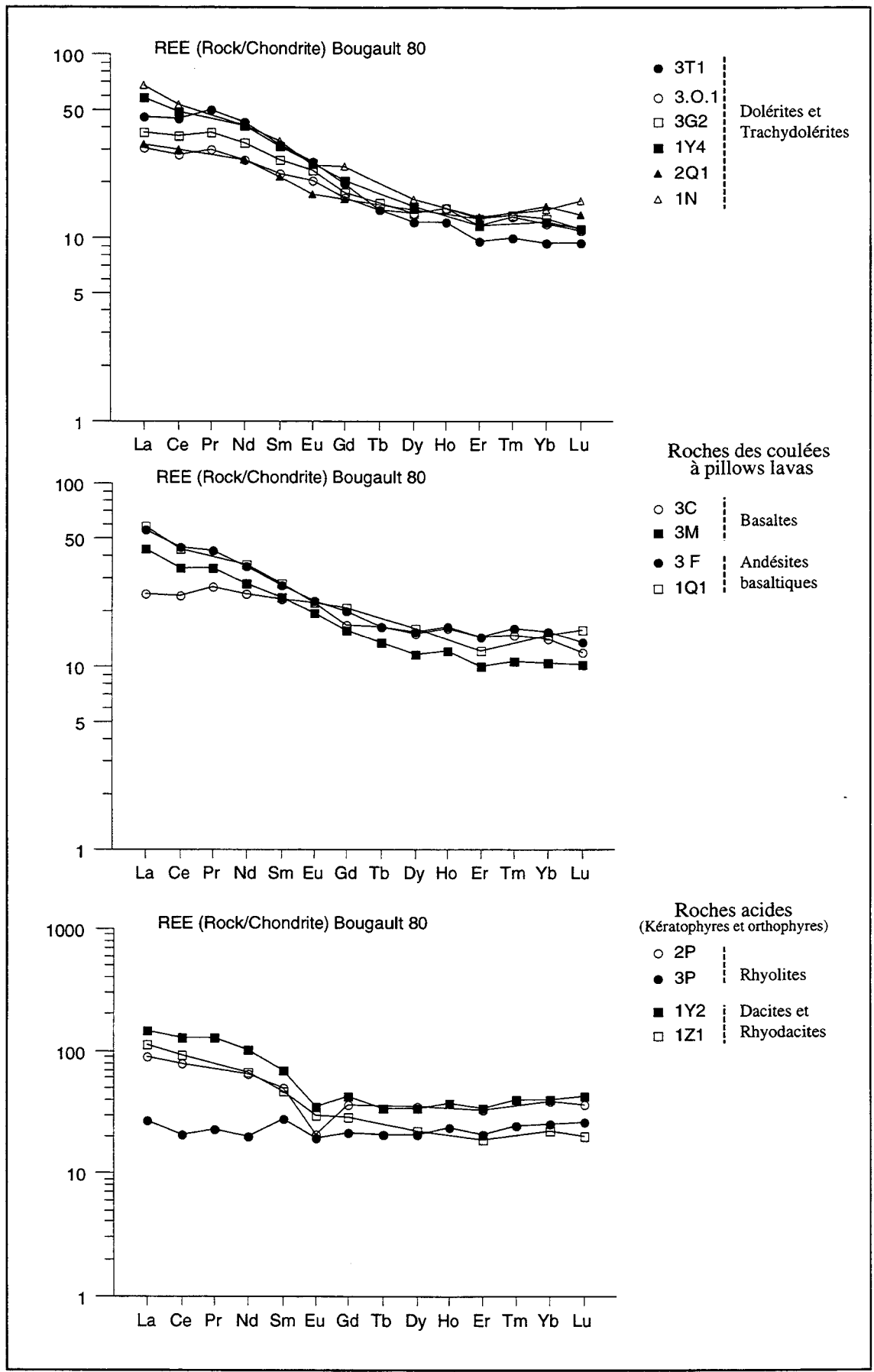


Figure II - 23 : Spectres de terres rares des roches de l'unité I normalisés aux chondrites (Bougault, 1980).

8 soit $(La/Yb)_N \approx 4$ à $4,8$]. Ce dernier groupe est celui des coulées à pillows lavas du Mont (andésites basaltiques) et du Durrwald (basaltes).

2 - Les roches acides

Les analyses chimiques des roches acides sont données en tableau II-16.

Les compositions chimiques de ces roches permettent de les séparer en dacites ($SiO_2 = 63 - 67\%$), rhyodacites ($SiO_2 = 67 - 72\%$) et rhyolites ($SiO_2 > 72\%$).

Les caractères pétrographiques permettent de distinguer des roches à texture microlitique trachytique (1Z1) correspondant à des dacites, des ignimbrites à texture eutaxitique (1Y₂) correspondant aux rhyodacites, et des roches à texture hyalopilitique (2P - 3P) correspondant aux rhyolites.

a - Dacites :

Leurs teneurs en $SiO_2 \approx 64.5\%$ ainsi que leurs caractères pétrographiques (texture pilotaxitique et minéralogie englobant uniquement des phénocristaux de plagioclases et de phases magnésiennes à l'état de pseudomorphes) les associent à la famille des dacites.

Leurs teneurs en alcalins ($Na_2O \approx 5.84\%$ et en $K_2O \approx 1.45\%$) associées aux pertes au feu ($\approx 3\%$) expriment la nature albitique du faciès d'altération des plagioclases en phénocristaux et ceux microlitique du fond ainsi que le rôle des produits colmatant les vésicules à la fois les carbonates et les micas blancs.

La somme des alcalins ($Na_2O + K_2O \approx 7.29\%$) leur confère selon la limite établie par Miyashiro, (1978) (fig. II-22A) un caractère subalcalin. Ce caractère se trouve encore confirmé par les rapports des éléments Nb/Y et Zr/TiO₂ dans les diagrammes de Winchester et Floyd, (1977) (Voir fig. II- 2 du Chp I - PII).

Leurs teneurs en éléments traces se caractérisent par des teneurs moyennes en éléments de transition (Ni ≈ 26 ppm ; Cr ≈ 59 ppm ; V ≈ 72 ppm ; Sc ≈ 12.3 ppm et Co ≈ 7 ppm) et en Th (≈ 10.37 ppm).

Leurs spectres de terres rares sont moins fractionnés, en effet leurs rapports La/Yb $\approx 8,2$.

b - les rhyodacites

Les roches rhyodacitiques sont à caractère d'ignimbrites.

N° Ech.	2 P	3 P	1Z1	1Y2
SiO2	76.62	77.19	64.54	67.24
TiO2	0.16	0.38	0.88	0.44
Al2O3	12.32	11.64	14.08	15.79
Fe2O3*	2.41	2.23	4.32	2.52
MnO	0.02	0.00	0.08	0.00
MgO	0.15	0.61	1.63	1.32
CaO	0.04	0.26	2.82	1.26
Na2O	5.00	4.82	5.84	3.17
K2O	1.33	1.52	1.45	4.79
P2O5	0.03	0.05	0.29	0.07
P.F.	1.47	1.13	3.78	3.04
Total	99.55	99.83	99.71	99.65
Rb	35.00	87.20	37.00	154.00
Ba	356.00	408.00	504.00	1216.00
Th	6.46	0.00	10.37	
Sr	25.00	52.60	271.00	151.00
Sc	5.19	4.50	12.30	5.30
V	4.00	15.90	72.00	27.60
Cr	4.00	0.00	59.00	0.00
Co	4.00	1.64	7.00	2.41
Ni	4.00	1.26	26.00	2.15
Cu	4.00	8.24	8.00	44.60
Zn	37.00	30.80	61.00	31.60
Ga	4.00	0.00	5.00	0.00
Zr	292.00	278.00	238.00	435.00
Nb	8.38	6.12	7.96	9.69
Y	57.00	42.80	35.00	66.30
Be	1.29	2.77	1.20	4.74
La	28.67	8.69	36.18	46.44
Ce	67.47	17.81	78.91	109.80
Nd	38.23	12.07	40.47	61.33
Sm	9.60	5.19	8.96	13.04
Eu	1.46	1.37	2.07	2.42
Gd	8.99	5.28	7.09	10.43
Dy	11.16	6.52	7.04	10.70
Er	6.88	4.39	3.92	7.07
Yb	7.81	5.05	4.39	8.03
Lu	1.20	0.87	0.66	1.40
Pr		2.55		14.29
Tm		0.74		1.19
Ho		1.65		2.60
Tb		0.98		1.60
Hf	9.21	0.00	7.00	
Ta	0.68	0.00	0.54	
U	2.88	0.00	4.51	

Tabl. II - 16 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares)
des dacites - rhyodacites et rhyolites de l'unité I.

Leurs teneurs en Al_2O_3 sont élevées. Elles ont un caractère potassique marqué ($\text{Na}_2\text{O} \approx 3,17\%$; $\text{K}_2\text{O} \approx 4,79\%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,5$), alors que leurs teneurs en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 7,96\%$) leur confèrent **un caractère subalcalin** (Miyashiro, 1978).

Leurs teneurs en éléments traces sont caractérisées par des valeurs très faibles (< 5 ppm) en éléments de transition Ni, Cr, Co et Sc et par des teneurs élevées en Zr (450 ppm), et en Y (66 ppm), en HREE, en Ba (1216 ppm) et Rb (154 ppm) et aussi en Cu (44,6 ppm).

Par ces caractères chimiques des éléments traces, ces roches rappellent les laves hautement potassiques orogéniques de l'Ouest des U.S.A et du S.W Pacifique (Ewart, 1979).

c - Les rhyolites

Elles sont très siliceuses ($\text{SiO}_2 > 76\%$), hautement sodiques ($\text{Na}_2\text{O} \approx 5\%$) et faiblement potassiques ($\text{K}_2\text{O} \approx 1,33 - 1,5\%$). Celles-ci présentent des teneurs très faibles en CaO ($\approx 0,04 - 0,2\%$) et en MgO ($\approx 0,15 - 0,6\%$) ainsi qu'en FeO_t ($\approx 2,2\%$) et en TiO_2 ($\approx 0,16 - 0,38\%$). Les teneurs élevées en Silice trouvent seulement en partie une explication dans la présence du quartz en phénocristaux et dans la mésostase. Celles en Sodium sont supportées par la composition albitique des microlites de la mésostase et des phénocristaux. Ces roches manifestent des ressemblances avec les équivalents faiblement potassiques des zones orogéniques et à moindre degré avec celles des associations bimodales acide - basique type Yellowstone et Medicine Lake (Ewart, 1979).

Les compositions en éléments traces se caractérisent par :

- des teneurs très faibles (< 5 ppm) en éléments de transitions Ni, Co, Cr et Sc.
- de faibles teneurs en Rb (35 à 80 ppm), Sr (≈ 25 à 50 ppm), Ba (≈ 400 ppm), Nb (< 5 ppm) et en Th (< 5 ppm).
- des teneurs élevées en Zr (292 ppm), Y (42 à 57 ppm) et en HREE. Les teneurs en éléments terres rares de ces roches se caractérisent par des rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N \approx 2,29$.

B - Unité II

Les laves de l'unité II présentent des compositions relativement homogènes (tabl. II-17). Sursaturées en Silice, leurs teneurs en SiO_2 varient de 49 à 54% % jusqu'à des valeurs voisines de 54 %, avec une moyenne située au voisinage de 50 - 51%.

Elles sont caractérisées par des teneurs très élevées en Al_2O_3 (> 17% comprises entre 17,7 et 20,6 %). Leurs teneurs en TiO_2 sont faibles ($\leq 1,25\%$). Ces deux caractères sont ceux d'un volcanisme calco-alcalin de type orogénique (Jakes et White, 1972).

Les teneurs en K_2O ($\approx 1,2$ à $3,84$ %) ainsi que celles en Na_2O ($\approx 2,5$ à $6,12$ %) sont élevées. Ces teneurs en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de $5,74$ à $7,84$ %) situent ces roches dans le domaine alcalin de Cox et al. (1979) (fig. II-24). Les valeurs relativement élevées en sodium et en potassium sont en partie supportées par le verre mésostasique et les produits de transformations des plagioclases résultant de la spilitisation (albite, phyllites à la fois des argiles et des micas blancs). Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sont dans l'ensemble inférieurs à l'unité.

Les teneurs en CaO ($3,12$ à $7,9$ %) et en Fer ($7,1$ à $7,9\%$) sont élevées, celles en MgO ($2,37$ à $4,29$ %) sont très faibles.

En ce qui concerne les *éléments traces*, ces roches sont caractérisées par de faibles teneurs en éléments de transitions Cr, Ni, V, typiques des laves orogéniques (Jakes et White, 1972).

Ces roches sont également caractérisées par un fractionnement intermédiaire de leurs spectres de Terres Rares (Fig. II-25), les rapports La/Yb étant compris entre 10,38 et 16,4.

C - Unité III

1 - Les trachyandésites

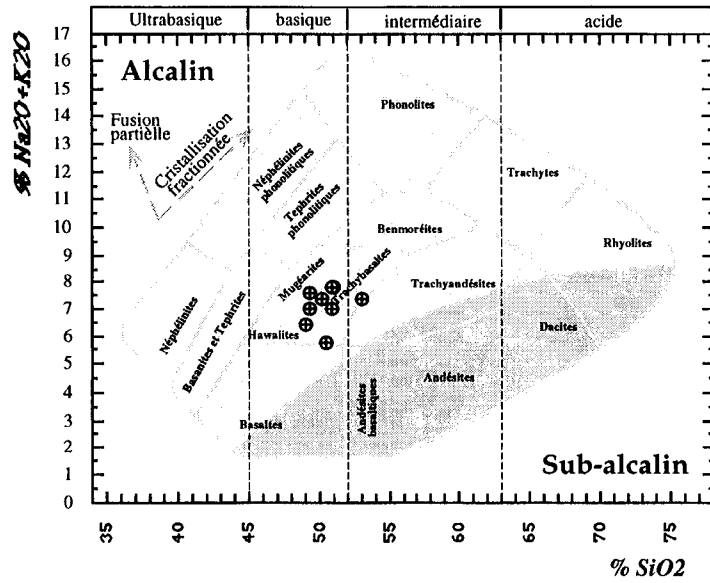
a - Les faciès peu porphyriques

Les analyses chimiques sont reportées dans le tableau II-18A. Leurs teneurs en silice sont situées entre 55,5 et 59 %. Celles en alcalins sont élevées ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ situées entre 7,1 et 8,4 %). Les teneurs en K_2O ($4,1$ à $5,8$ %), plus élevées que celles en Na_2O ($2,6$ à $3,2$ %) (fig. II-26), reflètent l'importance des biotites et des feldspaths alcalins.

Les teneurs en CaO ($3,45$ à $4,58$ %) et en MgO ($3,84$ à $5,62$) suggèrent un caractère calco-magnésien des échantillons de ce faciès. Les teneurs en P_2O_5 ($0,38$ à $0,48$ %) sont particulièrement élevées dans ce faciès, elles sont représentatives d'une abondance de minéraux accessoires de type apatite.

N° Ech.	A								B
	2K1	2K2	2K3	2K4	2H	2E1	1H	1R1	1S1
SiO2	49.39	49.37	50.9	53.12	49.03	50.21	51	50.42	50.95
TiO2	0.96	1.02	1.11	0.93	1.08	1.16	1.25	1	1.02
Al2O3	18.39	18.78	19.07	18.17	19.85	20.63	20.01	17.73	20.03
Fe2O3*	8.13	7.9	8.08	8.24	8.25	8.25	8.82	8.1	7.44
MnO	0.15	0.15	0.13	0.15	0.15	0.17	0.16	0.13	0.11
MgO	3.39	3.29	2.65	3.79	2.97	2.37	2.74	4.29	2.9
CaO	5.79	7.05	4.75	3.32	7.59	6.55	3.12	7.94	6.04
Na2O	4.83	3.87	5.69	4.25	3.99	3.5	6.12	2.5	3.9
K2O	2.79	3.12	1.29	3.12	2.41	3.84	1.72	3.24	3.87
P2O5	0.44	0.4	0.35	0.34	0.43	0.5	0.44	0.4	0.44
P.F.	5.23	4.54	4.42	3.21	2.93	2.67	4.2	3.73	2.76
Total	99.49	99.49	98.44	98.64	98.68	99.85	99.58	99.48	99.46
Rb	94	108	42	104	108	119	63	97	146
Ba	2108	2008	803	2153	1693	2580	1413	2217	2111
Th	11.90	12.89	15.60	50.00	15.64	17.83	12.00	30.00	27.00
Sr	662	908	778	760	642	967	833	582	816
Sc	22.2	23.2	19.89	19.7	22	22.78	21.7	25.78	19.2
V	218	216	185	192	182	245	229	211	164
Cr	32	33	16	32	10	18	12	67	31
Co	21	37	21	84	20	19	19	24	18
Ni	19	27	13	46	10	12	17	27	21
Cu	77	70	40	41	36	89	21	70	73
Zn	72	64	77	65	69	74	123	63	57
Ga	7	10	4	90	4	4	21	22	19
Zr	100	108	116	127	123	105	135	172	160
Nb	4.73	5.11	5.49	11.00	6.04	8.40	5.00	8.00	6.00
Y	21	23	23	22	26	24	28	24	25
Be	1.29	1.79	1.29	1.6	1.88	1.79	2	2.5	2.5
La	24.14	29.83	34.77	32.54	33.66	30.62	31.54	38.05	45.01
Ce	51.44	60.46	67.86	64.6	67.34	63.12	65.16	72.01	84.5
Nd	25.57	29.19	30.89	29.02	31.61	30.97	35.92	36.15	40.02
Sm	6.04	6.54	6.82	6.06	6.8	7.25	8.88	7.8	8.33
Eu	1.53	1.8	1.75	1.6	1.77	2.03	2.32	1.8	1.91
Gd	4.8	5.24	5.43	4.99	5.57	5.67	8.16	6.31	6.98
Dy	3.99	4.46	4.71	4.45	4.73	4.91	6.2	4.85	5.08
Er	1.96	2.15	2.35	2.26	2.45	2.32	3.1	2.3	2.37
Yb	1.98	2.11	2.38	2.37	2.51	2.29	3.04	2.32	2.35
Lu	0.3	0.31	0.36	0.37	0.37	0.37	0.54	0.42	0.41
Y	22.29	23.77	25.99	24.56	26.24	26.02	36.08	26.71	28.14
P r									
Tm									
Ho									
Tb									
Hf	2.79	2.90	3.49		3.61	3.59			
Ta	0.31	0.39	0.38		0.40	0.66			
U	4.64	4.49	4.90		5.25	5.17			

Tabl. II - 17 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des roches andésitiques de l'unité II (A) et du porphyre de Belfahy (B).



A
B
C

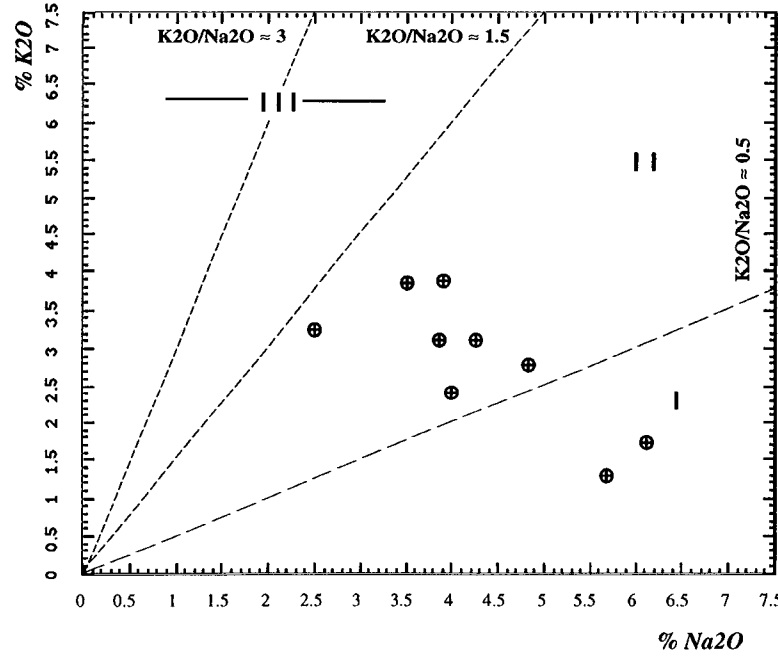
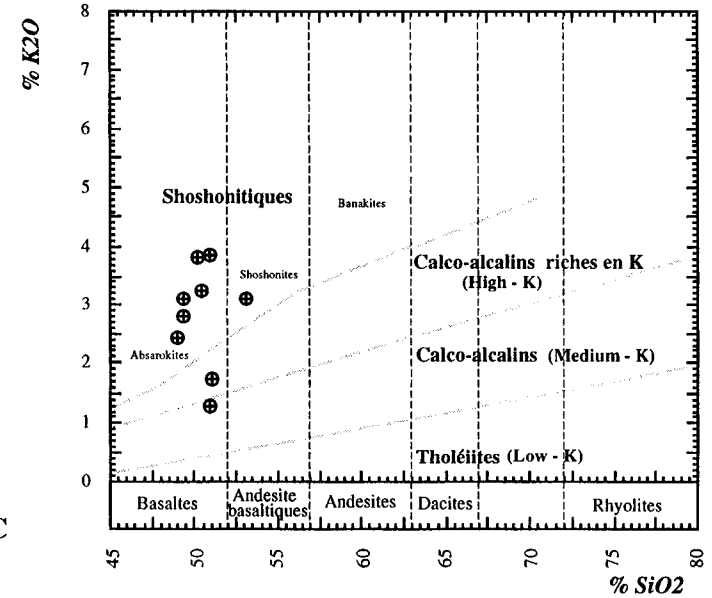


Figure II - 24 : Nomenclature et classification des roches de l'unité II selon leurs compositions en éléments alcalins,
A - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979 ; la limite entre les séries magmatiques alcalines et celles subalcalines est établie par Miyashiro, 1978);
B - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966);
C - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).
Légende :
 \oplus Roches andésitiques de l'unité II
 I = domaine sodique
 II = domaine potassique
 III = domaine hautement potassique

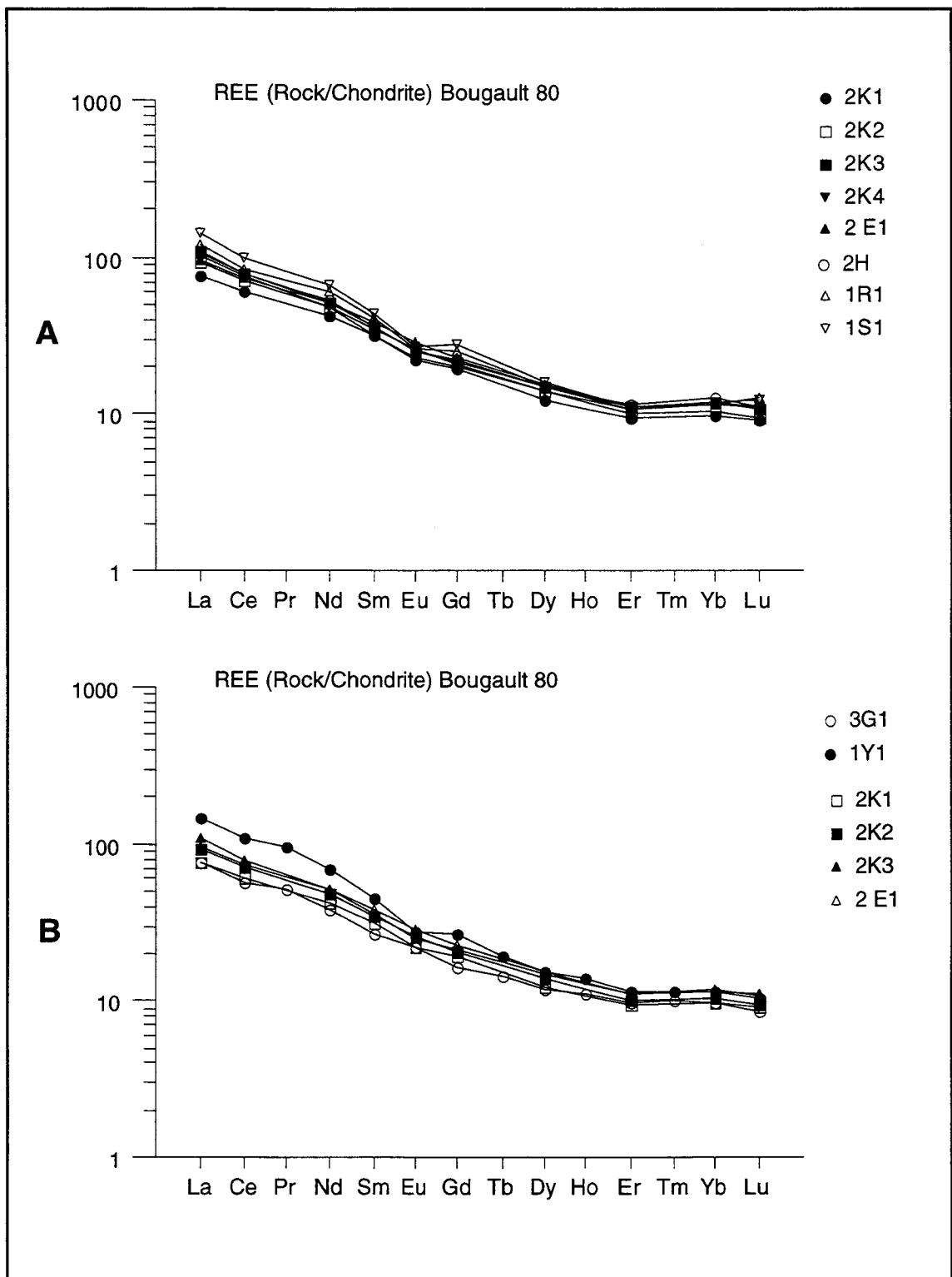


Figure II - 25 : Spectres de terres rares des roches andésitiques de l'unité II normalisés aux chondrites (Bougault, 1980),

A - Comparaison avec celui du porphyre de Belfahy (éch 1S1);

B - Comparaison avec ceux des dolérites porphyriques à la fois celles de la Goutte d'Ulyse (éch 1Y1) et celles du Saut de la Truite au Mont des Fées (éch 3G1).

N° Ech.	A					B	
	1A1	1A2	1I	1L2	3i	Pr	94-2
SiO2	55.59	55.79	59.02	58.75	58.24	52.21	56.1
TiO2	0.76	0.7	0.59	0.68	0.77	1.06	0.82
Al2O3	15.25	15.38	14.68	14.53	15.54	19.1	20.3
Fe2O3*	6.69	6.4	5.12	5.94	6.57	6.94	5.55
MnO	0.08	0.13	0.05	0.08	0.08	0.12	0.06
MgO	5.62	4.69	3.94	3.84	2.55	2.62	1.06
CaO	4.23	4.5	3.45	4.58	2.1	5.83	2.61
Na2O	3.22	3.22	3.02	2.62	3.57	3.95	5.38
K2O	4.22	4.8	4.15	5.82	5.79	4.58	5.16
P2O5	0.44	0.44	0.38	0.48	0.69	0.59	0.38
P.F.	3.36	2.63	5.19	2.12	2.83	2.44	1.92
Total	99.46	98.68	99.59	99.44	98.72	99.44	99.34
Rb	264	274	221	335	389	193	226
Ba	1726	1739	1629	1837	1708	1820	3091
Th	33.00	48.00	34.00	46.00		34.91	43.87
Sr	662	694	384	674	327	713	934
Sc	21.7	20	14.6	18.5	12.5	16.2	7.5
V	149	149	100	133	147	131	95.8
Cr	253	205	123	158	186	33	3.48
Co	24	22	16	19	22	13	9.34
Ni	56	50	32	37	50.4	15	4.94
Cu	33	27	33	26	11.9	92	21.4
Zn	57	59	64	59	94.3	64	59.5
Ga	20	21	15	20	0	4	0
Zr	174	188	164	191	187	226	289
Nb	9	15	7	14	16.5	11.579	12.445
Y	17	19.87	15	20	30.1	28	28.4
Be	4.9	6	4	4.9	7.23	2.9	4.8
La		39.17	37.02	33.82	45.45	54.74	58.33
Ce		71.77	69.8	64.9	86.1	108.96	109.7
Nd		32.25	33.43	34.84	47.36	48.16	45.09
Sm		7	6.89	7.43	11.01	9.61	8.46
Eu		1.44	1.39	1.5	2.15	2.05	2
Gd		5.32	5.04	5.58	7.91	7.2	6.66
Dy		3.55	3.11	3.64	5.19	5.88	5.01
Er		1.69	1.6	1.64	2.67	2.91	2.62
Yb		1.75	1.56	1.78	2.55	2.86	2.78
Lu		0.29	0.3	0.31	0.4	0.46	0.47
Pr					11.46		12.13
Tm					0.42		0.42
Ho					1.07		1.03
Tb					1		0.93
Hf						5.99	6.89
Ta						0.76	1.04
U						11.33	13.16

Tabl. II- 18 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des trachyandésites (A) et des porphyres (B).

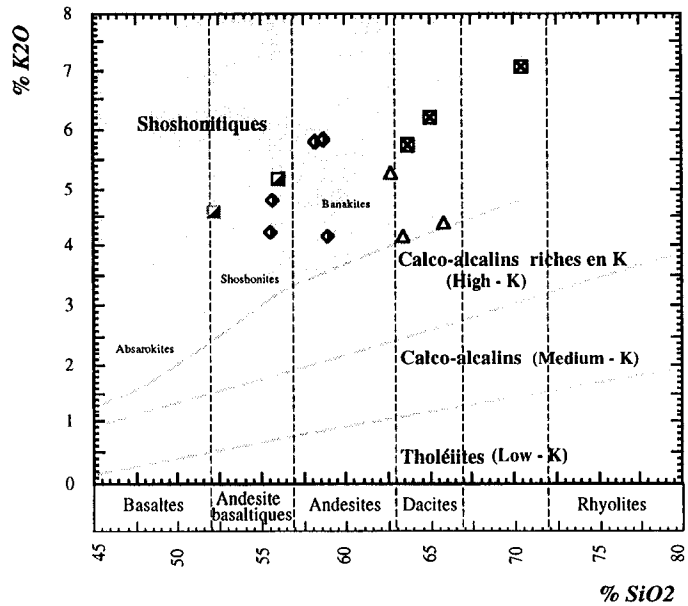
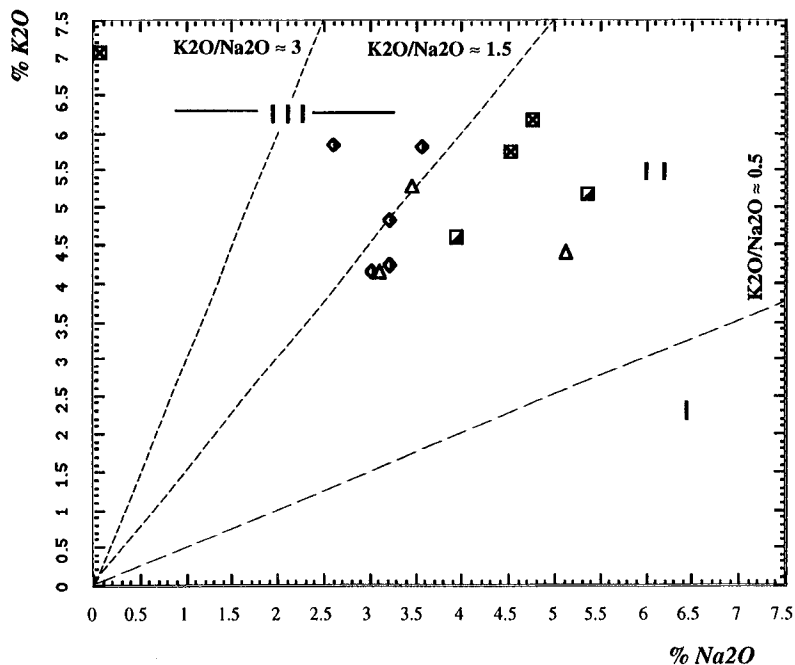
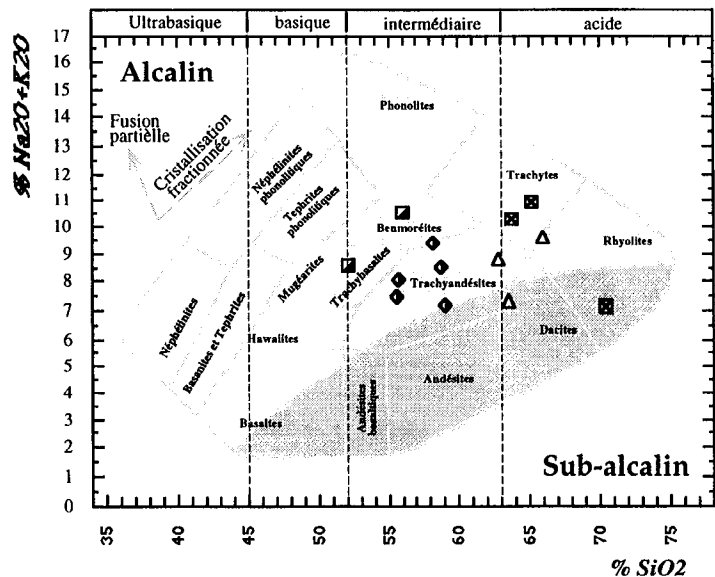


Figure II - 26 : Nomenclature et classification des roches de l'unité III selon leurs compositions en éléments alcalins,

A - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979) ; la limite entre les séries magmatiques alcalines et celles subalcalines est établie par Miyashiro, 1978);

B - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966);

C - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Légende :

- | | | | |
|---|---|-------|------------------------------|
| ■ | Trachyandésites facies des Porphyres | ⊠ | Trachytes |
| ◆ | Trachyandésites facies peu porphyriques | I = | domaine sodique |
| ▲ | Rhyodacites | II = | domaine potassique |
| | | III = | domaine hautement potassique |

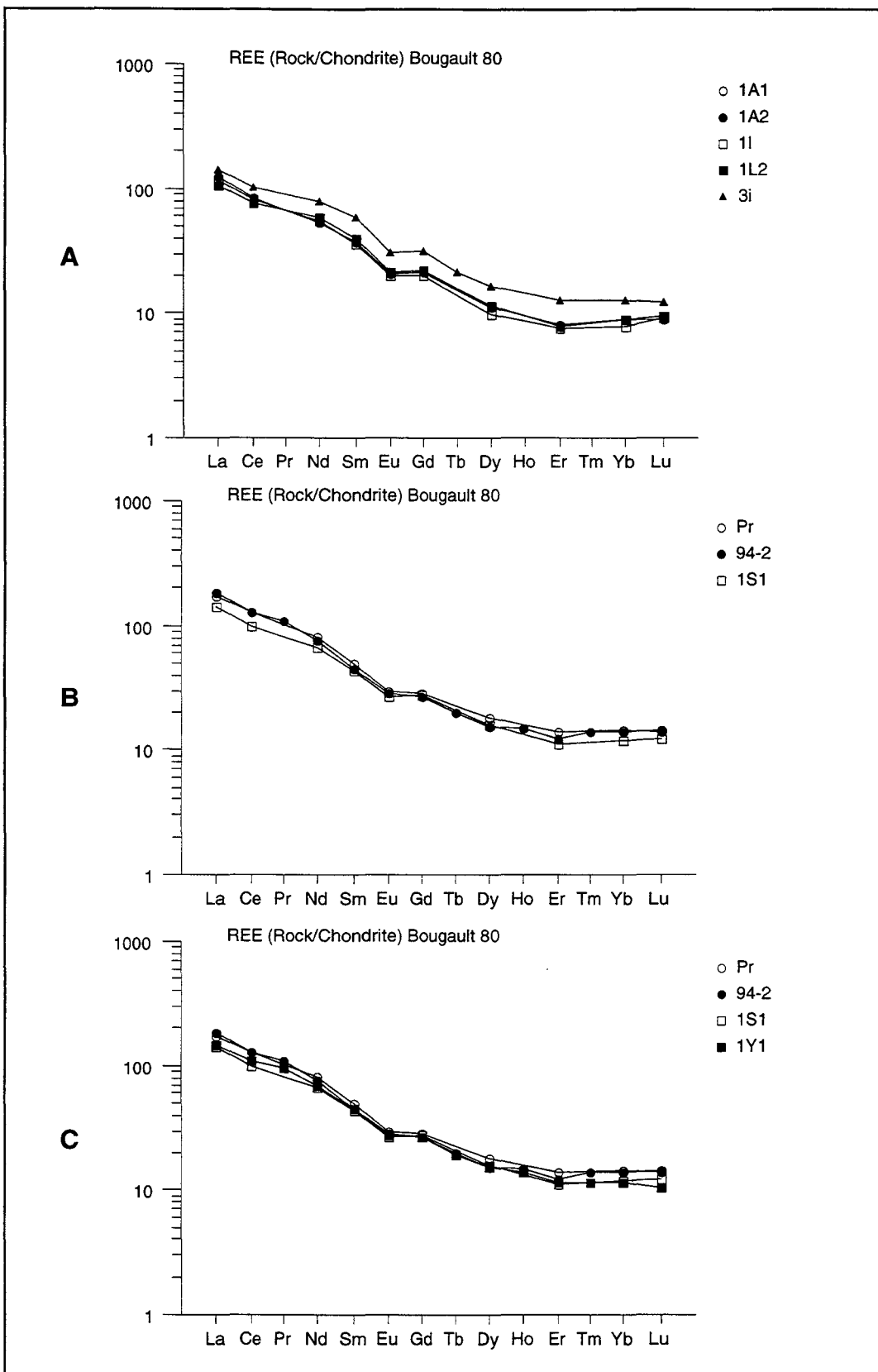


Figure II - 27 : Spectres de terres rares des roches trachyandésitiques de l'unité III.

A - faciès peu porphyriques;

B - faciès porphyriques (porphyres) : Belfahy (éch 1S1), Rochet du Corbeau (éch Pr) et Rimbach-Zell (éch 94-2);

C - Comparaison des spectres des faciès porphyriques avec ceux des dolérites porphyriques de la Goutte d'Ulysse (éch 1Y1).

Par contre les concentrations en TiO_2 sont faibles ($< 1\%$).

La composition en *éléments traces* de ces roches confirme les observations pétrographiques. Les teneurs élevées en éléments lithophiles Rb (221 à 335 ppm), Sr (384 à 694 ppm) et en Ba (1629 à 1837 ppm), reflètent l'importance des feldspaths. Les teneurs en éléments de transition sont faibles pour le Ni (32 à 56 ppm), plus fortes et variables pour le Cr (123 à 253 ppm) et reflètent l'importance des minéraux ferromagnésiens olivines et clinopyroxènes.

Les compositions en Terres Rares montrent par rapport aux chondrites (fig. II-27A) des spectres fractionnés correspondants à des rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ élevés et situés entre 11,88 et 14,83.

b - les faciès porphyriques

Les analyses chimiques de ces roches sont reportées dans le tableau II-18B. Par rapport aux faciès trachy-andésitiques peu porphyriques de l'unité III, les teneurs en silice des porphyres sont relativement moins importantes (SiO_2 : 52,21 - 56,10%). Leurs teneurs en Al_2O_3 sont très élevées ($< 19\%$) et reflètent l'importance des phénocristaux de plagioclases. Ces compositions en ces deux éléments les intègrent aux compositions caractéristiques des faciès de l'Unité II. Ceci est également valable pour les faibles teneurs en TiO_2 ($\approx 0,85 - 1,06\%$). Les fortes teneurs en alcalins, K_2O ($\approx 4,58 - 5,16\%$) et Na_2O ($\approx 3,95 - 5,38\%$) (Σ alcalins : 8,5 - 10,5%), les placent dans le domaine des compositions alcalines (fig. II-26).

Du point de vue des éléments traces, les porphyres sont caractérisés par de fortes valeurs en Rb, Ba, Sr, Zr et de faibles teneurs en éléments de transitions.

Les teneurs en Terres Rares normalisées aux chondrites (fig II-27 Bet C) expriment des spectres plus fractionnés correspondant à des rapports La/Yb ($\approx 19,14$) élevés. Une légère anomalie négative en Eu peut être également observée, suggérant le rôle important qu'ont eu les plagioclases au cours de la cristallisation de ces magmas.

2 - Les rhyodacites

Les analyses chimiques de ces roches sont données dans le tableau II-19A.

L'ensemble des rhyodacites présentent des caractères alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ situées entre 7,2 et 9,5%) potassiques (teneurs en potassium ($\approx 4,14$ à 5,2 %)), et en sodium ($\approx 3,12$ à 5,14%). Elles se situent à la fois dans les domaines subalcalins et alcalins (fig. II-26)

Les spectres de normalisation des Terres Rares par rapport aux chondrites (Fig. II-28A) montrent un fractionnement important correspondant à des valeurs élevées du rapport $(La/Yb)_N$ ($\approx 14,05$).

3 - Les trachytes

Les analyses chimiques de ces roches sont données dans le tableau II-19B.

L'intervalle des teneurs en silice présentées par les trachytes est large ($SiO_2 \approx 63,67$ à $70,43$ %). Parallèlement aux teneurs en silice, sur la base des éléments majeurs et à moindre degré ceux en traces du type LFS (Rb, Ba et Sr), une discontinuité de composition peut être observée dans ces roches. Cette discontinuité chimique paraît corrélable avec la répartition proposées par les auteurs des cartes géologiques de Giromagny et de Thann faisant de ces trachytes deux groupes distincts : les trachytes inférieurs d'une part et les trachytes supérieurs d'autre part. Les éléments de transition et le thorium ainsi que les éléments HFS et les Terres Rares sont moins sensibles et montrent des compositions relativement homogènes entre les deux groupes de trachytes. Les teneurs en SiO_2 allant de $63,67$ à $65,03$ %, correspondent aux compositions des trachytes inférieurs ; celles voisines de 70 % correspondent à celles des trachytes supérieurs.

a - Les trachytes supérieurs

Ils se caractérisent par des teneurs élevées en silice (dues en partie à la présence de silice d'origine secondaire) et en potassium ($SiO_2 \approx 70$ % et $K_2O \approx 7,04$ %), des teneurs très faibles en Na_2O ($\approx 0,07$ %), en CaO ($0,04$ %) et en MgO ($\approx 0,4$ %).

Les valeurs élevées du potassium, corrélées aux fortes concentrations en Rb (396 ppm), Ba (1569 ppm) et aux faibles teneurs en Sr (26 ppm), reflètent la dominance des feldspaths alcalins sur les plagioclases ($Rb/Sr \approx 15,23$).

Les teneurs en éléments traces Th (≈ 77 ppm), Nb (≈ 19 ppm) et Zr (≈ 421 ppm) sont très élevées et s'opposent à celles très faibles en éléments de transition confirmant l'observation effectuée concernant la rareté des phases ferromagnésiennes dans ce faciès.

Les spectres de Terres Rares (fig. II-28B) sont fractionnés et traduisent des valeurs élevées du rapport La/Yb ($\approx 19,81$). Une anomalie négative en Europium est bien marquée.

b - Les trachytes inférieurs

Les teneurs en silice sont comprises entre $63,67$ et $65,03$ %. Ces trachytes inférieurs se distinguent des trachytes supérieurs par leurs teneurs en Na_2O ($4,5$ à $4,75$ %) et en CaO ($0,4$ à $2,24$ %) relativement plus élevées. Les teneurs en K_2O ($5,26$ à $6,19$ %), les valeurs des

N° Ech.	A			B		
	1J	1B2	1G	1C*	1D*	1T1**
SiO2	63.46	62.79	65.92	65.03	63.67	70.43
TiO2	0.5	0.48	0.7	0.39	0.39	0.34
Al2O3	15.81	14.91	15.91	17.01	16.51	15.23
Fe2O3*	4.58	4.3	4.08	3.32	2.87	2.49
MnO	0.06	0.07	0.06	0.08	0.08	
MgO	1.72	2.24	0.4	0.6	0.48	0.4
CaO	3.12	2.12	0.58	0.44	2.24	0.04
Na2O	3.12	3.47	5.14	4.75	4.51	0.07
K2O	4.14	5.26	4.39	6.19	5.75	7.04
P2O5	0.15	0.27	0.19	0.13	0.15	0.07
P.F.	2.96	3.62	1.84	1.48	2.84	3.48
Total	99.62	99.53	99.21	99.42	99.49	99.59
Rb	155	254	149	261	242	396
Ba	1120	1779	4466	2436	2164	1569
Th	20	41	39	78	64	77
Sr	316	323	208	179	200	26
Sc	12.1	10.8	8.6	6	6.9	5.9
V	80	60	16	21	20	17
Cr	42	83	11	9	7	9
Co	10	11		0	0	0
Ni	13	25	6		7	
Cu	58	6	23	7	6	20
Zn	71	68	52	44	39	19
Ga	18	22	15	17	15	16
Zr	170	183	337	443	424	421
Nb	5	8	16	20	19	19
Y	20	15	34	27	26	25
Be	2.2	3.7	3	3.2	3.5	3.7
La	41.63	40.01	78.4		65.95	66.16
Ce	73.41	80.34	135.19		116.7	116.04
Nd	29.92	32.61	63.23		45.51	45.11
Sm	6.37	6.17	12.49		8.96	8.75
Eu	1.33	1.34	2.41		1.79	1.4
Gd	5.4	4.12	9.95		7.01	6.56
Dy	3.93	3	7.77		5.1	5.43
Er	2.13	1.53	3.87		2.65	2.84
Yb	2.23	1.78	4.38		3.03	3.34
Lu	0.42	0.31	0.77		0.54	0.62

Tabl. II - 19 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des rhyodacites (A) et des trachytes (B).

* Trachytes inférieurs ; ** Trachytes supérieurs.

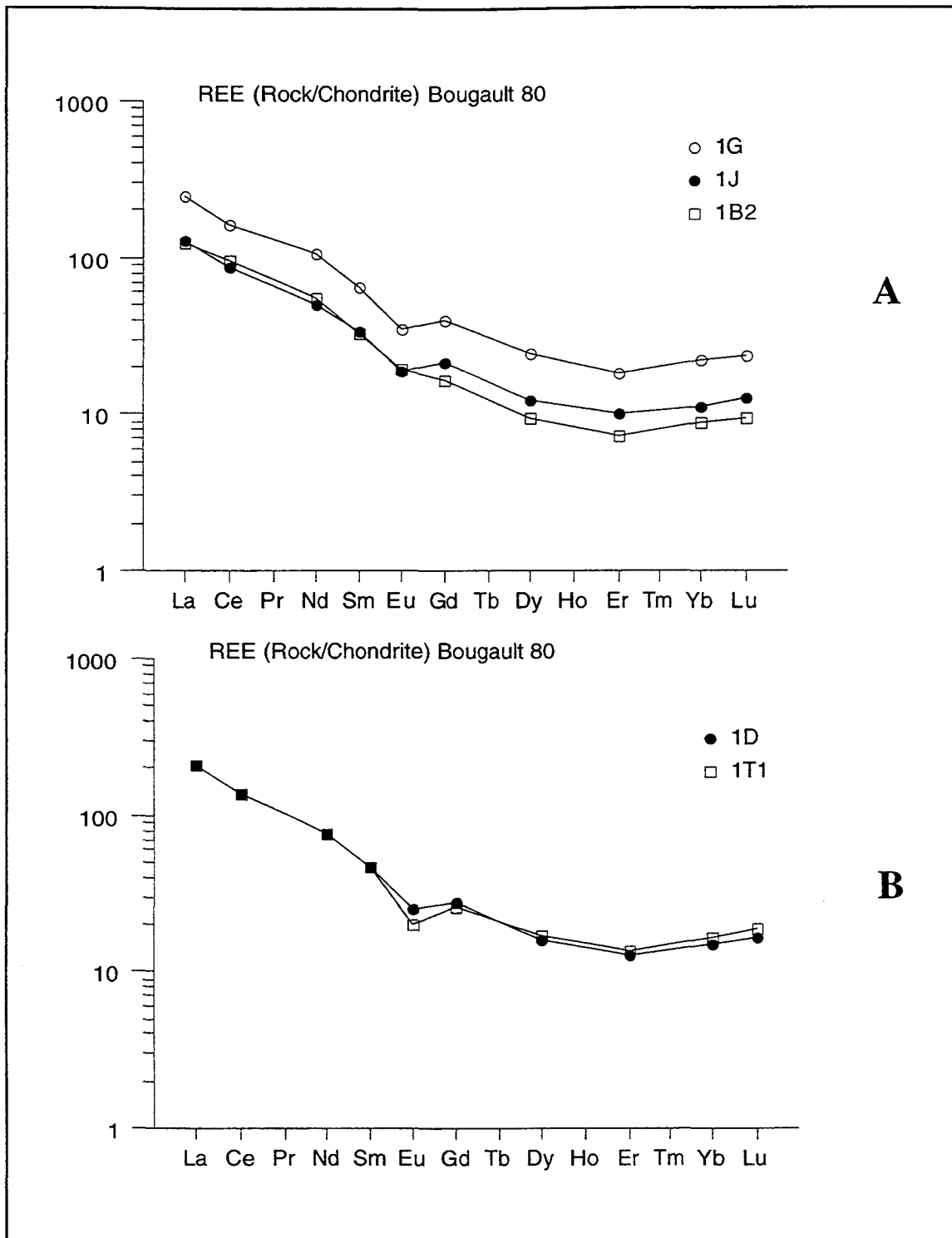


Figure II - 28 : Spectres de terres rares des roches acides de l'unité III normalisés aux chondrites (Bougault, 1980).

A - Rhyodacites;

B - Trachytes à la fois ceux inférieurs et ceux supérieurs.

éléments traces Rb (≈ 242 à 261 ppm), Sr (≈ 200 à 179 ppm) et Ba (≈ 2164 à 2436 ppm) reflètent l'importance des phénocristaux de plagioclases à côté de ceux des feldspaths alcalins. Les plagioclases sont relativement plus représentés que dans le groupe des trachytes supérieurs et les rapports Rb/Sr ($\approx 1,4$ à $1,2$) sont ainsi faible.

Les teneurs en éléments traces Th (≈ 64 à 78 ppm), Nb (≈ 19 à 20 ppm) et Zr (≈ 424 à 443 ppm) sont élevées et s'opposent aux faibles teneurs en éléments de transition.

Les spectres de Terres Rares (fig. II-28B), identiques à ceux des trachytes supérieurs, sont assez fractionnés et traduisent des valeurs élevées du rapport La/Yb (≈ 21.77)

D - Les roches plutoniques :

Éléments majeurs :

Les analyses chimiques de ces roches sont données dans le tableau II-20 A et B.

Les teneurs en Silice sont voisines de 48 % dans les gabbros d'Ermensbach, variables de 48 à 50 % dans ceux du Mont de Vannes et situées au voisinage de 55 % dans les syénites.

Les teneurs en TiO_2 (≈ 0.8 % dans les gabbros d'Ermensbach, ≈ 0.4 à 0.79 % dans les gabbros du Mont de Vannes et ≈ 0.79 dans les syénites) sont dans l'ensemble faibles et $<$ à 0.85% , celles en Al_2O_3 sont élevées et sont de l'ordre de 18 à 19 % dans les gabbros d'Ermensbach, 20 à 21 % dans ceux du Mont de Vannes et ≈ 17 % dans les syénites.

La variation des teneurs en Silice au sein des gabbros du Mont de Vannes est accompagnée d'une augmentation des teneurs en FeO^* (5.5 à 7.047 %), en TiO_2 (0.49 à 0.72 %) et d'une chute du Mg (4.28 à 3.88 %) et de CaO (9.92 à 6.94); ces caractères expriment ainsi une légère différenciation par cristallisation fractionnée au sein des ces roches.

La comparaison des caractères chimiques des roches gabbroïques d'Ermensbach et de celles du Mont de Vannes permet de noter certaines différences chimiques qui paraissent parallèles à celles des caractères pétrographiques de deux types de roches.

En effet les roches du Mont de Vannes par rapport à celles d'Ermensbach sont riches en Al_2O_3 , en Na_2O (≈ 3 à 5 % dans les premières, ≈ 2.7 à 2.8 % dans les secondes), en K_2O (≈ 0.5 à 1.5 % dans les premières, ≈ 0.5 à 0.8 % dans les secondes) et pauvre en MgO (≈ 3 à 4 % dans les premières, ≈ 5 à 7 % dans les secondes), en CaO (≈ 6 à 9 % dans les premières et ≈ 11 à 10.7 % dans les secondes), en FeO^* (≈ 5 à 7 % dans les premières et ≈ 7.3 à 7.7 % dans les secondes), en TiO_2 (≈ 0.49 à 0.72 % dans les premières, ≈ 0.79 à 0.81 % dans les secondes) et en P_2O_5 (≈ 0.12 à 0.13 % dans les premières, ≈ 0.18 à 0.27 % dans les secondes).

Ces caractères sont en parfaite concordance avec les observations pétrographiques. En effet la texture de cumulats gabbroïques des roches du Mont de Vannes paraît particulièrement reflétée au niveau de leur chimie par l'enrichissement des teneurs en Al_2O_3 et l'atténuation des teneurs de tous les autres éléments non incorporés par les plagioclases et les Cpx, les plagioclases étant très dominants par rapport aux Cpx. Ces derniers, comme il sera explicité lors du prochain chapitre de ce travail, sont pauvres en TiO_2 et en FeO^* ; les plagioclases eux sont séricitisés et albitisés. Ces caractères répondent à l'appauvrissement en Titane, Fer, en MgO et en CaO et à l'enrichissement relatif en alcalins (fig II-29).

Les gabbros d'Ermensbach, pouvant également présenter des textures très grossières, présentent au même titre que celles du Mont de Vannes des proportions élevées en plagioclases

N° Ech.	A				B
	3 B 1	3 B 3	3 K 1	3 K 2	3 W
SiO ₂	50.1	48.92	48.6	48.63	54.9
TiO ₂	0.72	0.49	0.79	0.81	0.79
Al ₂ O ₃	20.3	21.1	19.02	18.16	16.92
Fe ₂ O ₃ *	7.83	6.14	8.22	8.65	6.57
MnO	0.14	0.08	0.16	0.16	0.11
MgO	3.88	4.28	5.85	7.07	3.8
CaO	6.94	9.92	11.03	10.76	3.96
Na ₂ O	5.32	3.58	2.83	2.71	3.82
K ₂ O	0.53	1.54	0.87	0.55	4.67
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.18	0.27	0.41
P.F.	3.94	3.67	2.2	2	3.46
Total	99.83	99.84	99.75	99.77	99.41
Rb	28.3	88.2	49.5	29.5	230
Ba	168	106	444	418	2895
Th	1.04	0.77	4.34	4.56	41.29
Sr	323	291	503	459	611
Y	19	13.4	13.9	14.8	25.6
Sc	18.2	17.3	20.6	21	12.1
V	290	210	223	202	148
Cr	13.4	81	81.7	120	111
Co	18.9	19.7	29.1	34.1	20
Ni	16.9	43.3	47.2	74.9	35
Cu	18.9	30.3	31	39.5	35.9
Zn	71.7	43.8	63	60.6	97.8
Ga	0	0	0	0	0
Zr	51	37.6	55.1	52.3	297
Nb	1.2	0.59	1.68	2.09	14.4
Y	19	13.4	13.9	14.8	25.6
Be	0.32	0.17	1.09	0.54	4.29
La	5.63	4.28	12.75	14.06	50.98
Ce	12.72	9.51	25.5	29.59	99.38
Nd	8.35	5.83	12.55	15.04	41.33
Sm	2.52	1.77	2.72	3.34	7.69
Eu	0.84	0.62	1.13	1.05	1.92
Gd	2.44	1.9	2.66	2.9	6.31
Dy	2.93	2.1	2.36	2.58	4.74
Er	1.96	1.35	1.33	1.37	2.39
Yb	2.03	1.5	1.33	1.3	2.42
Lu	0.3	0.22	0.19	0.19	0.38
Pr	1.76	1.27	3.13	3.65	11.14
Tm	0.33	0.2	0.2	0.2	0.35
Ho	0.71	0.54	0.56	0.58	0.98
Tb	0.44	0.33	0.41	0.44	0.84
Hf	1.34	0.88	1.39	1.16	9.06
Ta	0.03	0.01	0.11	0.14	1
U	0.28	0.2	1.24	1.17	10.9

Tabl. II - 20 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des gabbros (A) et des syénites (B).

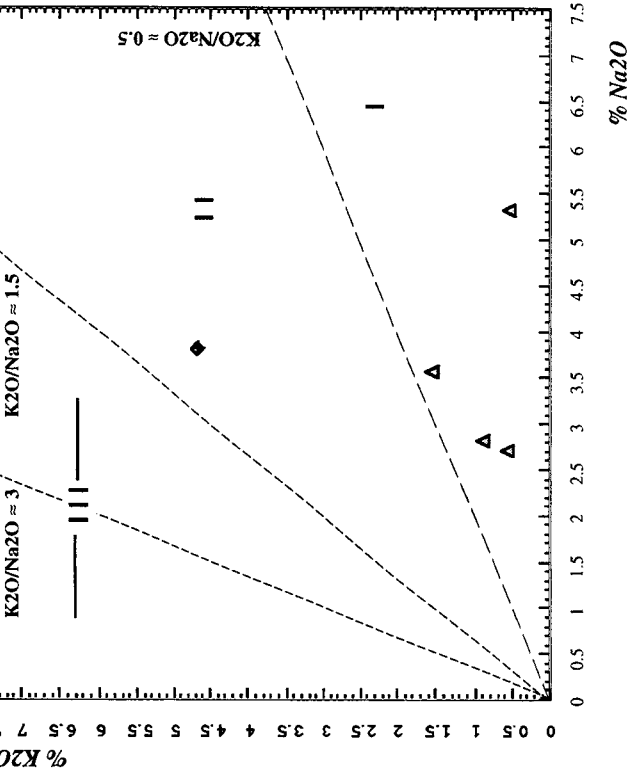
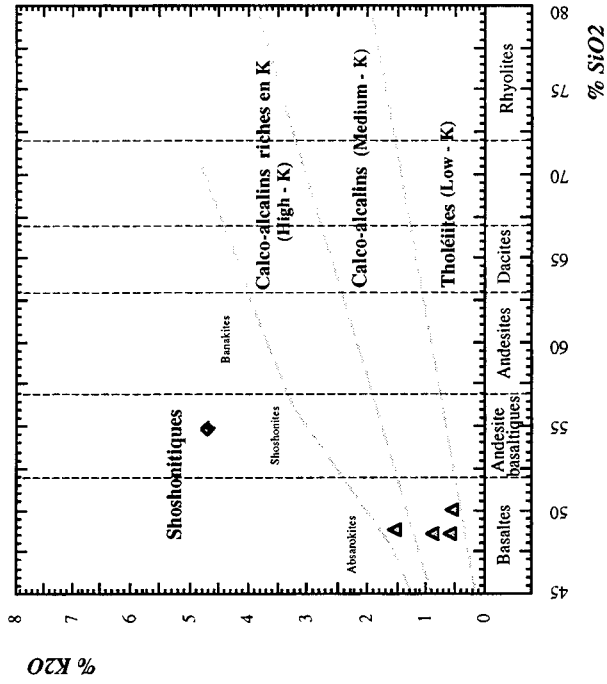
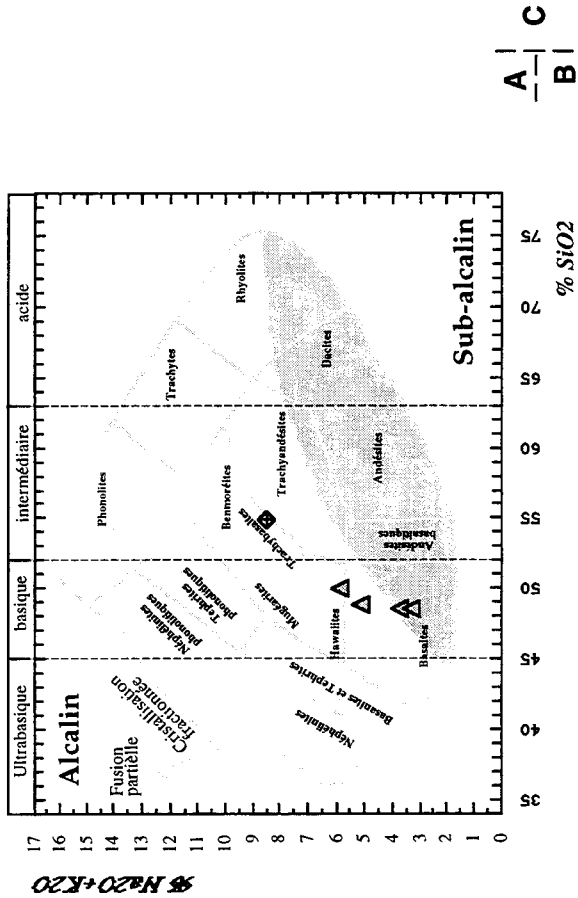


Figure II - 29 : Nomenclature et classification des roches plutoniques selon leurs compositions en éléments alcalins, des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979); la limite entre les séries magmatiques alcalines et celles subalcalines est établie par Miyashiro, 1978);

B - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966);

C - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Légende :

- ▲ Gabbros
- ◆ Syénites
- I = domaine sodique
- II = domaine potassique
- III = domaine hautement potassique

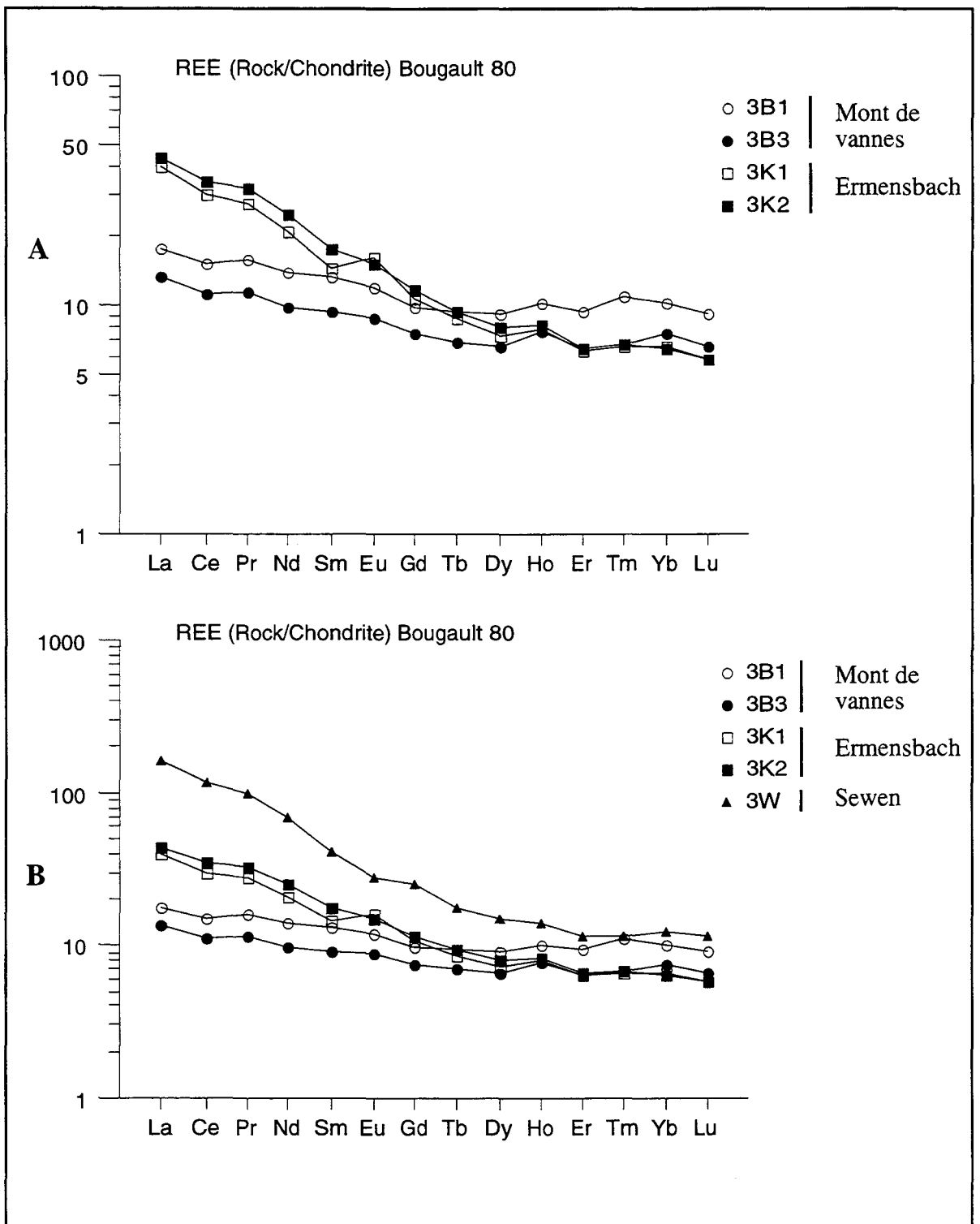


Figure II - 30 : Spectres de terres rares des roches plutoniques normalisés aux chondrites (Bougault, 1980)

A - Gabbros ; **B** - Gabbros et Syénites (3W).

et en pyroxènes. Les pyroxènes bien que peu enrichis en Titane et en Fer (voir plus loin ChpI-III) par rapport à ceux du Mont de Vannes ne semblent pas être les seuls responsables des différences en éléments FeO*, TiO₂, MgO, ces éléments sont en grande partie supportés par l'abondance des titanomagnétites et des amphiboles secondaires, par la présence des biotites en milieu interstitiel et des pseudomorphes d'olivine et /ou d'amphiboles. Les plagioclases sont peu albitisés et séricitisés ils présentent des coeurs basiques. Aussi en réponse à des teneurs élevées en P₂O₅ les roches d'Ermensbach renferment des apatites dans leurs espaces interstitiels.

Eléments traces et terres rares :

Les différences citées des caractères pétrographiques se voient également au niveau des éléments traces. Les teneurs en éléments de transition et en éléments HFS (Nb ≈ 0.59 à 1.19 ppm et Zr ≈ 37 à 51 ppm dans celles du Mont de Vannes ; Nb ≈ 1.6 à 2 ppm et Zr ≈ 52 à 55 ppm dans celles d'Ermensbach) sont dans l'ensemble faibles et paraissent élevées dans les roches d'Ermensbach par rapport à celles du Mont de Vannes ; les teneurs en éléments LFS (Th, Ba, Sr) sont élevées dans les deux roches et peu faibles dans celles du Mont de Vannes par rapports à celles d'Ermensbach exprimant ainsi un caractère peu évolué des roches d'Ermensbach.

Les gabbros d'Ermensbach paraissent particulièrement enrichis en LREE et présentant des spectres fractionnés traduisant des rapports La/Yb ≈ 9.6 à 10 (Fig. II-30), ceux du Mont de Vannes présentent des spectres de terres rares moins fractionnés La/Yb ≈ 2.8 à 2.7.

Ces caractères ont permis de faire un parallélisme entre les caractères chimiques des gabbros du Mont de Vannes et les roches de l'unité I et les gabbros d'Ermensbach et les roches de l'unité II.

Dans les syénites les teneurs élevées en alcalins (Na₂O+K₂O ≈ 8.49 % , K₂O/Na₂O ≈ 1.22), les teneurs en Zr (≈ 297 ppm) et en Nb (≈ 14.4 ppm) ainsi que les rapports La/Yb (≈ 21.07), parallèlement aux caractères pétrographiques permettent de noter un parallélisme et une analogie de caractères avec les roches de l'unité III, en particulier celles de la classe des trachyandésites.

E - Synthèse et conclusions :

Eléments majeurs :

Les compositions saturées et sursaturées en Silice (SiO₂ > 45%) ainsi que la diversité des compositions présentée par les autres éléments majeurs et pouvant être suivie sur les

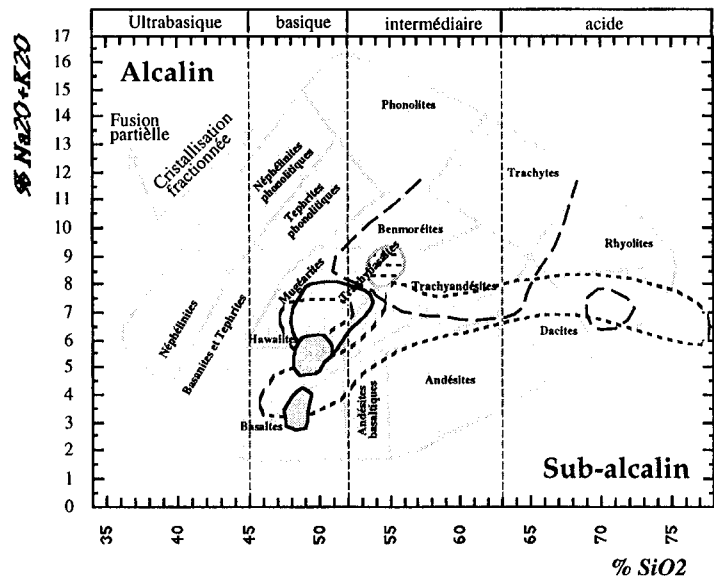
diagrammes des figures (II-32 et II-33), sont des caractéristiques géochimiques qui renforcent la répartition en unités des roches étudiées et qui permettent de souligner un parallélisme de composition entre les faciès plutoniques et les faciès volcaniques.

Ainsi en dépit de la mobilité des éléments chimiques de type alcalin ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) et en dépit des réserves que l'on est en droit de poser, il semble que des roches de l'Unité I, à celles des unités II et III, on puisse observer une augmentation de l'alcalinité de ces différents ensembles (fig.II-31), les roches de l'unité I étant les moins alcalines, celles de l'unité III étant les plus alcalines. Il apparaît que cette augmentation de l'alcalinité est associée à des teneurs de plus en plus élevées en potassium (fig.II-31B). C'est ainsi que les roches de l'unité I apparaissent comme étant les moins potassiques ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0.25$ à 0.5) (fig.II-31C); celles de l'unité II sont sensiblement plus potassiques ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0.5$ à 0.8), alors que celles de l'unité III sont les plus potassiques. Leur rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ généralement supérieur à 1, leur confère une affinité shoshonitique (Lefèvre, 1979).

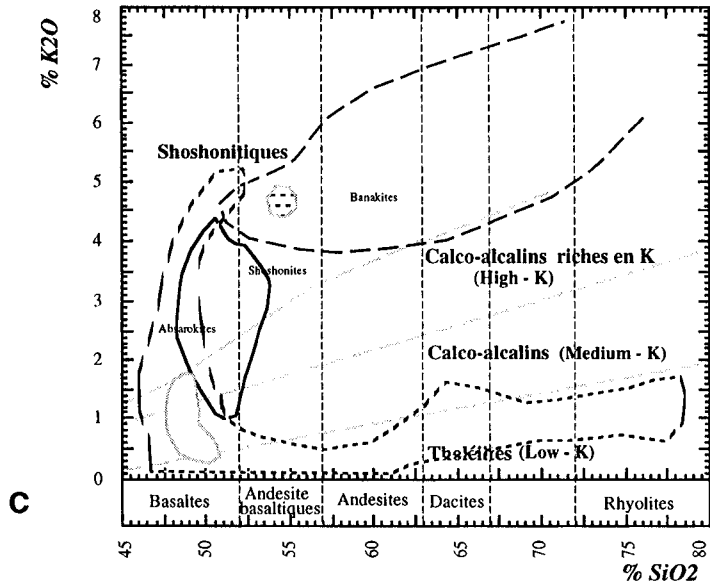
Les teneurs en TiO_2 obtenues pour l'ensemble des roches étudiées des trois unités volcaniques ainsi que pour celles plutoniques sont modestes ($\text{TiO}_2 < 1.52\%$). Celles - ci parallèlement à celles du FeO^* et du P_2O_5 présentent, au sein des termes les moins évolués, une évolution décroissante parallèlement à la croissance des teneurs en K_2O et en SiO_2 depuis les faciès de l'unité I passant par ceux de l'unité II vers ceux de l'unité III. Cette évolution rapproche par des teneurs faibles en TiO_2 ($\approx 0,8\%$) et élevées en K_2O ($\approx 3,7\%$) les dolérites porphyriques du Saut de la Truite aux roches de l'unité II. Les concentrations en TiO_2 ainsi obtenues pour l'ensemble sont très atténuées par rapport à celles caractéristiques des roches alcalines (s.s).

La diminution des teneurs en Potassium pouvant être suivie sur le diagramme de Kuno (fig. II-31C) paraît se faire depuis les faciès les moins évolués de l'unité III et les syénites de Sewen à caractère très potassique ($\text{K}_2\text{O} > 4\%$) passant par les dolérites porphyriques et les roches de l'unité II à caractère potassique vers les roches basiques de l'unité I et les gabbros englobant des roches à caractère peu potassique et des roches à caractère très faiblement potassique.

Les teneurs en Magnésium sont, dans l'ensemble, moins élevées et n'excèdent jamais 8%. Celles les plus élevées caractérisent les roches de l'unité I, surtout les dolérites, les dolérites porphyriques du Saut de la Truite et les gabbros d'Ermensbach. Celles-ci n'excèdent pas 5% dans les roches des deux autres unités et sont relativement plus élevées dans les laves basiques de l'unité III par rapport à celles de l'unité II. Cette caractéristique chimique qu'on retrouve encore au niveau des éléments traces de transition montre que les roches basiques des trois unités n'englobent pas de basaltes à caractères primaires et suggère soit leur dérivation à partir de magmas parents pauvres en ces éléments ou leur dérivation à partir de magmas qui ont connu le déroulement de stades précoces de cristallisation de minéraux présentant des affinités pour les éléments compatibles. Un tel stade devrait produire des roches à caractères picritique ;



A
B



C

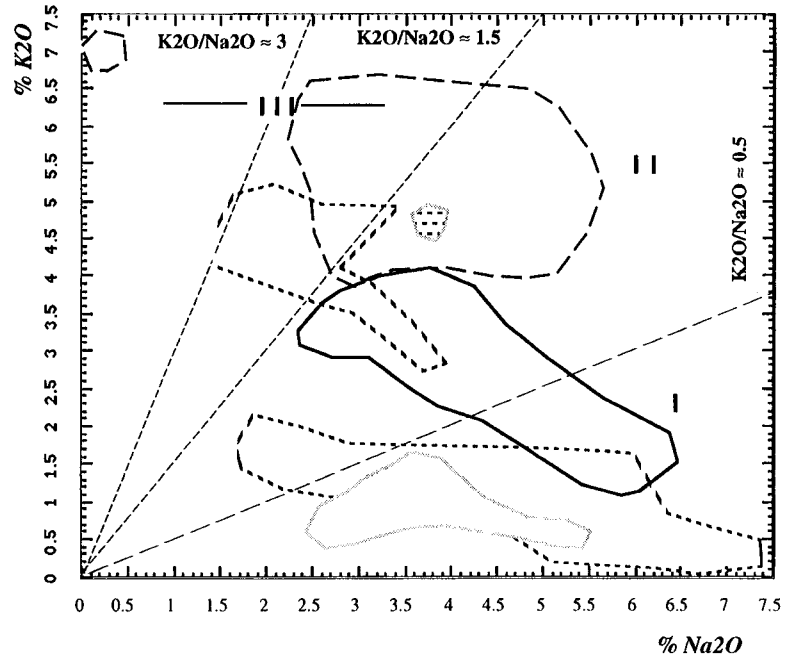


Figure II - 31 : Nomenclature et classification des roches des trois unités volcaniques et de celles plutoniques selon leurs compositions en éléments alcalins,

A - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979 ; la limite entre les séries magmatiques alcalines et celles subalcalines est établie par Miyashiro, 1978) ;

B - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966) ;

C - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Légende :

<ul style="list-style-type: none"> ⋯⋯⋯ Unité I - Tuf andésitique basaltique - Dolérites porphyriques - Dolérites - Basaltes et andésites basaltiques des coulées à Pillow lavas - Dacites-rhyodacites et rhyolites (Kératophyres et orthophyres) 	<ul style="list-style-type: none"> ○ Unité II - Roches andésitiques 	<p>Roches plutoniques</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ Gabbros ○ Syénites <p>I = domaine sodique II = domaine potassique III = domaine hautement potassique</p>
<ul style="list-style-type: none"> - Trachyandésites facès des Porphyres - Trachyandésites facès peu porphyriques - Rhyolites - Trachytes 		

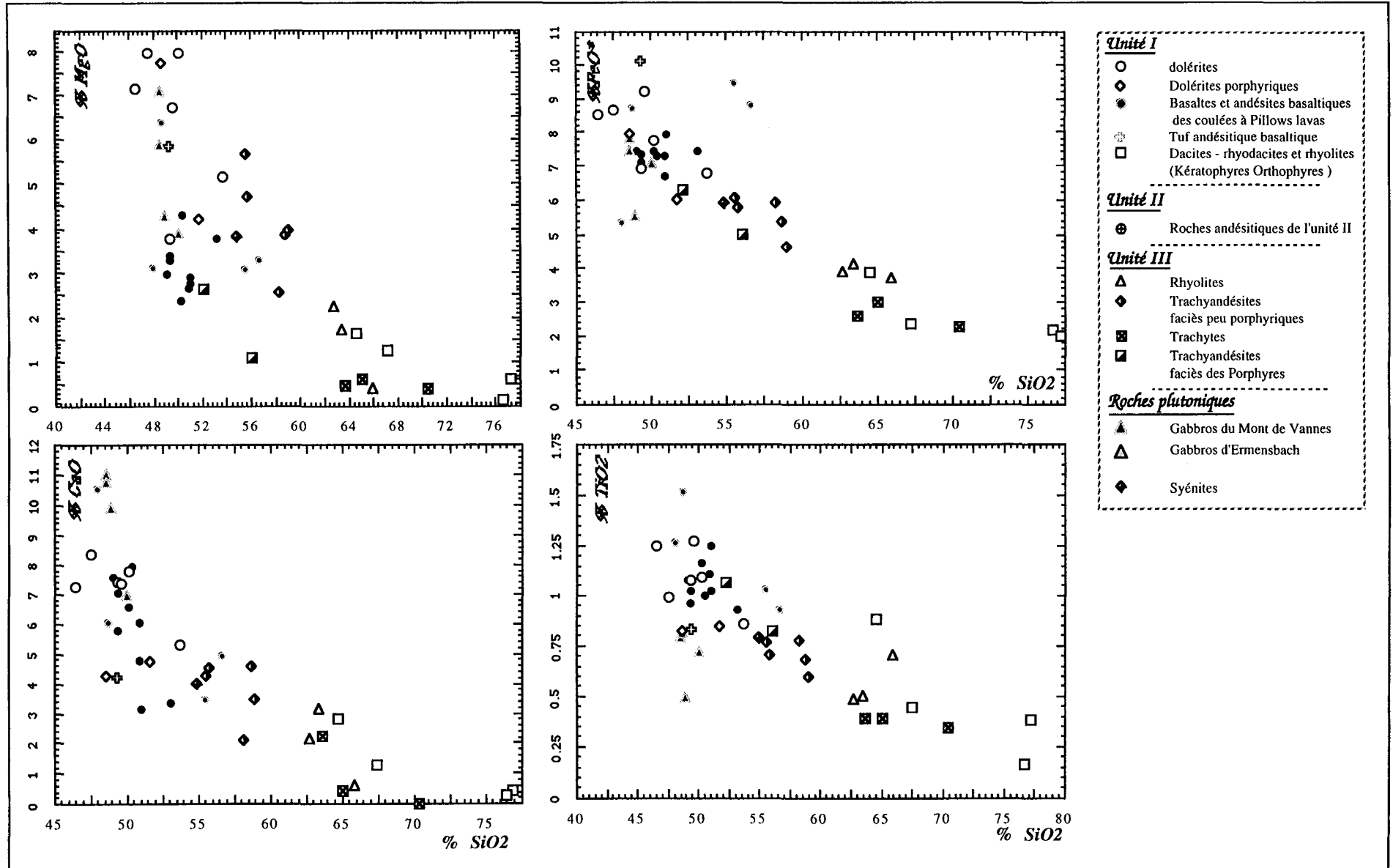


Figure II-32: Diagrammes binaires exprimant la variation des teneurs des éléments majeurs en fonction de la Silice .

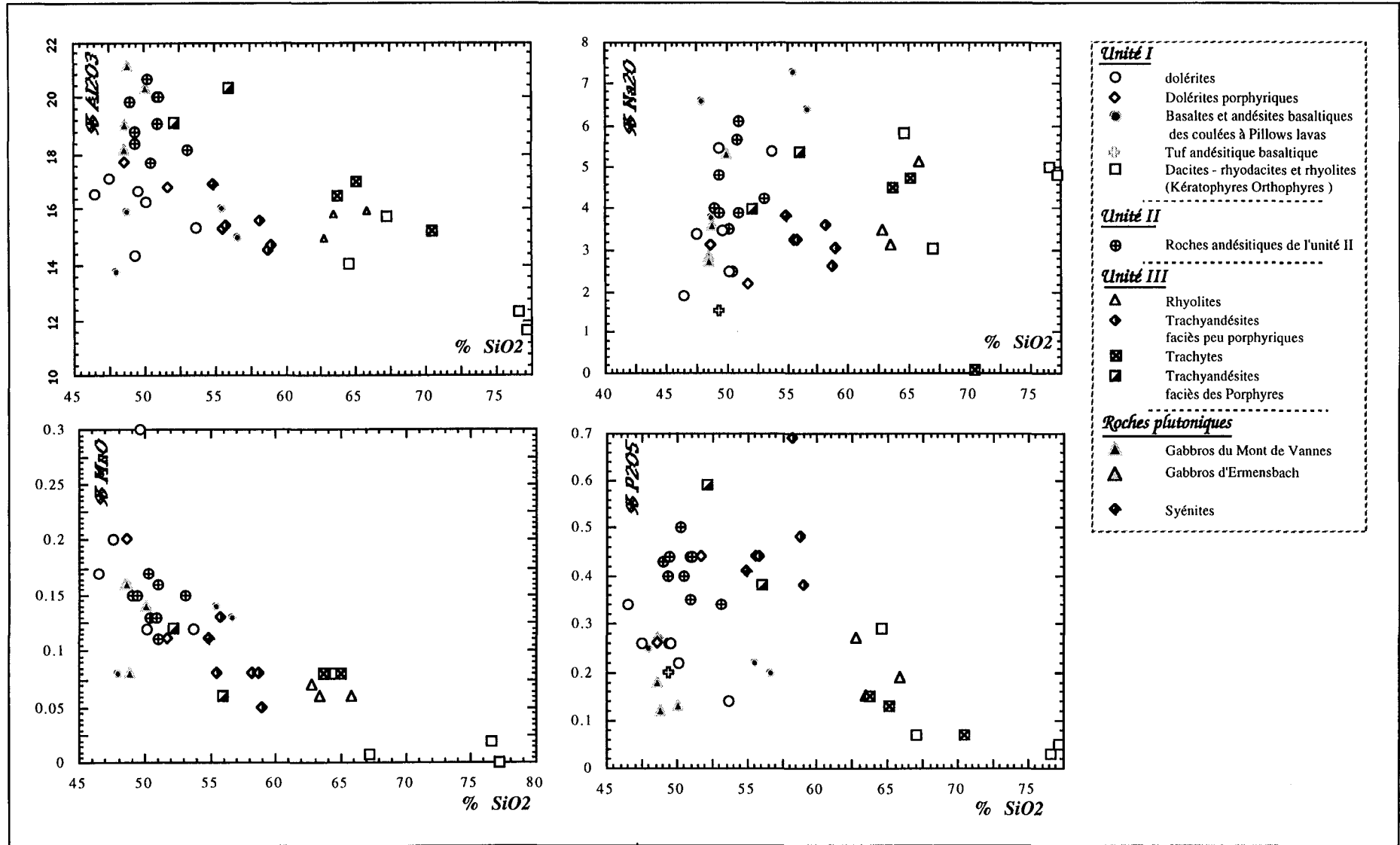


Figure II-33 : Diagrammes binaires exprimants la variation des teneurs des éléments majeurs en fonction de la Silice (suite).

nous signalons l'absence de tels produits dans les affleurements accessibles jusqu'ici dans le massif.

Les évolutions des teneurs en MgO, Al₂O₃, CaO en fonction de la Silice (figII-33), montrent une chute presque continue depuis les roches de l'unité I vers celles de l'unité III; tandis que les roches de l'unité II, dont les caractères pétrographiques prévoient un indice important de porphyrisme et une minéralogie dominée par les phénocristaux de plagioclases, se disposent de telle façon que pour une très faible variation de l'indice de différenciation ($SiO_2 \approx Cst$ ou $FeO^*/MgO \approx Cst$), leurs teneurs en MgO varient énormément. Ce fait qui suggère, contrairement aux observations pétrographiques, une cristallisation guidée par l'olivine, représente le résultat de l'effet de l'accumulation du plagioclase sur la chimie de ces roches.

Les éléments traces et les REE:

--- Eléments traces :

Parallèlement à celles du MgO, les teneurs des éléments de transition Ni et Cr sont élevées dans les laves basiques de l'unité III par rapport à celles de l'unité II. Cependant, dans l'ensemble des roches des trois unités, le Ni est généralement < 90 ppm, \approx 120 ppm dans l'échantillon de coulées à pillows lavas du Mont de Vannes et \approx 106 ppm dans une dolérite de la Goutte d'Ulysse), le Cr peut atteindre des valeurs de 290 ppm dans l'unité I, 250 ppm dans l'unité III et inférieures à 60 ppm dans l'unité II. Ces propriétés soutiennent les interprétations faites ci-dessus pour le MgO.

Les éléments LFS (Th, U, Rb, Ba et Sr) expriment un enrichissement continu de leurs teneurs depuis les roches de l'unité I vers celles de l'unité III passant par celles de l'unité II. Cet enrichissement paraît irrégulier lors du passage depuis l'unité II vers l'unité III pour les éléments Rb, Ba et Sr ; ces derniers étant ceux fractionnés par les feldspaths expriment ainsi le rôle des différences minéralogiques entre les faciès des deux unités. Ceci montre également l'effet du fractionnement élevé du plagioclase caractérisant les roches de l'unité II sur leurs caractères géochimiques.

Les teneurs en éléments HFS sont faibles dans l'ensemble des roches concernées par l'étude. Les abondances obtenues, en augmentant depuis l'unité I passant par l'unité II vers l'unité III, permettent de retrouver la diversité et la répartition en unités des roches.

Les faibles teneurs en ces éléments, en étant une propriété commune à l'ensemble des roches des trois unités ainsi qu'aux roches plutoniques, et étant donnée l'absence de sélectivité en rapport avec la variation de faciès au sein de chaque unité, on ne peut pas invoquer une origine secondaire. Celles-ci constituent un point commun des magmas des trois unités et devraient être mises en rapport avec le caractère de leur source et de l'évolution de leurs

magmas primaires. La variation de ces teneurs d'une unité à l'autre peut être mise en rapport avec la dynamique du contexte guidant celles des magmas et de la source.

--- *Les REE* :

Les teneurs des terres rares et les rapports La/Yb augmentent depuis les roches de l'unité I passant par celles de l'unité II vers celles de l'unité III.

La récapitulation de l'ensemble de ces caractères géochimiques, des différentes roches étudiées, montre un rapprochement et un parallélisme de composition entre les roches de l'unité III (Viséen supérieur), les dolérites porphyriques de la Goutte d'Ulysse (Viséen inférieur de l'unité I) et les syénites de Sewen. Ces roches sont caractérisées par de teneurs et des rapports des éléments hygromagmatophiles (voir plus loin dans ce travail ChpII-PIII) qui sont relativement les plus élevés par rapport à celles des faciès des deux autres unités ;

les roches de l'unité II (Viséen supérieur basal), les gabbros d'Ermensbach ainsi que les dolérites porphyriques du Saut de la Truite (Viséen inférieur de l'unité I) présentent un parallélisme de leurs caractères géochimiques et des valeurs intermédiaires des rapports en éléments traces hygromagmatophiles entre celles des faciès des unités I et III ; la chimie des éléments traces (Rb, Ba, Sr et Y Cr, Ni) et du K₂O placent les dolérites porphyriques à la limite des roches de l'unité II et celles de l'unité III ; leurs rapports d'éléments (voir plus loin dans ce travail ChpII-PIII) les associent avec les roches de l'unité II.

Les roches de l'unité I ont des valeurs faibles des rapports des éléments traces et terres rares et présentent un parallélisme de caractères chimiques avec les gabbros du Mont de Vannes.

L'augmentation au cours du temps des teneurs en potassium, associée à celle du rapport K₂O/Na₂O des laves sont celles qui sont habituellement reconnues pour des associations magmatiques à caractère orogénique (Gill, 1981).

De la même façon, toutes les laves basiques caractérisées par de faibles teneurs en TiO₂, et en éléments de transitions présentent là encore un trait majeur du volcanisme orogénique (Jakes et White, 1972 ; Bébien, 1980).

Ces observations suggèrent donc pour l'ensemble des roches volcaniques un *caractère orogénique*.

PARTIE III

Identification et pétrogenèse des lignées magmatiques

**Caractérisation de leurs affinités
et de leurs sites géodynamiques**

Après avoir présenté les caractères généraux pétrographiques, géochimiques des roches magmatiques des différentes unités, il importe à présent de définir avec plus de précisions la typologie de ces magmas, leur pétrogenèse et leurs relations mutuelles. Cette étude sera abordée à partir des données minéralogiques acquises à propos des clinopyroxènes (chap.I) et à partir du traitement des données géochimiques (chap. II, III et IV).

Ces études permettront d'identifier les différentes lignées magmatiques et de les situer du point de vue géodynamique dans la géotectonique varisque.

Chapitre I

Etude des clinopyroxènes - Cristallochimie et caractérisation

La cristallographie des clinopyroxènes des roches magmatiques, fonction de la composition des magmas, permet une approche de la typologie de ces derniers (Leterrier et al., 1982 ; Marcelot et al., 1983 ; 1988). Afin de s'affranchir des phénomènes de trempe, qui n'autorisent pas un équilibre liquide-solide, il importe de ne prendre en considération que la composition chimique des phénocristaux et d'ignorer les microlites. C'est ainsi que nous avons procédé.

I - ETUDE CRISTALLOCHIMIQUE

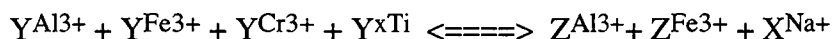
A - Principes généraux

Pour des formules structurales de clinopyroxènes calculées sur la base de six oxygènes, l'introduction de l'aluminium dans le site tétraédrique Z crée un déficit de charge. Ce dernier est compensé au niveau du premier site pseudo-octaédrique hexacoordonné (Y) par des substitutions, qualifiées de **tschermakitiques**, engageant les éléments susceptibles d'être incorporés dans ce site. Ces éléments qui se substituent aux éléments Al^{IV} et éventuellement Fe^{3+IV} sont dans le site Y^{VI} : Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} et Ti^{4+} .

Le site X (octaédrique hexacoordonné) occupé par le calcium a la capacité d'incorporer des cations de grande taille tels Na et K. L'introduction de ces éléments dans ce site crée un déficit de charge et induit des substitutions avec les éléments du site Y, ces substitutions sont qualifiées de **jadéitiques**.

La composition chimique d'un pyroxène peut ainsi être traduite en une représentation permettant de tenir compte de l'ordre de ces substitutions entre elles. Il s'agit à l'issue de la formule structurale de procéder aux calculs des composants polaires non quadrilatéraux du pyroxènes. Ce sont les composantes CaTs ($CaAl^{VI}Al^{IV}SiO_6$), CaTiTs ($CaTiAl_2O_6$), FaTs ($CaFe^{3+(Cr)}Al^{VI}SiO_6$), acmite ($Na_{(+K)}Fe^{VI}(Cr)Si_2O_6$) et jadéite ($Na_{(+K)}Al^{VI}Si_2O_6$).

L'équation de balance des charges entre les divers sites exprime ces faits comme suit :



En règle générale, les couples de substitutions $Al^{VI}-Al^{IV}$, et $Fe^{3+}-Al^{IV}$, significatifs de la quantité de Al^{IV} combinée sous forme de **FaTs** ($CaFe^{3+}Al^{VI}SiO_6$), quand ils sont dominants caractérisent les roches orogéniques par rapport à celles des suites transitionnelles où les couples $Fe^{3+}-Al^{IV}$ sont réduits au profit des couples $Ti-2Al^{IV}$ du type tschermakitique ($CaTiTs$) et celui $Na-Fe^{VI}$ du type jadéitique (acmite ou jadéite). Les couples de substitutions $Ti-2Al^{IV}$ ($CaTiTs$) lorsqu'ils sont importants expriment une affinité alcaline (Marcelot et al., 1983 ; Boumehdi, 1986 ; Marcelot et al., 1988).

La dominance d'un couple de substitution par rapport à un autre, pour caractériser une affinité magmatique donnée, illustre le lien existant entre le type de couples de substitutions et la nature du magma ou du contexte de production du magma. Ceci revient à dire que le type de substitution ou l'incorporation d'un élément par rapport à un autre est dépendant des conditions de genèse du magma. Ceci est mieux exprimé par la cristallogénie des **cpx à caractère magnésien** des magmas primaires. En effet, dans les magmas évolués les changements de composition accompagnant les fractionnements minéralogiques impliquent que les facteurs pouvant contrôler le partage des éléments deviennent multiples. C'est ainsi que les éléments Fe, Ti et Al engagés dans ces substitutions sont soumis, à l'origine au contrôle de la nature du magma primaire initial, puis, ensuite, à des paramètres physico-chimiques inhérentes à l'évolution de ce magma. L'un des plus important de ces facteurs est la *fugacité d'oxygène* ; celle-ci joue un rôle important dans le contrôle de l'incorporation du Fer (FaTs) relativement aux autres éléments Ti ($CaTiTs$) et Al. Ceci affectera ainsi indirectement les valeurs du rapport Al/Ti .

La mise en solution du titane dans les cpx est classiquement interprétée par la substitution $2Al^{IV}-Ti$. Cette dernière s'exprime par une corrélation dans un rapport de 2 entre ces deux éléments, et est fonction de la *fugacité d'oxygène*. C'est ainsi que lorsque la fugacité d'oxygène est faible, les teneurs en titane sont élevées. En effet, dans de telles conditions le fer est maintenu sous forme réduite et la substitution $2Al^{IV}-Ti$ ($CaTiTs$) est favorisée par rapport à celle de la FaTs. Par conséquent, l'incorporation forte du titane atténuera fortement les valeurs du rapport Al/Ti .

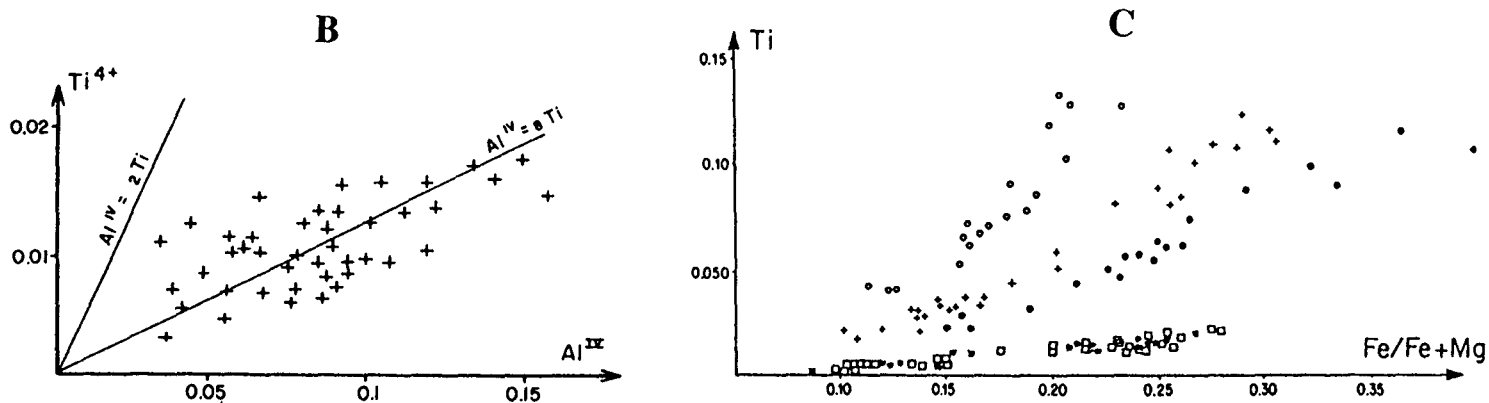
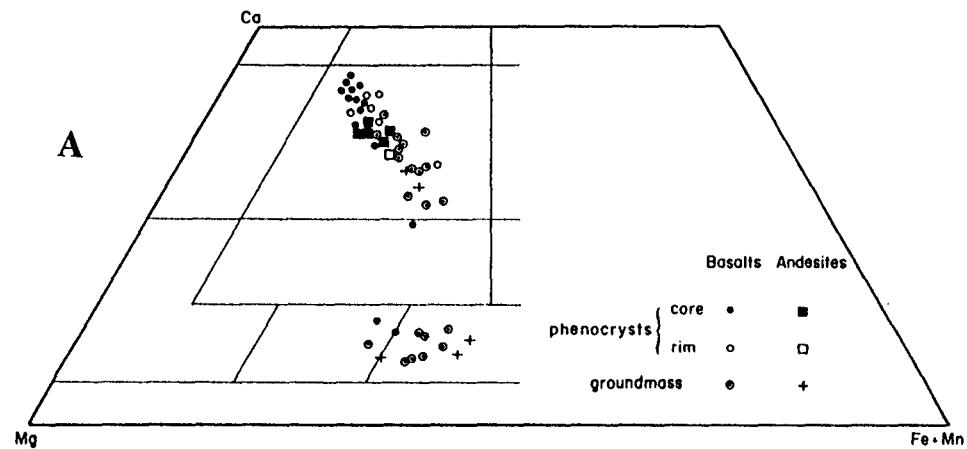


Figure III-1 : A - Compositions des clinopyroxènes des laves du Mt. Rantop (île d'Erromango de l'arc des Nouvelles Hébrides, Marcelot et al., 1983).

B - Relations Ti/Al^{IV} des clinopyroxènes des basaltes tholéïtiques du Mt Rantop (île d'Erromango de l'arc des Nouvelles Hébrides, Marcelot et al., 1983).

C - Augmentation comparée des teneurs en Ti en fonction du rapport $Fe/Fe+Mg$ dans les clinopyroxènes des laves des séries de divers contextes géologiques :

Séries orogéniques : carré = île d'Erromango (arc des Nouvelles Hébrides); étoile = île de Saint-Vincent (arc des Antilles) ; Séries anorogéniques : cercle vide = volcan Bisoke; croix = volcan Karisimbi (série alcaline potassique du rift Est Africain au Rwanda); cercle plein = chaîne de Jabal al Abyad (série moyennement alcaline, Arabie Saoudite) .

Ces substitutions montrent que la connaissance de l'excès d'Al par rapport à 2Ti est très importante pour mieux caractériser le rapport Al/Ti; aussi dans le détail étant donné que cette substitution n'engage que la forme tétraédrique de l'aluminium, l'excès d'Al sera estimé en vérifiant la variation du rapport Al^{IV}/Ti autour de la valeur 2 ; ceci correspondrait à la demi-valeur du coefficient de la corrélation devant être obtenue par référence à Kushiro (1960) entre Al^{IV} et Ti.

Par opposition aux conclusions de Duke (1976) et McPherson (1977), relative à la proportionnalité entre la solubilité du titane dans les cpx et dans leurs magmas hôtes, Marcelot et al., (1988) concluent que dans les cpx précoces à caractères magnésiens (diopside et endiopside) des différentes suites magmatiques, les proportions en Ti augmentent proportionnellement aux valeurs de XFe (Fe/Fe+Mg). Selon ces auteurs, les modèles d'enrichissement en Ti diffèrent selon les teneurs en cet élément des magmas primaires. C'est ainsi que dans les modèles d'évolution (Ti-XFe) des cpx des roches transitionnelles et ceux alcalines potassiques des rifts continentaux (Marcelot et al., 1988), les teneurs en Ti sont élevées par rapport à celles des séries orogéniques (fig. III-1C).

B - Les substitutions ioniques dans les clinopyroxènes étudiés

Dans les roches étudiées les cpx ont des compositions évoluant depuis des diopsides - endiopsides à des salites et augites (cf. Partie II - chap. II). Les diopsides et les endiopsides paraissent sur la base de considérations pétrographiques être des phases subliquidus ou appartenir à des enclaves homogènes. Leurs teneurs relativement élevées en chrome témoignent de leur caractère primaire.

Les formules structurales calculées pour une maille élémentaire sur la base de six oxygènes (Tabl. 1 à 13, annexe I) et quatre cations, permettent de constater que tous les pyroxènes sont riches en silice et contiennent suffisamment d' Al^{IV} pour satisfaire le déficit du site tétraédrique, l'excédent d'aluminium (Al^{VI}) se situant dans le site octaédrique (Y). On peut également noter une identité de composition entre les pyroxènes des roches effusives et les pyroxènes des roches plutoniques gabbroïques.

Les calculs des composants polaires non quadrilatéraux (Tabl. 14 à 16, annexe I), montrent une dominance des pôles CaTs et FaTs par rapport aux pôles CaTiTs et acmite. Ceci indique que **les substitutions tschermakitiques du type $Al^{VI}-Al^{IV}$** représentatives de la quantité d' Al^{IV} combinée sous forme de CaTs ($CaAl^{VI}Al^{IV}SiO_6$) sont importantes dans ces cpx. Aussi les rapports Al/Ti des cpx magnésiens ont des valeurs élevées, supérieures à 10.

Les corrélations Al^{IV} -Ti (Fig. III-1B et III-4) s'éloignent énormément de celles $Al^{IV} \approx 2Ti$. Cette dernière représente le cas extrême où tout le Al^{IV} serait lié au titane. Les valeurs des droites de corrélations $Al^{IV} \approx 3 * (2Ti)$ et $5 * (2Ti)$, sont élevées et témoignent qu'une petite

quantité seulement d'Al^{IV} est combinée sous forme de CaTiTs. Ces caractéristiques rappellent celles **des roches orogéniques**, traduisant à la fois des **valeurs élevées de fO₂**. Elles traduisent également des rapports **Al/Ti** élevés par rapport aux roches anorogéniques (Fig. III-2).

Les rapports Al^{VI}/Al^{IV}, utilisés pour estimer les pressions de cristallisation (Marcelot et al., 1988 ; Boumehdi, 1986 ; Chalot-prat, 1991), traduisent, pour leur part une évolution et cristallisation de ces pyroxènes à des pressions moyennes (Fig. III-3).

Les modèles d'évolutions du titane en fonction de XFe (Fig. III-5) montrent que tous ces cpx présentent des proportions atomiques très faibles en titane depuis les valeurs les plus faibles de XFe (≈ 10) vers celles les plus élevées (≈ 32 à 34). Ces faibles valeurs en TiO₂ des cpx traduisent une évolution de magmas à caractère faiblement titanifère permettant de les associer aux évolutions des **séries orogéniques** [Nouvelles Hébrides (Erromango) et Petites Antilles (St Vincent) (Marcelot et al., 1991) ; Andes (Lefèvre, 1979)].

Les propriétés chimiques et cristallographiques des clinopyroxènes, aussi bien des roches effusives que des roches plutoniques gabbroïques, traduisent donc un magmatisme à caractère orogénique.

1 - Unité I

Les clinopyroxènes des roches de la **série de Plancher-Bas**, autres que les ¹basaltes du Mont de Vanne, correspondant à la fois aux roches plutoniques (cumulats gabbroïques) et aux laves (andésites basaltiques) (fig. III-5) présentent les quantités les plus faibles en titane (< 0,02) par rapport aux cpx des autres roches de l'unité I. Les évolutions de Ti en fonction de XFe (Fig. III-5) montrent pour les phénocristaux une quasi constance des teneurs en cet élément. Les relations Ti / XFe sont analogues à ceux obtenus pour les cpx des roches à caractère orogénique (Marcelot et al., 1988 ; Lefèvre, 1979).

Les valeurs des corrélations Al^{IV}-Ti (fig. III-4A) sont élevées : (Al^{IV} $\approx 4 * (2Ti)$ à $5 * (2Ti)$) pour les **phénocristaux** et Al^{IV} $\approx 3 * (2Ti)$ pour les **microphénocristaux**¹). Ces valeurs signifient qu'une petite quantité seulement d'Al^{IV} est combinée sous forme de CaTiTs. Cette quantité, évaluée d'après la pente de ces corrélations, est voisine de 20 à

¹Les **microphénocristaux de cpx** des roches d'une série magmatique donnée, peuvent présenter des teneurs en Titane relativement enrichies par rapport à celles des phénocristaux de ces mêmes roches (Leterrier et al., 1982).

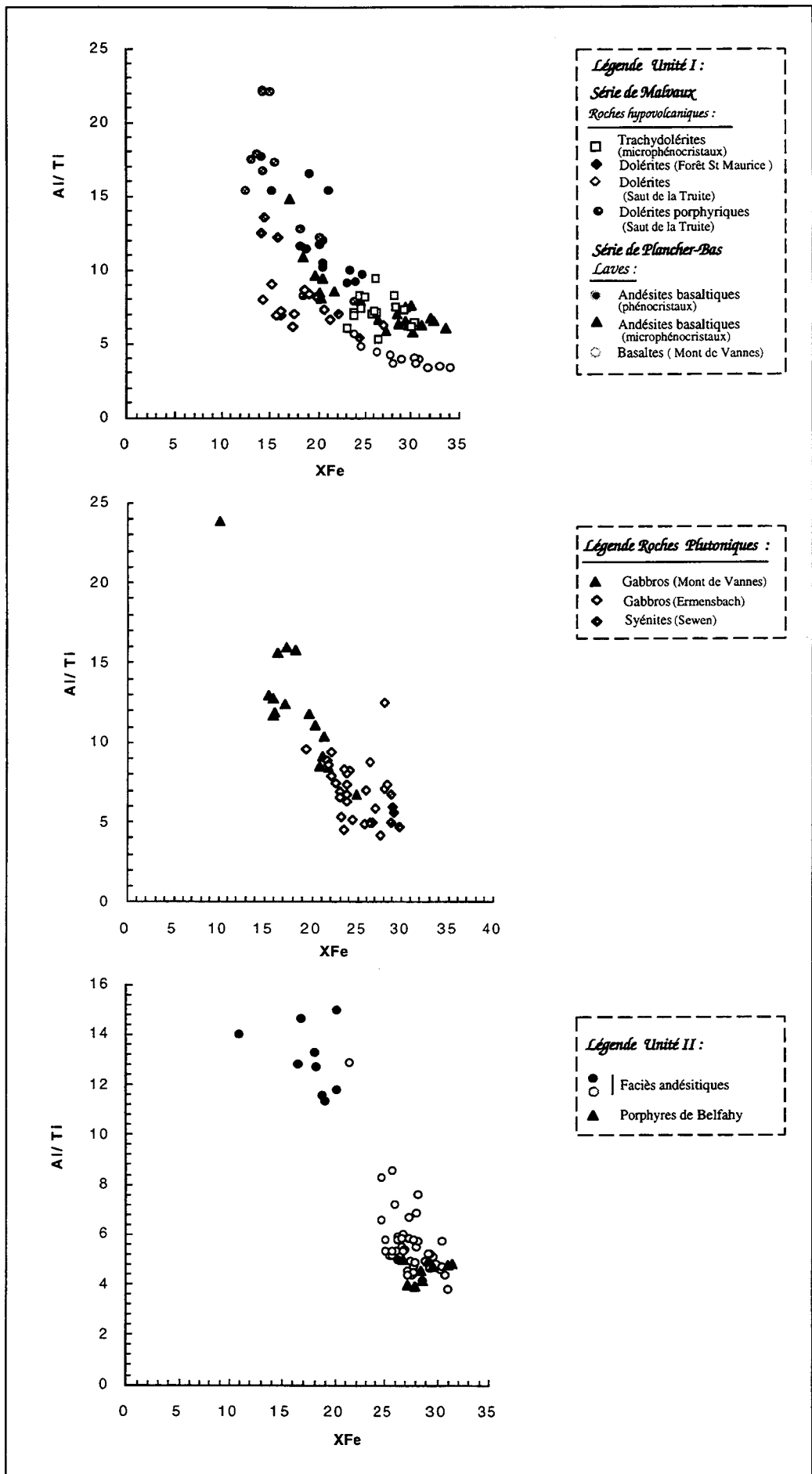


Figure III-2 : variation des rapports Al/Ti en fonction de la différenciation dans les clinopyroxènes des roches volcaniques des unités I et II ainsi que dans les roches plutoniques .

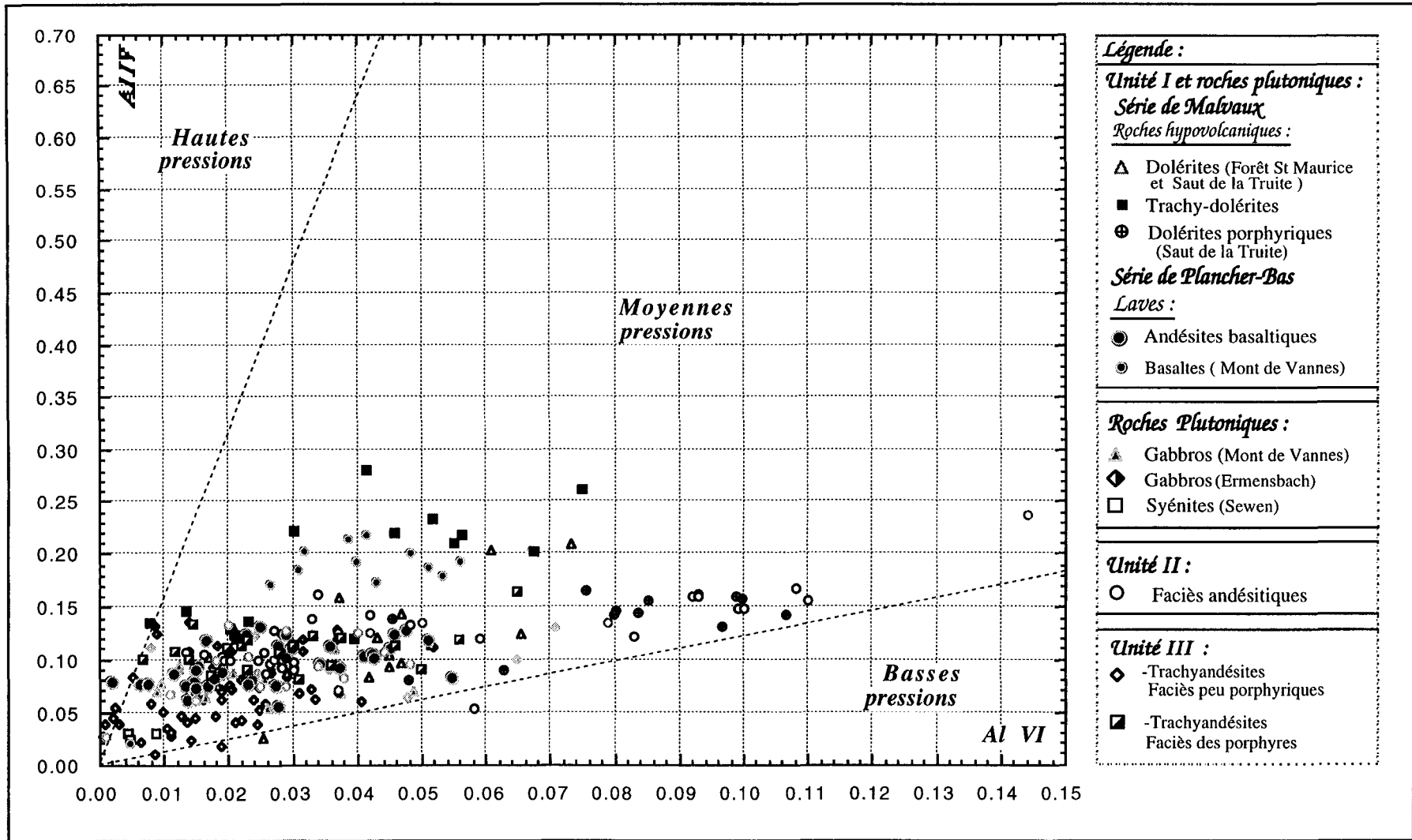
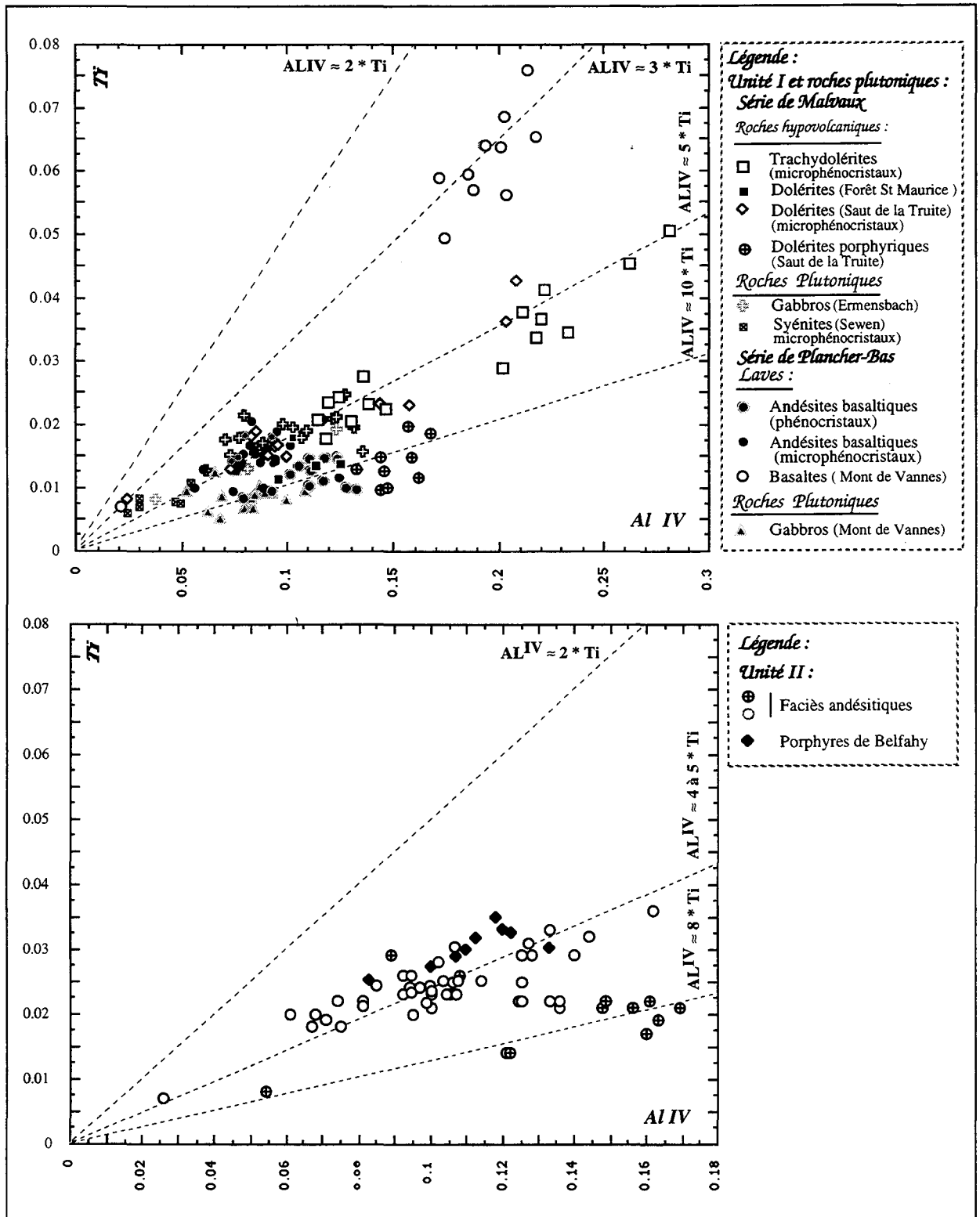


Figure III - 3 : Diagramme AIV - AIV des clinopyroxènes des roches volcaniques et plutoniques étudiées. Le diagramme comporte également les champs définis par les clinopyroxènes cristallisant sous différents intervalles de pressions.



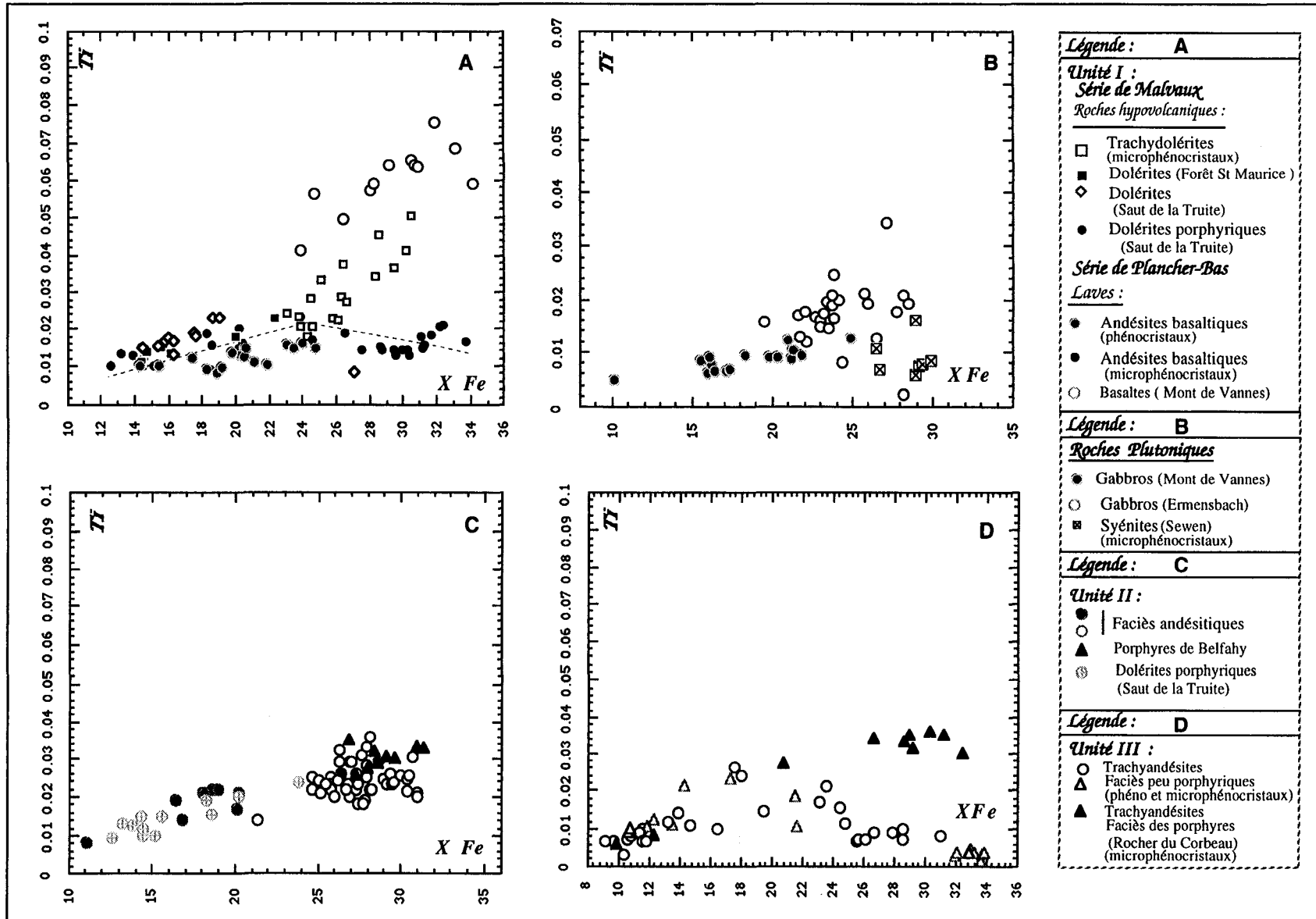


Figure III-5 : diagrammes Ti-XFe des clinopyroxènes des roches plutoniques et volcaniques étudiées.

25% dans les phénocristaux, et est similaire à celle reportée pour les laves orogéniques (Marcelot et al., 1983).

Les calculs des composants polaires non quadrilatéraux (Tabl. 14 à 16, annexe I), montrent une dominance des pôles CaTs (24 à 30%) et FaTs (45 à 52.2%) par rapport à CaTiTs (10%) et acmite (14 %). Les valeurs de rapport Al/Ti sont élevées et supérieures à 10 dans les cpx à caractère magnésien. Ces caractéristiques rappellent celles des laves orogéniques ayant évoluées sous forte fugacité d'oxygène (Marcelot et al., 1988).

Le cas particulier des basaltes du Mont de Vanne :

Les basaltes du Mont de Vannes relevant de la série de Planche-Bas présentent un mode de gisement en "pillow-lavas". Leurs clinopyroxènes présentent des caractères cristallogéniques de clinopyroxènes alcalins. En effet, dans ces clinopyroxènes on note une dominance des couples de substitution CaTiTs. La corrélation des éléments Ti-Al^{IV} est très voisine de 2Ti - Al^{IV} typique des roches alcalines. Nous reviendrons sur ce caractère particulier des pyroxènes de ce faciès dans la partie "caractérisation" de ce chapitre.

Les clinopyroxènes des *roches intrusives de la série de Malvaux* [dolérites et dolérites porphyriques du Saut de la Truite (éch. 3G2 et 3G1) et de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (éch. 3S)] présentent des teneurs très faibles en titane pour des valeurs très faibles en XFe (≈ 12 à 20 %); cependant ces teneurs même faibles paraissent sensiblement augmenter avec XFe (Fig. III-5) à proximité des phénocristaux et présenter une très légère diminution au niveau des microphénocristaux. La corrélation Al^{IV}-Ti est guidée par la droite d'équation Al^{IV} ≈ 10Ti pour les phénocristaux et par la droite d'équation Al^{IV} ≈ 5Ti pour les microphénocristaux.

Les clinopyroxènes des *roches plutoniques intrusives dans la série de Malvaux* (gabbros d'Ermensbach, syénites de Sewen) présentent des teneurs en Titane toujours faibles et des valeurs du XFe relativement élevées.

- Dans les gabbros les teneurs en titane des cpx paraissent analogues à celles des roches hypovolcaniques (≈ 0.01 à 0.02) et peu élevées par rapport aux gabbros de la série de Plancher-Bas. Ces pyroxènes sont également plus ferrifères (XFe ≈ 20 à 27) ce qui exprime un caractère plus évolué pour ces gabbros et peut être aussi une affinité différente de ceux de la série de Plancher-Bas.

- Dans les syénites les valeurs XFe deviennent plus élevées (≈ 26 à 30) et celles du titane plus faibles (≤ 0.01). Ceci est à mettre en relation avec une différenciation magmatique depuis les termes basiques (gabbros) vers les termes évolués (syénites).

Dans ces roches plutoniques, à la fois les gabbros et les syénites, la corrélation Ti-Al^{IV} (Fig. III-4A) s'éloigne de celle Al^{IV} ≈ 2Ti. Celle ci est guidée par la droite d'équation Al^{IV} ≈ 5 * Ti dans le cas des cpx des gabbros d'Ermensbach et des syénites (elle coïncide avec celle des microphénocristaux des roches volcaniques de l'unité I) et par celle d'équation Al^{IV} ≈ 10*Ti dans le cas des cpx des gabbros du Mont de Vannes (elle coïncide avec celle des phénocristaux des roches volcaniques de l'unité I à la fois celles de la série de Malvaux et de Plancher-Bas).

2 - Unité II

La chimie de leurs clinopyroxènes exprime leur caractère légèrement évolué. En effet, un enrichissement relatif en fer (XFe ≈ 25 à 32) par rapport aux roches basaltiques et gabbroïques de la série précédente peut être observé. Ces valeurs de XFe, associées aux teneurs en titane situées entre 0.02 et 0.03, suggéreraient une continuité de l'évolution depuis les faciès gabbroïques d'Ermensbach.

Les proportions atomiques en Al^{IV} des clinopyroxènes de ces roches sont inférieures à 0,15 et sont inférieures à celles des roches intermédiaires équivalentes alcalines (fig. III-1C).

La corrélation de leurs proportions atomiques en Ti et en Al^{IV} est matérialisée par une droite très distincte de celle Al^{IV} ≈ 2Ti. Elle est guidée par la droite d'équation Al^{IV} ≈ 4 * Ti. Ceci exprime un rapprochement des caractères entre les faciès de cette unité et les gabbros d'Ermensbach.

Les pyroxènes du porphyre de Belfahy paraissent pour leur part se distinguer par des teneurs en titane plus élevées (Ti ≈ 0.025-0.030).

3 - Unité III

Les pyroxènes analysables sont uniquement ceux des trachyandésites au sens large du terme (faciès peu porphyriques et porphyres).

Les modèles d'évolution du Titane en fonction de la différenciation (XFe) (fig. III-5) expriment dans l'ensemble un caractère légèrement titanifère et présentent deux étapes d'évolution. La première représentative des compositions des diopsides-endiopsides est caractérisée par une augmentation des teneurs en Ti depuis des valeurs voisines de 0,008 jusqu'à des valeurs voisines de 0,03 pour une variation de XFe située entre 8 et 18. La deuxième est caractérisée par une chute du Titane (depuis 0,03 à 0,002) parallèlement à l'augmentation du XFe (18 à 34). Ces évolutions suggèrent que la cristallisation de ces pyroxènes s'est effectuée en deux étapes. Dans une première étape, cristallisent dans des

conditions subliquides à partir du magma primaire des cpx magnésiens. Dans une deuxième étape, l'apparition des oxydes ferro-titanés sous des conditions de fugacité élevée d'oxygène, aurait eu pour conséquence de limiter l'introduction du titane lors de la cristallisation des pyroxènes. Les cpx de cette deuxième étape d'évolution présentent les mêmes caractères que ceux des syénites.

Sur ces modèles d'évolution du Ti en fonction du XFe, les cpx des porphyres (Rocher du Corbeau à Bourbach-le-Haut) sont disposés en groupe vers les valeurs élevées de XFe; leur position peu distincte de celle des cpx du deuxième stade d'évolution des trachyandésites (Fig. III-5), exprime un rapprochement de leurs caractères avec ceux des roches de l'unité II. De rares individus de leur population de cpx s'intègrent au premier stade de l'évolution (Ti-XFe) des trachyandésites et suggèrent la possibilité de rapports génétiques entre les magmas parents des deux faciès.

II - CARACTERISATION ET AFFINITÉ MAGMATIQUE

Les clinopyroxènes des divers faciès étudiés expriment des évolutions depuis le domaine des diopsides vers ceux des salites et augites. Ces évolutions correspondent à une diminution simultanée des concentrations en Mg au profit du Fe et éventuellement du Ca. Les diminutions parallèles du magnésium et du chrome sont significatives du déroulement de processus de fractionnement, et traduisent ainsi l'évolution de la composition du magma parent au cours de la cristallisation fractionnée.

Les évolutions vers le domaine augitique ou salitique peuvent ainsi correspondre à des changements systématiques de compositions associés à la différenciation et à l'affinité magmatique des magmas primaires (Marcelot et al., 1988).

Les remplacements du type Mg-Fe sont communément observés dans les évolutions calco-alkalines (Ewart, 1982) ; celles du type Mg-Ca, quand elles sont de faible degré, sont non tranchantes entre celles des roches tholéïtiques (notamment celles d'arcs) et celles des roches alcalines et transitionnelles. Les remplacements Ca-Fe peuvent caractériser les cpx des évolutions tholéïtiques (Marcelot et al., 1983).

De nombreux auteurs ont ainsi utilisé la cristallogénie des pyroxènes pour préciser la typologie des magmas. C'est ainsi que Kushiro (1960) et Le Bas (1962) ont étudié les variations de compositions des clinopyroxènes caractéristiques des différentes séries

magmatiques. Les diagrammes construits pour ce but sont fondés sur la base des comportements des couples d'éléments silice - aluminium et aluminium - titane.

Le jeu des diagrammes proposés par Leterrier et al., (1982) et Molard et al., (1983), en ne tenant compte que des phénocristaux, permet d'approcher, non seulement la typologie des magmas, mais aussi la situation géodynamique de genèse des magmas parents.

A - Méthodologies de Kushiro et Le Bas

1 - Principe

Kushiro (1960) en étudiant le comportement de la silice et de l'aluminium des clinopyroxènes, a construit, afin de caractériser les magmas, des diagrammes utilisant les proportions atomiques des ces éléments (formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes). En établissant la relation inverse existante entre l'aluminium et la silice dans les pyroxènes, cet auteur a délimité, sur des diagrammes du type Al/Si (fig.III-6) et Al^{IV}/Si , des domaines de compositions tholéiitiques ($Si \approx 1,9$ et $Al \approx 0,1$), alcalines ($Si \approx 1,8$ et $Al \approx 0,2$) et hyperalcalines ($Si \approx 1,7$ et $Al \approx 0,3$).

Le Bas (1962), reprenant les études de Kushiro, a proposé dans le même but les diagrammes du type SiO_2/Al_2O_3 (fig.III-7) et Alz/TiO_2 ($Alz = Al^{IV} * 100/2$) (fig. III-8).

2 - Résultats

Dans les diagrammes Al/Si (Kushiro, 1960) et Al_2O_3/SiO_2 (Le Bas, 1962) (fig. III-6 et III- 7) on constate que :

--- les clinopyroxènes de la plupart des roches des **unités I et II** expriment un caractère **subalcalin**, les échantillons présentant un caractère alcalin paraissent correspondre à des cas particuliers. Dans l'unité I les cpx occupant le domaine **alcalin et hyperalcalin** appartiennent respectivement aux dolérites porphyriques du Saut de la Truite, aux basaltes en pillow-lavas du Mont de Vanne ainsi qu'aux roches hypabyssales du Chalet St. Hubert.

--- les clinopyroxènes des roches **plutoniques** et des **trachyandésites de l'unité III** se situent dans le domaine des compositions **subalcalines**; seuls quelques rares individus appartenant aux Porphyres de cette unité ont tendance à se détacher vers le domaine alcalin ou vers la limite des deux domaines.

Dans le diagramme Alz / TiO_2 (fig. III-8) on constate que :

--- les cpx de l'unité I sont dans le domaine subalcalin et dans le domaine alcalin. Il est à noter que les cpx magnésiens, chromifères et alumineux se situent tous dans le domaine subalcalin. Parmi les roches occupant le domaine **alcalin** des diagrammes précédent, seuls les faciès à pillow-lavas du Mont de Vanne et le deuxième groupe de cpx des roches du Chalet St Hubert sont restés fidèles au domaine des compositions alcalines.

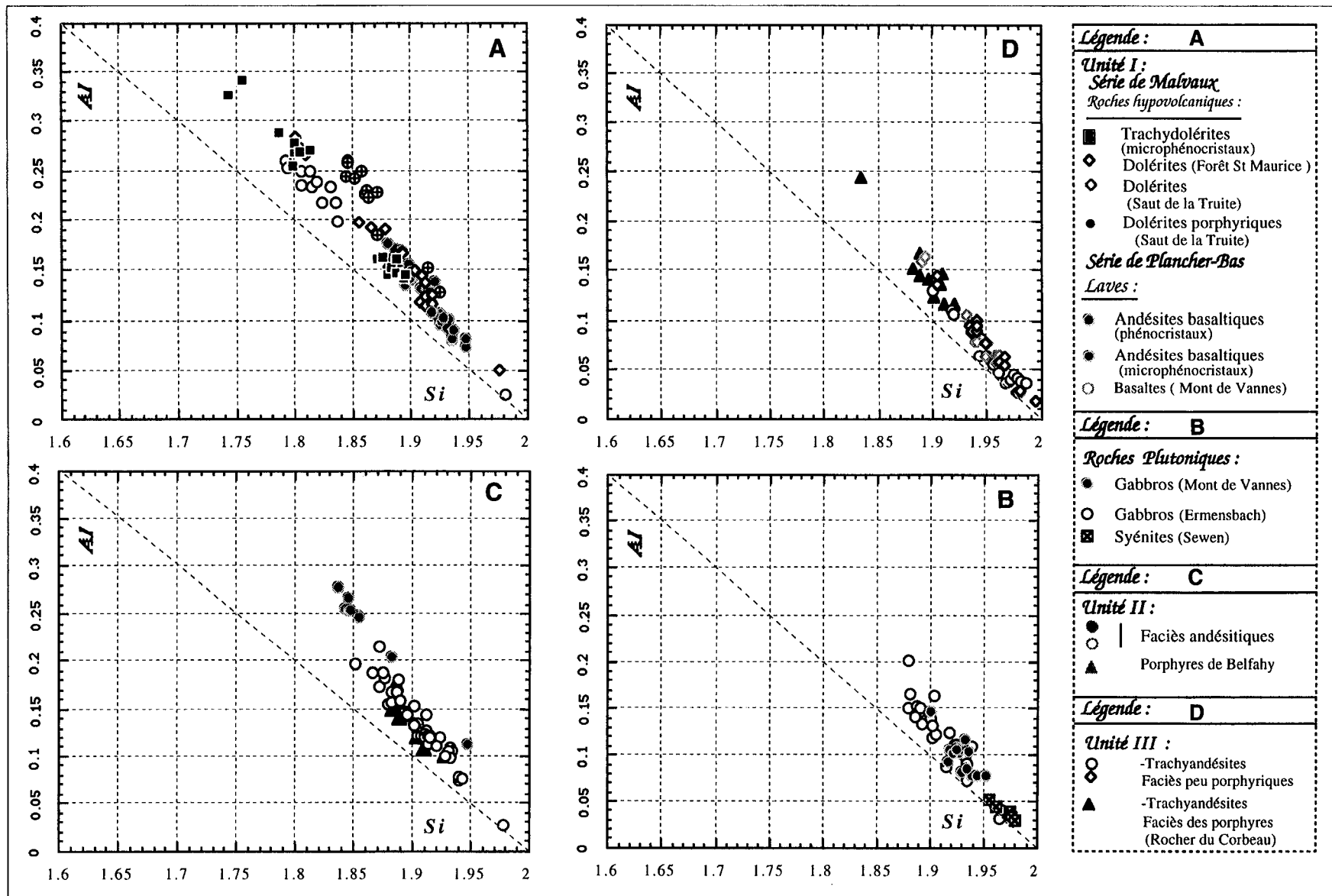


Figure III - 6 : positions des clinopyroxènes des roches étudiées à la fois celles volcaniques des trois unités et celles plutoniques dans le diagramme de caractérisation Al-Si (Kushiro, 1960).

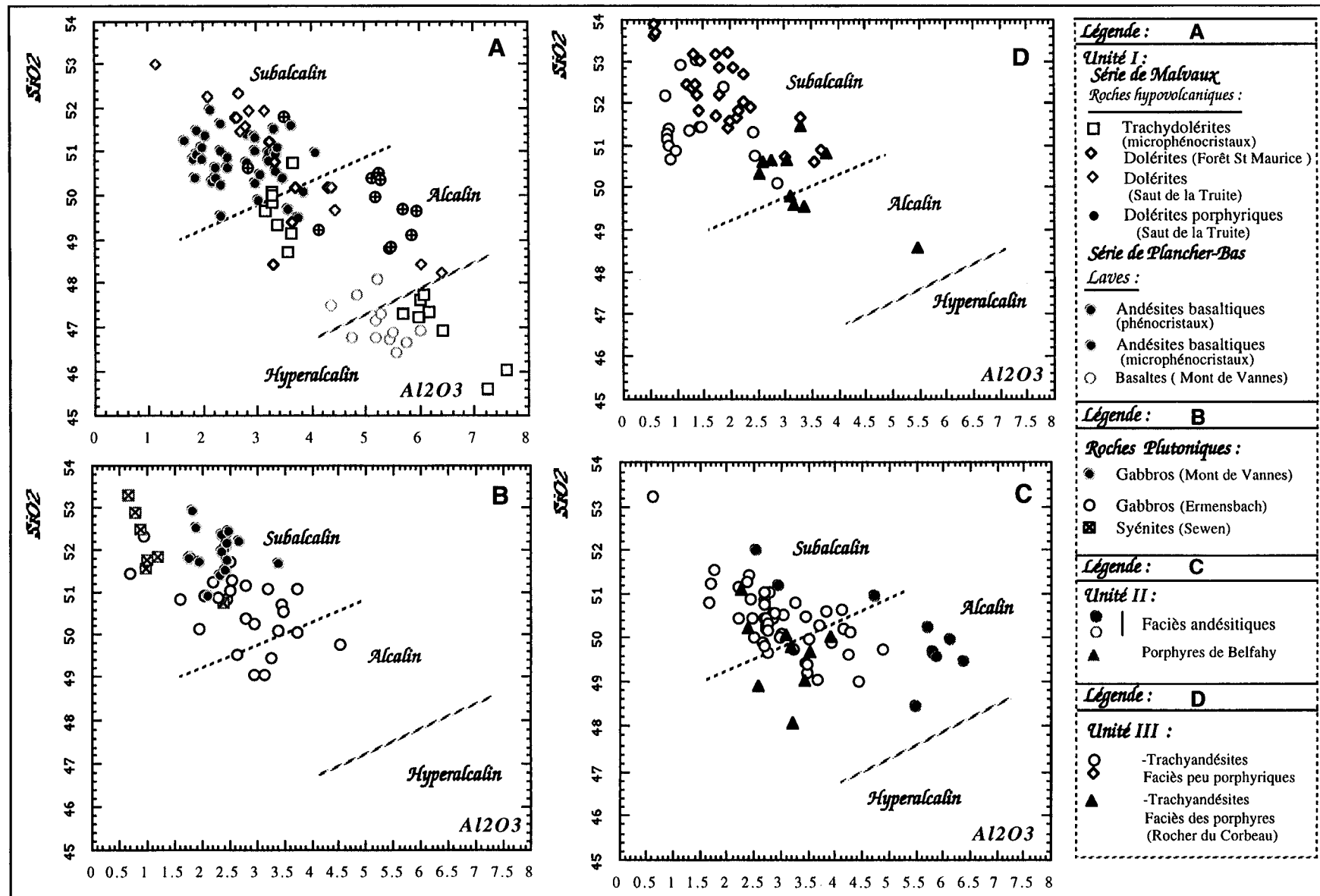


Figure III - 7 : positions des clinopyroxènes des roches étudiées à la fois celles volcaniques des trois unités et celles plutoniques dans le diagramme de caractérisation % SiO₂ - % Al₂O₃ (Le Bas, 1962).

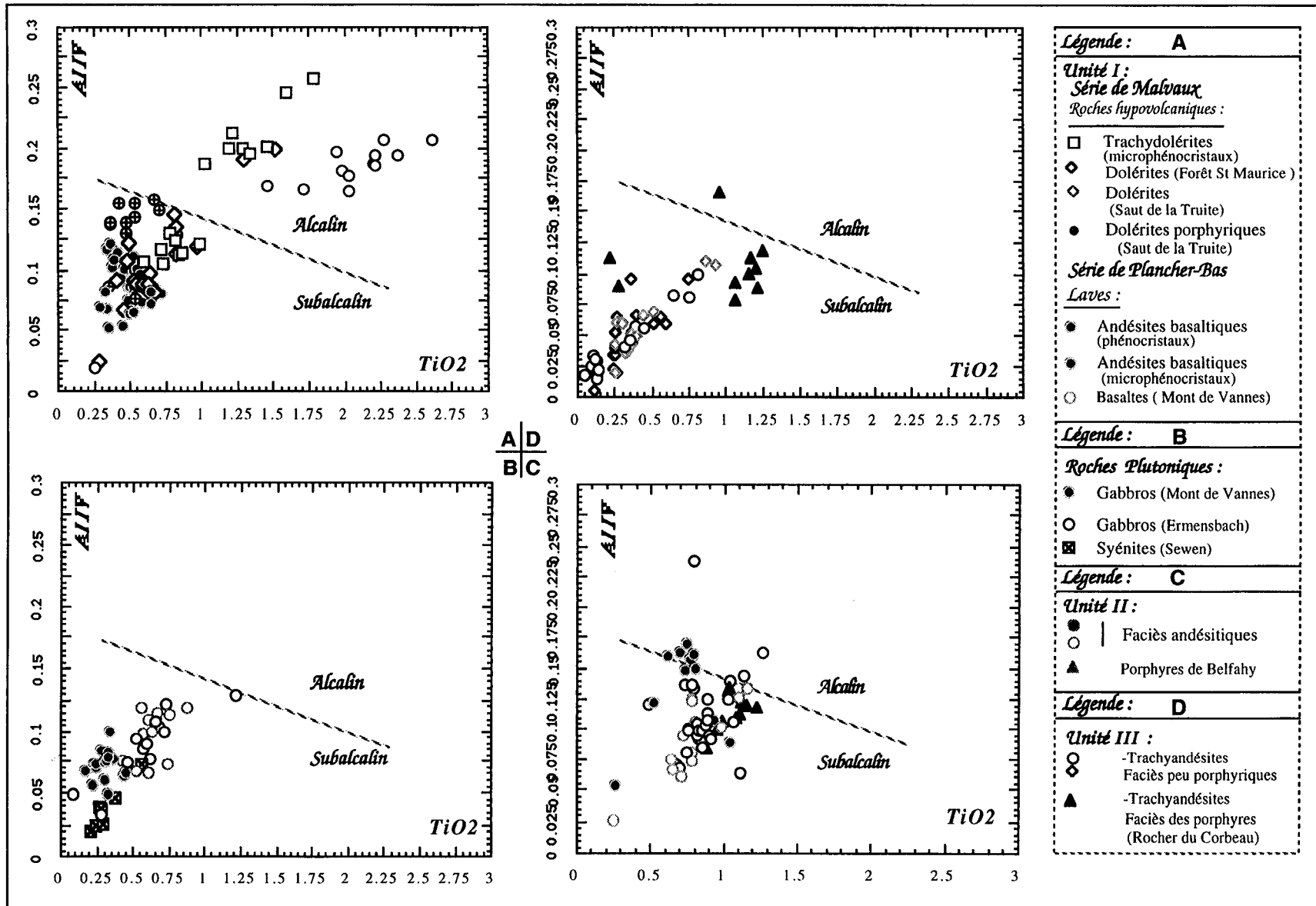


Figure III - 8 : positions des clinopyroxènes des roches étudiées à la fois celles volcaniques des trois unités et celles plutoniques dans le diagramme de caractérisation AlIV- %TiO₂ (Le Bas, 1962).

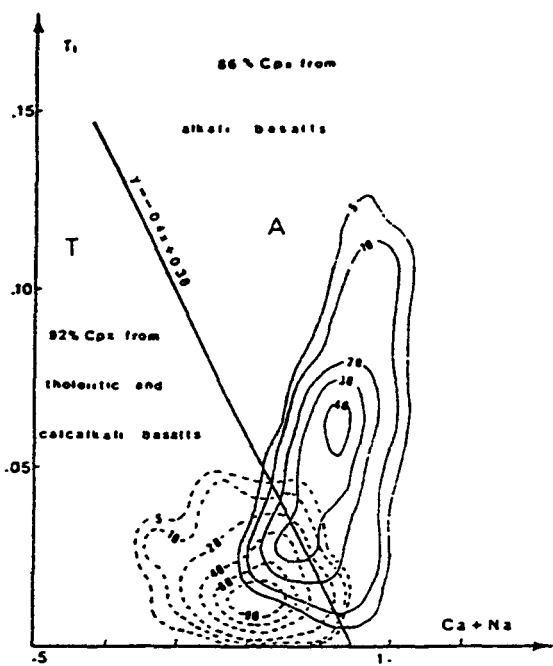


Fig. A First discrimination diagram for clinopyroxene phenocrysts from alkali basalts (field A) and other basalts (field T). The distribution of both families are defined by computer-drawn frequency curves. The level of confidence for each family on either side of the dividing line is given.

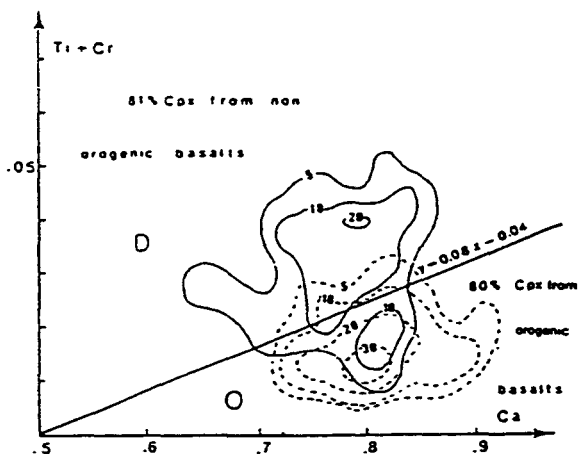


Fig. B Second discrimination diagram for non-alkali basalts (field T in Fig. 3) between non-orogenic tholeiites (field D) and orogenic basalts (field O).

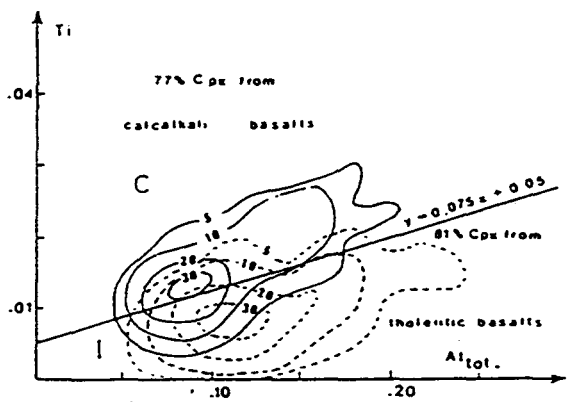


Fig. C Third discrimination diagram for orogenic basalts (field O in Fig. 4), between calc-alkali basalts (field C) and tholeiitic basalts (field I).

Figure III-9 : - Diagramme de Leterrier et al. (1982) pour la discrimination des CPX de séries volcaniques appartenant à différents contextes géodynamiques.

A - Diagramme Ti/Ca+Na pour séparer les CPX des basaltes des séries alcalines et sub-alcalines (tholéïtiques et calco-alcalines).

B - Diagramme Ti+Cr/Ca pour séparer les CPX des basaltes orogéniques et non orogéniques.

C - Diagramme Ti/Al total pour séparer les CPX des basaltes des séries tholéïtiques d'arc et des séries calco-alcalines.

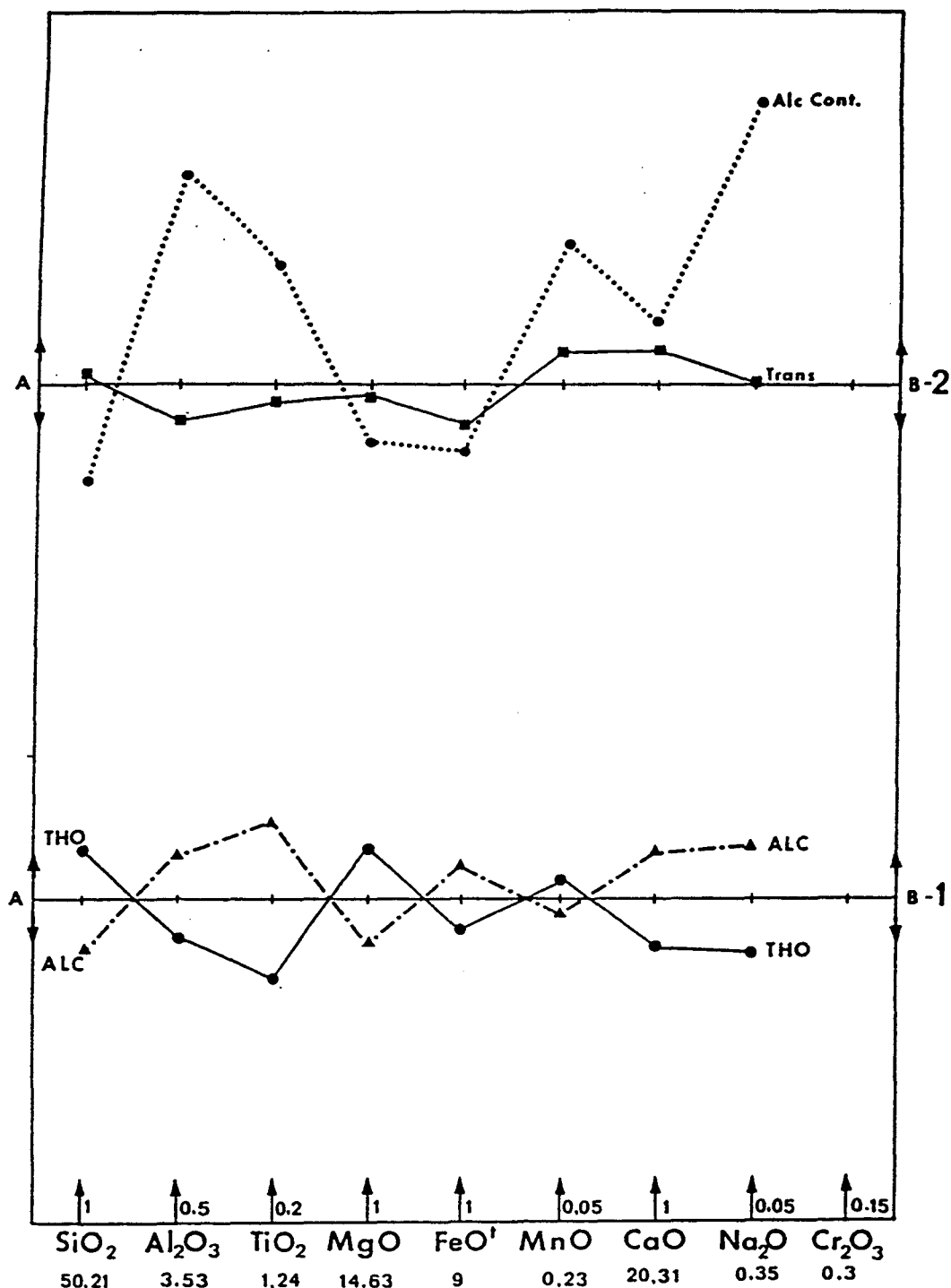


Figure III-10 : Représentation graphique adaptée de Schweitzer et al. (1979) par Cabanis (1986) pour les variations des principaux oxydes des moyennes de Clinopyroxènes obtenues par Leterrier et al. (1982) pour les diverses séries volcaniques tholéiitiques, transitionnelles et alcalines. La composition chimique de référence correspond à la moyenne des clinopyroxènes des séries tholéiitiques et alcalines océaniques donnée par Leterrier et al., 1982. La droite AB représente la composition chimique moyenne prise comme référence et dont les valeurs sont données en bas de la figure. L'échelle de variations, différente selon les oxydes considérés, est également inscrite en bas du diagramme.

1- Variations des moyennes prises en référence et spectres caractéristiques des clinopyroxènes à caractère tholéiitique et alcalin.

2- Spectre des clinopyroxènes des séries transitionnelles et alcalines continentales.

(Extrait de Cabanis).

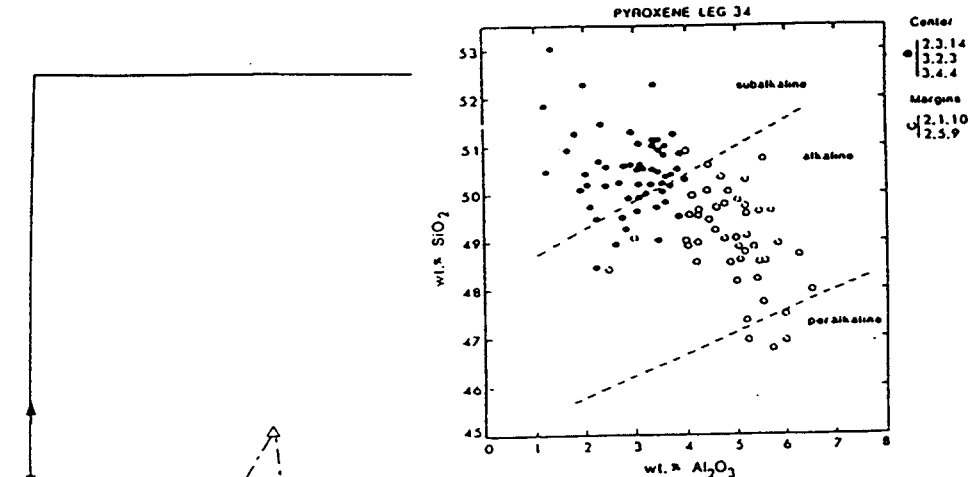
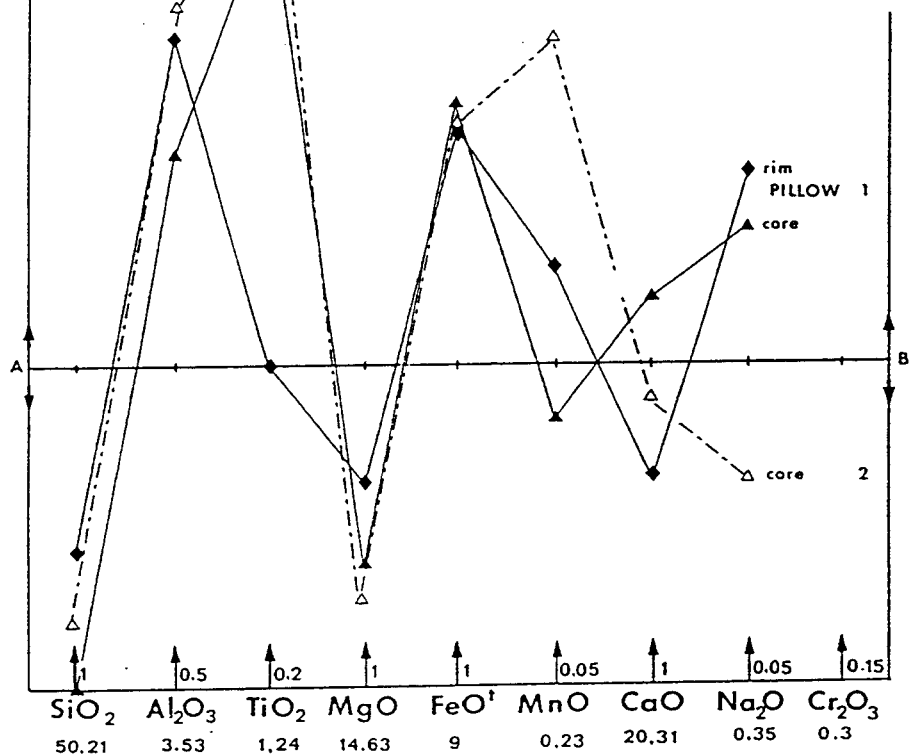


Figure III-11 : Variation de la composition chimique des Cpx dans un basalte tholéiitique en fonction de la vitesse de refroidissement. (Extrait de Coish et Taylor., 1979).

A



B

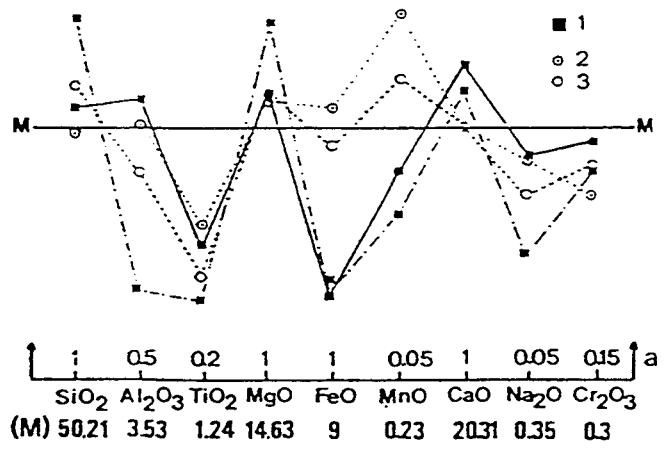


Figure III-12 : Même légende que la figure

A - Courbes de variations de CPX à texture de trempe appartenant à des pillows lavas :
 1 - Alpes (Mével et Velde, 1975) ; 2 - Série tholéiitique de Bolazec (Cabanis, 1986).

B - Courbes de variations des CPX typiques des laves des zones de subductions (Chaloprat, 1991) : 1 - Endiopside (augite riche en Mg) ; 2 - spectre des clinopyroxènes de référence (Composition chimique moyenne distinguée par Leterrier et al., 1982) des basaltes orogéniques calco-alkalins continentaux (Pérou, Mexique, Sardaigne) ; 3 - spectre des clinopyroxènes de référence (Composition chimique moyenne distinguée par Leterrier et al., 1982) des basaltes orogéniques calco-alkalins des arcs insulaires (Nouvelles Hébrides, Martinique).

B - Méthodologies de Leterrier *et al.* (1982) - Molard *et al.* (1983)

1 - Méthode

La méthodologie proposée par ces auteurs pour la caractérisation de l'affinité magmatique des cpx permet, par rapport à celles décrites ci-dessus, d'étendre l'étude à des éléments autres que la silice et l'aluminium, et de disposer ainsi de plus d'outils pour décrire les variations chimiques des cpx.

Deux méthodologies sont proposées. La première consiste en une série de diagrammes binaires (fig.III-9) qui permettent de discriminer les différents types de cpx selon l'affinité magmatique et selon les contextes géodynamiques de genèse des magmas. C'est ainsi que les diagrammes (Ti / Ca + Na) et (Ti+Cr / Ca+Na) permettent de discriminer les cpx des magmas alcalins et les cpx des magmas subalcalins. Les diagrammes (Ti+Cr / Ca+Na), (Ti+Cr / Ca) et (Ti / Cr) permettent de distinguer au sein des ensembles subalcalins, les cpx des magmas tholéitiques anorogéniques, des cpx associés aux magmas orogéniques. Quant au diagramme (Ti / Al), il permet de discriminer au sein des ensembles orogéniques, les magmas de type tholéitique, des magmas calco-alcalins.

La seconde méthodologie propose de caractériser les cpx selon le comportement de tous les éléments majeurs et éventuellement le chrome. Il s'agit de visualiser selon le principe des diagrammes de normalisation multiéléments, l'ensemble des déviations de la moyenne des analyses chimiques des cpx d'un échantillon par rapport à une moyenne de référence calculée pour des clinopyroxènes tholéitiques et alcalins (fig. III-10). Selon les recommandations de ces auteurs, l'usage de tous ces diagrammes doit être limité aux clinopyroxènes en phénocristaux, et les éléments considérés doivent correspondre aux proportions atomiques calculées sur les formules structurales pour 4 cations sur la base de six oxygènes.

2 - Résultats

a - Unité 1

La séquence des diagrammes binaires proposés permet de retenir, telle qu'elle est exprimée par les positionnements des cpx étudiés un caractère *subalcalin* sur les diagrammes (Ti / Ca+Na) et (Ti+Cr / Ca+Na) (figures III-13 et III-15). Les diagrammes (Ti+Cr / Ca) et (Ti / Cr) (fig. III-14) confèrent à ces clinopyroxènes un caractère *orogénique*. Le diagramme (Ti/Al) (fig.III-16) permet de distinguer :

--- les cpx à affinité **tholéiitique**² (ensembles des roches effusives basiques, roches plutoniques gabbroïques).

--- Les cpx à caractère **calco-alkalin** (gabbros d'Ermensbach - syénites de Sewen) .

Un cas particulier a attiré notre attention. C'est celui des clinopyroxènes des dolérites porphyriques du Saut de la Truite. En effet, ces cpx par des teneurs élevées en aluminium et faibles en titane se projettent (fig. III-16) dans, ou près du domaine des compositions tholéiitiques. Les cpx de cet échantillon par des teneurs élevées en chrome se trouvent projetés (fig. III-15) dans le domaine de recouvrement avec les tholéiites océaniques. Face au caractère ambigu de cet échantillon nous avons procédé à une visualisation de sa composition par normalisation à la moyenne de Leterrier (Figures III-17). L'allure du spectre obtenu rappelle celle des cpx de basaltes orogéniques d'arcs (fig. III-12B) (Leterrier, 1982 ; Chalot-Prat, 1991). Leur disposition dans le domaine océanique est due aux teneurs en chrome ; ces dernières surtout dans les cpx magnésiens du type diopside ne sont nullement discriminantes. En effet les cpx du type diopside des basaltes orogéniques peuvent être aussi riches en chrome que leurs équivalents de la croûte océanique ou des basaltes alcalins (Marcelot et al., 1983 ; Molard et al., 1983).

b - Unité II

La séquence des diagrammes binaires proposés permet de retenir pour les cpx des roches de l'unité II un caractère **subalkalin, orogénique** (fig. III-13, III-15 et III-14). Le diagramme (Ti / Al) situe la presque totalité de ces pyroxènes dans le domaine calco-alkalin et quelques individus dans le domaine tholéiitique (fig. III-16). Il semble toutefois et conformément aux résultats de l'étude cristallogénique, ainsi qu' aux résultats obtenus par les méthodologies de Le Bas (1962) et Kushiro (1960), et bien qu'occupant souvent des positions situées dans les domaines de recouvrement, les cpx de cette unité expriment le plus souvent un caractère **calco-alkalin**.³

² Deux cas particuliers méritent d'être soulignés.

a - **Les cpx des basaltes à pillows lavas** de cette série (Mont des Vannes) présentent, conformément à leurs caractères cristallogéniques notés précédemment, un caractère alcalin. Nous reviendrons sur ce cas plus loin dans ce chapitre.

b - **Les cpx des Trachydolérites du Chalet St. Hubert** sont des microphénocristaux. Leur position sur les diagrammes de discrimination, et leur cristallogénisme paraissent particulières par rapport à celles des autres roches de cette unité. Les compositions qu'ils manifestent expriment à la fois des caractères alcalins et subalkalins ; en effet ces pyroxènes ont tendance à s'organiser pour définir deux groupes nettement distincts, dont le premier est alcalin et le deuxième est subalkalin. Cependant, étant donnée que les deux types de compositions ont souvent pu être obtenues à partir d'analyses d'un même individu, et conformément aux observations pétrographiques, les variations de caractères chimiques en question correspondraient à des phénomènes de zonation. D'autres arguments pétrographiques seront fournis plus loin dans ce chapitre en vue de l'explication des caractères de ces pyroxènes.

³ Les cpx des Porphyres de Belfahy occupent des positions particulières situées au delà des courbes d'isodensités du domaine calco-alkalin dans les diagrammes Ti/Al, et dans le domaine des tholéiites océaniques Ti/Cr ou de recouvrement avec celui des tholéiites océaniques des diagrammes Ti+Cr/Ca+Na, Ti+Cr/Ca, et de recouvrement avec les roches alcalines sur le diagrammes Ti/Ca+Na.

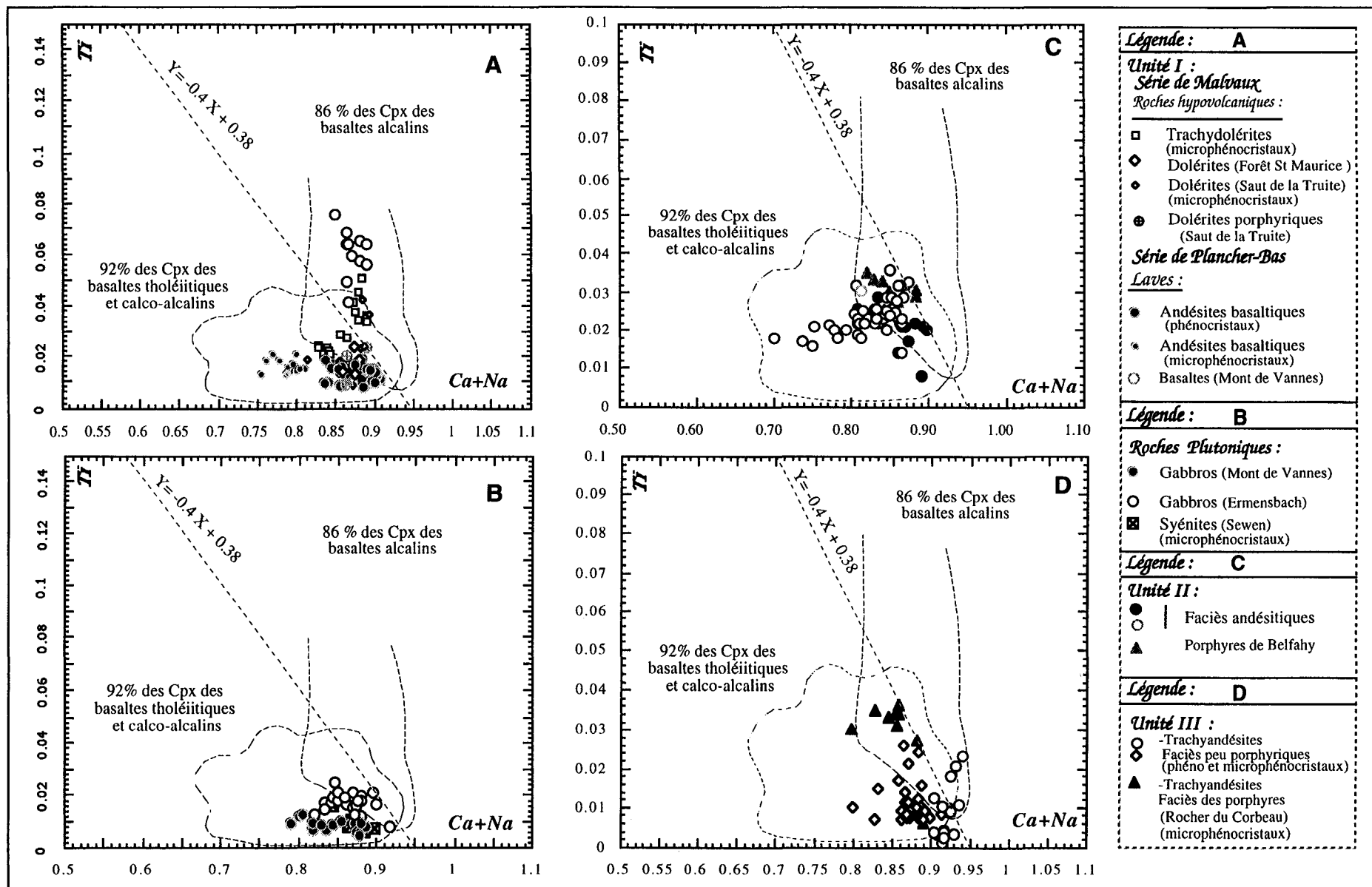


Figure III - 13 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme **Ti/Ca+Na** de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

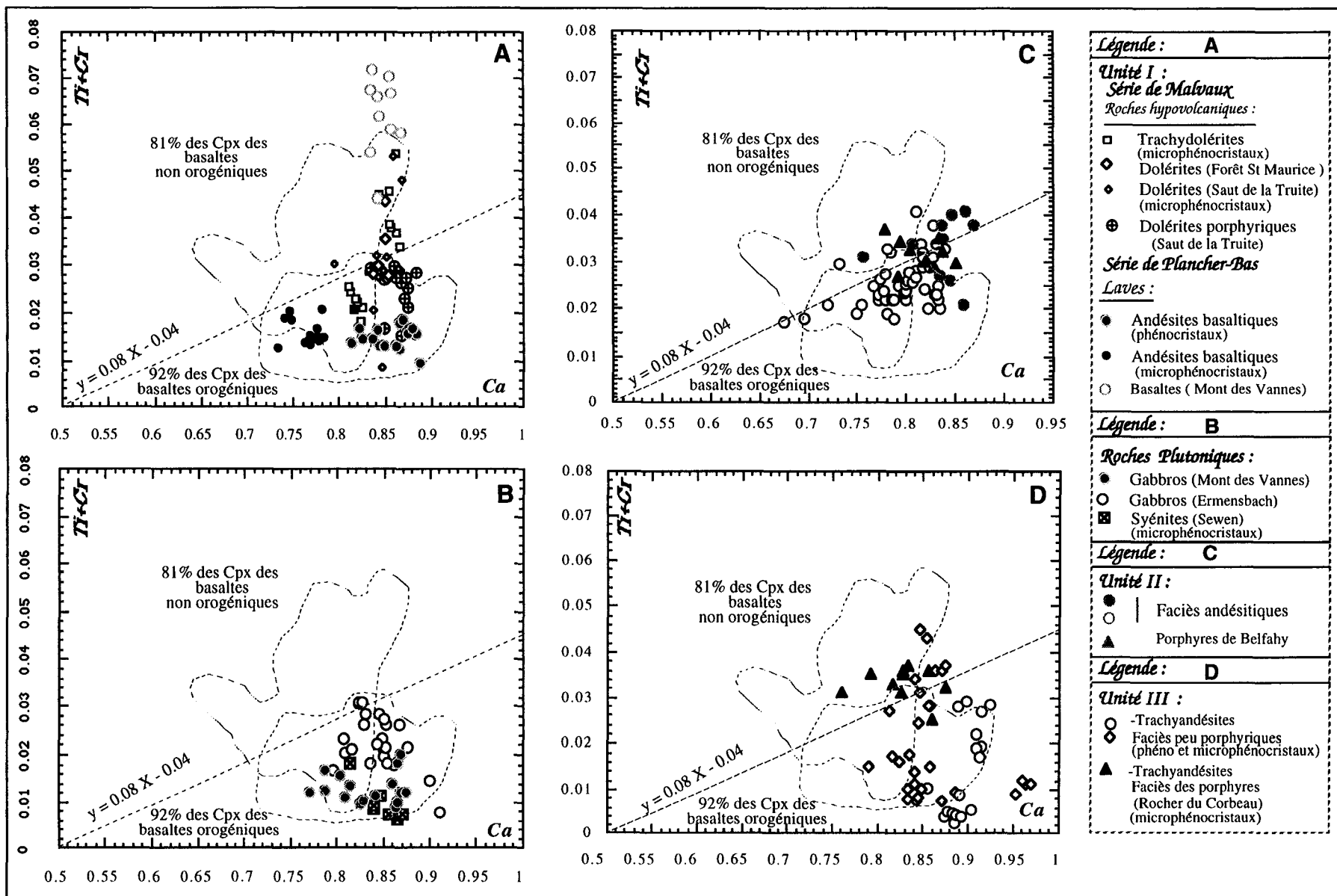


Figure III - 14 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme $Ti + Cr / Ca$ de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

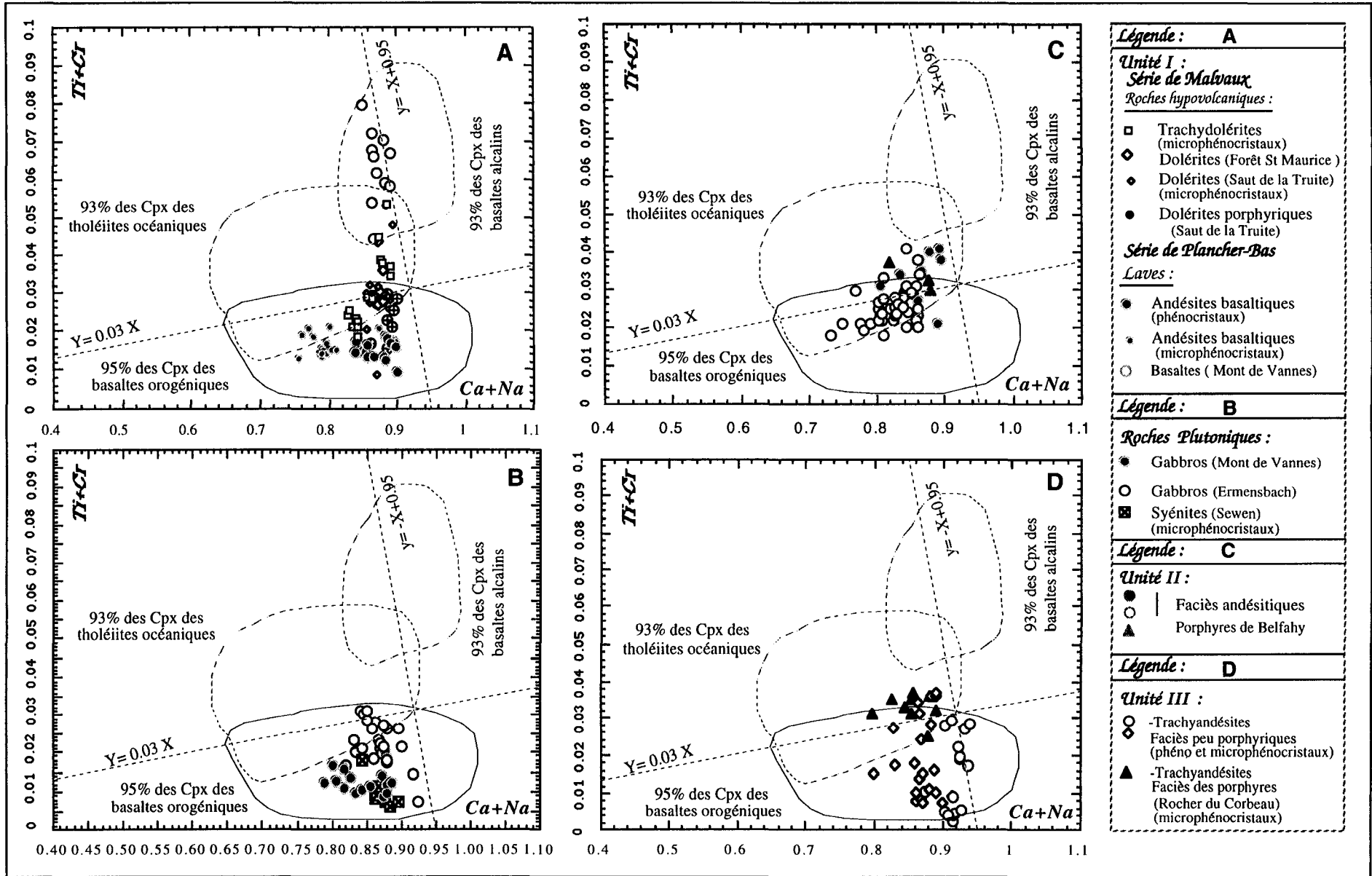


Figure III - 15 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme $Ti + Cr / Ca + Na$ de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

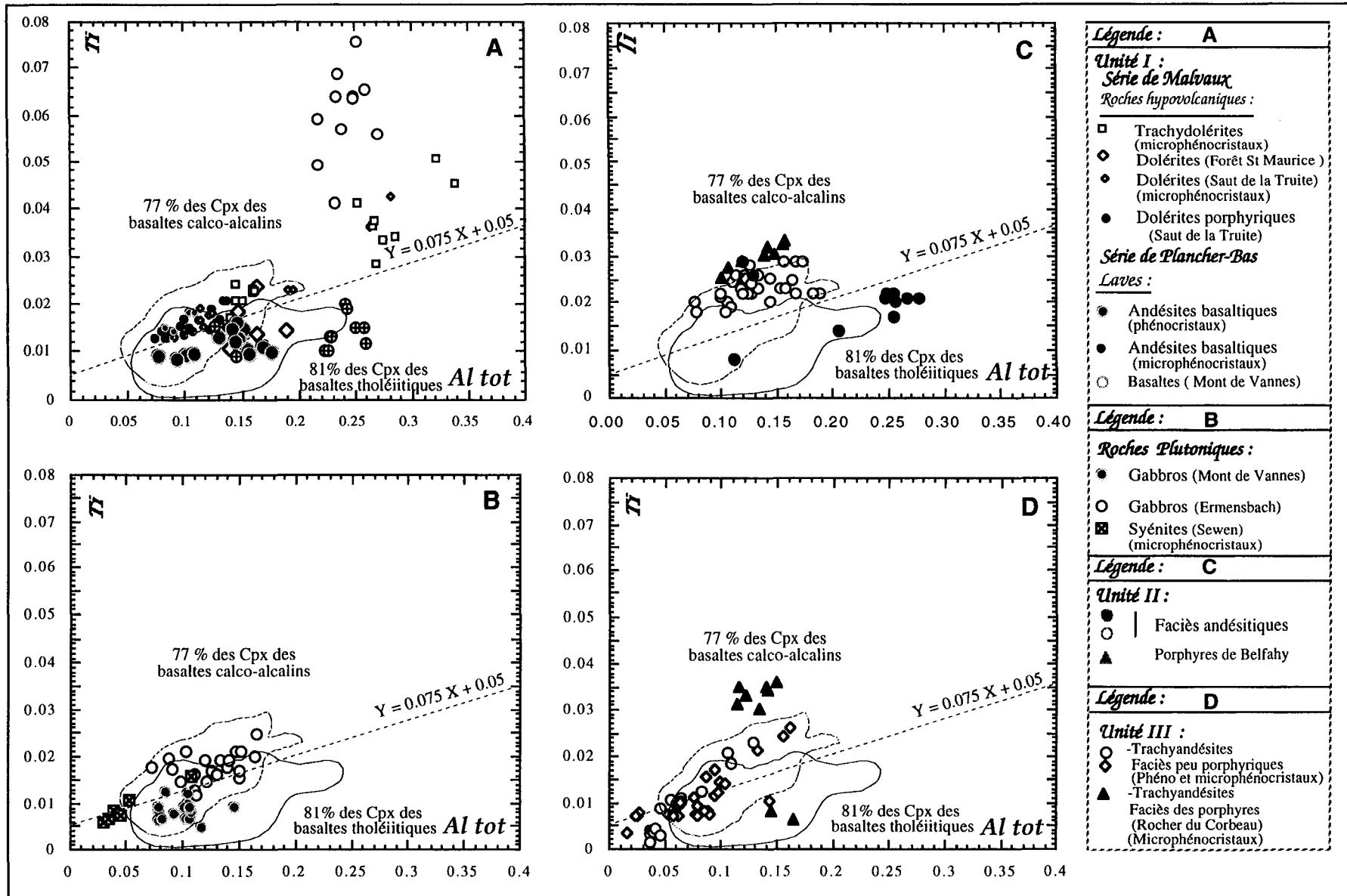


Figure III - 16 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme Ti /Al tot de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

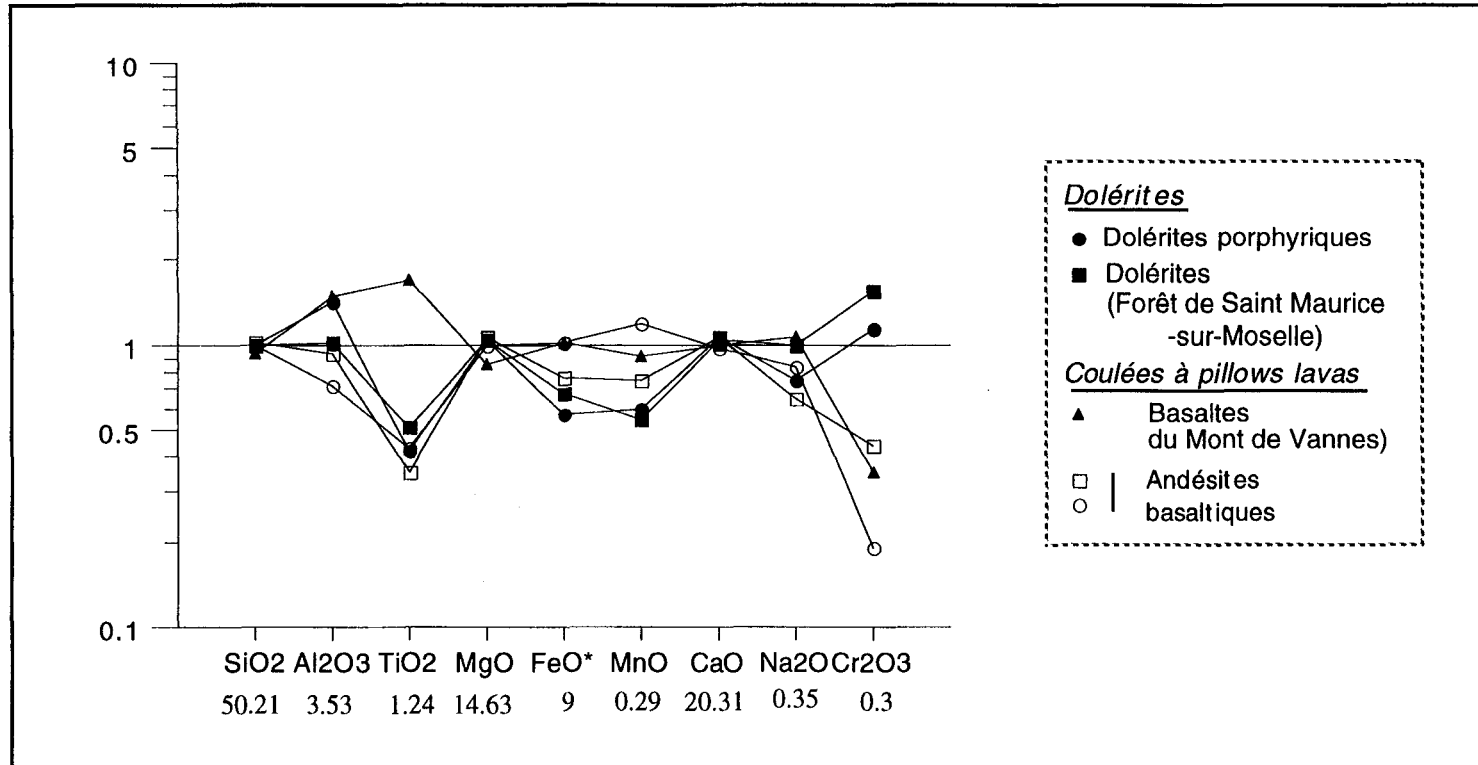


Figure III - 17 : Spectres de variations des moyennes des compositions des Clinopyroxènes des dolérites porphyriques du Saut de la Truite. Les spectres des moyennes des compositions des clinopyroxènes des roches des coulées à pillows lavas et des dolérites de la Forêt de Saint Maurice-sur-Moselle sont portés en vue de comparaisons. (Même légende que pour la figure III-7).

c - Unité III

Les caractères chimiques des clinopyroxènes de type diopside-endiopside-salite-augite des trachyandésites de l'unité III, sont ceux de magmas **subalcalins** (fig.III-13), à caractère **orogénique** (fig. III-14 et III-15) sans qu'aucune discrimination entre une affinité tholéiitique ou calco-alcaline puisse être clairement définie (fig. III-16)⁴, Leur qualité relativement chromifère, la coexistence de deux pyroxènes diopside-salite au sein d'une même lave, sont des caractères décrits par de nombreux auteurs pour les laves alcalines potassiques de différentes régions orogéniques, notamment les laves potassiques des provinces magmatiques du volcanisme des Champs Phlégréens (Italie) (Metrich, 1983) ou les laves de Lesbos (Grèce) (Pe-Piper, 1984), ou les séries shoshonitiques du Pérou (Lefèvre, 1979)⁵.

III - CONCLUSIONS

Les résultats de l'étude cristallogénique et les calculs des composants pôlaires d'une part, l'analyse discriminante établie par référence à Nisbet et Pearce, 1977 (Fig. III-18) et les résultats de l'étude comparative de caractérisation selon les méthodologies de Le Bas-Kushiro et Leterrier-Molard d'une autre part, concordent sur le caractère orogénique subalcalin de l'ensemble des clinopyroxènes étudiés.

L'étude des clinopyroxènes a permis de mettre en évidence l'identité de caractères des cpx des roches effusives avec ceux des cpx des faciès plutoniques.

Au sein de l'unité I, on constate des variations de compositions des pyroxènes en Ti, Cr et Al entre les roches de la série de Plancher-Bas dont les teneurs en ces éléments sont faibles, et celles situées au voisinage du granite des Ballons (série de Malvaux) où les teneurs en ces éléments paraissent être plus élevées. Cette évolution qui s'exprime sur les diagrammes [(Ti+Cr/Ca), (Ti/Cr) et (Ti+Cr /Ca+Na)] par une croissance des valeurs de la somme (Cr + Ti), ceci qui illustre le rôle du chrome dans cette diversité.

⁴ Les roches hôtes étant de nature andésitique, les cpx ont des compositions très variables, certains à caractère primaire (diopside-endiopside), d'autres à caractères plus évolués (augite-salite). Il faut ici y voir l'explication quant à leur répartition sur les diagrammes discriminants de Leterrier et al.(1982) ou de Molard et al. (1983), construits en principe pour des pyroxènes de roches basiques.

⁵ **Les cpx des trachyandésites correspondant aux porphyres verts du Rocher du Corbeau à Bourbach-le-Haut**, relevant de l'épisode du Crémillot de la série de Thann, présentent les mêmes comportements et les mêmes caractères que les équivalents des porphyres de Belfahy appartenant à l'épisode des labradorites de la série de Thann et englobées dans l'unité II. En effet, ceux-ci occupent des positions particulières situées au delà des courbes d'isodensités du domaine calco-alcalin dans les diagrammes Ti/Al, et dans le domaine des tholéiites océaniques Ti/Cr ou de recouvrement avec celui des tholéiites océaniques des diagrammes Ti+Cr/Ca+Na, Ti+Cr/Ca, et de recouvrement avec les roches alcalines sur le diagrammes Ti/Ca+Na. Ils correspondent ainsi malgré leurs caractères de microphénocristaux aux pyroxènes les plus titanifères de l'unité III.

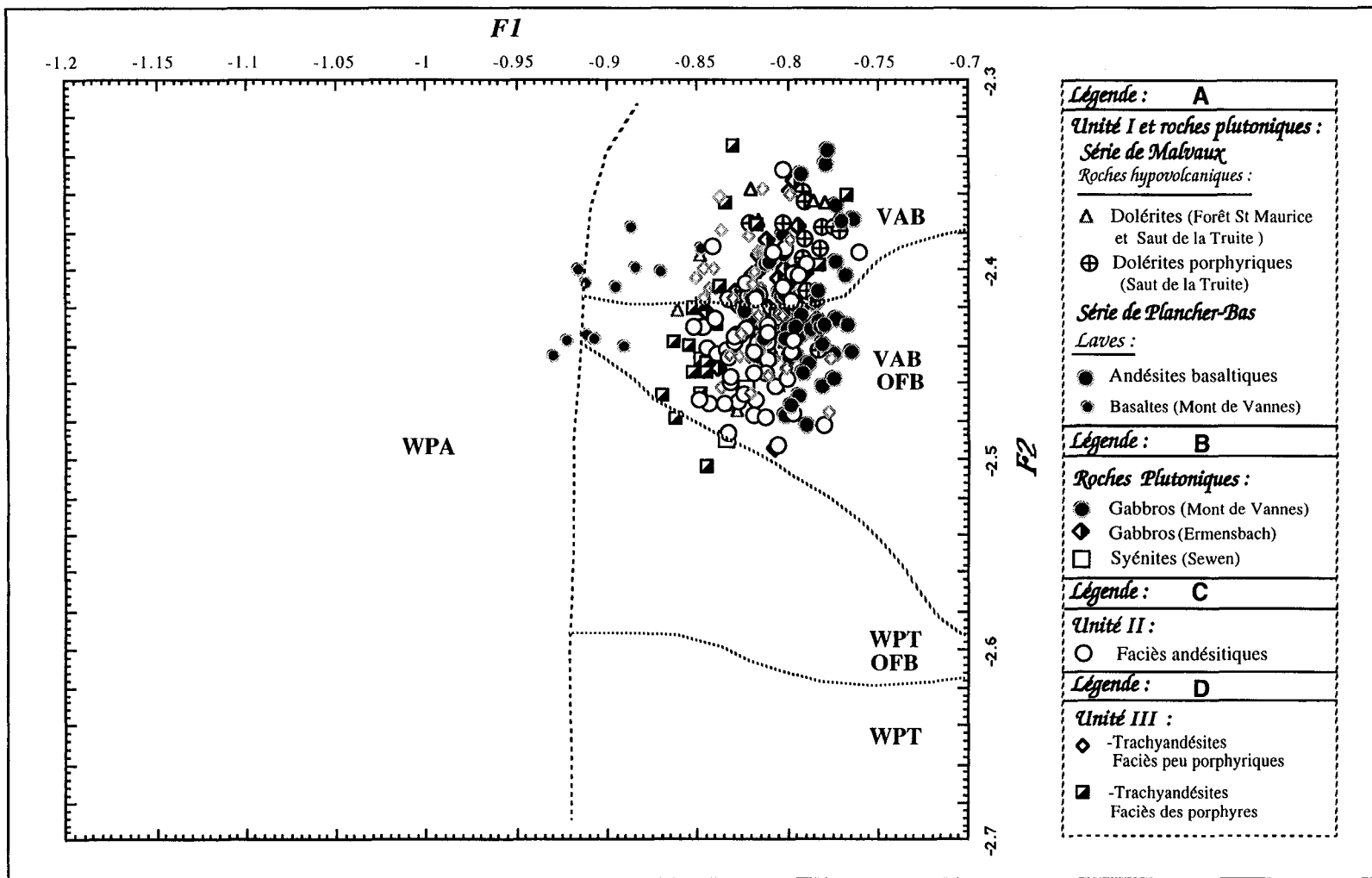


Figure III - 18 : diagramme F1-F2 construit pour les clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et ceux des roches plutoniques. F1 et F2 sont les vecteurs de l'analyse discriminante des Cpx des différentes séries volcaniques proposés par Nisbet et Pearce, 1977.

$$F1 = -0.012 * SiO_2 - 0.0807 * TiO_2 + 0.0026 * Al_2O_3 - 0.0012 * FeO^* - 0.0026 * MnO + 0.0087 * MgO - 0.0128 * CaO - 0.0419 * Na_2O$$

$$F2 = -0.0469 * SiO_2 - 0.0818 * TiO_2 - 0.0212 * Al_2O_3 - 0.0041 * FeO^* - 0.1435 * MnO - 0.0029 * MgO + 0.0085 * CaO + 0.0160 * Na_2O$$

VAB : basaltes orogéniques ; OFB : tholéiites océaniques ; WPT : basaltes tholéiitiques intraplaques ; WPA : basaltes alcalins intraplaques.

--- Pour les roches plutoniques, cette dualité de caractère chimique paraît les séparer en deux groupes distincts; l'un est à caractère tholéiitique (Mont de Vannes) et l'autre à caractère calco-alcalin (Ermensbach). Le magma qui a cristallisé les roches d'Ermensbach serait soit primairement chromifère (et donc non cogénétique de celui des gabbros du Mont de Vannes) ou bien enrichi en chrome postérieurement à la cristallisation des roches du Mont de Vannes.

--- Pour les roches effusives de cette unité, celles à caractères calco-alcalins caractérisant la série de Malvaux (voir plus loin Chp III PIII), ne présentent pas de cpx en phénocristaux analysables, ainsi l'ensemble des roches effusives à clinopyroxènes en phénocristaux, dont elle est question ici, sont à caractères tholéiitique. L'existence de la dualité de chrome entre les cpx des roches de la série de Plancher-Bas et celle de Malvaux n'exprimerait pas une individualisation en deux groupes, mais plutôt un caractère plus primaire des cpx des roches de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle par rapport à ceux des roches de la série de Plancher-Bas.

Ainsi les cpx des faciès au voisinage du massif des Ballons sont plus chromifères par rapport à ceux des faciès de la série de Plancher Bas. Ceci suggérerait que les magmas primaires au sein desquels ont cristallisé ces pyroxènes étaient plus chromifères dans la série de Malvaux et moins chromifères pour ceux de Plancher-Bas.

Les cas particuliers des *clinopyroxènes à caractère alcalin* de l'unité I méritent d'être discutés. Ce sont des basaltes en pillow-lavas du Mont de Vannes et des dolérites du Chalet St. Hubert.

Les échantillons du Mont de Vannes appartiennent à des coulées à débit en pillow-lavas. Leurs caractères pétrographiques permettent d'observer de remarquables textures de refroidissement rapide (phénomène de trempe), présentées à la fois par les pyroxènes ainsi que par les plagioclases. De tels phénomènes de trempe sont susceptibles d'expliquer les caractères chimiques particuliers de ces pyroxènes (Coish et al., 1979 ; Mevel et Velde, 1975 ; Cabanis, 1986) (Fig. III-11 et III-12). En effet la vitesse de refroidissement, quand elle est très importante, aurait pour effet d'induire des variations importantes de la composition des cpx en augmentant les concentrations d'aluminium et titane dans les pyroxènes et diminuer celles de la silice. Cet auteur a ainsi montré qu'une grande vitesse de refroidissement rapide permet à des cpx de composition tholéiitique à transitionnelle d'évoluer vers des compositions alcalines à hyperalcalines.

Les échantillons des dolérites hypabyssales de la formation affleurant au Chalet St. Hubert sont sub-aphyriques. Les pyroxènes, de par leur taille se répartissent en deux générations. La première génération est composée de microphénocristaux, alors que ceux de la deuxième génération sont des microcristaux. L'investigation à la microsonde électronique a porté uniquement sur les microphénocristaux. Les analyses chimiques obtenues permettent de distinguer deux types de composition. L'obtention de celles-ci à partir d'analyses de zones de

teintes différentes d'un même microphénocristal, permet de les interpréter compatiblement avec ce contraste de couleur qui les accompagnent, comme correspondantes à des phénomènes de zonation chimique.

Chapitre II

Identification des lignées magmatiques et des rapports pétrogénétiques des roches des trois unités

I - INTRODUCTION

La genèse des roches magmatiques est le résultat de la conjugaison de plusieurs mécanismes. Le premier d'entre eux est le processus de fusion partielle qui a engendré le liquide magmatique initial (magma primaire). A ce mécanisme, ont pu succéder d'autres processus qui ont permis une différenciation magmatique. Ces mécanismes peuvent être : la cristallisation fractionnée ; la métasomatose par une phase fluide ; les mélanges de magmas ; les contaminations.

Les éléments géochimiques ont un comportement distinct au cours des différents processus magmatiques.

Le contrôle minéralogique de l'évolution chimique des roches magmatiques est généralement appréhendé à l'aide de diagrammes binaires du type Harker. Il s'agit de reporter, en fonction d'un indice de différenciation, les variations des divers éléments chimiques **majeurs**. Les évolutions des éléments MgO, Al₂O₃, CaO, Na₂O et K₂O en fonction de SiO₂ permettent de mettre en évidence au cours des processus de différenciation par cristallisation fractionnée, le rôle des minéraux mafiques par rapport à celui des feldspaths. L'utilisation des **éléments majeurs** est cependant limité dans ces études pétrogénétiques.

En effet, parmi les éléments géochimiques, ce sont les **éléments traces** qui sont les plus sensibles à ces mécanismes et sont les meilleurs marqueurs des processus pétrogenétiques. C'est à eux que nous ferons donc appel le plus souvent.

Parmi les éléments traces, certains présentent des caractères particulièrement intéressants. C'est ainsi, que les éléments de transitions (Ni, Cr, Co, V, Sc), les éléments HFS (Y, Zr, Nb, Hf) sont de bons indicateurs des processus de cristallisation fractionnée affectant les magmas basiques à la suite des fractionnements des minéraux mafiques. Les éléments lithophiles (Rb,

Ba, Sr) sont eux, associés aux fractionnements des feldspaths. Cependant, leur caractère mobile au cours des processus de spilitisation limite souvent leur intérêt. Au contraire, l'utilisation d'éléments peu sensibles à ces processus hydrothermaux tardifs, tels que les éléments HFS est fort utile (Schiling, 1973 ; Pearce et Norry, 1979 ; Pearce, 1982). De la même façon, les éléments incompatibles¹, tels que les Terres Rares et les éléments hygromagmatophiles non alcalins (Th, Ta, Tb), éléments relativement "inertes" sont de bons marqueurs des processus pétrogénétiques (Cabanis, 1986 ; Cabanis et al., 1988).

Des lois mathématiques simples régissent le comportement des éléments géochimiques au cours de ces divers mécanismes et autorisent une modélisation des différents processus (Joron et al., 1977, 1978 ; Treuil et al., 1979). Rappelons ici les équations de modélisation :

Equation de cristallisation fractionnée ou loi de Rayleigh ⁽²⁾ :

$$C^l = C_0 F^{(D-1)}$$

C_0 : concentration de l'élément dans le liquide initial

C^l : concentration de l'élément dans le liquide résiduel

F : fraction massique de liquide

D : coefficient de partage de l'élément entre le minéral et le solide

Dans le cas d'un élément hygromagmatophile ($D \ll 1$), la loi de Rayleigh peut être transformée :

$$C^l = C_0 F^{-1} \text{ soit } C^l = C_0 * 1/F$$

¹ Au cours des mécanismes de fusion partielle et de cristallisation fractionnée les éléments traces vont afficher des comportements distincts :

a) Certains vont être piégés dans la phase solide (cumulat ou résidu) et leur teneur va donc diminuer dans le liquide au cours de la différenciation. Ces éléments sont dits **compatibles** (avec le solide).

b) D'autres éléments ne sont pas concentrés dans la phase solide mais au contraire montrent de grandes affinités pour le liquide. Celui-ci s'enrichit donc en ces éléments au cours de la différenciation. Ces éléments sont dits **incompatibles ou hygromagmatophiles**.

² Equation obtenue par application d'un bilan de masse (annexe IV)

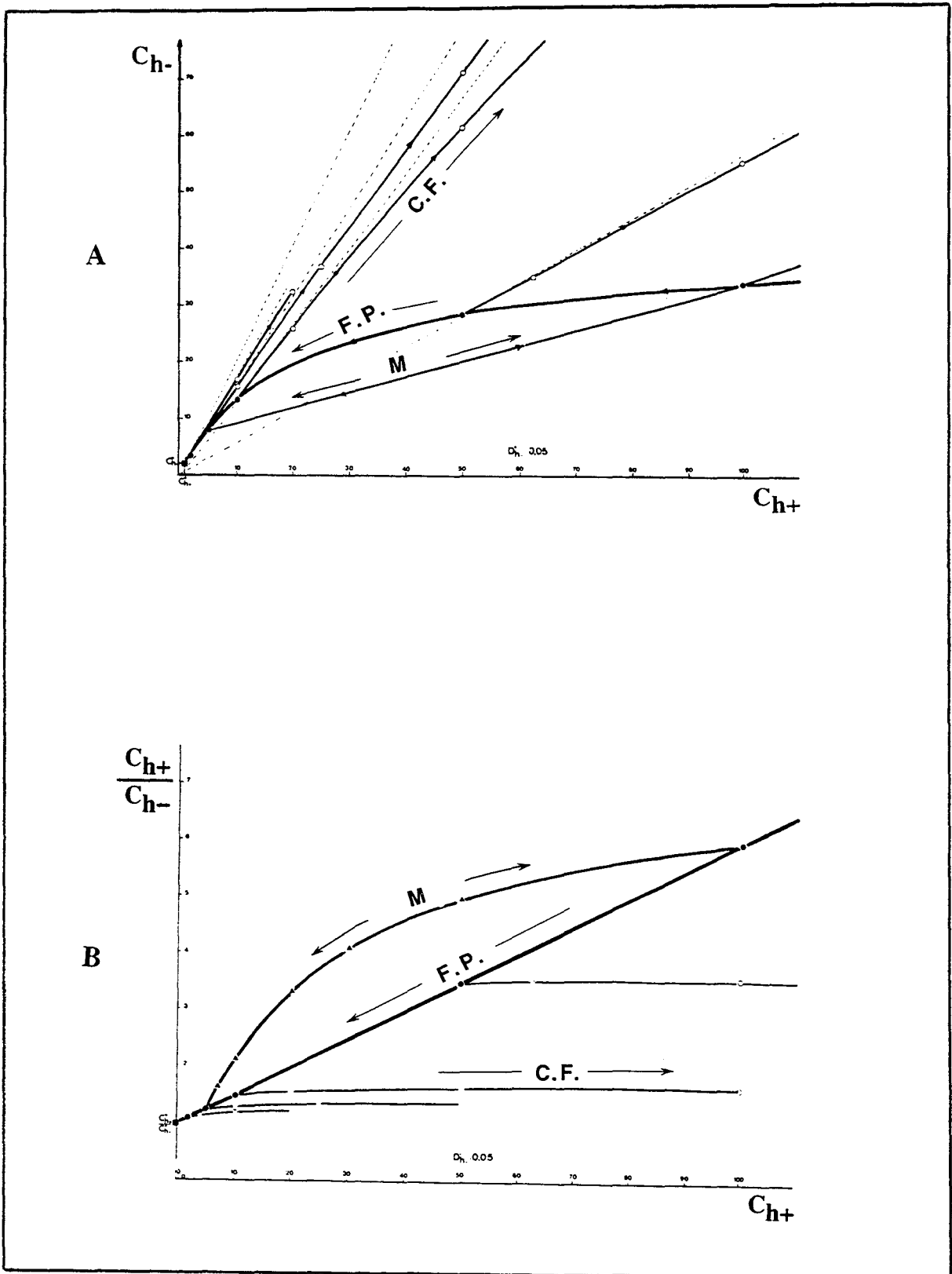


Figure III-19 :

A - Diagrammes théoriques $C_{h-}=F(C_{h+})$ des éléments hygromagmatophiles. Les courbes sont calculées pour les modèles de cristallisation fractionnée (C.F.), de fusion partielle (F.P.) et de mélange (M.). (Extrait de Treuil et Joron, 1974).

B - Diagrammes théoriques $(C_{h+}/C_{h-}) = F(C_{h+})$ des éléments hygromagmatophiles. Les courbes sont calculées pour les modèles de cristallisation fractionnée (C.F.), de fusion partielle (F.P.) et de mélange (M.). (Extrait de Treuil et Joron, 1974).

Equation de fusion partielle à l'équilibre

$$C^l = \frac{C_0}{D + F(1-D)}$$

Dans le cas d'un élément très hygromagmatophile (h^+), c'est à dire un élément dont le coefficient de partage est très petit ($D \ll 1$ et petit devant 1), l'équation de fusion partielle devient

$$C^l = C_0 F^{-1} \text{ soit } C^l = C_0 * 1/F \text{ (éléments } h^+)$$

Cette équation est identique à celle de la cristallisation fractionnée. Dans ce cas le comportement des éléments est le même pour la fusion partielle et la cristallisation fractionnée. On peut ainsi distinguer les roches appartenant à une même série magmatique et issues d'une même source sans qu'il soit alors possible de séparer les processus de cristallisation fractionnée et de fusion. Pour lever cette ambiguïté, on peut faire appel à un second élément hygromagmatophile, mais plus faiblement hygromagmatophile (h^-) ($D < 1$, mais non négligeable devant 1). Dans ce cas, l'équation de fusion partielle se transforme en :

$$C^l = C_0 * \frac{1}{D + F} \text{ (éléments } h^-)$$

Examinons le comportement des éléments au cours des deux processus principaux, la fusion partielle et la cristallisation fractionnée.

Pour les éléments compatibles ($D > 1$), comme les éléments de transition, leurs concentrations diminuent au cours de la cristallisation fractionnée, alors qu'elles augmentent peu lors des processus de fusion partielle.

A l'inverse, pour les éléments incompatibles et hygromagmatophiles ($D < 1$), leurs concentrations augmentent au cours de la cristallisation fractionnée, alors qu'elles diminuent rapidement lors des processus de fusion partielle.

L'usage de couples d'éléments permet sur des diagrammes binaires d'identifier les deux processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée.

Corrélations entre éléments de transitions et éléments très hygromagmatophiles

La distinction des deux mécanismes de cristallisation fractionnée et de fusion partielle se fait nettement sur des diagrammes rectangulaires en portant le log d'un élément de transition en fonction du log d'un élément hygromagmatophile. En effet, les comportements de ces deux

types d'éléments, régis par les équations données ci-dessus, sont nettement distincts lors de chacun de ces processus pétrogénétiques (voir démonstration en annexe IV).

Corrélations entre éléments très hygromagmatophiles (h^+) et moins hygromagmatophiles (h^-)

En portant sur un diagramme rectangulaire les deux éléments $h^- = (f) h^+$, la cristallisation fractionnée se traduit par une corrélation linéaire passant par l'origine et dont la pente est égale au rapport des concentrations initiales des 2 éléments. La fusion partielle ne se traduit pas par une droite passant par l'origine, mais par une courbe convexe (fig. III-19A).

Corrélations entre rapports d'éléments très et moins hygromagmatophiles (h^+ / h^-) et éléments très hygromagmatophiles (h^+)

La fusion partielle se traduit par une droite oblique ne passant pas par l'origine matérialisant des rapports (h^+/h^-) variables, alors que la cristallisation fractionnée est définie par une valeur constante du rapport (h^+/h^-) qui se traduit par une droite parallèle à l'axe des abscisses (fig. III-19B).

Au total, en étudiant le comportement de différents couples d'éléments géochimiques, il est possible (en théorie) de faire la part de ce qui revient à la fusion partielle d'une part et à la cristallisation fractionnée d'autre part, au cours des processus pétrogénétiques ayant affecté les magmas, depuis leur genèse jusqu'à leur évolution. Ce résultat peut également être acquis en comparant les spectres normalisés de terres rares des roches.

II - ETUDE DES RAPPORTS PÉTROGÉNÉTIQUES DES ROCHES DES DIFFÉRENTES UNITÉS ET DES ROCHES PLUTONIQUES :

Les roches étudiées ont été réparties en trois unités litho-stratigraphiques d'âges successifs depuis le Viséen inférieur vers le Viséen supérieur. Avant d'entamer une étude des rapports génétiques de l'ensemble des roches englobées dans cette partie du massif, nous allons procéder dans une étape préliminaire à l'étude les rapports génétiques des roches de chaque unité entre elles. Cette étape nous évitera lors des prochains paragraphes de ce chapitre d'éviter les éventuelles erreurs qui peuvent être induites par une comparaison abusive d'échantillons qui n'auraient pas de rapport ni dans le temps ni dans l'espace.

A - UNITE I

1 - Les roches volcaniques

a - Les roches basiques

A l'exception des basaltes (trachydolérites et dolérites à actinote de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle), les faciès aphyriques n'ont pas été rencontrés. Le caractère peu porphyrique à subaphyrique de ces roches fait que les comportements de certains éléments chimiques (éléments sensibles aux fractionnements dès les premiers stades magmatiques) seront soumis à l'effet du partage entre les phases minérales cristallisantes.

Les teneurs en MgO (< 8 %) des roches basiques (tabl. II-14 et II-15), sont dans l'ensemble inférieures à celles des basaltes primaires et suggèrent que ces roches montrent déjà un caractère évolué.

Ces teneurs reportées en fonction de la silice expriment une chute depuis des roches à MgO élevée (≈ 7 à 6%) vers celles pauvres en cet élément (≈ 4 à 3%). Cette diminution se fait au sein des faciès basaltiques à teneurs en SiO₂ presque constantes pour devenir oblique vers les andésites basaltiques du Mont. Une telle chute des teneurs en MgO pourrait traduire dans ces roches que les premiers stades de l'évolution ont été guidés par une cristallisation fractionnée de l'olivine, sans oublier que les observations pétrographiques suggèrent un rôle secondaire pour l'olivine face aux pyroxènes et aux plagioclases.

Comme le magnésium, les teneurs en Ni et en Cr sont peu élevées. Ces faibles teneurs en éléments de transition peuvent traduire de faibles teneurs des magmas initiaux et / ou des fractionnements minéralogiques de minéraux mafiques (olivine, pyroxènes) dès les stades précoces d'évolution magmatique.

Le contrôle minéralogique de la chimie de ces roches montre par référence à Pearce et Norry (1979) (Fig. III-28 et III-29), des corrélations linéaires entre les éléments Y et Zr. Ces corrélations impliquent, conformément aux observations pétrographiques, que l'évolution depuis les roches basaltiques vers les roches andésitiques basaltiques de cette unité, est guidée principalement par les plagioclases, les clinopyroxènes et l'olivine. Les faciès des andésites basaltiques paraissent cependant caractérisés par l'apparition importante des opaques titanomagnétites.

Les diagrammes TiO₂ (ou FeO* et V) en fonction du rapport FeO*/MgO (fig. III-41, Chp. III - PIII) montrent pour les échantillons basaltiques (à la fois ceux doléritiques et ceux des coulées à pillows lavas du Mont de Vannes) une augmentation des teneurs en titane et fer, suivie de leur diminution vers les andésites basaltiques. Cette évolution en dépit de son intérêt pour la caractérisation de ces roches (Voir Ch III PIII), suggère une apparition relativement tardive des oxydes ferrotitanés et le déroulement d'un bref intervalle de cristallisation fractionnée au sein de ces termes basiques.

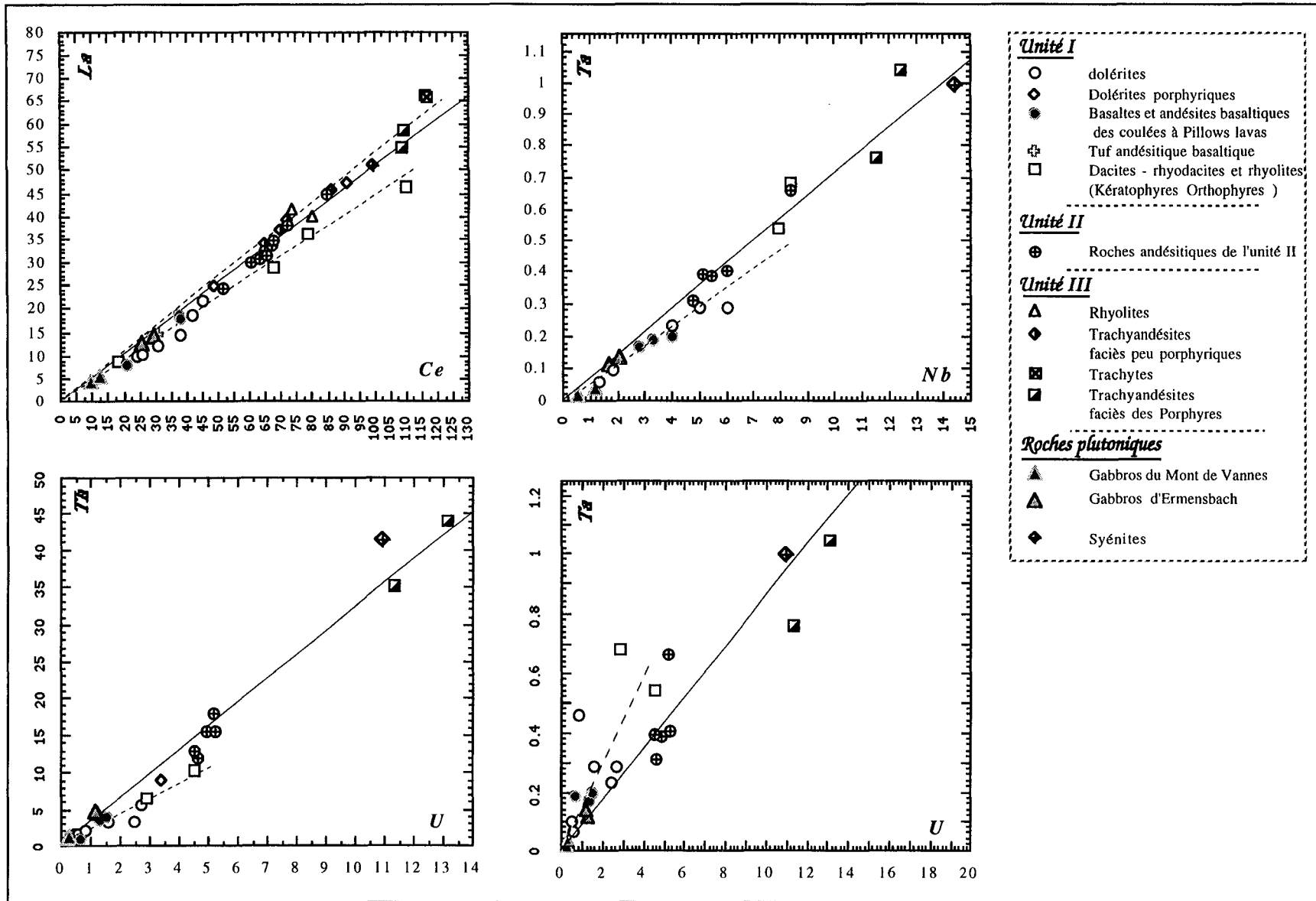


Figure III - 20 : diagrammes (h+/h+) exprimant les comportements des couples d'éléments fortement hygromagmatophiles dans les roches des trois unités volcaniques et dans celles plutoniques.

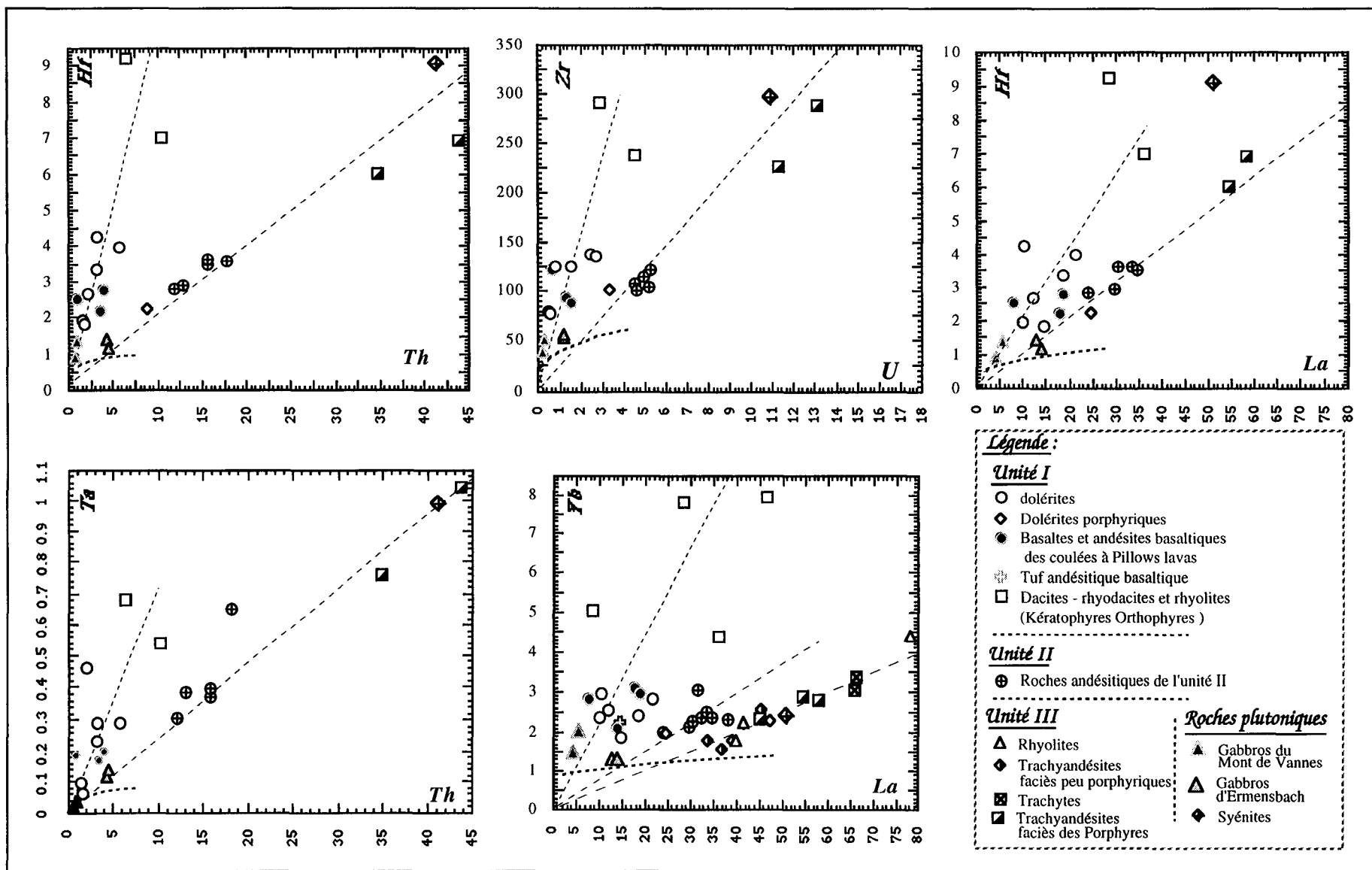


Figure III - 21 : diagrammes (h-/h+) exprimant les comportements des divers couples d'éléments faiblement et fortement hygromagmatophiles dans les roches des trois unités volcaniques et dans celles plutoniques.

Les diagrammes binaires faisant intervenir des couples d'éléments hygromagmatophiles (h^+/h^+) construits pour l'ensemble des roches de cette unité sur la bases des couples d'éléments (La, Ce), (La, Sm), (U, Th) et (Nb, Ta) (fig. III-20), mettent en évidence l'individualisation d'une corrélation linéaire passant par l'origine. Cette observation suggère que ces roches sont cogénitiques et qu'elles peuvent être issues d'une même source.

Ces résultats associés à ceux qui sont exposés dans les chapitres traitant la spilitisation et les caractères géochimiques, nous amènent à retenir une seule série magmatique pour les roches basiques de cette unité, bien qu'il soit possible que cette dernière englobe des roches de caractères différents sans liens génétiques directs et dont la distinction ne peut être clairement établie que sur une base de données beaucoup plus importante et bien spécifiée à l'échelle des affleurements de ces roches.

Les corrélations mettant en cause un élément peu hygromagmaphile (h^-) en fonction d'un élément très hygromagmaphile (h^+), telles que les relations (Th, Hf), (Ta/Th), (Zr, Hf), (La, Yb) et (Nb, Zr) (fig. III-21), montrent que ces roches sont issues de mécanismes de cristallisation fractionnée.

b - Les roches acides

Quelles sont leurs relations avec les roches basiques?

Dans les diagrammes d'évolution des éléments chimiques majeurs, il semble possible d'évoquer un lien pétrogénétique entre les roches basiques et les roches acides par cristallisation fractionnée (fig. II-32, II-31 et III-31). De la même façon, les diagrammes Y-Zr et ceux fondés sur la base des éléments traces prenant en compte les couples d'éléments hygromagmaphiles (fig. III-29, III-20 et III-21), ainsi que les spectres de Terres Rares, suggèrent également une telle consanguinité (fig. III-22).

Le modèles (h^+/h^-) - $f(h^+)$ (fig. III-32 et III-33) montrent que les roches basiques et acides de cette unité ainsi que les gabbros du Mont de Vannes, en présentant, en accord avec leurs caractères géochimiques (Chapitre III, PII), des valeurs faibles des rapports des éléments par rapport aux roches des autres unités et aux gabbros d'Ermensbach, paraissent s'organiser pour exprimer une progression des rapports depuis un premiers groupe englobant les basaltes et les gabbros (Mont de Vannes) vers un deuxième groupe englobant les andésites basaltiques des pillows lavas du Mont et les roches acides. La différenciation au sein du premier groupe s'est légèrement exprimée par un bref intervalle de cristallisation fractionnée au cours duquel les rapports des éléments ont été maintenus constants ; ceci paraît logique en effet dans la mesure où les roches de ce groupe sont hypovolcaniques et à composition de basaltes, elles sont donc non miscibles et non exposées directement à l'eau de mer, ainsi elles seront à ce stade, bien qu'ayant été par la suite ou contemporainement soumises à des conditions de faible métamorphisme, non sensibles aux effets des assimilations et épargnées des additionnements par l'eau de mer.

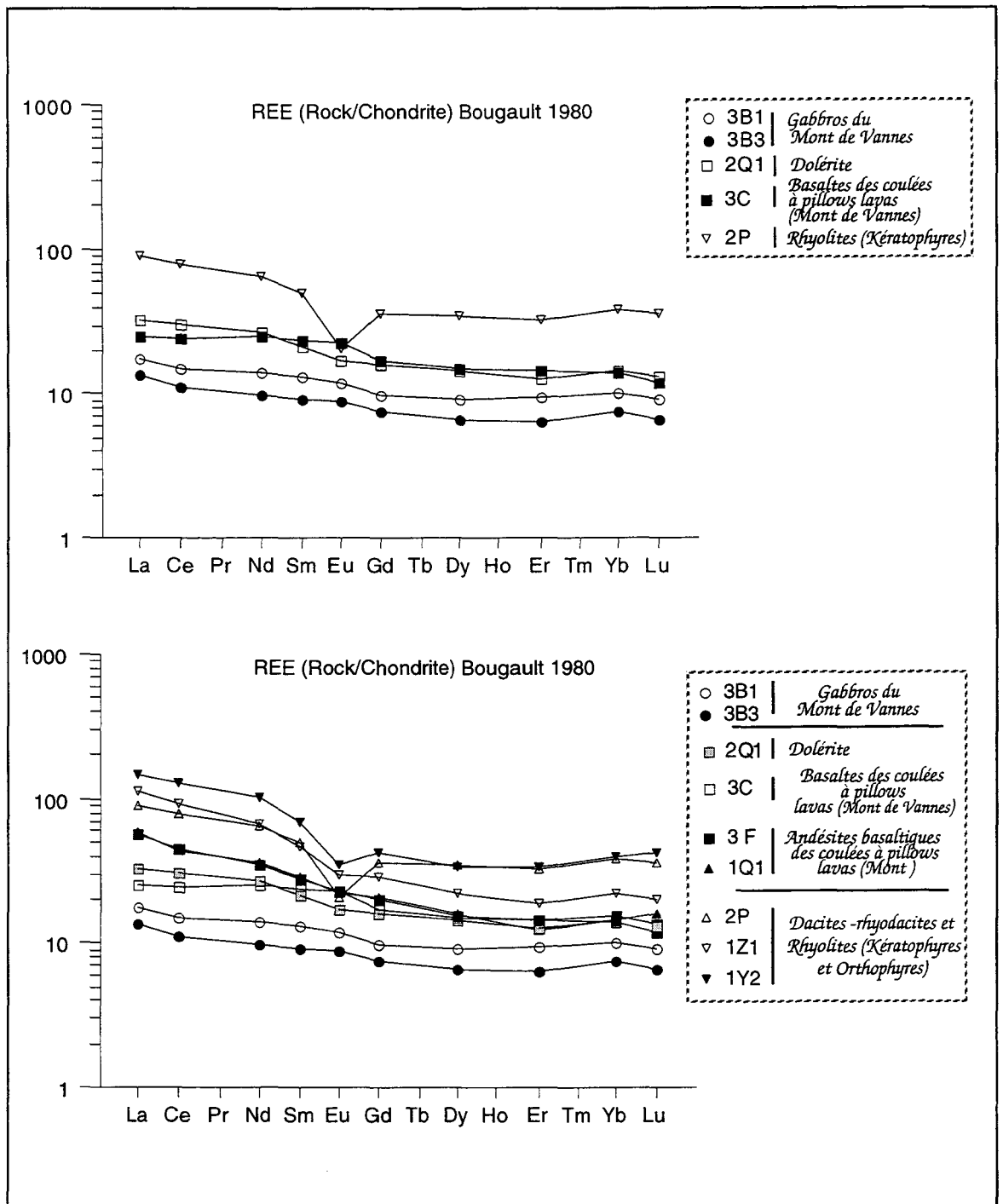


Figure III - 22 : Comparaison des spectres de terres rares des roches plutoniques gabbroïques (Mont de Vannes) et de celles volcaniques basiques et acides de l'unité I.

Ces processus qui ont eu cependant des chances de se développer au niveau du deuxième groupe englobant des roches basiques évoluées et à mode de gisement en coulées (pouvant être à pillows lavas), ont été superposés à la différenciation par cristallisation fractionnée et sont donc responsables de la légère progression en question par variation des rapports des éléments depuis le premier groupe vers le deuxième.

Dans ces modèles, l'emplacement des roches acides, étant donnée la position avancée des andésites basaltiques du deuxième groupe par rapport à celles des basaltes (rapport h^+/h^- non constant), suggère la superposition de phénomènes secondaires à la cristallisation fractionnée guidant l'évolution de ces roches vers les rhyolites. Ces dernières peuvent ainsi correspondre à des termes ultimes de cette évolution. Les phénomènes secondaires envisagés, seraient en grande partie représentés par la spilitisation. Les modèles de terres rares (Fig. III-22) montrent que les roches basiques et les gabbros du Mont de Vannes d'une part et les rhyolites d'autre part présentent des spectres de terres rares parallèles soutenant leur évolution par cristallisation fractionnée. Cependant les faciès à caractère rhyodacitique présentent des spectres de terres rares qui s'entrecroisent avec ceux des autres faciès et qui ne montrent pas de parallélisme ni avec ceux des rhyolites ni avec ceux des roches basiques ; ces modèles permettent de déduire que ces faciès rhyodacitiques ne présentent pas de liens de genèse directs avec les autres faciès de cette unité.

Les arguments pétrographiques pouvant supporter cette hypothèse sont à rechercher dans les roches de l'association acido - basique des affleurements à minipillows lavas de la série de Malvaux (Haute Vallée de la Doller).

L'absence de termes intermédiaires entre les deux pôles acide et basique définis, est d'une part un argument qui va à l'encontre de l'hypothèse de cristallisation fractionnée produisant directement des rhyolites, alors que d'une autre part elle constitue une question qui demeure sans réponse précise. Les hiatus ou "Daly-gap" de ce style ont été expliqués par diverses hypothèses parmi lesquelles celles qui supposent que ceux-ci seraient des termes plutoniques non affleurants. Les seuls termes plutoniques à caractères intermédiaires du massif sont les syénites des faciès de bordure. Ces syénites présentent, comme il sera explicité plus loin dans ce travail, des analogies avec les trachyandésites de l'unité III. D'où la question posée des termes intermédiaires revient à savoir s'il existe des liens génétiques entre les trachyandésites de l'unité III et les andésites basaltique du Mont.

2 - Les roches plutoniques

Dans les diagrammes de Pearce et Norry (1979), les gabbros occupent des positions vers les teneurs les plus basses en éléments Y, Ti et Zr. Ces positions reflètent leur caractère moins évolué par rapport à leurs équivalents volcaniques (fig. III-29) (caractères de cumulats) et symbolisent également leur minéralogie caractérisée principalement par les plagioclases et les clinopyroxènes auxquels s'ajouteraient dans ceux d'Ermensbach des amphiboles biotites opaques et apatites.

Ce qui serait susceptible de révéler leur caractère moins évolué par rapport à ceux du Mont de Vannes. Ceux-ci, pour leur part, montrent de fortes teneurs en éléments incompatibles (K, Rb, Ba, Sr) qui reflètent le caractère cumulatif des feldspaths (plagioclases) dans ces roches. De la même façon une évolution depuis les faciès grossiers vers les plus fins est clairement exprimée sur l'ensemble des diagrammes par une diminution importante des éléments de transition et une augmentation de l'ensemble des autres éléments y compris le titane.

Les diagrammes multiéléments (Figures III-23) illustrent le comportement de différents éléments géochimiques des gabbros du Mont de Vannes et des gabbros d'Ermensbach. Au sein des échantillons du Mont de Vannes, une évolution depuis les faciès grossiers vers les plus fins est clairement exprimée par une chute des éléments de transition et une augmentation de l'ensemble des autres éléments, dont le Titane et les terres rares (Fig. III - 23A).

Le comportement cohérent des éléments chimiques engagés, synonymes de spectres d'allures semblables, qui s'observe sur ces diagrammes suggère une même source pour les deux types de roches. On peut cependant remarquer que ceux d'Ermensbach possèdent des teneurs en éléments de transitions plus élevées que celles du Mont de Vannes. Ces différences des teneurs en éléments de transition entre les deux types de roches, peuvent être liées à leurs caractères pétrographiques, en effet une accumulation des plagioclases (cas du Mont de Vannes) ou de minéraux mafiques (Ermensbach) pourrait les expliquer.

Les teneurs en éléments de transition (Ni, Cr ...) et en Mg de ces roches restent cependant dans l'ensemble moins élevées et suggèrent leurs caractères évolués à partir de magmas parents issus probablement d'une même source et ayant évolué différemment.

Ceci nous amène à nous poser la question sur les liens de genèse possibles entre les deux types de roches.

Dans les diagrammes binaires (fig. III-20) faisant intervenir deux éléments fortement hygromagmatophiles (La, Ce) et (U, Th), les deux types de gabbros forment une seule corrélation linéaire passant par l'origine. Cette corrélation peut être caractéristique d'une évolution par cristallisation fractionnée des deux types de gabbros à partir d'une même source ; mais elle peut aussi refléter une différenciation selon des processus de fusion partielle distinctes.

Dans les diagrammes (h^+ et h^-) construits sur la base des éléments fortement et faiblement hygromagmatophiles les deux types de gabbros ne paraissent pas former une seule corrélation mais plutôt deux corrélations linéaires distinctes passant par l'origine (fig. III-21). Ceux du Mont de Vannes et l'ensemble des roches de l'unité I forment une seule corrélation linéaire distincte de celle des ceux d'Ermensbach qui eux expriment leur lien de genèse avec les roches de l'unité II. Ces corrélations impliquent que les deux types de roches ne peuvent pas être liés uniquement par un processus de cristallisation fractionnée. Force est d'admettre alors que ces deux gabbros ne sont pas cogénétiques et qu'ils résultent de mécanismes de fusion partielle différents à la source. Ceci paraît encore mieux s'exprimer lors d'utilisation des diagrammes (h^+/h^- en fonction de h^+) (fig. III-32, III-33).

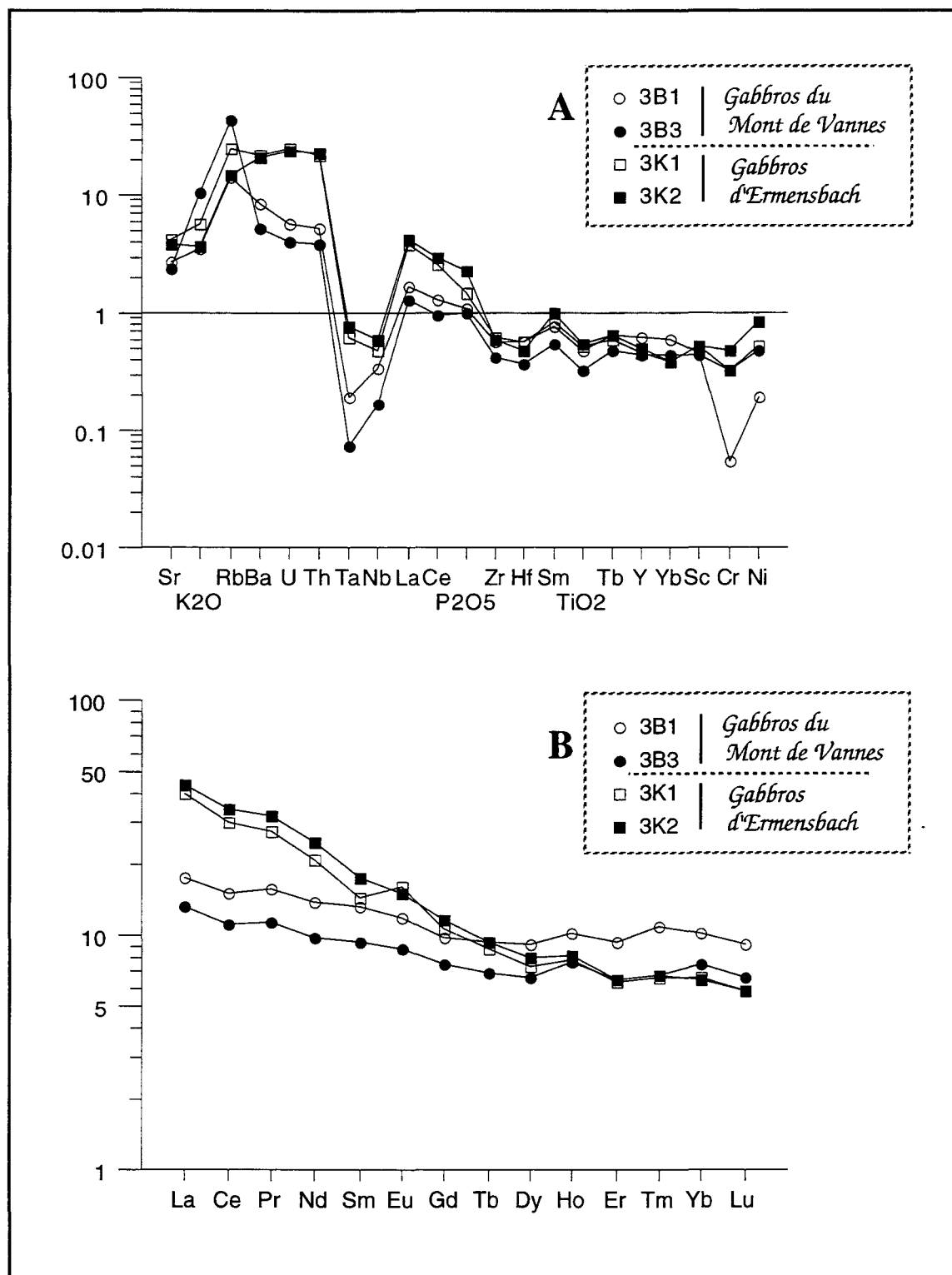


Figure III - 23 : diagrammes multiéléments exprimant les rapports pétrogénétiques entre les roches gabbroïques du Mont de Vannes et celles d'Ermensbach.

A : Spectres élargis normalisés au MORF-N
(modifié d'après Pearce, 1982);

B : Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites
(Bougault, 1980).

Les terres rares à la fois par leurs teneurs brutes ainsi que par les spectres normalisés expriment une diversité entre ces roches qui soutient les déductions faites à partir de l'étude des éléments hygromagmatophiles. En effet les gabbros du Mont de Vannes présentent des spectres de terres rares peu fractionnés ($La/Yb \approx 2,8$), par rapport à ceux d'Ermensbach, enrichis en LREE ($La/Yb \approx 10$) (fig. III-23B).

En conclusion nous placerons l'hypothèse du non cogénitisme de ces roches comme la plus vraisemblable et donc en un premier ordre d'importance par rapport à celle d'une cristallisation fractionnée n'opérant pas seule et qui serait d'un ordre secondaire.

B - UNITÉ II

Les roches volcaniques de l'unité II sont des termes intermédiaires basiques à composition de basaltes andésitiques et d'andésites.

Les couples d'éléments (Y, Zr) et (Nb, Zr) (Pearce et Norry, 1979) expriment des corrélations linéaires parallèles à des évolutions guidées par une cristallisation de plagioclases + olivine \pm magnétite d'une part et plagioclases + olivine + pyroxène \pm magnétite d'autre part. Les plagioclases jouent le rôle le plus important par rapport aux autres minéraux. Les diminutions de teneurs en éléments de transition (Cr, Ni et V) impliquent cependant un rôle non négligeable des minéraux mafiques (olivine, pyroxènes, magnétite) lors des processus de cristallisation fractionnée (fig. III-29).

Les spectres de terres rares (fig. III-24B) montrent un parallélisme parfait pour toutes ces roches. Cette observation suggère que toutes ces roches sont cogénétiques, issues d'un même magma, ayant subi une faible différenciation par cristallisation fractionnée.

Ces roches, de composition quasi constante, peuvent - elles être associées du point de vue pétrogénétique à d'autres roches (volcaniques ou plutoniques)?

Les modèles théoriques fondés sur la base des éléments hygromagmatophiles, obtenus pour ces roches et les gabbros d'Ermensbach sont en faveur d'un cogénitisme des deux types de faciès, les basaltes andésitiques résultant de la différenciation des gabbros.

Les couples d'éléments fortement hygromagmatophiles (h^+/h^+) correspondant aux couples d'éléments (La, Ce), (La, Th), (Th, U), (Ce,Zr) et (La,Zr), (Nb, Zr) (Fig. III-20)

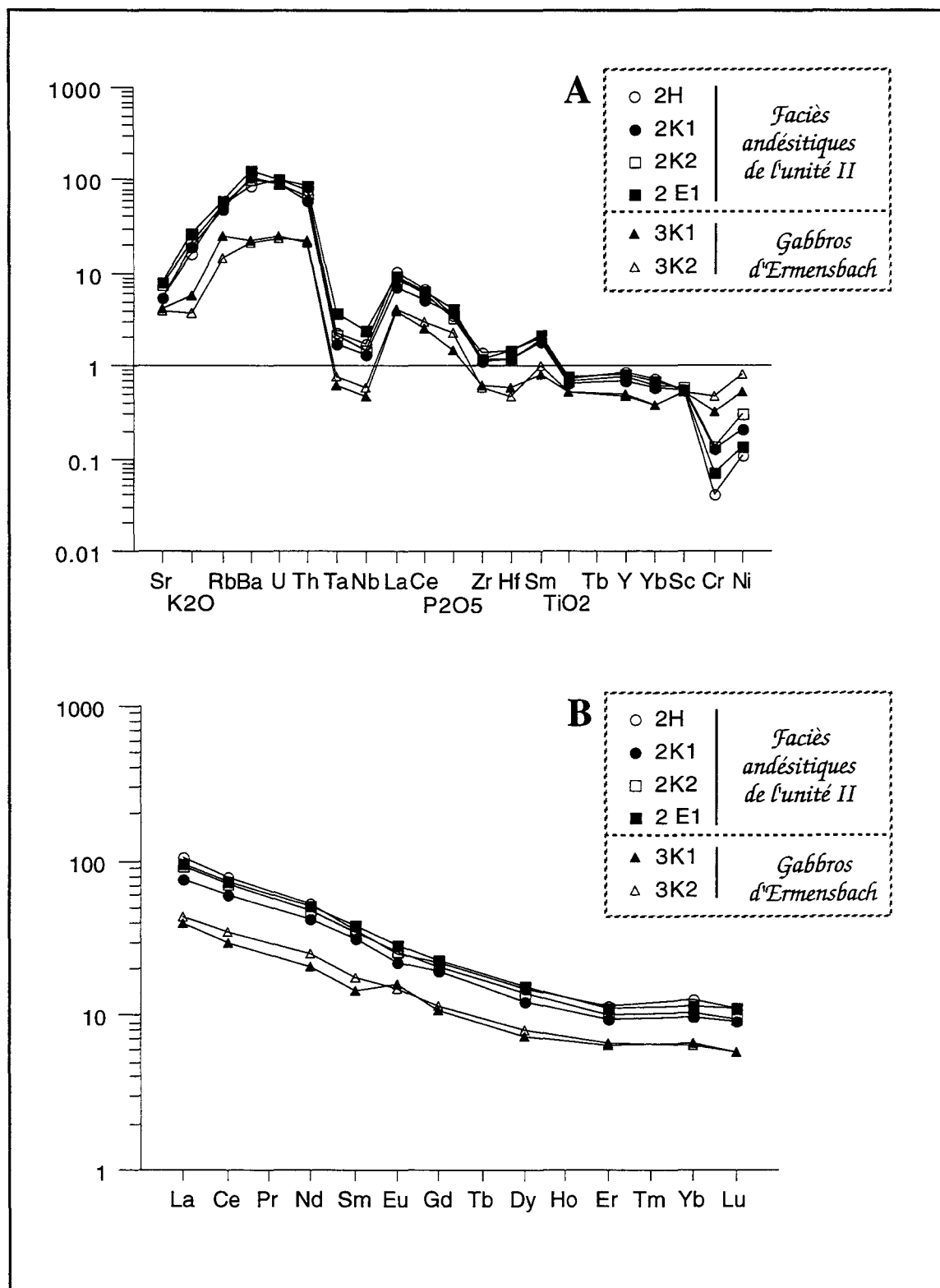


Figure III - 24 : diagrammes multiéléments exprimant les rapports pétrogénétiques entre les roches andésitiques de l'unité II et celles gabbroïques d'Ermensbach.

A : Spectres élargis normalisés au NMORB (modifiés d'après Pearce, 1982);

B : Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites (Bougault, 1980).

expriment pour les deux types de roches une corrélation linéaire passant par l'origine confondue avec celle établie par ces éléments pour l'ensemble des roches de l'unité I. Ce comportement implique que toutes ces roches sont cogénétiques, issues de la même source magmatique, mais sans qu'on puisse préciser la nature des processus pétrogénétiques qui ont guidé leur évolution.

Les couples d'éléments composés d'un élément fortement hygromagmaphile et d'un élément faiblement hygromagmatophile (h^+ , h^-) correspondant aux couples d'éléments (La, Sm), (Th, Yb), (La, Hf), (Y, Zr), (Fig. III-21) expriment pour les basaltes andésitiques et les gabbros d'Ermensbach une corrélation linéaire qui ne passe pas par l'origine et qui est distincte de celle définie par ces éléments pour les autres roches de l'unité I. Ceci implique que les deux types de roches en question peuvent être cogénétiques, les basaltes andésitiques étant les produits évolués par cristallisation fractionnée à partir des magmas initiaux, à l'origine des gabbros d'Ermensbach.

Une telle hypothèse est également confortée par les spectres parallèles des terres rares (fig. III-24B) entre les basaltes andésitiques et les gabbros d'Ermensbach. De la même façon, les diagrammes multi-éléments (fig. III-24A) normalisés par rapport aux MORB permettent d'observer une évolution cohérente entre les deux types de roches. Cette évolution se résume en une diminution des concentrations en éléments de transition et une augmentation de teneurs de tous les autres éléments (HFS, LFS et REE) depuis les gabbros vers les basaltes andésitiques.

Dans ces conditions, rien ne semble s'opposer à une dérive des basaltes andésitiques de l'unité II par cristallisation fractionnée d'un magma basique initial dont les gabbros d'Ermensbach sont les produits.

C - UNITÉ III

1 - Rapports pétrogénétiques :

Les roches de cette unité sont à dominance de termes intermédiaires (trachyandésites peu porphyriques et trachyandésites porphyriques - "porphyres"), de termes alcalins (trachytes) et acides (rhyodacites). Ces faciès sont tous porphyriques, et expriment des degrés ou indices de porphyrisme et de coloration, qui sont variables d'un faciès à l'autre.

Leurs caractères chimiques, qui expriment l'enregistrement de l'impact de la diversité de leurs minéralogie, expriment une organisation en plusieurs ensembles dans cette unité.

Sur le diagramme Y-Zr de Pearce et Norry (1979) (fig. III-29), on remarque que les trachyandésites et rhyodacites sont regroupés selon une évolution correspondant à des fractionnements dominés par les amphiboles auxquelles sont associés des cpx, des plagioclases

ainsi que des opaques, de l'apatite et du zircon. Les trachyandésites porphyriques (Porphyres), la syénite de Sewen et les dolérites porphyriques de la Goutte d'Ulysse, définissent un second ensemble contrôlé par des fractionnements de cpx, plagioclases, feldspaths potassiques et amphiboles, ainsi que des opaques, zircon et apatites. Le troisième ensemble est celui des trachytes qui s'intègre dans la suite du précédent.

Ces mêmes résultats qui peuvent être encore obtenus, par référence aux mêmes auteurs, pour les éléments Ti et Zr, sont en parfaite cohérence avec les résultats de l'étude pétrographique, bien que cette dernière montre que ces faciès englobent des olivines et du quartz ainsi que des feldspaths alcalins de morphologie particulière (Ch II PII). En effet, les faciès du premier groupe (trachyandésites et rhyodacites) présentent un indice de coloration très important et un indice de porphyrisme faible par rapport aux roches du deuxième groupe présentant un indice de coloration faible et un indice de porphyrisme élevé ; les syénites et les dolérites porphyriques de la goutte d'Ulysse présentent des caractères intermédiaires entre les deux pôles extrême correspondant d'une part aux trachyandésites et d'une autre part aux porphyres.

Ainsi une progression des caractères pétrographiques et minéralogiques s'enregistre depuis les trachyandésites - rhyodacites passant par les syénites dolérites porphyriques vers les porphyres.

Au niveau de leurs caractères géochimiques ceci s'exprime par des teneurs en éléments MgO, FeO* et en éléments de transition élevées dans les trachyandésites et rhyodacites par rapport aux porphyres et trachytes. Les syénites et dolérites porphyriques de la goutte d'Ulysse sont à caractère intermédiaire.

Ainsi lors de cette étude des rapports pétrogénétiques au sein de cette unité, nous serons amenés à considérer parallèlement aux argument géochimiques, l'essentiel des informations et des conclusions de l'étude pétrographique et minéralogique de ces roches.

Les **trachyandésites et les rhyodacites** paraissent former un groupe homogène. C'est ainsi que les diagrammes des éléments hygromagnaphiles tel que le couple (La, Ce) (fig. III-20 et 21), expriment une corrélation linéaire passant par l'origine, suggérant un cogénéisme et une même source pour ces roches. De la même façon, le parallélisme des spectres de terres rares (fig. III-25A) et la diminution des teneurs en éléments de transition (fig. III-30) permet également d'envisager une évolution guidée par cristallisation fractionnée des trachyandésites aux rhyodacites.

La différenciation par augmentation de Silice et diminution des éléments de transition qui lie ces roches est un argument qui soutient fortement le processus de cristallisation fractionnée envisagé. Cependant dans les rhyodacites les teneurs en Silice paraissent légèrement diluées et

celles en éléments de transition paraissent accentuées ; dans les trachyandésites les teneurs en Silice paraissent légèrement plus élevées. Ceci implique que les teneurs en éléments de transition, même élevées ont été diluées par la silice. Ces caractères chimiques, associés aux données minéralogiques exprimés par les Cpx et les biotites, etc. riches en Chrome dans les deux types de faciès, montrent qu'elles seraient issues d'un magma parent mantello-dérivé, riche en éléments de transition et qui a été hybridé par des magmas acides qui seraient d'origine crustale. Ceux-ci peuvent également montrer que ces roches sont issues d'un magma mantello-dérivé qui a subi une forte contamination crustale. Ces déductions nous permettent de retrouver l'essentiel de celles évoquées par Benouna, (1986) au sujet des relations génétiques entre ces rhyodacites (Ignimbrites rhyolitiques latitiques de la carte géologique de Thann) et les granites des Ballons (Monzo-granites) considérés être des équivalents génétiquement liés par Gagny, (1968).

Les **trachyandésites porphyriques** (“**porphyres**”), les dolérites porphyriques de la Goutte d'Ulysse et la **syénite de Sewen** constituent un second ensemble homogène, comme le souligne la similitude de leurs spectres de terres rares (fig. III-25B), leur répartition des éléments de transition (fig. III-30) et des éléments hygromagmatophiles (fig. III-20 et III-21).

Le troisième ensemble est celui des **trachytes**. Les modèles théoriques fondés sur la base des éléments de transition et des éléments hygromagmatophiles (fig. III-20, III-21 et III-30) permettent de voir une possibilité d'évolution par cristallisation fractionnée depuis le groupe précédent (trachyandésites porphyriques, syénites) vers les trachytes. Les modèles de terres rares ne s'opposent pas à cette interprétation (fig. III-26 et III-27) ; en effet ceux-ci manifestent un parallélisme parfait de leurs courbes en faveur d'un cogénitisme, d'une même source et d'une évolution par cristallisation fractionnée entre les deux types de faciès.

Au total, les modèles théoriques, concernant aussi bien les éléments hygromagmatophiles (H^+/H^-), [tels qu'ils peuvent être observés pour les couples d'éléments (Zr-Nb), (La-Sm), (La-Zr), (Zr-SiO₂) (Fig. III-21)], que les éléments de transition, confirment les liens génétiques établis entre ces divers groupes. Trachyandésites et rhyodacites seraient cogénétiques, les rhyodacites étant les produits de différenciation par cristallisation fractionnée des trachyandésites. De la même façon, “porphyres”, syénites et trachytes sont associés, les trachytes étant les produits ultimes de la différenciation.

Ces modèles qui confirment le comportement cohérent des LREE et de l'éléments Zr entre les trachyandésites et les rhyodacites, montrent que les trachyandésites présentent des teneurs en éléments hygromagmatophiles, dont les REE, qui sont les plus faibles par rapport à celles des autres roches. Ces faibles teneurs en éléments hygromagmatophiles, associées à des concentrations élevées des éléments de transition, semble faire des trachyandésites des roches

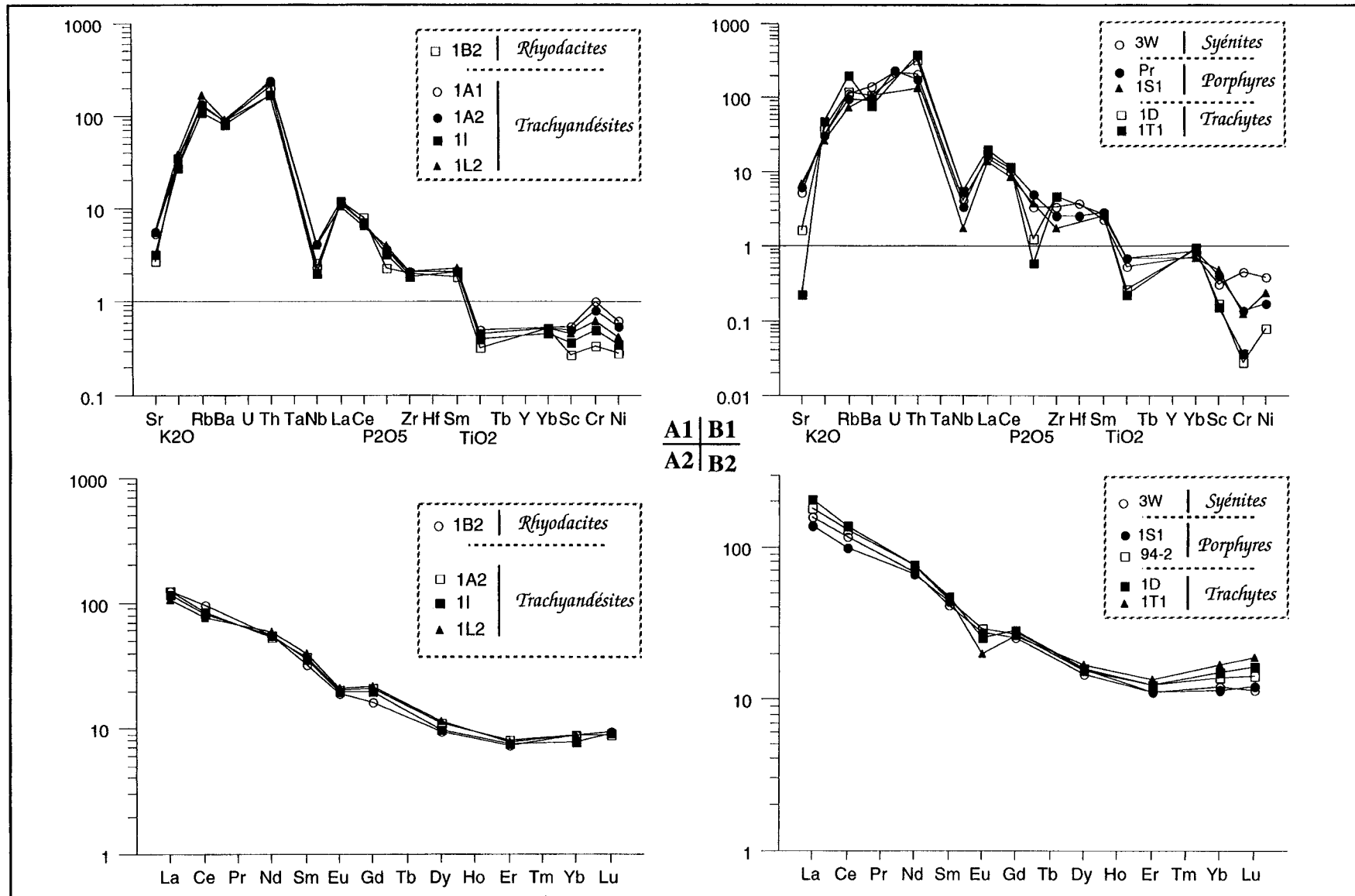


Figure III - 25 : Diagrammes multiéléments exprimant les rapports pétrogénétiques entre les roches de l'unité III.

A : rapports entre roches du 1^o ensemble; **B :** rapports entre roches du 2^o ensemble;

1 : Spectres élargis normalisés au MORB-N (modifié d'après Pearce, 1982);

2 : Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites (Bougault, 1980).

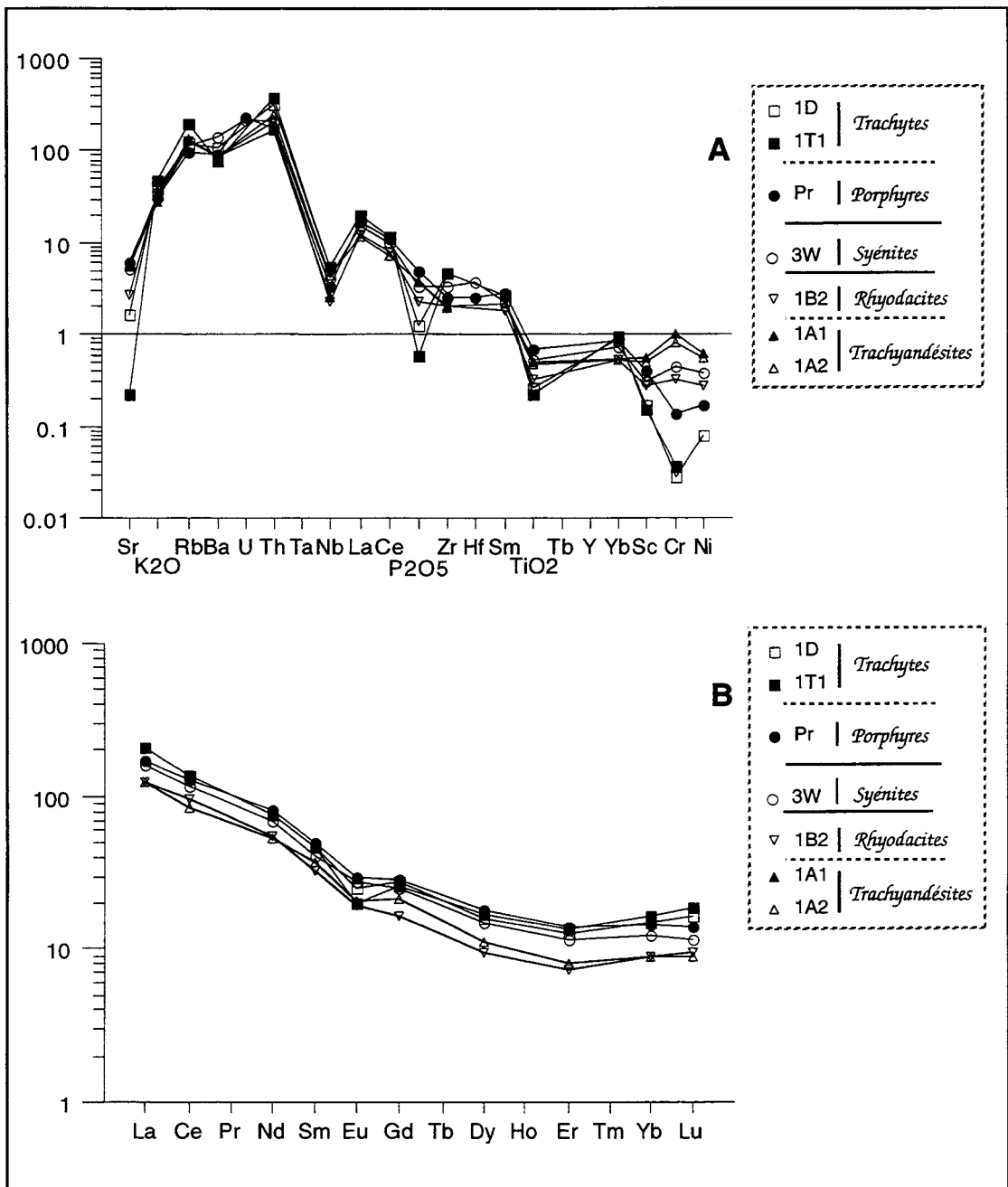


Figure III - 26 : Diagrammes multiéléments exprimant les rapports pétrogénétiques entre les roches de l'unité III.

A : Spectres élargis normalisés au MORB-N
 (modifié d'après Pearce, 1982);

B : Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites
 (Bougault, 1980).

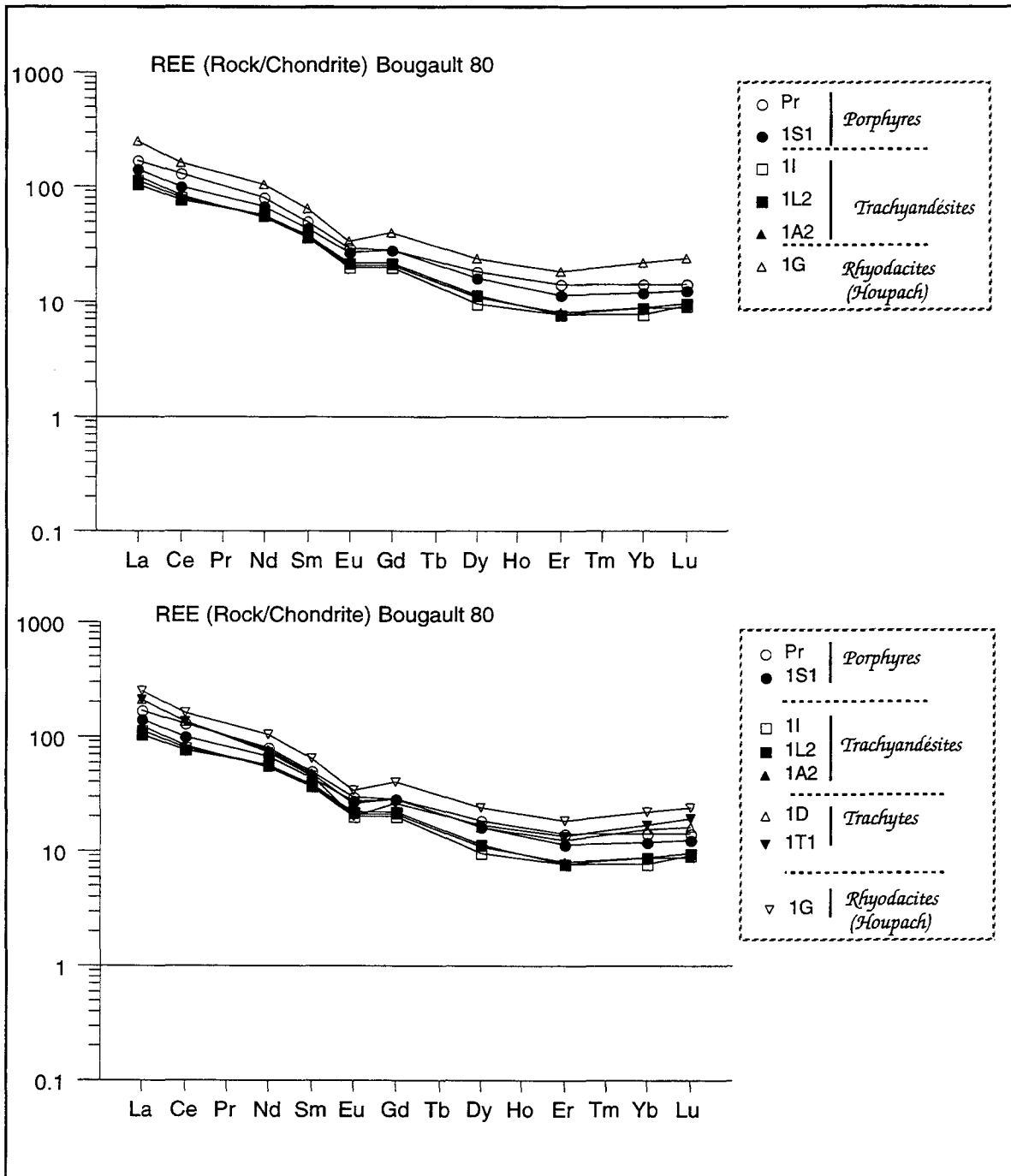


Figure III-27 : Spectres normalisés de terres rares exprimant les rapports pétrogénétiques entre les porphyres, les trachyandésites, les trachytes et les rhyodacites de Houppach.

plus primitives ou moins évoluées que les roches du deuxième groupe (“porphyres”, dolérites porphyriques et syénites).

Ceci soulève la discussion qui accompagne la définition des rapports génétiques entres les différents termes des deux ensembles et la question relative à leurs magmas-parents.

2 - Discussion :

Les ensembles pétrographiques définis ci-dessus posent 2 questions :

1 - Quels sont les rapports pétrogénétiques entre les trachyandésites (considérés comme les roches les moins différenciées de cette unité) avec les “porphyres” et les syénites.

2 - Quels sont les termes primitifs ou magmas parents de ces ensembles.

En réponse à ces questions deux hypothèses peuvent être formulées :

1° hypothèse : Les trachyandésites (1° ensemble), les porphyres et les syénites (2° ensemble) *sont cogénétiques*. Cette hypothèse permet d’envisager deux cas :

rapports génétiques :

a) Les trachyandésites, les “porphyres” et les syénites représentent les termes intermédiaires d’une série évoluant par cristallisation fractionnée vers les trachytes (3° ensemble). Cette série serait hybridée par des termes intermédiaires d’origine crustale, et les trachyandésites représenteraient la composante la plus hybridée de laquelle dériverait les rhyodacites par cristallisation fractionnée.

b) Les trachyandésites, les “porphyres”, les syénites, les rhyodacites et enfin les trachytes sont tous cogénétiques et résultent d’une différenciation par cristallisation fractionnée auquel se superpose une assimilation de matériaux du conduit magmatique.

De ces deux cas, le premier paraît plus vraisemblable.

magma-parent :

Le magma parent et les termes moins évolués des ces roches seraient à rechercher soit dans un magma hybride mantello-dérivé dont les termes basiques primitifs sont absents, soit dans les autres unités.

Arguments pétrographiques et arguments minéralogiques (ChII-PII) :

1 - La fréquence des figures d’instabilité et de déséquilibre dans les faciès trachyandésitiques :

- fréquence de pyroxènes à textures squelettiques résorbés;

- fréquence de plagioclases squelettiques présentant des figures de déséquilibre et de réaction,

-fréquences des pseudomorphes d'olivines très squelettiques. Ceux-ci caractérisent en grandes proportions les trachyandésites et en très faible proportions les porphyres,

2 - Les associations polyminérales complexes des trachyandésites :

association entre pyroxènes et olivines,

nids de pyroxènes,

associations de plagioclases - pyroxènes - pseudomorphes d'amphiboles

- opaques - apatites, rappelant des enclaves des roches plutoniques syénitiques;

3 - feldspaths alcalins poecelitiques de morphologie et de taille et de proportions moins importantes dans les trachyandésites;

4 - La présence d'olivine et du quartz dans une même roche trachyandésitique (faciès de Masevaux),

5 - La présence de phénocristaux d'apatites dans certaines trachyandésites (faciès de la Vierge d'Alsace),

6 - présence de quartz dans certaines trachyandésites,

7 - La transformation des amphiboles en biotites, attestant d'un apport important du potassium au système,

8 - La composition élevée en Chrome des clinopyroxènes;

Arguments géochimiques :

Les trachyandésites, présentent les teneurs les plus élevées de cette unité en éléments majeurs FeO, MgO et TiO₂ et en éléments de transition; elles présentent également celles les plus faibles en terres rares. Ces caractères impliquent que celles-ci représentent les faciès les plus primitifs rencontrés dans cette unité. Leurs teneurs élevées en Silice, par rapport à celles des roches du deuxième ensemble de la même unité, ne s'opposent pas à leurs caractères de faciès les plus primitifs. En effet les faciès du deuxième ensemble sont cumulatifs en plagioclases par rapport aux trachyandésites.

Les porphyres, les syénites et les dolérites porphyriques présentent des teneurs plus faibles que les trachyandésites en éléments majeurs (dont SiO₂) et en ceux de transition. Elles présentent également des teneurs élevées en terres rares. Ces caractères, en tenant compte de leur minéralogie cumulative en plagioclases, ne s'opposent pas à leur évolution par C.F à partir des trachyandésites (fig III- 26, III-27 et III-30).

Les trachytes présentent des teneurs en ces éléments (éléments majeurs, éléments de transition et ceux terres rares) qui sont compatibles avec leurs évolution par C.F depuis l'ensemble englobant les porphyres.

Les rhyodacites, étant donnée leurs teneurs en éléments de transition et en terres rares ainsi que leurs caractères minéralogiques, ne peuvent pas être issues directement des porphyres. Ceux-ci peuvent provenir des trachyandésites à l'issue d'un intervalle très bref de C.F.

2° hypothèse : Les trachyandésites (1° ensemble), les “porphyres” et syénites (2° ensemble) *sont non cogénétiques*.

rapports génétiques :

Les roches du 2° ensemble sont des termes intermédiaires d'une série de roches hybrides évoluant par cristallisation fractionnée vers les trachytes.

Les trachyandésites représentent des termes intermédiaires d'un magma hybride évoluant par cristallisation fractionnée vers les rhyodacites.

magma parental :

Le magma-parent et les termes moins évolués des roches du 2° ensemble sont à rechercher dans les roches de l'unité II.

Le magma parent hybride à l'origine des trachyandésites permet d'envisager deux cas :

1 - les trachyandésites sont produites par un magma mantello-dérivé dont les termes les moins évolués sont absents de cette partie du massif. Celui ci serait hybridé ou contaminé durant un stade antérieur de son évolution et se serait mélangé à celui du deuxième ensemble. L'absence des termes basiques à basiques intermédiaires du magma en question soulève une question analogue à celle posée pour les termes intermédiaires de l'unité I.

2 - Ce cas nous remet dans le cadre de la première hypothèse, et envisage que les trachyandésites sont produites en deux étapes, d'abord un recyclage d'une croûte de composition proche de celle des andésites (granulitique à amphibolitique), ce recyclage produira un liquide tonalitique qui se mélange aux magmas du deuxième ensemble pour acquérir un aspect trachyandésitique et produire les rhyodacites.

Argument pétrographiques et minéralogiques :

L'ensemble des arguments pétrographiques et minéralogiques cités dans la première hypothèse peuvent être reconsidérés. En plus de ceux ci on citera également :

1 - L'emplacement des clinopyroxènes des porphyres dans les diagrammes de caractérisation qui rappelle celui des clinopyroxènes des roches de l'unité II,

2 - Les biotites et les apatites formants les interstices dans les gabbros d'Ermensbach, attestent que ces gabbros, dont la plupart sont à texture grossière cumulative, ont été pendant leurs derniers stades d'évolution en équilibre avec un liquide riche en potassium et en apatites analogue à celui ayant livré les rhyodacites et les trachyandésites.

Arguments géochimiques :

Le croisement des spectres de terres rares existant entre les roches basiques de l'unité II et les trachyandésites paraît atténué depuis les porphyres. En effet les spectres de terres rares des faciès de l'unité III, paraissent présenter des allures homogènes.

III - RAPPORTS PÉTROGÉNÉTIQUES ENTRE LES ROCHES DES TROIS UNITÉS :

Cette étape préliminaire d'étude des rapports pétrogénétiques des roches de chacune des unités volcaniques et des roches plutoniques basiques, montre en dépit des détails et des lumières qu'elle permet d'envoyer sur les organisations des faciès dans chacune des unités, que les séries définies souffrent cependant de l'absence de termes basiques pour certaines et de termes intermédiaires et/ou évolués pour d'autres.

Ceci permet donc d'envisager deux cas ou deux procédures de travail :

1 - Un *premier cas qualifié d'insuffisant* où l'on se propose de regarder chacune des unités, étant donné leurs âges successifs, comme une entité volcanique indépendante des autres. Ceci suppose que les roches de chaque unité ne peuvent pas être génétiquement liées à celles des autres unités. L'étude pétrogénétique se résume alors à conserver les rapports génétiques établis pour les roches de chaque unité, comme nous l'avons fait précédemment, tout en plaidant en faveur de la première hypothèse pour les roches de l'unité III. Dans ce cas, l'ensemble du volcanisme dévono-dinantien des Vosges méridionales est constitué de trois séries magmatiques indépendantes, chacune d'elles ayant ses propres produits de différenciation.

2 - Un *deuxième cas* nécessaire où l'on se proposerait d'ignorer les découpages litho-stratigraphiques et de supposer la continuité de certaines des émissions volcaniques dans le temps. Ceci nous permettra de clarifier les rapports génétiques de l'ensemble des roches étudiées, ce qui permettra donc, soit de se limiter à trois séries magmatiques différentes correspondant chacune à une unité magmatique, soit dans le cas d'une confirmation des liens génétiques entre termes d'unités différentes, de réduire le nombre de séries et les redéfinir.

Ainsi on peut examiner le rôle dans le temps des processus pétrogénétiques autres que la cristallisation fractionnée, tels que des phénomènes d'assimilation, de participation crustale et de mélange qui sont susceptibles de se développer au cours de l'évolution de l'orogène varisque. La possibilité de liens pétrogénétiques entre les roches des diverses unités d'une part et avec les roches plutoniques d'autre part, laisse donc possible les évolutions correspondantes aux deux hypothèses proposées pour la pétrogenèse des roches de l'unité III.

Examinons maintenant d'une façon plus globale, l'ensemble des relations pétrogénétiques que peuvent présenter les 3 unités entre elles, en examinant les données fournies par la géochimie des traces.

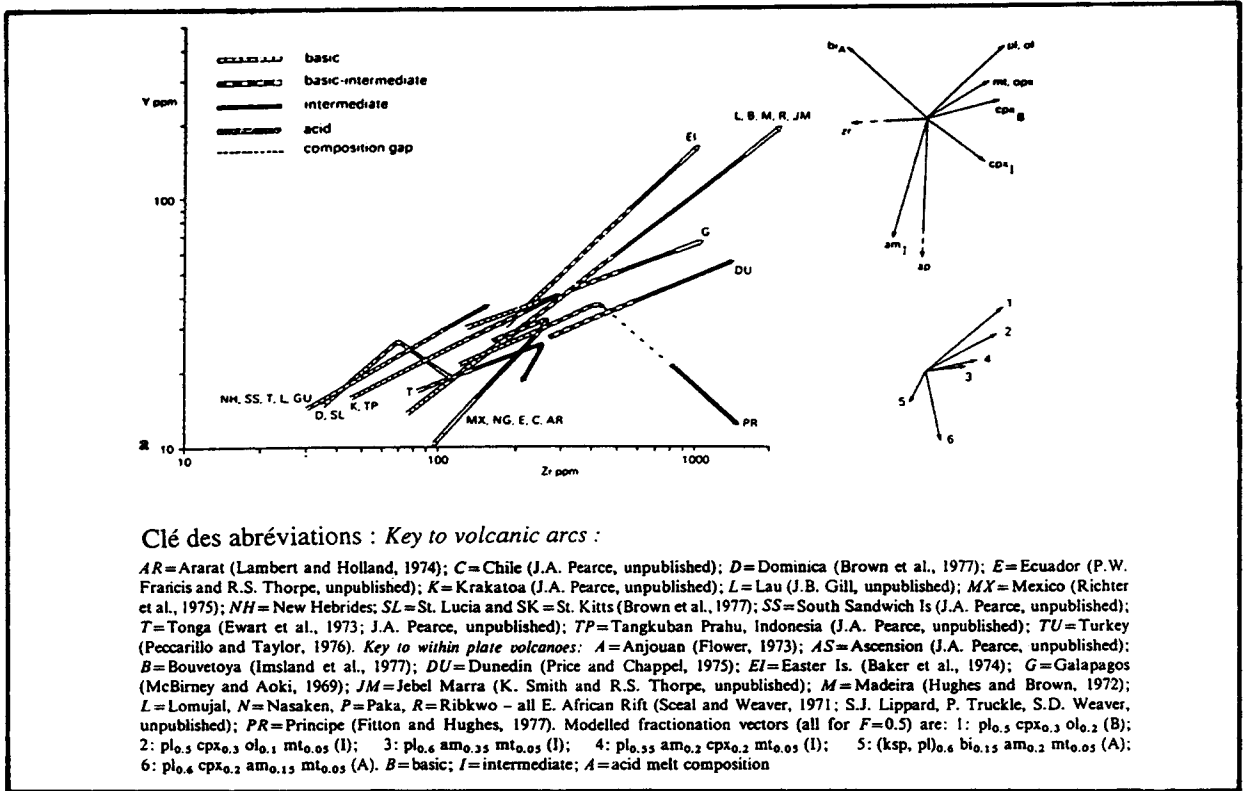


Figure III-28 : Modèles des fractionnements observés et calculés pour les diverses séries magmatiques sur le diagramme Y- Zr par Pearce et Norry (1979).

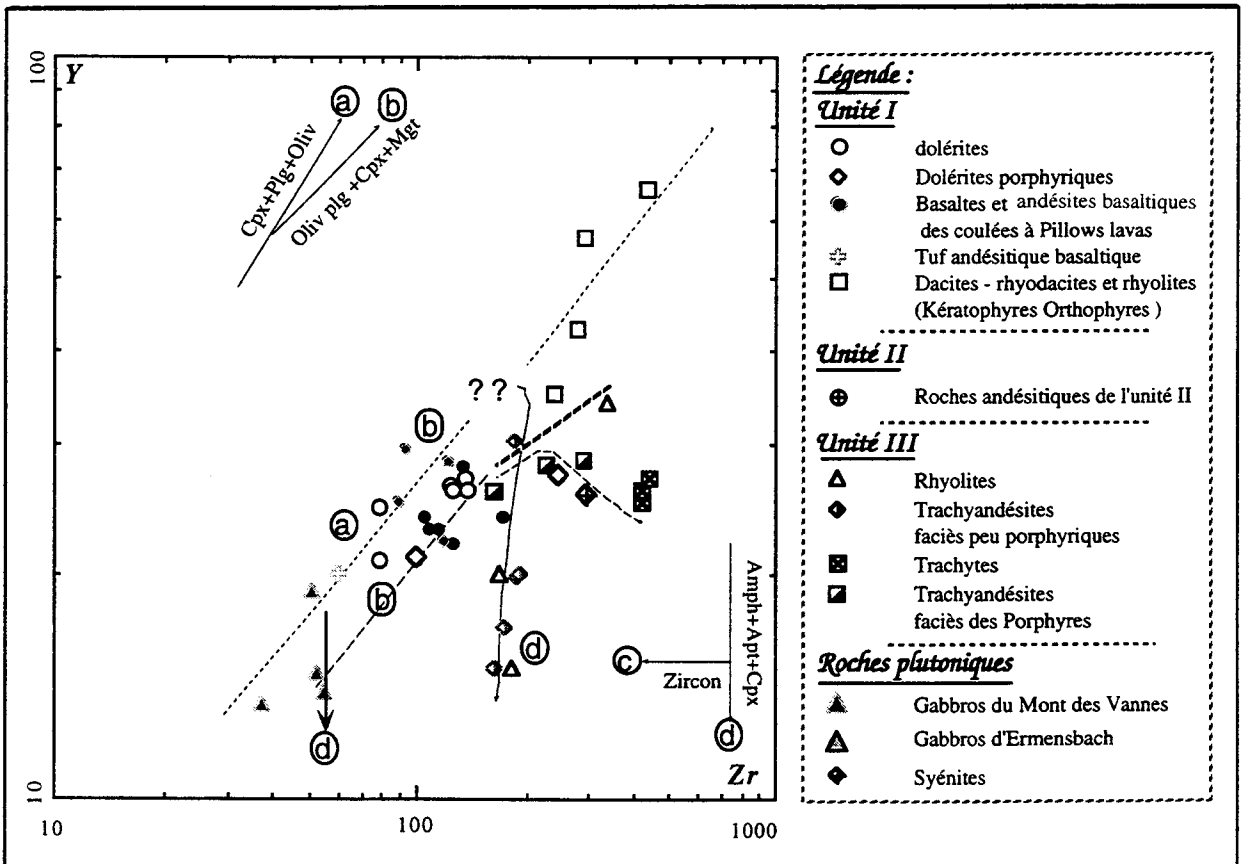


Figure III-29: diagramme Y-Zr exprimant les associations minérales qui ont guidé les fractionnements dans les roches des trois unités volcaniques et dans celles plutoniques (Pearce et Norry, 1979).

A - Rapports Zr/Y et TiO₂/Zr

Les rapports Zr/Y et TiO₂/Zr (Pearce et Norry ,1977) (fig. III-29) permettent de constater que par rapport aux évolutions dans les unités I et II, où le contrôle minéralogique est guidé principalement par la cristallisation des plagioclases, clinopyroxènes, opaques, le contrôle minéralogique des laves de l'unité III et l'évolution des produits paraissent guidés par la cristallisation des amphiboles, des biotites et des minéraux accessoires (zircon et apatite) ceci est en parfait accord avec les observations pétrographiques. Ce diagramme souligne également la difficulté d'établir un lien direct entre les roches de l'unité II et les trachyandésites et rhyodacites de l'unité III. De la même façon, il est possible de constater une relation possible entre les laves de l'unité II et les "porphyres".

B - Les éléments de transition

Les éléments de transition permettent également de tirer quelques caractères généraux.

Les tendances évolutives constatées pour le Ni, Cr, MgO sont également observables pour le fer et le vanadium (fig. III-31). On retrouve en effet les deux tendances magmatiques observées :

1 - La première est caractérisée par une augmentation du fer et du vanadium pendant un premier temps parallèlement à la chute du magnésium et à l'augmentation de la silice. Cette tendance est celle suivie depuis les gabbros et roches basiques de l'unité I vers les andésites basaltiques du Mont. Dans un deuxième temps les teneurs en FeO* et V diminuent et évoluent vers les roches acides rhyolitiques. Cette évolution traduit un fractionnement tardif des oxydes ferrotitanés, significatif d'une *série tholéitique*. Dans cette évolution les andésites basaltiques de l'unité I ne montrent pas de rapport direct avec les trachyandésites de l'unité III.

2 - La deuxième est caractérisée par une diminution continue de ces éléments. Elle est reconnue depuis les dolérites porphyriques du Saut de la Truite (Unité I), les roches de l'unité II, et celles de l'unité III, depuis les faciès porphyriques trachyandésitiques, les syénites et les trachyandésites vers les trachytes et les rhyodacites. Dans cette évolution, les roches de l'unité II paraissent à leur tour être issues des gabbros et des roches basiques. Cette deuxième évolution, caractérisée par la chute parallèle du fer et du vanadium, traduit un fractionnement précoce d'opaques, bien connu dans les *séries calco-alcalines*. Elle confirme d'autre part les rapports pétrogenétiques des roches de l'unité II et des

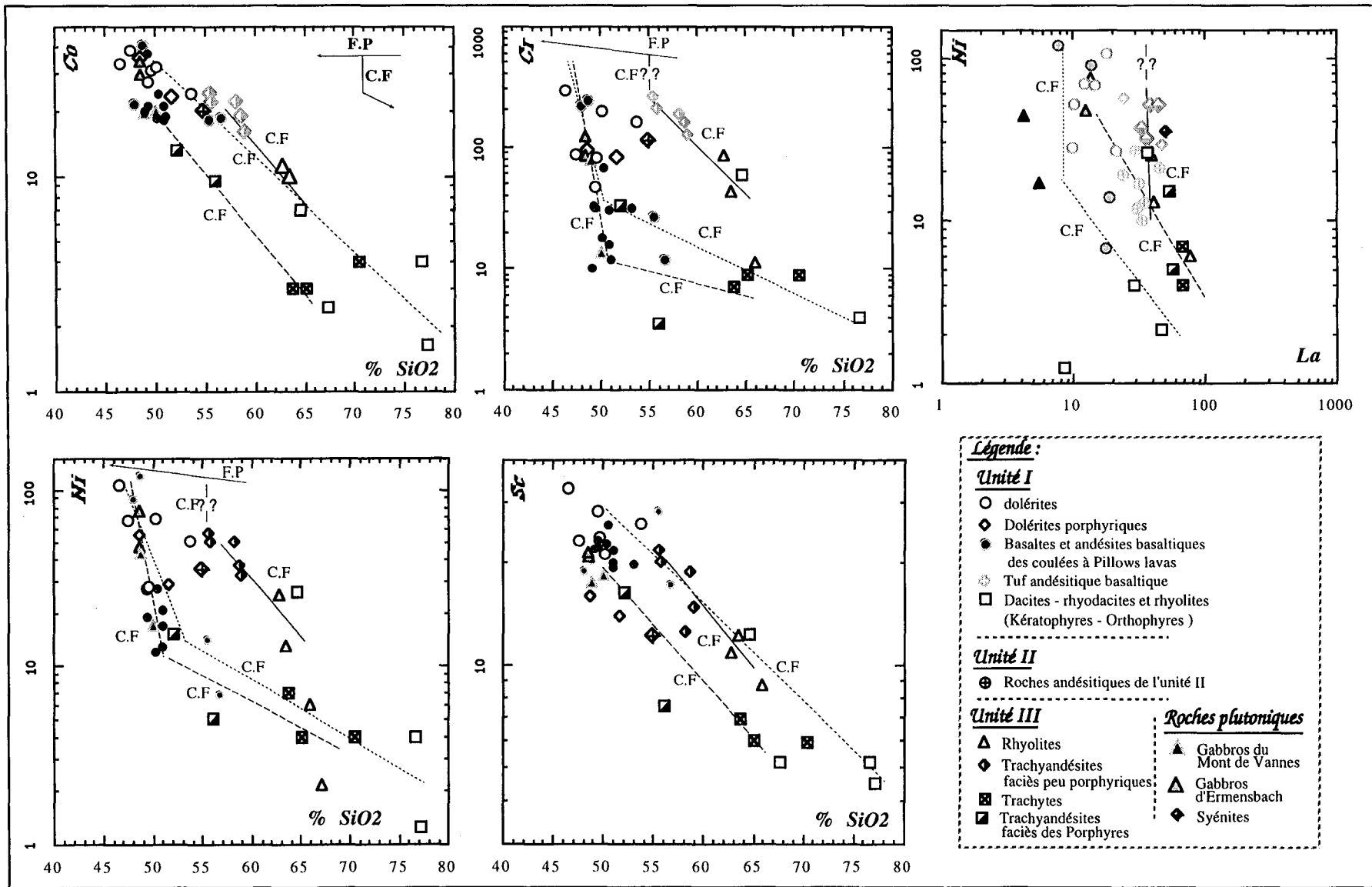


Figure III - 30 : Modèles des comportements des éléments de transition exprimant à la fois les processus pétrogénétiques (F.P : Fusion partielle ; C.F : Crystallisation fractionnée) et les rapports génétiques entre les roches des trois unités volcaniques ainsi qu' avec celles plutoniques.
 Lignée définie par les gabbros du Mont de Vannes, les roches basiques et acides de l'unité I ; — Lignée rassemblant les roches du 1° ensemble de l'unité III ;
 - - - - Lignée susceptible d'être définie par les roches de l'unité II, les gabbros d'Ermensbach et les roches du 2° ensemble de l'unité III.

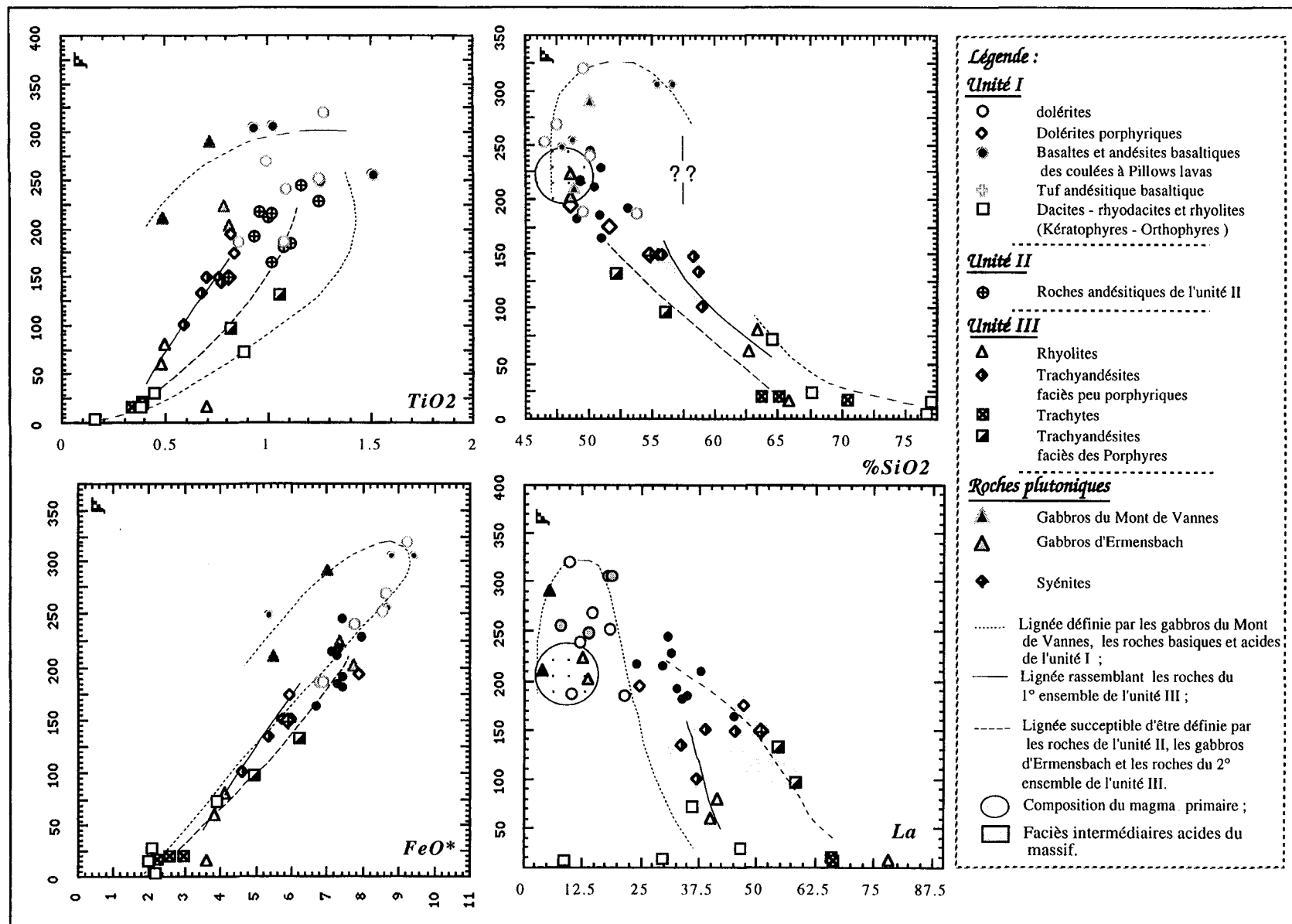


Figure III - 31 : Modèles des comportements des couples d'éléments sensibles aux fractionnements des opaques (V-TiO₂ ; V-FeO*) et du Vanadium avec la différenciation dans les roches volcaniques des trois unités ainsi que dans celles plutoniques.

dolérites du Saut de la Truite avec les "porphyres" et les dolérites de la Goutte d'Ulysse évoluant ensemble vers les trachytes et rhyolites de Houpach. Elle exprime également les rapports observés pour les trachyandésites avec les syénites d'une part et avec les rhyodacites d'une autre part.

Ces évolutions du fer et du vanadium, au même titre que celles des éléments Ni, Cr, Co, et Sc, permettent d'obtenir les mêmes groupements ou associations proposées par les diagrammes de la nomenclature. En effet parmi les associations qui ont pu être reconstituées des dispositions de l'ensemble de ces roches sur les diagrammes alcalins -silice et ceux (R1-R2) (De LaRoche, 1986) on observe celles qui évoluent depuis des termes basiques vers des trachytes et rhyolites en passant par des trachyandésites, et celles qui évoluent depuis les roches basiques des gabbros, vers les andésites basaltiques du Mont et les roches acides. Ces tendances peuvent être observées sur le diagramme de Winchester et Floyd (1974) (Fig. II- 2, 3, 4 et II-5, ChI, PII).

C - Les éléments hygromagmatophiles lithophiles :

1- modèles fondés sur des couples d'éléments hygromagmatophiles :

Les couples d'éléments hygromagmatophiles (La, Ce), (Ta, U), (U, Th) et (Nb, Ta) (fig. III-20) expriment deux corrélations linéaires très voisines pouvant être rassemblées en une seule. Ces corrélations traduisent que ces roches sont issues d'une seule source. Elles peuvent aussi traduire deux sources de compositions très voisines.

Dans le cas d'une seule source pour l'ensemble des roches étudiées, selon que les roches de l'unité I et celles de l'unité II sont cogénétiques ou non, deux cas se présentent :

---- les roches de l'unité II et les gabbros qui leurs sont associés sont non cogénétiques des roches de l'unité I et sont issues par fusion partielle. Celles-ci étant d'une part mise en place postérieurement à celles de l'unité I et étant à caractère enrichi par rapport à ces dernières d'une autre part, devraient pour justifier ces deux caractères faire intervenir lors de la genèse soit des taux de fusion partielle variables d'une même source et des épaisseurs variables de la croûte de mise en place, ou bien une légère modification dans le sens d'un enrichissement de la source qui les a produit par rapport à son état lors de la genèse des roches de l'unité I.

---- les roches des deux unités sont cogénétiques, le magma unique à l'origine de l'ensemble issu d'une même source, connaîtra une séparation de deux types de magmas. Celui à l'origine des roches basiques, aurait gardé partiellement les caractères du magma primaire, et se serait mis en place sur une croûte moins épaisse. Celui à l'origine des roches de l'unité II

dont l'évolution serait caractérisée par la superposition de processus secondaires à celui de la cristallisation fractionnée.

Les couples d'éléments hygromagmatophiles (h^+/h^-), correspondant aux couples (Hf-Th), (Nb, Zr), (Zr, U), (Hf, La) et (La, Sm) (fig. III-21), montrent que les roches acides et basiques de l'unité I forment des lignées cogénétiques différentes de celles définies par les roches de l'unité II et III. En effet, la corrélation des teneurs de ces éléments deux à deux définit des droites de pentes variables passant par l'origine .

Deux lignées distinctes de roches sont donc définies par ces droites de corrélation différentes (fig. III-21). La première correspondant à la corrélation de forte pente, associe les roches basiques plutoniques (cumulats gabbroïques du Mont de Vannes) avec les roches basiques et basiques intermédiaires volcaniques peu évoluées de l'unité I et englobe les roches acides de cette même unité. La seconde, correspondant à la corrélation de faible pente, associe les gabbros d'Ermensbach aux andésites (S.L.) de l'unité II, et aux roches de l'unité III correspondant aux porphyres.

Ce caractère des roches des unités II et III, qui paraît distinct de celui des roches de l'unité I, peut résulter de liquides distincts à l'origine, évoluant chacun par cristallisation fractionnée. On peut aussi évoquer pour les trois unités le même magma primaire initial (correspondant aux magmas basiques de l'unité I), qui aurait subi au cours du temps, outre les mécanismes de cristallisation fractionnée, des mécanismes de contamination crustale, de mélanges magmatiques qui auraient eu pour effet de se substituer aux caractères géochimiques du liquide primaire. Cette discussion revient à évoquer les rapports génétiques définis, dans le paragraphe précédent de ce même chapitre, entre les deux types de gabbros représentant les termes basiques de ces unités.

2 - modèles fondés sur la base des rapports d'éléments hygromagmatophiles (h^+/h^-) $f(h^+)$:

Les modèles (h^+/h^-) - $f(h^+)$ utilisés sont (Fig. III-32 et III-33) : (La/Sm) - $f(La)$, (Th/Yb) - $f(Th)$, (La/Yb) - $f(La)$, (Th/Hf) - (Th), (Nb/Y) - Nb et (Zr/Y) - $f(Zr)$.

Sur ces modèles, il est possible de distinguer par des rapports (h^+/h^-) constants les roches qui évoluent par C.F. et par des rapports (h^+/h^-) variables celles qui évoluent par F.P.. Les roches, dont les rapports (h^+/h^-) décrivent un arc, présenteraient une évolution où interviendrait un processus de mélange et/ou de contamination. Ainsi étant donnée qu'une cristallisation fractionnée accompagnée de phénomènes d'assimilation peut faire varier les rapports d'éléments, les modèles de fusion devraient être considérés avec beaucoup de prudence.

Interprétation et discussion des résultats des modèles utilisés :

a) Une première lecture simple de ces modèles, permet de retrouver l'essentiel des conclusions tirées concernant les rapports pétrogénétiques définis pour les roches de chacune des unités entre eux et avec les roches plutoniques (fig. III-32). En effet les rapports prédéfinis d'une part entre les cumulats gabbroïques (Mont de Vannes), associés aux faciès de l'unité I, et les gabbros d'Ermensbach, associés aux roches des unités II, et ceux définis d'autre part entre les faciès de l'unité III, peuvent être facilement retrouvés sur ces modèles. Ces derniers étant fondés sur la base de rapports d'éléments, permettent également de retrouver l'essentiel des diversités des caractères géochimiques définies pour les roches de ces trois unités dans le chapitre III de la deuxième partie. En effet ceux ci montrent (fig. III-32) que les roches de l'unité I, basiques et acides, ainsi que les gabbros du Mont de Vannes, se caractérisent par de faibles rapports des éléments hygromagmatophiles; les roches de l'unité II, les dolérites du Saut de la Truite et les gabbros d'Ermensbach se caractérisent par des valeurs intermédiaires de ces rapports; les roches de l'unité III se caractérisent par des rapports élevées de ces éléments. On peut ainsi facilement concevoir trois séries magmatiques non cogénétiques, évoluant chacune par cristallisation fractionnée et dont les termes les moins évolués de chacune peuvent être liés par un modèle de fusion partielle. Ceci peut être suivi sur le modèle $(La/Yb) - f(La)$. Une telle hypothèse pour qu'elle tienne compte des différences de caractères chimiques entre les roches des trois unités et des successions d'âges envisagées, devrait faire intervenir soit des modifications de la source ou des taux de fusion partielle différents et des épaisseurs variables de la croûte de mise en place ; ces épaisseurs doivent augmenter depuis les roches basiques de l'unité I passant par celles de l'unité II vers celles de l'unité III. A noter que les phénomènes d'immiscibilités des roches basiques constituent un argument contre la variation des taux de fusion d'une même source.

b) Cette répartition et cette diversité de caractères chimiques citées peuvent ne pas être le résultat de discontinuités génétiques mais de rapports pétrogénétiques complexes et de continuités par remplacements de caractères. En effet, tel qu'elle est exprimée par les modèles utilisés, compatible aux degrés de différenciation et d'enrichissement en éléments fortement hygromagmatophiles qui augmentent depuis les roches de l'unité I vers celles des unités II et III, et bien que perturbée par les effets de la spilitisation au niveau de l'unité I, la diversité chimique peut être interprétée comme une progression continue d'une évolution guidé par des phénomènes enrichissant qui s'amplifient depuis les gabbros du Mont de Vannes et les roches de l'unité I, vers les gabbros d'Ermensbach et les roches de l'unité II et, enfin, dans les roches de l'unité III.

Ainsi la progression depuis l'unité I vers l'unité II puis vers l'unité III, que l'on peut suivre sur l'ensemble des modèles utilisés, peut être décrite de deux façons :

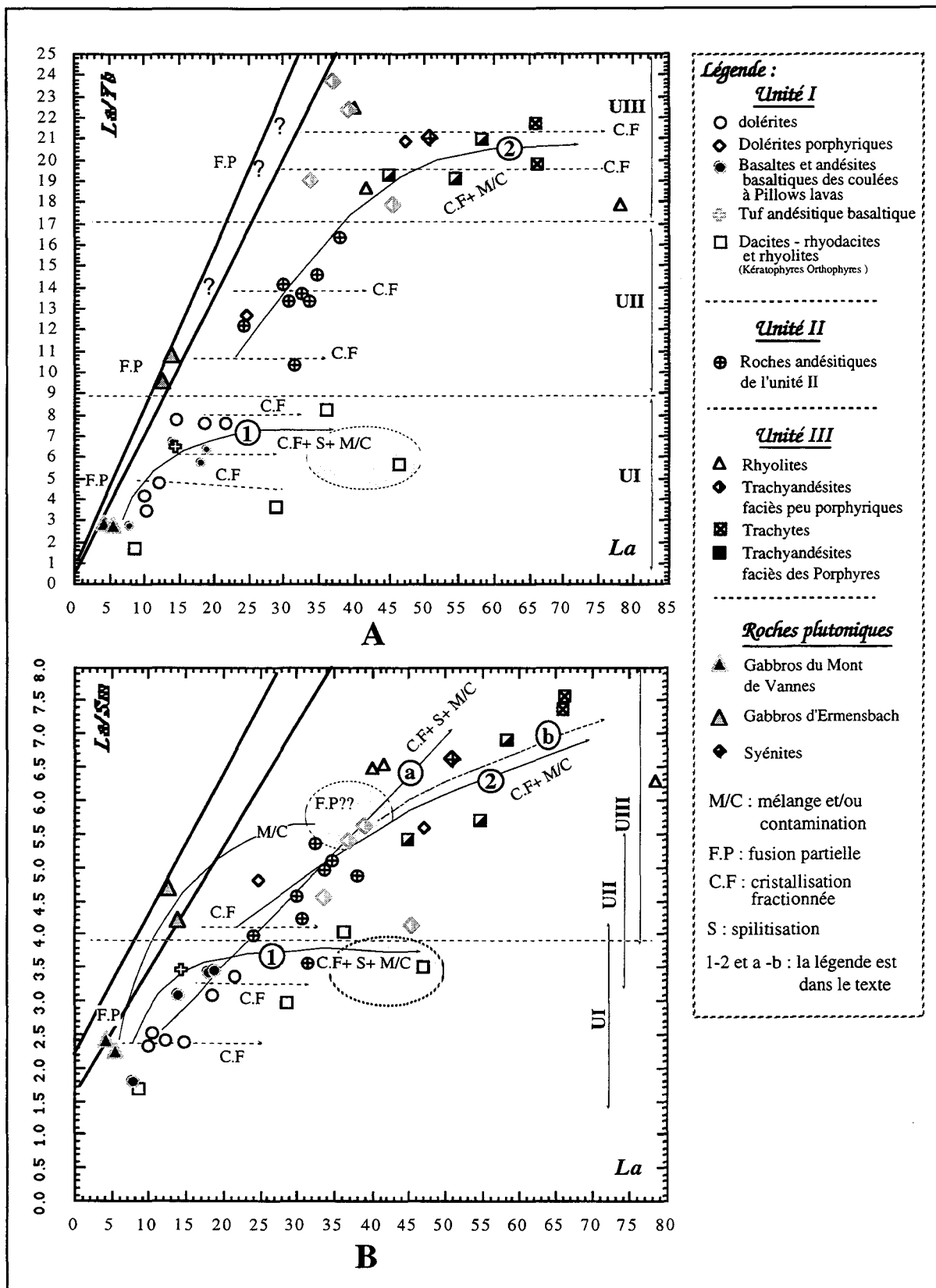


Figure III - 32 : Modèles h+/h- f(h+) construits sur labase des éléments terres rares et exprimant la nature des processus pétrogénétiques et des rapports entre les roches étudiées des trois unités et avec celles plutoniques.

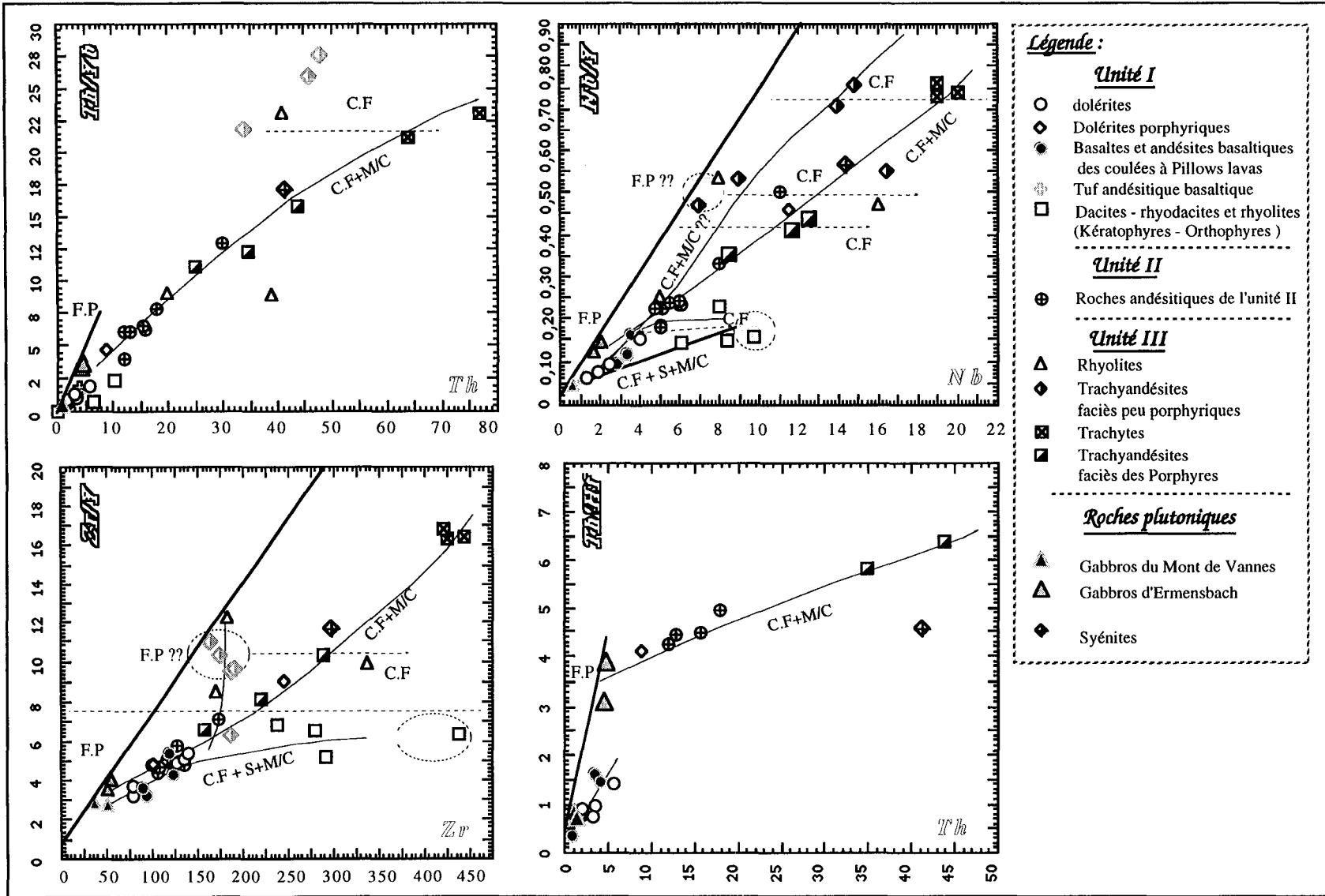


Figure III - 33 : Modèles h+/h- f(h+) construits sur la base des autres éléments traces et exprimant la nature des processus pétrogénétiques et des rapports entre les roches étudiées des trois unités et avec celles plutoniques.

---- Soit par une droite réunissant les deux types de gabbros et pouvant englober les termes primitifs, non rencontrés dans le massif, des roches de l'unité III. De cette droite, les autres roches se détachent par des intervalles variables de cristallisation fractionnée.

---- Soit par une courbe polynomiale n'englobant que les roches effusives.

La droite réunissant les deux types de gabbros n'englobe aucune des autres roches étudiées. Celle-ci peut, dans le cas où les roches de l'unité III seraient non cogénétiques avec les roches des autres unités, englober leurs termes primitifs basiques qui sont absents du massif.

Les trachyandésites et les rhyodacites de l'unité III, en dépit de leurs caractères moins évolués par rapport aux autres roches de cette unité (2° ensemble), occupent des positions qui peuvent être jointes depuis les positions des roches basiques des unités I et II ainsi que celles des gabbros par des courbes en arcs. Les compositions des trachyandésites aux sens large et des rhyodacites étant similaires à celles des roches tonalitiques, pouvant être produites par fusion directe de croûte, amènent à envisager des possibilités de mélange et/ou de contamination pour interpréter ces arcs de courbes qu'elles forment avec les gabbros et les termes basiques des unités I et II. (Cependant d'autres hypothèses devraient être envisagées au sujet des teneurs en Chrome de ces roches).

La courbe polynomiale joignant les roches effusives des trois unités et les syénites, peut présenter, selon la position des trachyandésites et des rhyodacites, une branche asymptotique à proximité des faciès de l'unité III. Elle peut ainsi être décomposée en deux parties.

La première (courbe "a", fig. III-32B) est une branche, pouvant correspondre à un arc de faible courbure, caractérisée par une forte variation des rapports des éléments. Elle s'étend depuis les gabbros du Mont des Vannes et les basaltes de l'unité I, passant par les basaltes andésitiques de la même unité, les dolérites porphyriques du Saut de la Truite et les basaltes andésitiques de l'unité II vers les rhyodacites et les trachyandésites de l'unité III. De cette courbe se détacheraient, par des brefs intervalles de cristallisation fractionnée, les roches évoluées.

La deuxième, équivalente de la branche asymptotique (courbe "b", fig. III-32B), est synonyme d'une presque constance des rapports des éléments. Elle englobe les porphyres, les syénites, les dolérites porphyriques de la Goutte d'Ulysse, et peut englober les trachytes et rhyolites de Houppach, ainsi que quelques trachyandésites. Cette dernière, étant ainsi représentative d'une évolution où la cristallisation fractionnée est le principal ou le seul processus guidant l'évolution, permet de se poser la question sur les roches englobées par la première branche de la courbe, sont-elles des produits de fusion partielle ou d'une cristallisation fractionnée associée aux contamination et/ou mélange ?.

La confrontation des divers modèles utilisés, montre que celle-ci peut englober des roches issues par fusion partielle et des roches résultantes de la superposition de la cristallisation fractionnée et des processus secondaires (contamination et /ou mélange).

Passage de l'unité I vers l'unité II :

Les rapports qui caractérisent le passage de l'unité I vers l'unité II, sont synonymes de ceux définis entre les deux types de gabbros associés à chacune des deux unités. En effet sur les modèles utilisés, on obtient les mêmes conclusions que celles tirées dans le paragraphe d'étude des rapports pétrogénétiques des roches plutoniques gabbroïques.

--- La première déduction exprime que les gabbros d'Ermensbach, les roches de l'unité II d'un côté et les gabbros du Mont de Vannes, les roches de l'unité I de l'autre sont non cogénétiques, par conséquent les roches des deux unités ne peuvent pas être liées par un modèle de C.F, mais plutôt par un modèle de fusion partielle à partir d'une même source qui aurait acquis des caractères de source légèrement enrichie en éléments incompatibles lors de la genèse des magmas équivalents aux gabbros d'Ermensbach. Cette déduction peut être suivie sur le modèle (La/Yb)-f(La). Ceci fait des roches des deux unités, deux ensembles différents et liés chacun aux roches évoluées par des modèles de cristallisation fractionnée superposée à des phénomènes secondaires. Ces derniers, correspondent dans les roches de l'unité I à de la spilitisation associée à des phénomènes de contamination et/ou de mélange (Courbe 1, fig III-32 A et B), dans les roches de l'unité II (Courbe 2, Fig III-32 A et B) ils correspondent à des phénomènes de contamination et/ou de mélange.

2- La deuxième qui semble difficile à préciser, devrait faire intervenir les différences de minéralogie existantes entre les deux types de roches, en effet dans cette hypothèse les amphiboles, les apatites des gabbros d'Ermensbach expliqueraient leurs enrichissement en LREE et en éléments de transition et leurs appauvrissement en HREE. Cette deuxième déduction exprimerait ainsi une évolution continue entre les deux groupes de roches et donc entre les deux types de gabbros par cristallisation fractionnée accompagnée de processus secondaires correspondant à une hybridation et/ou une assimilation de matériel acide. Cette dernière déduction peut être suivie sur le modèle (La/Sm) - f (La), et devrait faire intervenir un fractionnement d'apatite dès le premier stade de cristallisation, ce qui est incompatible avec leurs positions interstitielles. Dans cette déduction les roches gabbroïques d'Ermensbach et ceux du Mont de Vannes sont liées par une courbe en arc à la source de leur hybridation ou contamination (Fig III-32B). Cette dernière pourrait correspondre soit aux roches jointes directement par l'arc de courbe correspondant aux rhyodacites et trachyandésites de l'unité III, ou bien une source qui aurait la composition de ces roches.

Passage depuis l'unité II vers l'unité III :

Ici encore deux cas se présentent. Le premier et de considérer que les roches de l'unité III sont non cogénétiques avec celles de l'unité II (modèle (La/Yb) - f(La)). Le deuxième traduit les difficultés d'établir des discontinuités entre les deux unités.

Dans le cadre de ce deuxième cas, selon les modèles on note :

-- une continuité d'évolution par cristallisation fractionnée accompagnée de processus secondaires depuis les gabbros d'Ermensbach et les roches de l'unité II vers les trachyandésites - rhyodacites, porphyres-syérites-dolérites porphyriques de la Goutte d'Ulysse, et finalement et éventuellement les trachytes et les rhyolites de Houppach, pouvant être suivie sur le modèle du (La/Sm) - f(La). A noter que les positions occupées par les rhyodacites et les trachyandésites paraissent se détacher depuis le trend de l'évolution des roches de l'unité I.

--- Sur les autres modèles les rhyodacites et les trachyandésites de l'unité III, paraissent ne pas appartenir à la courbe de différenciation qui joint les roches de l'unité II et le reste des faciès de l'unité III. Ceci débouche donc sur une impossibilité de lien direct par cristallisation fractionnée entre les trachyandésites et rhyodacites de l'unité III d'une part et les roches de l'unité II d'autre part. Cependant le passage par cristallisation fractionnée superposée à des processus secondaires depuis les gabbros d'Ermensbach et roches de l'unité II, vers les porphyres auxquels on peut rejoindre éventuellement les trachytes et les rhyolites de Houppach, paraît possible et maintenue.

Ainsi pour les roches du groupe des rhyodacites et des trachyandésites, deux explications peuvent être retenues :

---- la première explication est celle où ces roches seraient le résultat d'une évolution par cristallisation fractionnée à partir d'un magma basique d'origine mantellique, d'affinité shoshonitique, et dont les termes primitifs sont non rencontrés à l'échelle du massif;

---- la deuxième explication serait celle où ces roches seraient les produits de l'hybridation de l'une des deux autres séries par des liquides d'origine crustale.

IV - CONCLUSIONS :

Lorsqu'on considère les deux arcs de courbes cités, liant les gabbros au groupe des rhyodacites-trachyandésites d'une part et aux roches effusives des unités I et II d'autre part, et si l'on considère les rapports établis pour les deux types de gabbros et pour les roches de l'unité I et II, on serait amené à envisager soit un seul magma à l'origine qui serait hybridé par un magma acide, ou bien deux types de magmas distincts issus d'une même source, ceux-ci seraient non cogénétiques et hybridés chacun de son côté par le même magma acide.

--- Dans le cas d'un seul magma l'évolution qui s'étendrait depuis les gabbros du Mont de Vannes et les faciès de l'unité I passant par les gabbros d'Ermensbach et les faciès de l'unité II vers l'unité III, serait caractérisé par des changements de caractères chimiques importants.

--- Dans le cas de deux magmas :

le premier correspondrait à celui qui lie les gabbros du Mont de Vannes et les roches de l'unité I et qui serait hybridé au cours de son évolution par le magma acide proposé. Ce magma pourrait être à l'origine des trachyandésites et rhyodacites de l'unité III.

le deuxième correspondrait à celui qui lie les gabbros d'Ermensbach, les roches de l'unité II et les roches du deuxième ensemble de l'unité III ; celui ci serait hybridé par le magma acide proposé et ce serait partiellement mélangé au trachyandésites au niveau des porphyres.

Chapitre III

Caractérisation du magmatisme Typologie des magmas et sites géodynamiques

I - PRÉSENTATION DU PROBLÈME

La caractérisation par l'étude géochimique de séries volcaniques anciennes présente des limites et des difficultés. De telles séries sont, en effet, plus ou moins transformées par les processus d'altération ou de métamorphisme. Le choix de bons marqueurs géochimiques est donc particulièrement délicat. L'utilisation de diagrammes géochimiques discriminants peut néanmoins permettre d'établir la typologie du magmatisme étudié et de tenter de le rattacher à un environnement géodynamique précis. Un grand nombre de diagrammes ont été proposés dans ce but, faisant appel soit aux éléments majeurs (Kuno, 1959 ; Jakes et Gill, 1970 ; Besson et Fonteilles, 1974 ; Miyashiro, 1974 ; Peccerillo et Taylor, 1976 ; Bebieen et al., 1974, 1980 etc...), soit aux éléments traces (Winchester et Floyd 1975 ; 1977 ; Pearce, 1982 ; Cabanis, 1986 ; Jakes et White, 1972 ; Gill, 1981 ; Joron et Treuil, 1977 ; Cabanis, 1986 ; Cabanis et al., 1988, 1989 ; Thiéblemont et al., 1994 ; Wood et al., 1979 ; Pearce et Norry, 1979 ; Meschede, 1986 ; Pearce et Cann, 1973).

Dans les roches paléovolcaniques la plupart des éléments majeurs sont plus ou moins sensibles aux processus de transformations secondaires. Les plus sensibles sont les alcalins, aussi nous ne les utiliserons pas comme marqueurs de la typologie magmatique. Par contre, le titane est un des éléments majeurs les moins mobiles, ce qui explique son utilisation fréquente dans cet objectif (Miyashiro et Shido, 1975 ; Bébieen et al., 1980). Le pouvoir discriminant du **titane**, du fait de son "insensibilité" relative aux processus secondaires, fut réellement testé (Winchester et Floyd 1975 ; 1977 ; Pearce, 1982). Cet élément est faiblement concentré dans les laves des *séries orogéniques* ($\text{TiO}_2 < 1,5\%$) (Jakes et White, 1972 ; Gill, 1981) par rapport aux laves des *séries anorogéniques*. Dans ce dernier cas, il ressort que dans les deux environnements à la fois continental et océanique la majorité des tholéïites ont des compositions moyennes en $\text{TiO}_2 < 1,8\%$ pour des valeurs du rapport $\text{TiO}_2/10^4\text{Zr}$ de l'ordre 150 pour les tholéïites océaniques et comprises entre 70 à 200 pour les tholéïites continentales¹.

¹ (les laves tholéïitiques des îles océaniques, ou intraplaques océaniques peuvent présenter des teneurs élevées en cet élément et faire exception à cette règle)

Les valeurs supérieures à celles-ci ($\text{TiO}_2 > 1,8\%$) sont généralement associées aux basaltes alcalins océaniques ou continentaux.

De la même façon, les éléments traces utilisables pour les études paléovolcaniques seront les plus inertes aux processus d'altération et de spilitisation.

Les éléments Hf, Nb, La, Ce, P, Zr, et Y sont hautement incompatibles durant la cristallisation fractionnée de l'olivine, pyroxène et plagioclase (Cox et al., 1979), et sont, de plus, relativement immobiles durant l'altération hydrothermale et le métamorphisme (Smith et Smith, 1976 ; Helleman et al., 1977). La variation des rapports de ces éléments devrait refléter clairement les variations chimiques dans les liquides basiques, en rapport avec une hétérogénéité de source ou des processus autres que ceux de la différenciation.

Ceci est également valable pour le Th, le Ta, le Tb (Thiéblemont et al., 1994). En effet ceux-ci possèdent des coefficients de répartition (Solide/Liquide) extrêmement faibles, et ne sont pas fractionnés ni par la fusion partielle ni par la cristallisation fractionnée dans les magmas basiques. Les pentes des **corrélations linéaires** entre ces éléments sont de bons indicateurs de la typologie magmatique des séries et des sites géotectoniques de genèse des magmas (Joron et Treuil, 1977 ; Cabanis, 1986 ; Cabanis et al., 1988). Ces corrélations, étendues à d'autres éléments de mêmes propriétés chimiques, sont utilisées, à l'image du travail de Treuil et Joron (1974), Treuil et Varet (1973), aux études des hétérogénéités mantelliques ou de source en général (Bougault et al., 1983).

Les **diagrammes de normalisations multi-éléments (ou spiderdiagrammes)** sont également très utilisés. Ces diagrammes permettent une visualisation d'ensemble des éléments géochimiques (majeurs et traces) les plus discriminants pour les roches basiques. Différents types de diagrammes ont été proposés (Wood et al. 1979 ; Tarney et al. 1981 ; Pearce, 1982 ; Bougault et al., 1981 ; Cabanis, 1986). Ils diffèrent soit par la nature et l'arrangement des éléments, soit par le type de matériau servant à la normalisation (MORB, manteau primordial, chondrites selon les auteurs (Cabanis et al., 1988).

Dans ces diagrammes, l'identification des séries repose essentiellement sur les éléments hygromagmaphiles les plus inertes (de Th à Yb). Les éléments de transition (Sc, Cr, Ni) permettent de vérifier que les échantillons sont peu différenciés et non cumulatifs et que, par conséquent, leurs rapports entre éléments hygromagmaphiles sont représentatifs de ceux des liquides basiques. Les éléments alcalins et alcalino-terreux (Sr, K, Rb, Ba), très sensibles aux processus d'altération, ne sont conservés qu'à titre indicatif (Cabanis et al., 1988).

Les spectres obtenus pour les *séries anorogéniques* (fig. III-34 A et fig. III-34 C) présentent un fractionnement variable et qui s'amplifie depuis les MORB N vers les MORB E et les

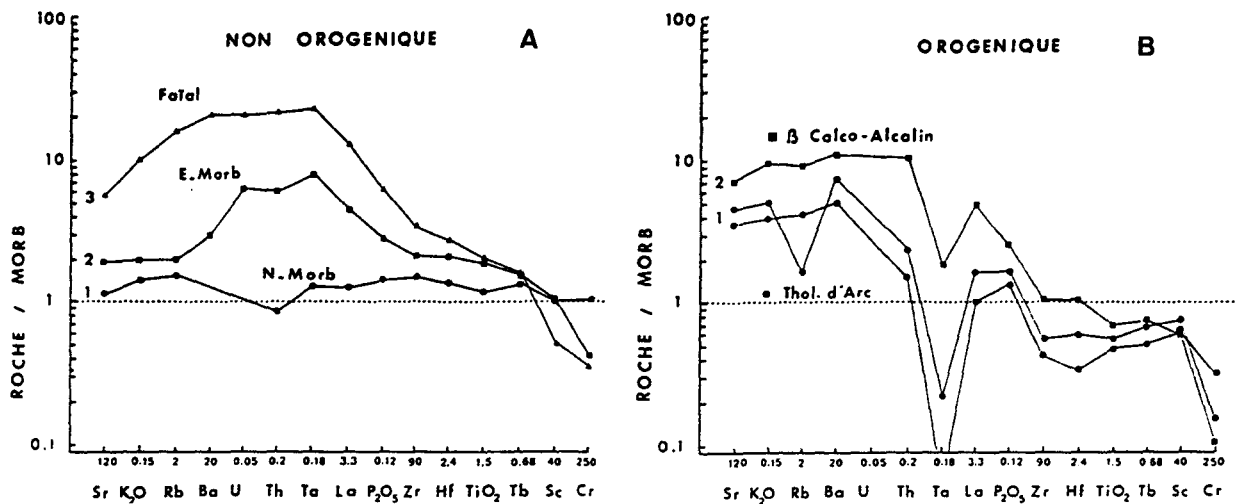


Fig. III-34 A-B :

— Diagrammes de normalisation multi-éléments par rapport aux MORB pour diverses séries volcaniques de référence. L'arrangement des éléments et les valeurs de normalisation portées sur le diagramme sont adoptées de Pearce [1982] et modifiées par Cabanis [1986].

A. — *Volcanisme océanique non orogénique* : MORB de type « N » (1), DSDP, Leg 45 [Bougault *et al.*, 1978]; MORB de type « E » (2), zone Famous, DSDP, Leg 49 [Wood *et al.*, 1979c]; basalte alcalin des Açores (3), Ile de Faial, zones fissurales [Lemarchand, 1987].

B. — *Volcanisme océanique orogénique* : tholéiites d'arc (1) et basalte calco-alcalin (2) des Nouvelles Hébrides [Dupuy *et al.*, 1982].

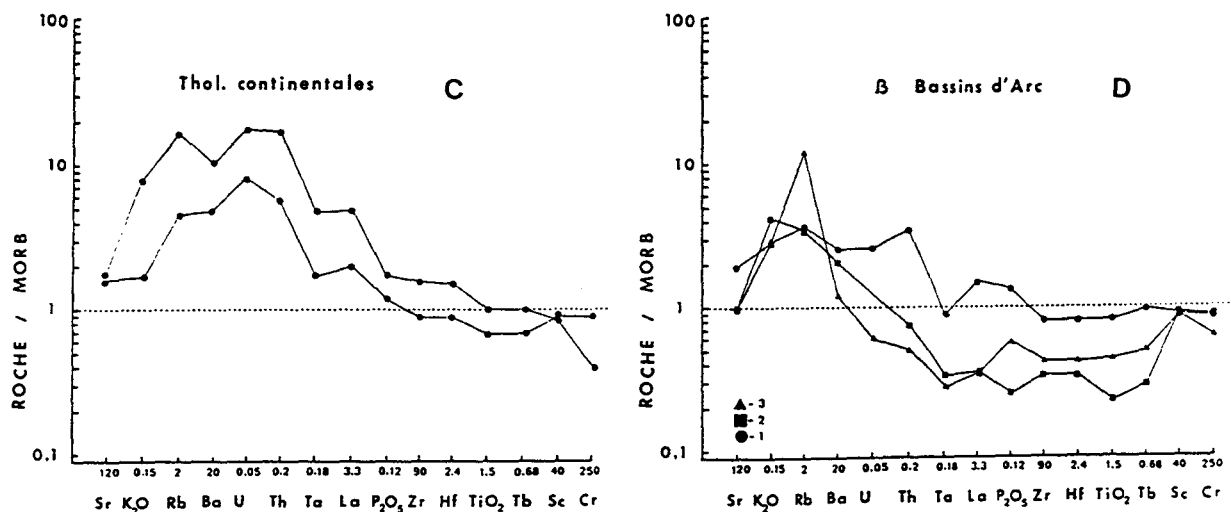


Fig. III-34 C-D :

— Diagrammes de normalisation multi-élément par rapport aux MORB pour quelques séries volcaniques à rapport Th/Ta intermédiaire.

C — Tholéiites continentales du Maroc [Bertrand *et al.*, 1982].

D — Basaltes des bassins d'arc des Mariannes. DSDP, site 456 (1); DSDP, site 458 (2); DSDP, site 459 (3) [Bougault *et al.*, 1981].

(Extrait de Cabanis et Thiéblemont, 1988).

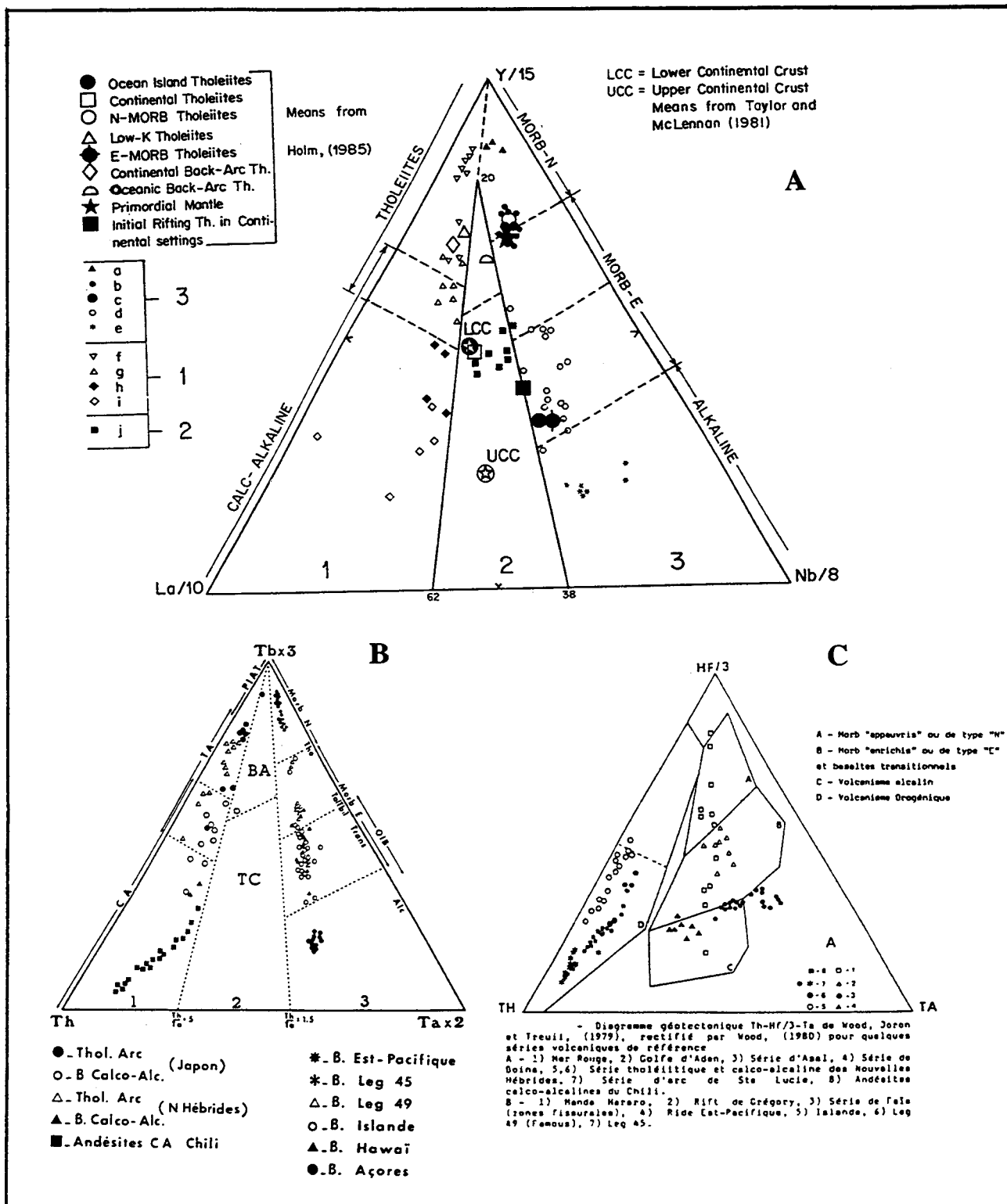


Figure III-35 :

A - Diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8 de Cabanis et Lecolle (1989). Séries de référence: 1. Domaines orogéniques (compressifs) (arcs insulaires et marges actives) : (f) et (g) laves tholéiitiques et calco-alcalines du Japon ; (h) et (i) intrusions et laves calco-alcalines de la marge chilienne. 2. Domaines intra-continentaux tardi- à post orogéniques (compressifs à distensifs) : (j) Dolérites du Portugal et d'Espagne. 3. Domaines non orogéniques (distensifs) : (a) N-MORB de la Ride Médio Atlantique; (b) N-MORB légèrement enrichis des Mariannes; (c) E-MORB légèrement enrichis de la Ride Médiane de l'Océan Indien; (d) E-MORB d'Islande; (e) basaltes alcalins du rift Kényan.

B - Diagramme Th / Tb*3 / Ta*2 de Cabanis et Thiéblemont (1986). 1 : séries orogéniques (CA : calco-alcalin, TA : tholéiites d'arc, PIAT : tholéiites d'arc primitives) ; 2 : séries intermédiaires (BA : séries des bassins avant-arc et arrière-arc immatures; TC : tholéiites continentales au sens large) ; 3 : séries non orogéniques (Tho : basaltes tholéiitiques comprenant les MORB «N» et certains MORB «E»; Trans : basaltes transitionnels comprenant les MORB «E» et la plupart des OIB (basaltes des îles océaniques), Alc : basaltes alcalins des îles océaniques et des domaines continentaux).

C - Diagramme Hf/3 - Th - Ta de Wood (1980).

basaltes alcalins, très enrichis en LIL (Sr à Th) Ta et en terres rares légères. Cette évolution traduit une augmentation des rapports entre éléments fortement et faiblement hygromagmaphiles, comme par exemple les rapports Ta/Tb ou Ta/Hf.

Les basaltes associés aux bassins marginaux d'arcs montrent des spectres variables. Par rapport aux MORB, on constate que ces basaltes sont généralement appauvris en éléments hygromagmaphiles situés à droite du lanthane, avec parfois une légère anomalie négative en tantale. Les éléments incompatibles (Sr mis à part) sont sensiblement enrichis

Les tholéiites continentales présentent des spectres variables, généralement enrichis en éléments incompatibles (de Rb à Th) et qui décroissent progressivement entre Th et Tb. Ta et Nb peuvent présenter une légère anomalie négative par rapport à Th et La - Ce, de même que le titane et le phosphore.

Les spectres correspondant aux *séries orogéniques* (fig. III-34 B et fig. III-34 D) sont caractérisés par une anomalie négative marquée en Ta et Nb. De plus les roches de type tholéiites d'arcs présentent, par rapport aux tholéiites de type MORB, des teneurs plus faibles en Hf, Zr, Ti, Tb, Y, Yb. Les roches de type calco-alcalin présentent par rapport aux précédentes un enrichissement marqué en éléments incompatibles de (Sr à La, Ce) et des anomalies en Ta, Nb, Zr, Hf moins marquées. Au total, les roches de type orogénique présentent un découplage des teneurs en éléments HFS et LIL. Cette caractéristique traduisant un appauvrissement en éléments HFS (Ta, Nb, Zr, Hf et $Y \pm Ti$) par rapport aux éléments LIL, est désignée par "l'anomalie en éléments HFS" des arcs insulaires ou du volcanisme orogénique en général (Thirlwall et al., 1994).

Enfin, certains éléments peuvent être regroupés par trois (fig. III-35) pour établir des **diagrammes triangulaires** discriminants de la typologie et des sites géodynamiques (Wood et al., 1979 ; Pearce, 1982 ; Pearce et Norry, 1979 ; Cabanis, 1986 ; Cabanis et al., 1988, 1989 ; Meschede, 1986 ; Pearce et Cann, 1973 ; Thiéblemont, 1994).

Trois types de diagrammes ont été utilisés.

Diagramme Th - Hf/3 - Ta (Wood et al. 1979 ; Wood, 1980)

Dans ce diagramme (fig. III-35C), la valeur du rapport Th/Ta sépare les laves des domaines orogéniques et non orogéniques, alors que les rapports Th/Hf ou Ta/Hf définissent le degré d'alcalinité.

Diagramme Th - Tb*3 - Ta*2 (Cabanis et Thiéblemont, 1986)

Dans ce diagramme (fig. III-35B), comme dans le précédent, la valeur du rapport Th/Ta sépare les laves des domaines orogéniques ($Th/Ta \geq 5$) et non orogéniques ($Th/Ta \leq 1,5$) et délimite entre les deux pour des valeurs intermédiaires du rapport Th/Ta (1,5 à 5), le domaine des tholéïtes intracontinentales et des bassins marginaux arrière-arc. Les rapports Th/Tb ou Ta/Tb définissent le degré d'alcalinité.

Diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8 (Cabanis et Lecolle, 1989).

Le tantale, l'hafnium, le terbium, le thorium n'ayant pu être dosés systématiquement dans tous les échantillons, nous avons substitué aux diagrammes précédents, suite aux propositions de Cabanis et Lecolle (1989), le diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8 (fig. III-35A)

Dans ce diagramme (fig. III-35A) le rapport La/Nb, comme La/Ta permet de distinguer les magmas de type anorogénique de ceux de type orogénique. Le rapport Y/Nb, comme précédemment le rapport Ta/Tb constitue un bon indicateur de l'indice d'alcalinité des magmas. Le rapport La / Y, au même titre que le rapport La/Yb, caractérisant le fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, constitue également un indice d'alcalinité.

II - UTILISATION DE DIAGRAMMES GÉOCHIMIQUES DISCRIMINANTS CONCERNANT LES ROCHES BASIQUES.

Parmi tous les diagrammes proposés dans la littérature, nous avons, en premier lieu, opté pour les diagramme multi-éléments qui permettent une visualisation des teneurs en différents éléments (majeurs et traces). En second lieu, nous présenterons les données fournies par les diagrammes triangulaires faisant appel aux éléments hygromagmaphiles les moins mobiles. Ces deux types de diagrammes sont susceptibles de fournir des indications sur la typologie des magmas et les sites géodynamiques associés à leur genèse.

A - Diagrammes multi-éléments

Nous avons opté pour un diagramme multi-éléments normalisé aux MORB tenant compte des éléments pris en considération par Pearce (1982) et Cabanis (1986). La terminologie et l'arrangement adopté, pour ce qui est des éléments discriminants, est celle utilisée dans la plupart des travaux récents et qui se réfère aux définitions des groupes d'éléments donnés par Schilling (1973) et Saunders (1980) (Tabl. II-12 et II-13 A et B, Chp. III-PII) et aux échelles

de normalisation aux MORB proposées pour les magmas basiques respectivement par Pearce (1982), Bougault (1980).

1 - Unité 1

La totalité des spectres obtenus, pour chacun des échantillons des divers faciès pétrologiques exprime un enrichissement des éléments LIL par rapport aux éléments HFS et aux terres rares lourdes. Ce comportement antagoniste de ces deux familles d'éléments est une caractéristique du magmatisme **orogénique des zones de convergence**. On remarque que tous ces spectres présentent des anomalies négatives marquées en Ta et Nb par rapport à Th et La, anomalies caractéristiques d'un magmatisme de type orogénique. Les rapports $Th/Ta > 5$ ($Th/Ta \approx 8$ à 30) et $La/Ta > 20$ ($La/Ta \approx 26$ à 100) sont ceux attribués à un magmatisme orogénique (Joron et Treuil, 1977 ; Joron et al., 1978 ; Treuil et al., 1979). (Deux échantillons font exception et présentent des rapports $Th/Ta \approx 5$, leur caractère orogénique est cependant prouvé sur d'autres critères).

De sensibles variations peuvent être observées selon les faciès pétrologiques.

Les gabbros : Les spectres multiéléments présentés par ces roches (fig. III-36) sont caractérisés par :

- des teneurs légèrement enrichies (voisines de six fois teneurs des MORB) en éléments LFS : Th, U, Ba, Sr, Rb et K (ces deux derniers sont particulièrement très enrichis).
- Les éléments HFS, les HREE, les éléments de transition et le Titane sont très appauvris par rapport aux MORB.
- Une anomalie négative marquée du Ta et du Nb. Cette anomalie est mieux exprimée dans le cas du gabbro du Mont de Vannes, que dans celui d'Ermensbach et se traduit par des rapports Th/Ta et La/Nb différents entre les deux types de gabbros, qui, une fois encore se distinguent l'un de l'autre.

De tels spectres, caractérisés par un enrichissement des éléments LFS par rapport à l'ensemble des autres éléments depuis le tantale jusqu'au chrome, sont ceux des roches basaltiques des sites orogéniques d'arcs insulaires (Pearce, 1982; Bacon, 1990).

Les **basaltes et andésites basaltiques des coulées débitées en pillow-lavas** (fig. III-36) sont caractérisés par des valeurs élevées des rapports (Th/Ta et La/Nb) traduisant une forte anomalie des éléments Ta, Nb par rapport aux éléments LIL (à la fois les LREE et les éléments LFS). Comparés entre eux, des différences peuvent être dégagées entre les basaltes et les andésites basaltiques. Les coulées à caractère andésitique montrent des valeurs positives des rapports U/Ba , Th/Ba , La/Ba et Rb/Ba ,

traduisant une anomalie en baryum par rapport à ces éléments (U, Th, La, Rb). Les basaltes quant à eux montrent des valeurs variables négatives de ces rapports traduisant une absence de cette anomalie en baryum et un enrichissement plus marqué en Rb, K, Ba et un appauvrissement en Th et en U par rapport aux andésites. Le caractère différencié des andésites basaltiques par rapport aux basaltes est supporté par des teneurs très faibles (dix fois inférieures à celles des MORB) en éléments de transition (Cr et Ni). Ce caractère différencié est encore soutenu par des teneurs élevées en LREE, en Th et U, alors que les autres éléments LFS (Sr, K, Rb, Ba, U) présentent des teneurs variables en relation avec leur mobilité au cours des processus de spilitisation.

2- Unité II

Les spectres multi-éléments de normalisation aux MORB (Fig. III-37), montrent que l'ensemble de ces roches sont enrichies en éléments LIL par rapport aux éléments HFS, HREE et aux éléments de transition. Les anomalies négatives en Ta et Nb, ainsi que les valeurs des rapports $Th/Ta \approx 30$ à 40 et $La/Ta \approx 50$ à 90 sont caractéristiques d'un magmatisme orogénique. La similitude des spectres des gabbros d'Ermensbach avec les laves andésitiques confirme le rapprochement pétrogénétique que nous avons observé à propos de ces deux ensembles.

Cependant entre les deux types, gabbros et andésites, un contraste de compositions se présente pour chacune des familles d'éléments.

--- l'enrichissement des teneurs en LREE est exprimé par des valeurs supérieures à l'unité en (Ce)_N et en (Sm)_N. Celles ci sont relativement élevées dans les basaltes andésitiques ((Ce)_N ≈ 6 et (Sm)_N ≈ 1) et moins importantes dans les gabbro-diorites ((Ce)_N ≈ 2,5 et (Sm)_N ≈ 1).

--- Pour les éléments LFS, l'enrichissement est très élevé dans les basaltes andésitiques, en effet les concentrations des éléments Th, U, Ba et Rb sont supérieures à cinquante fois leurs équivalents dans les MORB. Dans les gabbro-diorites les concentrations en ces éléments sont vingt fois plus concentrées que dans les MORB. Les teneurs en potassium sont voisines de vingt fois celles des MORB dans les basaltes andésitiques et inférieures à six fois ces dernières dans les gabbro-diorites.

L'enrichissement en éléments LFS des andésites par rapport aux gabbros traduit leur caractère plus évolué.

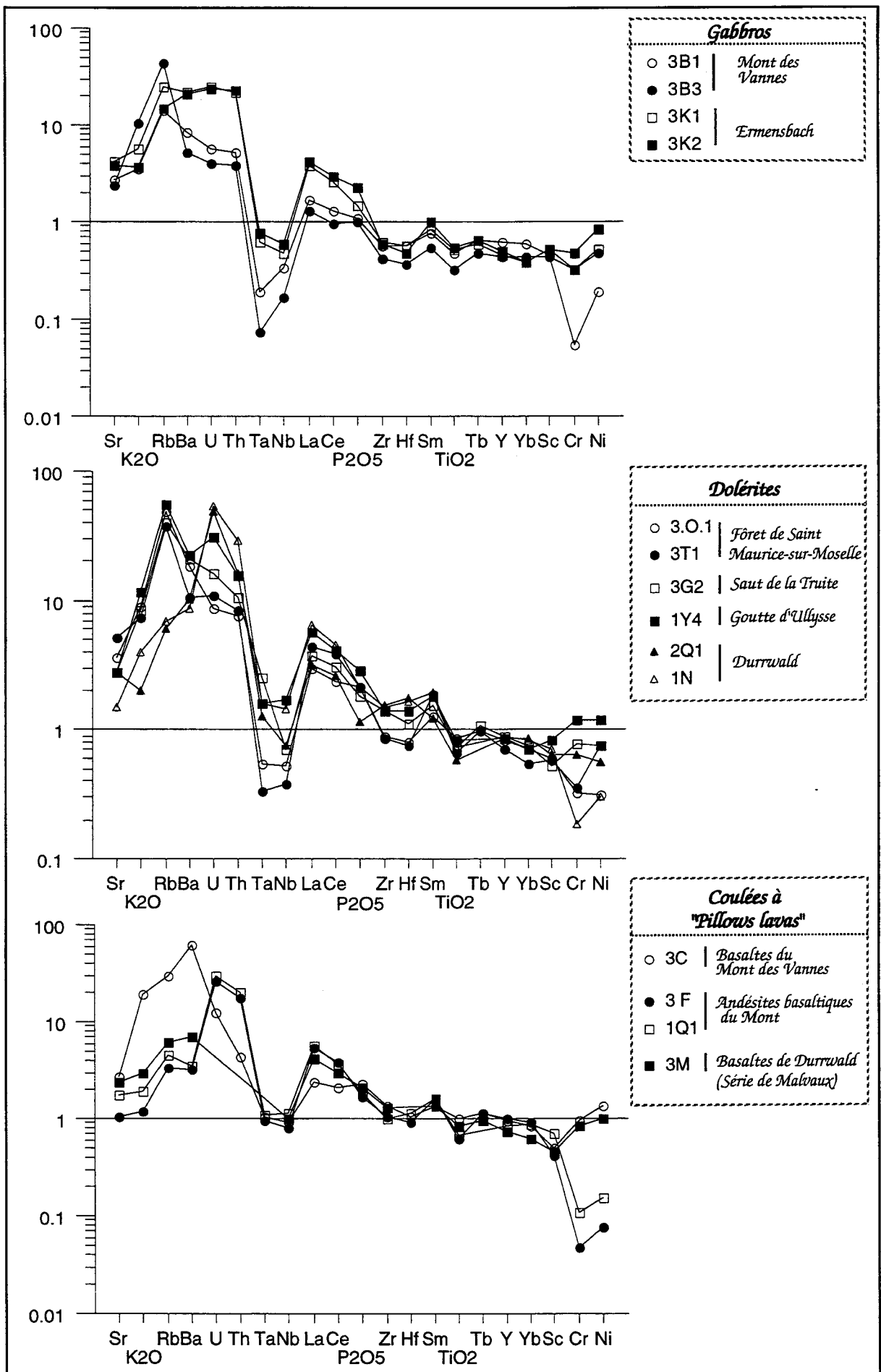


Figure : diagrammes de normalisation multi-éléments par rapport aux MORB-N pour les roches basiques de l'unité I et les gabbros.
(L'arrangement des éléments et les valeurs de normalisation sont adoptées de Pearce, 1982).

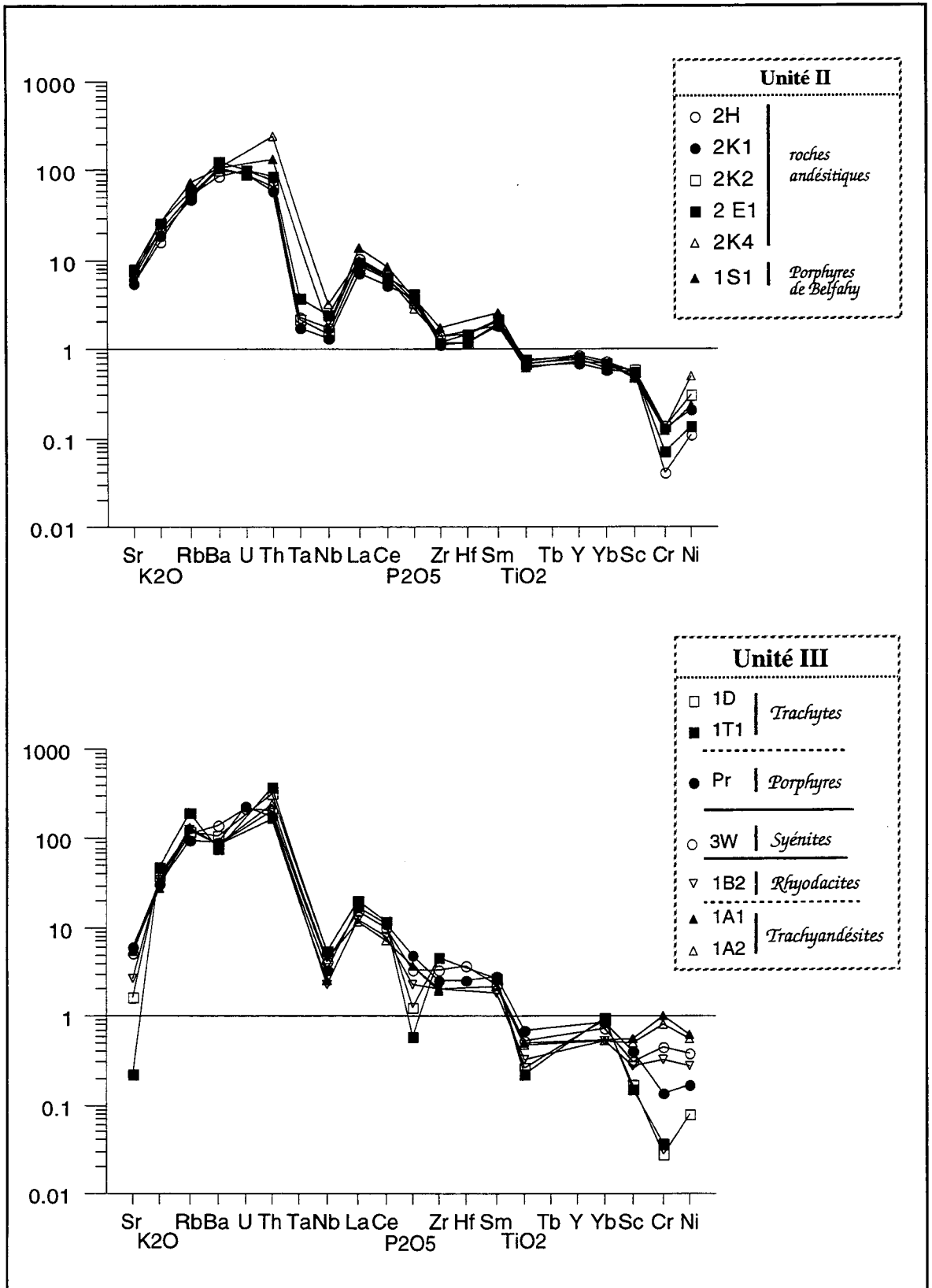


Figure III - 37 : Diagrammes de normalisation multi-éléments par rapport aux MORB-N pour les roches des l'unité II et III et les syénites. (L'arrangement des éléments et les valeurs de normalisation sont adoptées de Pearce, 1982).

3 - Unité III

Les trachyandésites constituent le faciès *le plus basique* de cette troisième unité.

Les spectres multi-éléments (fig. III-37) permettent de mettre en évidence une similarité de caractères chimiques des roches volcaniques trachyandésitiques et des plutonites de type syénite.

Ces spectres présentent l'essentiel de la signature habituelle commune aux roches des deux autres unités. En effet on remarque **un enrichissement en éléments LIL par rapport à ceux HFS** synonyme d'un caractère **orogénique** de zone de convergence, comme en témoigne également la valeurs des rapports Th/Ta (≈ 41 à 46) et La/Ta (≈ 50 à 70)

Ces diagrammes semi-logarithmiques montrent que les éléments LFS et LREE sont, au même terme que ceux HFS (Nb, Ta, Zr et Hf), enrichis par rapport au MORB ; les HREE et les éléments de transitions, au même titre que le titane, eux par contre sont à anomalie négative. Les anomalies positives découlant de l'enrichissement très fort des éléments LFS et LREE par rapport à ceux HFS, font acquérir aux spectres une allure dotée de plusieurs dépressions. Parmi ces dernières sont remarquablement notables celles, caractéristiques du volcanisme des zones orogéniques (encore enregistrées par les roches postorogéniques) exprimées par les éléments Nb, Ta, Zr, Hf et Ti . A côté de celles-ci on peut aussi citer les dépressions des éléments LFS (Sr et Ba), souvent considérées comme caractère continental.

B - Diagramme Th - Hf/3 - Ta (Wood et al. 1979 ; Wood, 1980)

1 - Unité I

La totalité des roches de l'unité I se situe (fig. III-38B) dans le domaine des laves *orogéniques* , avec un rapport Hf /Th évoluant de 0.6 à 1.43.

2 - Unité II

Là aussi, les roches se situent dans le domaine des laves à caractère *orogénique*, sensiblement plus alcalines que celles de l'unité I (fig. III-38B), le rapport Hf/Th étant plus faible (Hf/Th ≈ 0.23)

3 - Unité III

Les trachyandésites se situent dans le domaine des laves orogéniques (fig. III-38B). La valeur du rapport Hf/Th (≈ 0.17 à 0.22) leur confère un caractère plus alcalin que celles de l'unité II

C - Diagramme Th - Tb*3 - Ta*2 (Cabanis, 1986)

1 - Unité I

L'essentiel des roches de l'unité I se situe dans le domaine (ou à la limite du domaine) des roches à caractères orogéniques (fig. III-38C). Leur alcalinité les place d'une façon générale dans le domaine des laves tholéitiques d'arcs (gabbros du Mont de Vannes, basaltes en pillow et certaines dolérites). Les andésites basaltiques (éch. 1Q1 et 3F), légèrement évoluées, à caractère plus alcalin se situent, de ce fait, dans le domaine calco-alcalin.

2 - Unité II

Les roches de l'unité II, gabbros et andésites, se situent dans le domaine orogénique à caractère calco-alcalin (fig. III-38C).

3 - Unité III

Les trachyandésites de l'unité III se situent dans le domaine *orogénique calco-alcalin* (fig. III-38C). Leur alcalinité définie par le rapport Th/Tb est plus forte que pour les andésites de l'unité II.

D - Diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8 (Cabanis et Lecolle, 1989).

1 - Unité I

L'ensemble des roches de l'unité I se situe dans le domaine des magmas orogéniques (fig. III-38A). Les gabbros du Mont de Vannes, les basaltes de l'unité I se situent dans le domaine des magmas tholéitiques. L'évolution des positions occupées par les roches basaltiques de cette unité depuis le domaine tholéitique (ex. pillow-lavas du Mont de Vannes) au domaine calco-alcalin pour les andésites basaltiques (ex. andésites basaltiques du Mont), peut être décrite en terme de différenciation, associant la cristallisation fractionnée et éventuellement la spilitisation responsables du léger enrichissement en La. De la même façon, les dolérites se situent depuis le domaine tholéitique jusqu'au domaine calco-alcalin.

2 - Unité II

Les gabbros et les andésites se placent tous, sans ambiguïté dans le domaine *orogénique calco-alcalin*. (fig. III-38A).

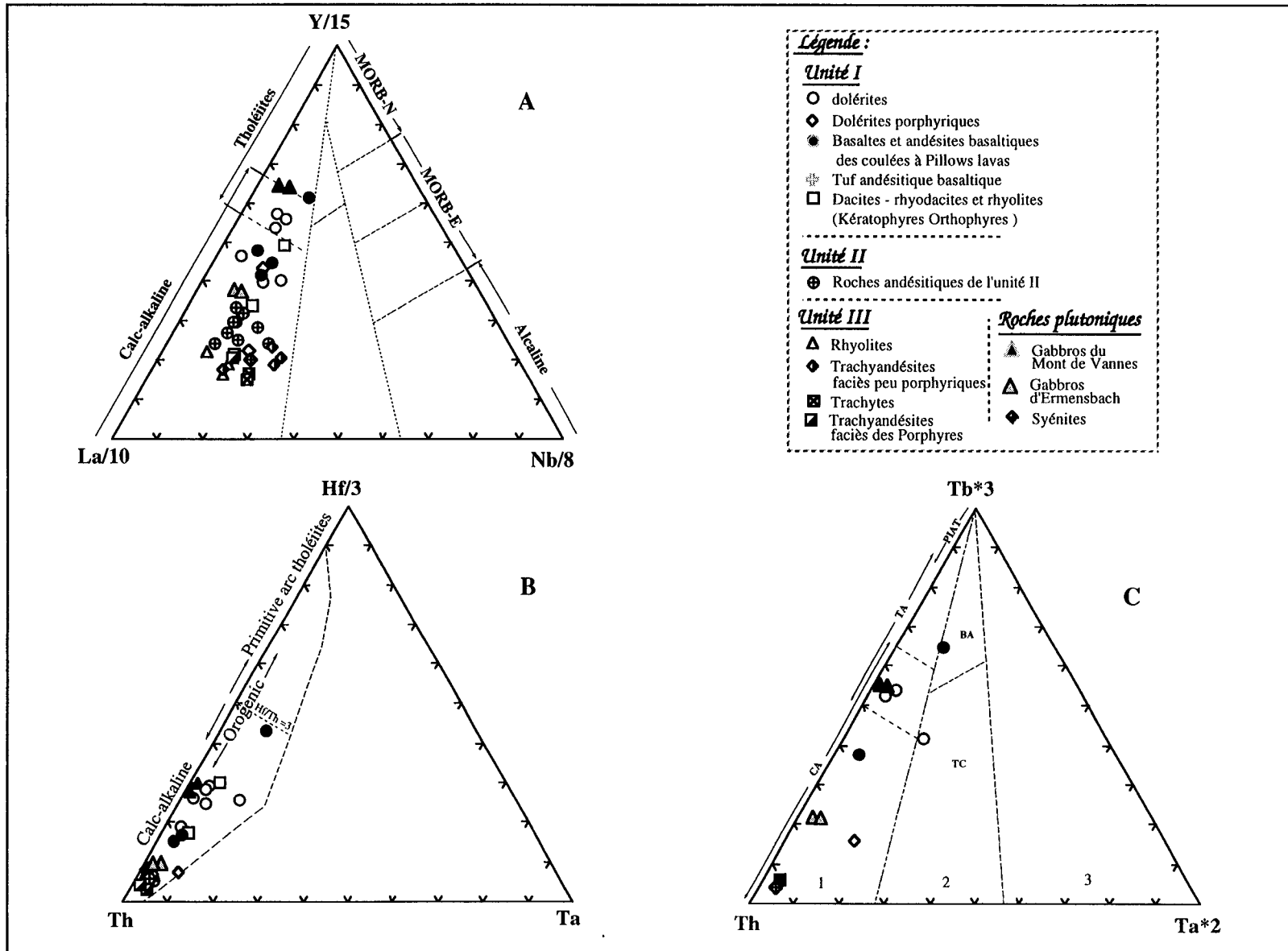


Figure III-38 : Caractérisation des roches basiques des trois unités volcaniques et celles plutoniques sur les diagrammes triangulaires de discrimination construits par : A : Cabanis, (1989) ; B : Wood et al., (1980) ; C : Cabanis et Thiéblement, (1988). Les roches acides sont portées à titre indicatif seulement.

3 - Unité III

Toutes les trachyandésites se situent dans le domaine *orogénique calco-alcalin*, comme en témoigne les fortes valeurs des rapports La/Nb (≈ 2.5 à 5) et La/Y (≈ 1.9 à 2.6) (fig. III-38A).

III - CONCLUSIONS À PROPOS DES MAGMAS BASIQUES : LEUR TYPOLOGIE ET LES SITES GÉODYNAMIQUES.

A - Unité I

Les données géochimiques exposées précédemment suggèrent que l'ensemble du magmatisme de l'unité I présente les caractères d'un magmatisme de type *orogénique*.

Dans les diagrammes AFM et $Al_2O_3-TiO_2^*5-MgO$ (Fig. III-39) (Besson et Fonteilles, 1974 ; Pearce et al., 1977 ; Cabanis, 1986) ainsi que dans celui Ti en fonction de Zr (Fig. III-40B) (Pearce et al., 1982), l'ensemble des roches se situent dans le domaine *orogénique*.

Le caractère orogénique de ces magmas est également confirmé par les faibles teneurs en éléments de transition, en particulier Cr et Ni. Celles-ci se placent dans le domaine des roches d'arcs sur le diagramme Ti/Cr en fonction de Ni (Fig. III-40A).

Dans les diagrammes de Miyashiro (1974) (Fig. III-41B et C), on constate que dans un premier temps l'évolution du titane est, en fonction du rapport FeO/MgO croissante, puis dans un deuxième temps décroissante. Cette augmentation, suivie d'une chute du titane place les échantillons dans le domaine *tholéiitique* de Miyashiro (1974), ainsi que dans celui isotitané de Bébien et al. (1980) (Fig. III-41A). De la même façon, dans le diagramme $FeO^* - (FeO^*/MgO)$ (Miyashiro, 1974), on observe des termes basiques, aux termes intermédiaires une augmentation des teneurs en FeO^* , suivie de leur chute, caractéristique d'une évolution *tholéiitique*. Ces résultats corroborent les études antérieures (Stussi, 1970 ; Bébien, 1978) et suggèrent un caractère tholéiitique pour le magmatisme de l'unité I.

Rappelons que le caractère orogénique et tholéiitique de ces magmas avait été suggéré par la cristallogénie des reliques de clinopyroxènes (III° partie - chap.I).

Néanmoins, il apparaît que deux lignées puissent éventuellement être définies. Une lignée tholéiitique concernant les roches basiques et une lignée à affinité calco-alcaline à laquelle se rattachent certaines des roches de la région de Durrwald (fig. III-38A).

Cette dualité transparaît au niveau des spectres de terres rares. En effet, deux lignées peuvent être reconnues (Lefèvre et al., 1994). La première, *tholéiitique*, se caractérise par un

faible fractionnement des terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères. A cette lignée peuvent être rattachés les gabbros du Mont de Vannes à spectres de terres rares aplatis et dont le rapport est faible [$La/Yb \approx 2,8$; $La/Yb_N \approx 1,7$]. Dans les autres roches basiques de cette lignée, l'enrichissement en terres rares légères, peut être une conséquence de la spilitisation et confère à ces roches des rapports La/Yb sensiblement plus élevés [$La/Yb = 3,5$ à $5,8$; soit $(La/Yb)_N \approx 2,1$ à $3,6$]. Bien que cette valeur soit assez élevée pour des tholéiites d'arcs (Jakes et al., 1970), elle reste cependant compatible avec certaines tholéiites orogéniques (Dupuy et al., 1982 ; Dixon et Batiza, 1979 ; Ewart, 1982). La seconde lignée (coulées de basaltes en pillows lavas de Durwald et quelques dolérites de la même région) se caractérise par rapport à la précédente par un enrichissement plus prononcé en terres rares légères et un rapport La/Yb compris entre 6 et 8 [$(La/Yb)_N \approx 4$ à $4,8$], compatible avec un caractère *calco-alkalin* (Jakes et Gill, 1970). Cette dualité, tholéiitique, calco-alkalin est bien connue dans le volcanisme orogénique en général (Gill, 1982). Elle n'est pas sans rappeler par exemple, le cas de l'arc insulaire du Vanuatu, ou une telle évolution, depuis des tholéiites (peu potassique à potassique) à des séries calco-alkalines où a été décrit un phénomène de rifting intra-arc volcanique ainsi que du volcanisme calco-alkalin associé à un environnement intra-océanique (Dupuy et al., 1982 ; Marcelot et al., 1983). Par rapport à cet exemple, les roches paléovolcaniques de l'Unité I, présentent des teneurs absolues en terres rares (principalement en terres rares légères) sensiblement plus fortes que celle de l'arc insulaire du Vanuatu. Ceci peut s'expliquer par la nature spilitique de nos roches et / ou par un caractère légèrement enrichi à la source. Cette hypothèse est corroborée par l'augmentation du rapport $(Ce/Yb)_N$ qui peut être corrélée au degré d'influence crustale (Bailey, 1981 ; Cameron et Hanson, 1982). Selon ces auteurs, les faibles valeurs de ce rapport (< 4) sont celles caractérisant un volcanisme orogénique mis en place dans un contexte d'arc insulaire océanique ou de marge active à croûte continentale amincie ; des valeurs élevées caractérisent les zones à croûte continentale épaisse. Les valeurs obtenues dans les roches de l'unité I pour ce rapport sont faibles $(Ce/Yb)_N = 1,4$ à $4,7$) et correspondent à celles de roches n'ayant pas subi d'influence crustale. A la limite une légère influence pourrait être retenue par les roches dont les valeurs sont voisines de $4,7$; celles-ci annoncent le début d'installation de conditions favorables à l'assimilation qui serait largement limitée au niveau des termes plus basiques par l'immiscibilité.

B - Unité II

Le magmatisme de l'unité II présente les caractères d'un magmatisme orogénique à caractère calco-alkalin.

Le caractère orogénique de ces magmas est également suggéré par les faibles teneurs en éléments de transition, Cr et Ni en particulier.

Dans le diagramme Ti/Cr en fonction de Ni (fig. III-40A) ainsi que dans celui Ti en fonction de Zr (Fig. III-40B), celle-ci se mettent dans le domaine des basaltes d'arcs.

Rappelons également que l'étude des caractères chimiques des reliques de clinopyroxènes nous avait amené à conclure au caractère orogénique calco-alcalin de ce magmatisme.

Dans les diagrammes de discrimination triangulaires de Besson et Fonteilles (1974) (fig. III-39), les roches se situent dans le domaine des magmas à caractères orogéniques, calco-alcalins.

Dans les diagrammes de Miyashiro (fig. III-42 B et C) les basaltes andésitiques et andésites basiques de l'unité II, se situent dans le domaine des roches orogéniques. Dans le diagramme TiO_2-FeO^*/MgO ces roches se mettent dans le domaine isotitané orogénique. Dans le diagramme FeO^*-FeO^*/MgO (fig. III-42 B), l'essentiel de ces roches se projettent dans le domaine calco-alcalin. L'absence d'enrichissement marqué en titane et en fer dans les roches de cette suite, traduit un caractère calco-alcalin.

De la même façon, le rapport $La/Yb \approx 6$ à 8 [$(La/Yb)_N \approx 6-11$] est compatible avec un caractère calco-alcalin (Jakes et Gill, 1970), comparable aux andésites calco-alcalines de marge continentale active (Lefèvre, 1979)

Les laves de l'unité II montrent par rapport à celles de l'unité I des spectres enrichis en éléments fortement hygromagmaphiles , Th, La, Ce). L'enrichissement pour les éléments lithophiles (Sr, K, Rb, Ba) est particulièrement bien marquée, ce qui peut suggérer une participation crustale plus importante pour le magmatisme Viséen supérieur que pour le magmatisme Viséen inférieur. Cette hypothèse est corroborée par l'augmentation du rapport $(Ce/Yb)_N$, compris entre 5 et 9.

C - Unité III

Les trachyandésites de l'unité III présentent, selon les critères retenus ci-dessus les caractères d'un magmatisme de type orogénique. Ce caractère orogénique transparaît également dans les diagrammes de Besson et Fonteilles (1974) (fig. III-39).

Le caractère orogénique subalcalin de ces roches avait été déjà suggéré par l'étude minéralogique des clinopyroxènes reliques (III° partie ; chap.I)

Les positions occupées par ces roches sur les diagrammes de Miyashiro plaident en faveur d'un caractère faiblement titanifère calcoalcalin ou domaine isotitané (fig. III-42B et C). L'absence d'enrichissement en fer et titane suggère un caractère calco-alcalin.

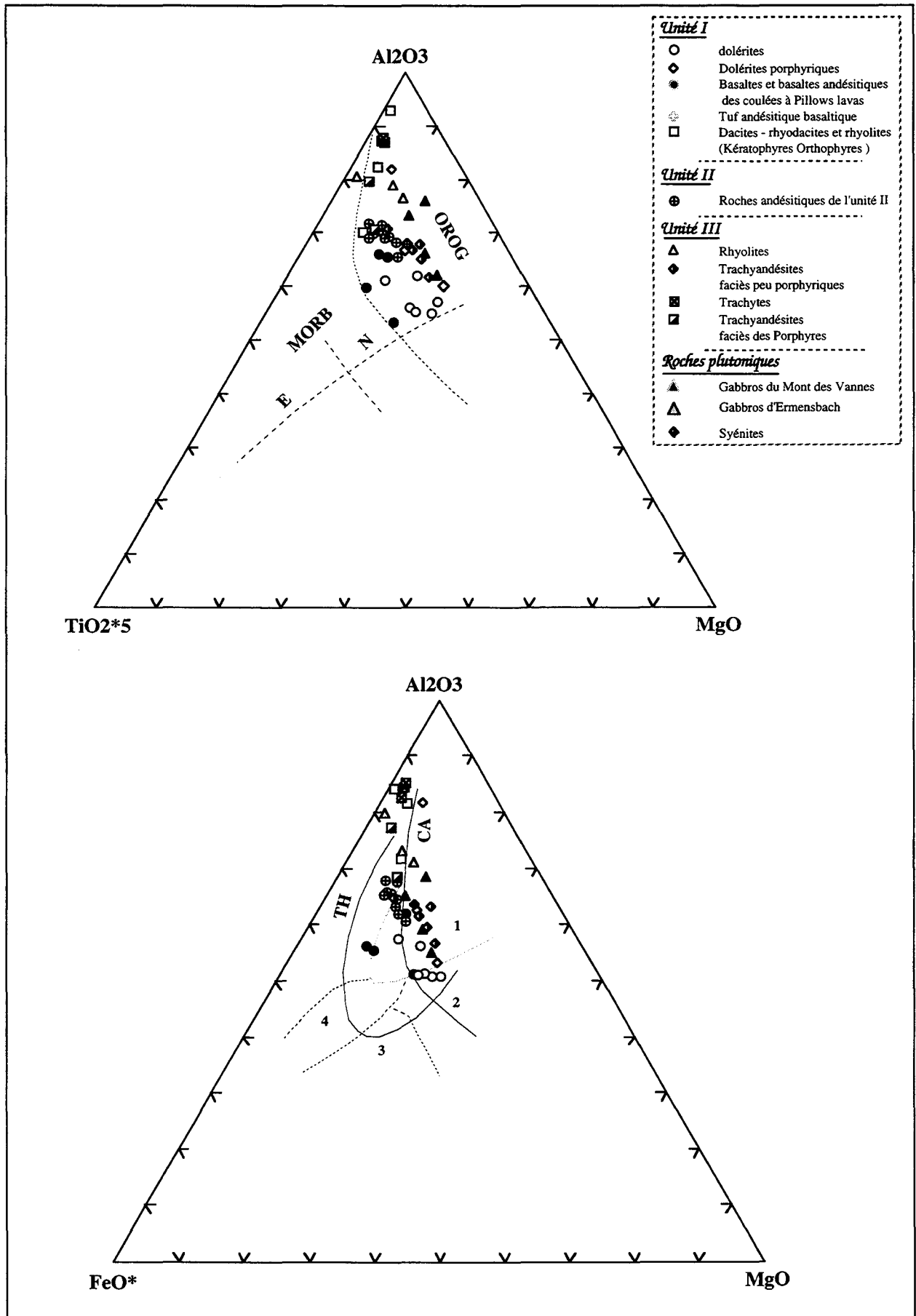
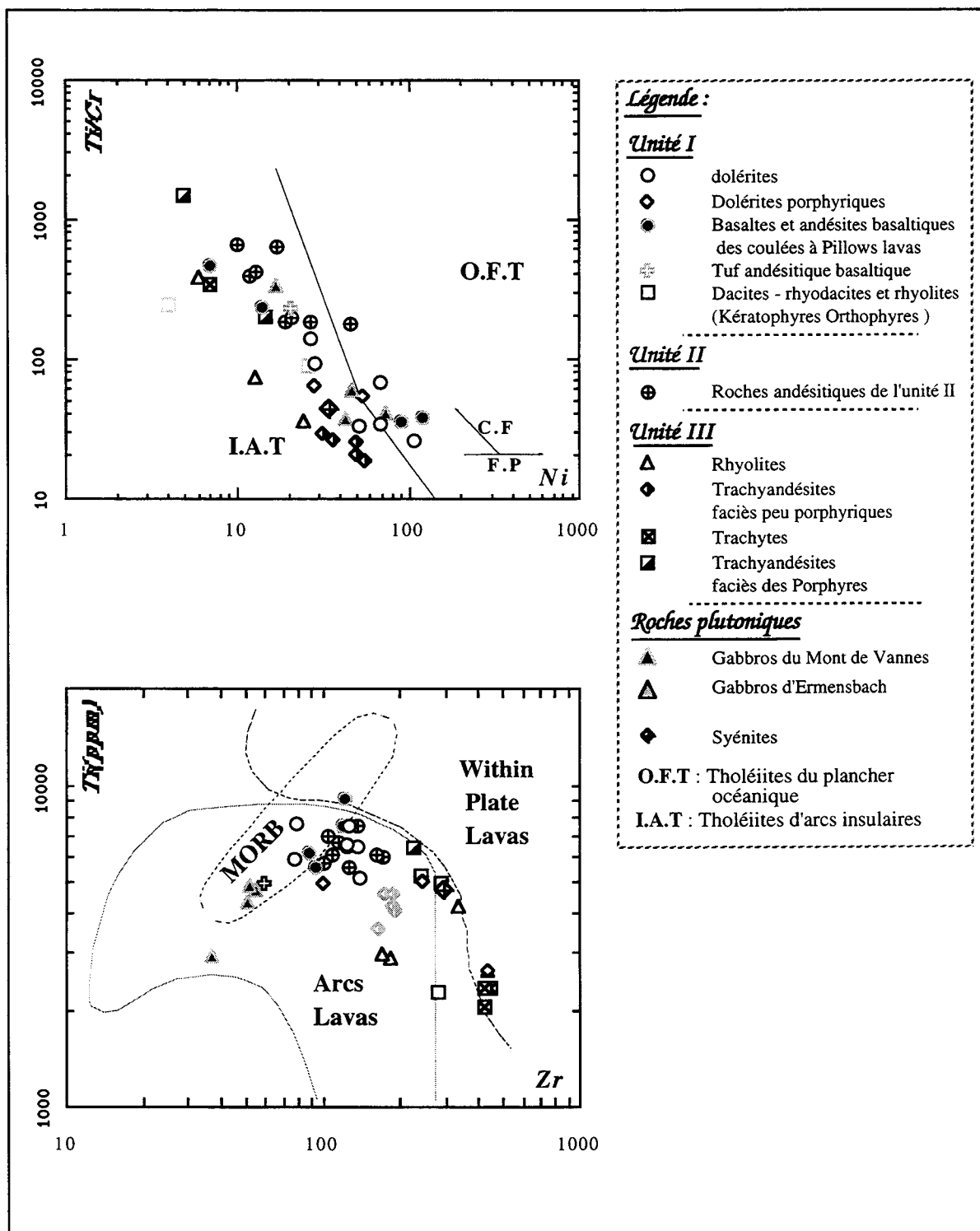


Figure : Caractérisation des roches basiques des trois unités volcaniques et celles plutoniques sur les diagrammes FAIM ($\text{FeO}^* - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$) et TiAlM ($\text{TiO}_2 \cdot 5 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$). Les roches acides sont portées à titre indicatif seulement. Dans le diagramme FAIM, les lignées tholéiitiques et calco-alcaline ont été définies par Besson et Fonteilles (1974) et les domaines 1 (orogénique), 2 (MORB), 3 (OIT) et 4 (Continental) par Pearce et al., 1977. Dans celui TiAlM , Cabanis, (1986) avait défini un domaine orogénique et le trend des MORB "N" et "E" qui s'y enraîne.



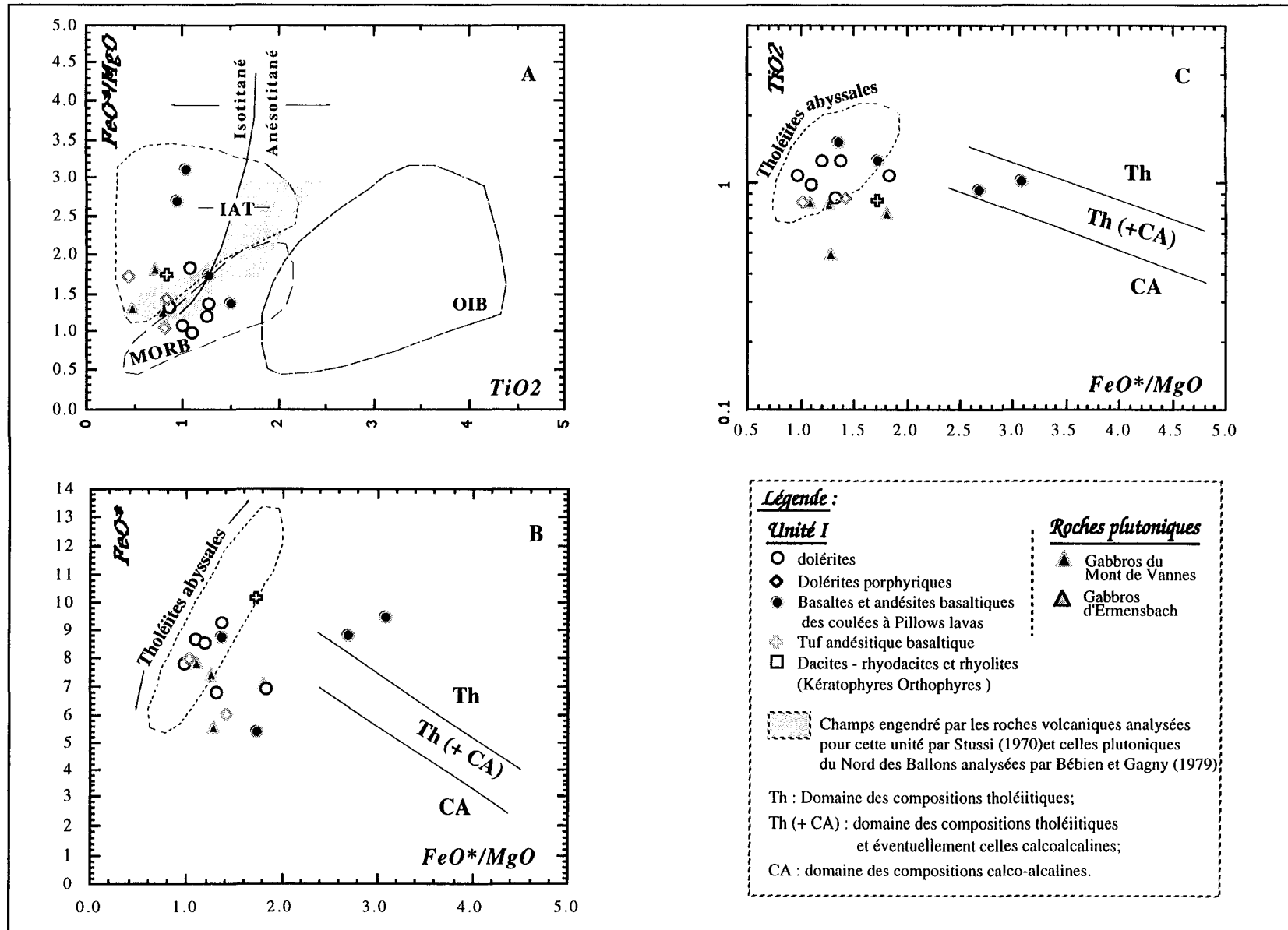


Figure III-41 : caractérisation des roches volcaniques de l'unité I et des gabbros sur les diagrammes TiO_2 - (FeO^*/MgO) et FeO^* - (FeO^*/MgO) . Les domaines de compositions sont construits par : A - Bébien (1980) et Glassely (1974) ; B et C - Miyashiro (1975).

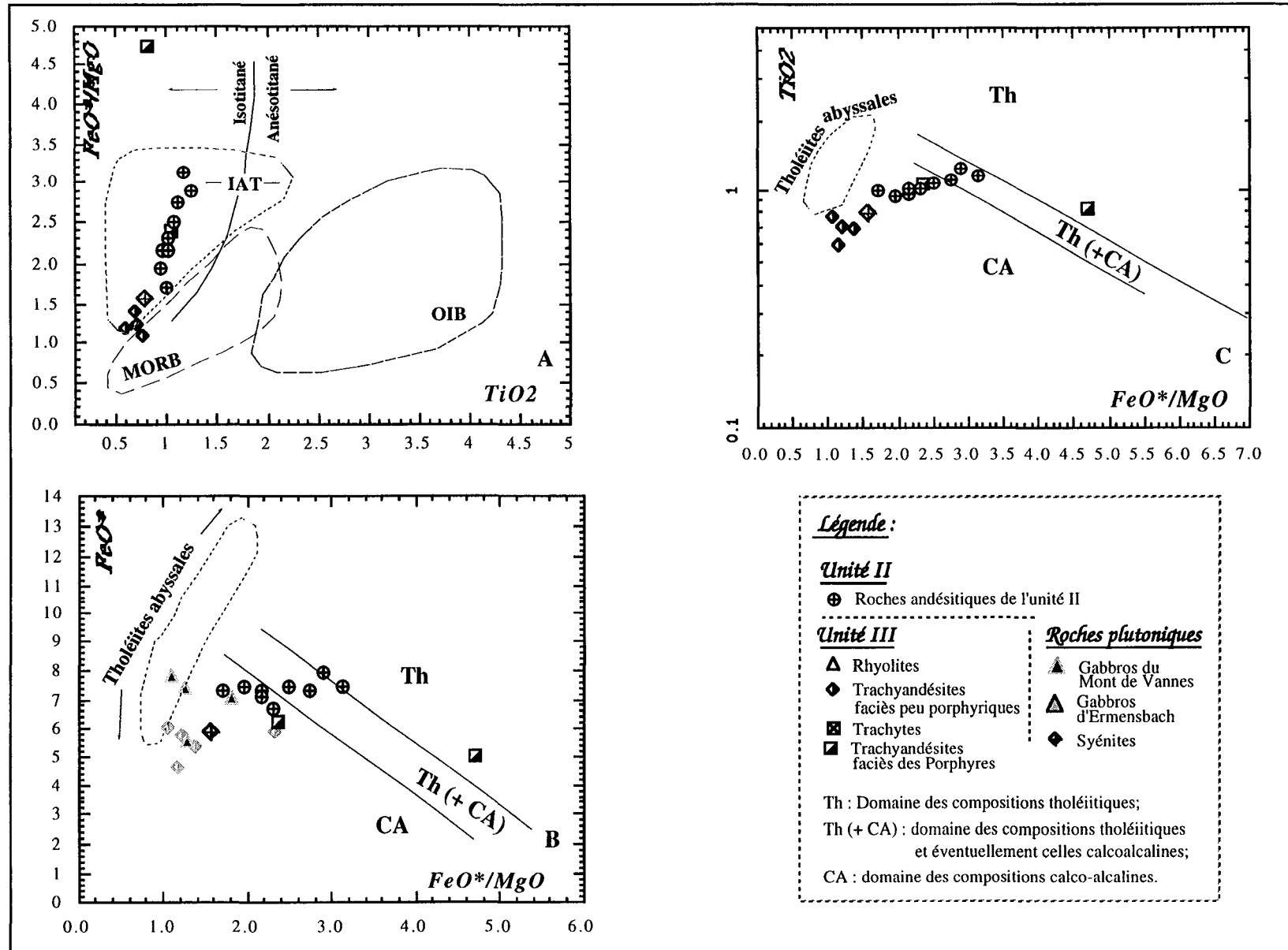


Figure III-42 : caractérisation des roches volcaniques de l'unité II et III et des Syénites sur les diagrammes TiO₂- (FeO*/MgO) et FeO* - (FeO*/MgO). Les domaines de compositions sont construits par : A - Bébien (1980) et Glassely (1974) ; B et C - Miyashiro (1975).

Par rapport à l'unité II, on assiste dans l'unité III à un enrichissement des LREE et un appauvrissement des HREE traduisant une augmentation du fractionnement des spectres de ces éléments. Les valeurs obtenues du rapport **La/Yb**, comme conséquence à ce fractionnement, sont élevées et comprises entre **17** et **23** soit des rapports $(La/Yb)_N$ variables de 11 à 15, valeurs comparables à celles proposées pour les séries calco-alcalines de marge continentale active (Dostal et al. 1977) ou pour les séries shoshonitiques (Jakes et al. 1970). Ce caractère *shoshonitique* a déjà été suggéré par les fortes teneurs en potassium, conférant à ces roches un rapport K_2O/Na_2O supérieur ou voisin de l'unité (II° partie - chap. III). De telles valeurs du rapport La/Yb au même titre que les teneurs moins élevées des terres rares, du Sr, du Zr, vont à l'encontre de la similitude qui pourrait être retenue entre les roches étudiées et le volcanisme collisionnel potassique (type NW Tibet) (Arnaud et al., 1992). En effet ces rapport sont très inférieurs à ceux des zone de collision (**La/Yb≈120** dans le volcanisme potassique du NW Tibet). Cependant des valeurs de cet ordre ont été reportées pour les roches des associations potassiques à **caractère shoshonitiques** associées à l'arc Eolien (Wilson, 1993).

Les trachyandésites de l'unité III montrent par rapport aux andésites de l'unité II des spectres sensiblement enrichis en éléments hygromagmaphiles (Th, La, Ce) et en éléments lithophiles (K, Rb). L'augmentation du rapport $(Ce/Yb)_N$ (7 à 11) suggérerait une participation crustale non négligeable pour ce magmatisme.

Le caractère des roches shoshonitiques de l'unité III peut donc apparaître comme une accentuation de celui calco-alcalin de l'unité II.

D - Conclusions

Un certain nombre de caractéristiques communes peuvent être retenues pour le magmatisme basique des Vosges méridionales.

L'ensemble de ce volcanisme présente les caractères géochimiques d'un magmatisme de type *orogénique*, marqué par des anomalies négatives en Ta et Nb. Il n'est donc pas possible de distinguer un volcanisme anorogénique d'une part et un volcanisme orogénique d'autre part (Stussi, 1970).

Les fortes valeurs du rapport La/Nb supérieures à 1,8 ($La/Nb \approx 2.4$ à 10.89), associées à de fortes valeurs de Zr/Y >3 (unité I : $Zr/Y \approx 3.1$ à 5 ; unité II : $Zr/Y \approx 4.7$ à 7 ; unité III : $Zr/Y \approx 8$ à 16) et de faibles valeurs de Ti/Y < 350 (unité I : $Ti/Y \approx 180$ à 246 ; unité II : $Ti/Y \approx 248$ à 280 ; unité III : $Ti/Y \approx 226$ à 150) sont celles d'un magmatisme orogénique de marge continentale active (Condie, 1989).

Les laves de l'Unité I, du Viséen inférieur, sont de type tholéiitique d'arc pour l'essentiel, certaines présentant des affinités calco-alkalines, sans qu'il soit possible, faute d'échantillonnage plus exhaustif et faute de datations géochronologiques, d'établir de relations spatio-temporelles entre les deux. Celles de l'unité II sont franchement calco-alkalines. Quant à celles de l'unité III, le caractère calco-alkalin potassique leur confère des affinités shoshonitiques. D'autre part, il semblerait que la participation crustale soit plus importante pour le magmatisme Viséen supérieur (Unité II, mais surtout Unité III) que pour le Viséen inférieur.

L'association de tholéiites d'arcs, de séries calco-alkalines et shoshonitiques est celle habituellement reconnue dans l'espace et le temps dans les zones orogéniques de type marge continentale active (Gill, 1981). Qu'en est-il pour les Vosges méridionales, dans le cadre Varisque. c'est ce que nous exposerons dans la quatrième partie.

Chapitre IV

Caractérisation de la source magmatique et des acquis secondaires

I - PRÉSENTATION DU PROBLÈME

Les teneurs des éléments chimiques, ainsi que les valeurs des coefficients de partage des éléments sont sensibles, en dehors des mécanismes complexes de cristallisation et de fusion à un certain nombre de processus. Ceux-ci peuvent intervenir soit initialement, lors des mécanismes de fusion au niveau de la source, soit postérieurement lors du transfert des liquides vers la surface. Ces processus correspondent à :

--- la **contamination des liquides** magmatiques lors de leur ascension à la suite d'interaction (par réaction) et d'assimilation de matériels solides ou liquides en provenance du mur mantellique (Zone refining) ou de niveaux crustaux (croûte inférieure ou supérieure) (Cox et al., 1979 ; Green et Ringwood, 1967). L'interaction a été généralement interprétée en termes de diffusion des éléments depuis le mur traversé (Green et Ringwood, 1967 ; Watson, 1982). Cependant, dans les magmas basaltiques tholéïtiques, l'assimilation des liquides crustaux riches en silice est censée être limitée par l'immiscibilité (Philpotts, 1979).

--- la **métasomatose mantellique**

--- l'**hybridation mantellique** par une composante crustale. Ce processus peut être évoqué dans les zones de subduction, où le manteau supérieur situé au dessus de la croûte océanique subductée peut être hybridé non seulement par des éléments provenant de la croûte océanique lors des mécanismes de déshydratation de cette dernière, mais également par l'apport des sédiments subductés.

Ne disposant pas de données isotopiques, souvent utilisées pour résoudre ces problèmes, nous allons exploiter les données analytiques acquises sur les éléments traces pour approcher les conditions de genèse du magmatisme étudié. Nous essayerons ainsi d'approcher le *caractère de la source* et les *effets postérieurs des ajouts géochimiques* sur les caractères initiaux de cette source, suite aux mécanismes de contamination et hybridation possibles qui ont pu affecter ces magmas.

A - Caractérisation de la source

Lors des divers processus secondaires cités ci-dessus, susceptibles de modifier la composition initiale des magmas à la source, les *éléments HFS*, grâce à leur caractère inerte, conservent les rapports d'éléments entre eux inchangés. Cette constance des rapports des éléments (HFS), entre les roches et leur source, permet de disposer directement des valeurs initiales de ces rapports avant la genèse du magma, d'où la possibilité de faire une typologie de la source et de caractériser celle-ci avant toute modification ultérieure.

Les *éléments de transition* Ti et V, permettent également de caractériser la source des magmas. En effet, les variations des teneurs en ces éléments, étant donné leurs coefficients de distribution dans les minéraux du manteau, ne reflètent pas des variations des taux de fusion partielle d'une source homogène, mais plutôt une variation de composition de la source mantellique en ces deux éléments (Nisbet et Sun, 1976 ; Langmuir et al., 1977). Ainsi les variations des valeurs du rapport Ti/V (fig. III-46), permet de faire une discrimination des sources des divers séries magmatiques. Selon ces auteurs, la dispersion des valeurs de ce rapport Ti/V, qui s'exprime par des pentes très variables sur le diagramme binaire (fig. III-46) suggèrerait une genèse de magmas à partir de plusieurs sources. Dans le cas d'une distribution de valeurs Ti/V peu dispersées qui s'expriment par des droites de corrélation Ti/V de pentes très voisines, la genèse des magmas se serait effectuée à partir d'une seule source selon des taux de fusion partielle variables.

Enfin, les *rapports d'éléments fortement hygromagmatophiles* dans les **basaltes**, étant donné que ces éléments ne sont pas affectés par les fractionnements minéralogiques dans les stades primaires des évolutions, peuvent compléter cette étude concernant la typologie de la source.

Les éléments Th, Ce, La d'une part, et Nb, Ta, Zr et Ti d'une autre part, sont hautement incompatibles dans la plupart des minéraux du manteau intraplaque (Hildreth et al., 1991). Les magmas issus de sources mantelliques des *domaines anorogéniques* présentent des spectres multiéléments à anomalies positives en l'ensemble de ces éléments, ce qui se traduit par des rapports La/Nb et Th/Ta faibles et voisins de l'unité.

A l'opposé, les roches et les sources mantelliques des *domaines orogéniques* ont des spectres présentant des anomalies négatives en éléments HFS et positives en ceux LFS (découplage chimique des deux familles d'éléments). Il en découle que les valeurs des rapports du type La/Nb, Th/Ta des roches rencontrées dans ces sites, sont très élevés.

Cette caractéristique des contextes orogéniques, peut également être rencontrée dans les roches d'*origine crustale* et dans celles des *domaines postorogéniques*. Elle s'exprime aussi certaines fois, avec un degré très faible, dans les *tholéiites continentales*.

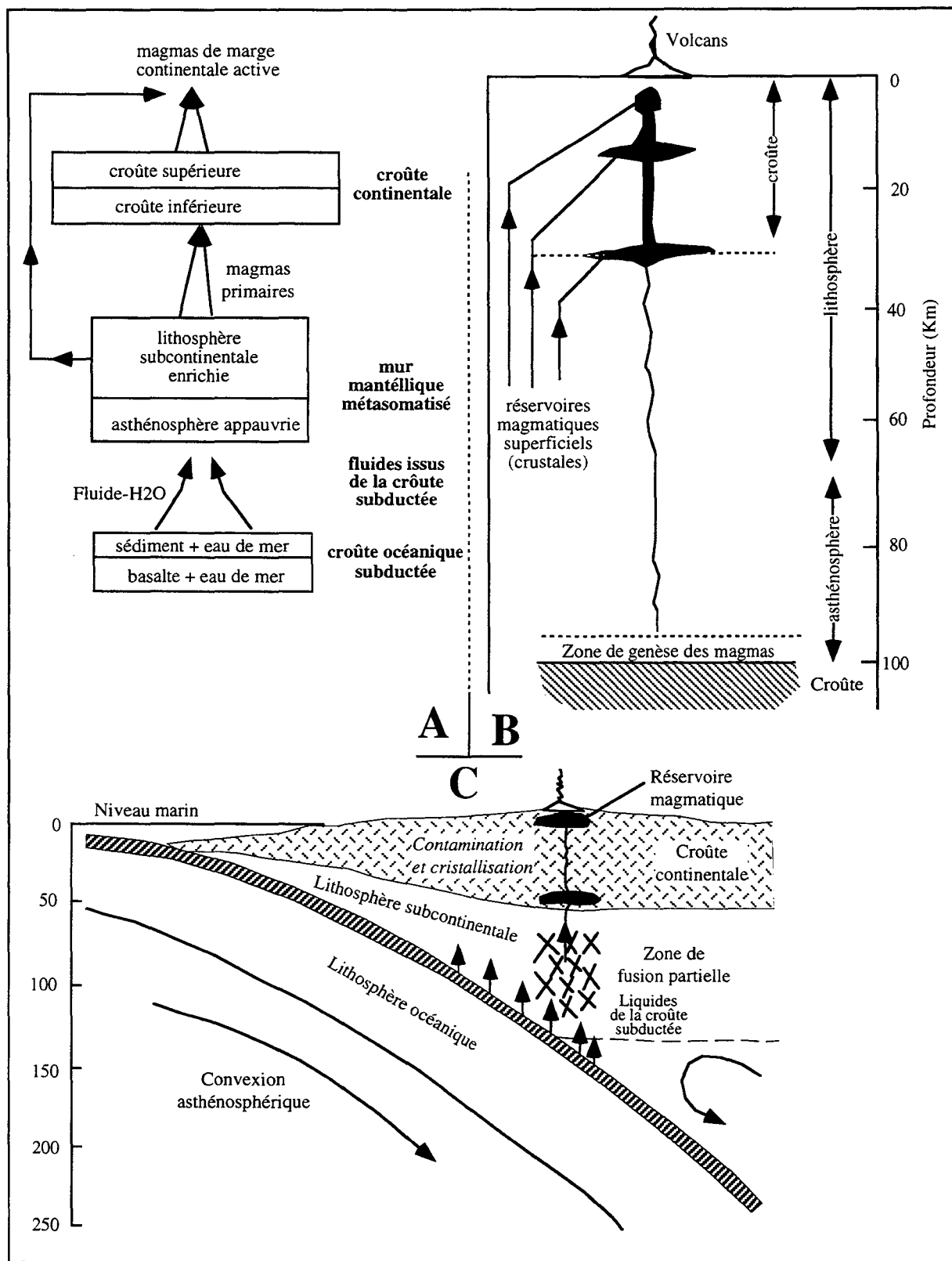


Figure III-44 : - Diagramme résumant les processus et les sources potentielles impliquées dans la pétrogenèse des magmas des marges continentales actives.

B - Systèmes des réservoirs magmatiques sous un arc insulaire mature (Gill, 1981).

C - Coupe schématique au travers une marge continentale active (Wilson, 1994).

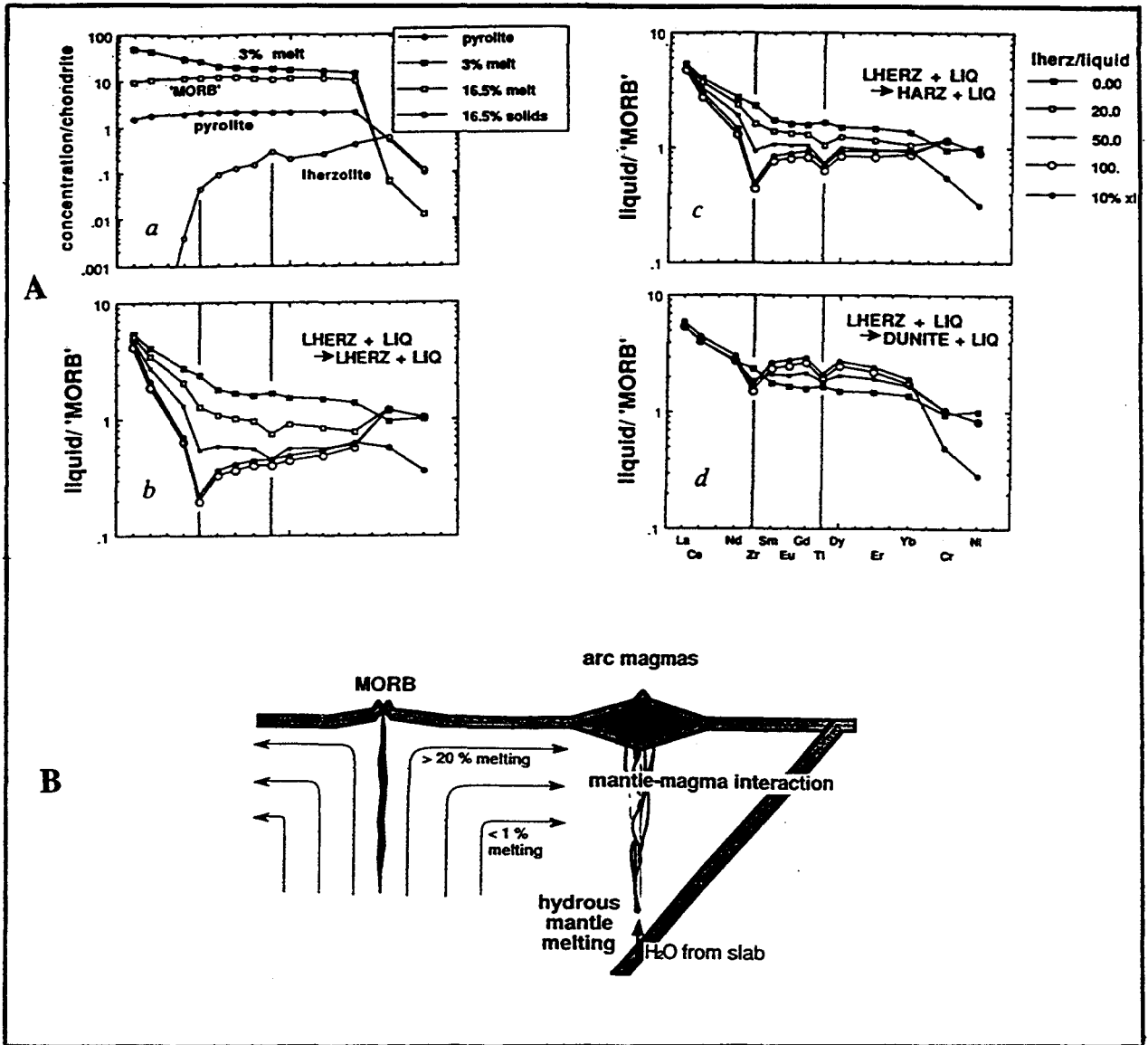


Fig. III-45A : Résultats de la modélisation de la réaction entre le magma basaltique et la Lherzolite du manteau appauvri obtenus par Kelemen (1990).

En a : sont reportés le solide initial et les compositions du liquide utilisé dans la modélisation. (compositions initiales produites par la fusion fractionnée de la pyrolite. La fusion fractionnée ne fractionne pas significativement les éléments HFS de ceux REE dans les agrégats liquides).

- La courbe étiquetée 3% représente un liquide produit par 3% de fusion fractionnée.

- La composition des basaltes des rides médio-océaniques (MORB), correspond à un liquide produit par 16.5 % de fusion fractionnée.

- La Lherzolite représente la composition du solide mantellique après 16.5 % de fusion fractionnée, et elle est en ce moment analogue aux péridotites abyssales, lesquelles possèdent des spectres de terres rares très appauvris.

- La composition initiale de la pyrolite présente des teneurs en REE qui sont 1.5 (pour le La) à 2 (pour les éléments depuis le Sm Jusqu'au Yb) fois les abondances dans les Chondrites, Zr et Ti = 2* teneurs Chondritiques, Cr = 0.5 * teneur Chondritique, et Ni = 0.1 * teneur Chondritique.

En b, c, d, sont reportés les résultats de la réaction entre le basalte et la Lherzolite appauvrie. (la réaction avec le mur rocheux dans le manteau supérieur produit un appauvrissement en éléments HFS, accompagné par un appauvrissement des HREE, relativement au MORB, dans les liquides résiduels).

- Le liquide initial est celui obtenu par 3% de fusion fractionnée de la pyrolite.

- Le réactant Lherzolitique est le résidu obtenu par 16.5 % de fusion fractionnée de la pyrolite.

- La modélisation de la réaction a été effectuée en utilisant les équations proposées par (Kelemen, 1986 ; Ringwood, 1966).

Clé des abréviations : MORB : correspond au liquide produit par 16.5% de fusion fractionnée de la pyrolite. LHERZ, HARZ, DUNITE correspondent aux assemblages minéraux de la lherzolite, harzburgite et dunité représentant les solides résiduels qui sont produits respectivement par la réaction proportionnellement à la dissolution des pyroxènes du réactant lherzolitique. b : la dissolution faible des pyroxènes maintient un résidu lherzolitique constant. c : la dissolution intermédiaire produit un résidu harzburgitique. d : dissolution totale des pyroxènes et le résidu produit est une dunité.

Fig. III-45B : Illustration schématique des processus de fusion mantellique. A proximité du centre du "spreading" les agrégats liquides des larges degrés de fusion fractionnée cristallisent pour former des MORB. Dans les zones de subduction, H₂O en provenance de la croûte subductée s'infiltré dans le manteau et cause des degrés faibles de fusion partielle dans le manteau fertile en profondeur. Les liquides générés cheminent lentement vers le haut au travers du mur mantellique à base de péridotite appauvrie. Lors de cette traversée la réaction du liquide avec le manteau peut avoir lieu.

Cette anomalie des éléments HFS associée au magmatisme orogénique a été largement interprétée par le caractère particulier du manteau au niveau des zones de subduction (fig. III-45) [Joron et Treuil, 1977 ; Gill 1981 ; Pearce 1982 ; Saunders et al., 1980 ; McDonough, 1991]. Cette anomalie existerait dans ce manteau avant la genèse des liquides ; elle résulterait de la métasomatose induite par des fluides riches en LFS et REE suite à la déshydratation de la croûte océanique subductée (Thirlwall et al., 1994).

Cette anomalie en HFS a également été interprétée comme étant susceptible de se produire postérieurement à la genèse du magma par réaction des liquides avec le manteau lherzolitique lors de l'ascension des magmas (fig. III-45B) (Kelemen, 1990). Selon cet auteur, l'ampleur de l'anomalie obtenue paraît variable en fonction du degré de dissolution des pyroxènes du manteau lors de l'interaction magma-manteau (fig. III-45A). Ainsi ce modèle envisage une genèse des magmas tholéitiques d'arcs par suite d'interaction réduite liquide-lherzolite qui n'aurait pas dissout énormément le pyroxène et qui aurait produit un résidu harzburgitique ; les magmas calco-alcalins seraient le résultat d'un grand développement de cette interaction qui aurait produit une dissolution importante des pyroxènes et un résidu dunitique. Ce modèle est susceptible d'expliquer les anomalies des éléments HFS des magmas orogéniques.

B - Estimation et caractérisation des acquis secondaires

La répartition des éléments géochimiques peut également résulter de processus secondaires, tels que des processus de contamination qui ont pu modifier, par addition d'éléments chimiques, les caractères primaires de la source. Il faut alors dans ce cas, caractériser les ajouts, quantifier leur ampleur et estimer le rôle éventuel de la croûte continentale dans ces apports.

Lors de ces processus, la diffusion des éléments et la circulation des fluides, auraient pour conséquence d'augmenter les teneurs en éléments LFS et de diluer celles des éléments HFS (Tatsumi et al., 1986 ; Saunders et al., 1980 ; McDonough, 1991 ; Thirlwall et al., 1994). Ainsi, au sein d'une même famille géochimique les rapports d'éléments seront peu affectés (surtout pour les rapports d'éléments HFS), alors que les rapports faisant intervenir un élément LFS par rapport à un élément HFS seront augmentés.

Les éléments LFS, HFS et REE, en présentant des affinités variables vis à vis des liquides, peuvent permettre d'estimer les degrés d'enrichissement et d'appauvrissement engendrés. Ainsi, pour estimer le degré d'enrichissement d'un élément LFS ou REE et le degré d'appauvrissement d'un éléments HFS, il est nécessaire de disposer d'un élément stable, non affecté à la source et qui servira de référentiel. (Pearce, 1982 ; Dupuy et Dostal., 1984 ; Edwards et al., 1991 ; Hildreth et al., 1991 ; Thirlwall et al., 1994). Ceci est le cas des

éléments Yb et Y, censés être peu affectés par les processus causant des hétérogénéités mantelliques. Ces éléments serviront ainsi de référence pour la source.

On peut alors procéder, selon le principe des spectres doublement normalisés, à des comparaisons des caractères à la source d'une part et des caractères acquis d'autre part. Ceci se fait sur des diagrammes binaires construits sur la base de couples d'éléments normalisés englobant un éléments HFS d'une part et un éléments LFS d'une autre [Ex: (Nb/Y, Th/Yb) et (Ta/Yb, Ce/Yb)] (fig. III-47). Les déductions peuvent ainsi être effectuées en comparant sur un même diagramme, les positionnements des roches étudiées (synonymes des valeurs des deux rapports d'éléments engagés) à celles des roches des référentiels géochimiques correspondant aux MORB et éventuellement au manteau primordial. Ainsi une caractérisation du caractère de la source d'une part et du caractère acquis d'autre part peut être effectuée. Cette propriété permet de faire une estimation de l'ampleur des processus secondaires ayant affecté les magmas et de caractériser les éléments géochimiques mis en cause. Ceci peut être également fait en procédant à des normalisations directes ou simples des compositions des roches à celles des référentiels géochimiques MORB (Pearce, 1982), chondrites (Thompson, 1982) et manteau primordial (Sun, 1984) où l'influence de l'histoire de la source mantellique d'une part, et l'influence de la croûte continentale, d'une autre part, sont absentes. En effet sur les spectres de normalisation, l'ajout d'éléments LFS (tels que Rb, Th, La) se traduit par une augmentation de l'amplitude des anomalies négatives en éléments HFS.

Le rôle de la croûte continentale peut être estimé par les enrichissements relatifs des REE entre elles (Bayley, 1981; Cameron et al., 1982). C'est ainsi que le rapport Ce/Yb normalisé aux chondrites peut être utilisé pour estimer l'épaisseur de la croûte et être utilisé comme indice de maturité et d'évolution du contexte de mise en place du magmatisme.

II - RÉSULTATS

A - Unité I

La distribution des valeurs du rapport Zr/Nb obtenues pour les roches basiques de cette unité paraît assez large; celles-ci s'étalent depuis des valeurs situées entre 20 et 30 jusqu'à celles voisines de 70. L'essentiel de ces valeurs étant supérieur à 30 suggère que ces roches sont issues d'une source dont les caractères sont ceux de la source des MORB-N. Les corrélations Y/Nb - Zr/Nb (fig. III-46), suggèrent que les roches de cette unité sont issues d'une source de composition évoluée, mature et appauvrie. Celle-ci serait analogue à celle des MORB-N et présenterait des caractères intermédiaires entre ceux d'une asthénosphère appauvrie et ceux de la source des MORB-T.

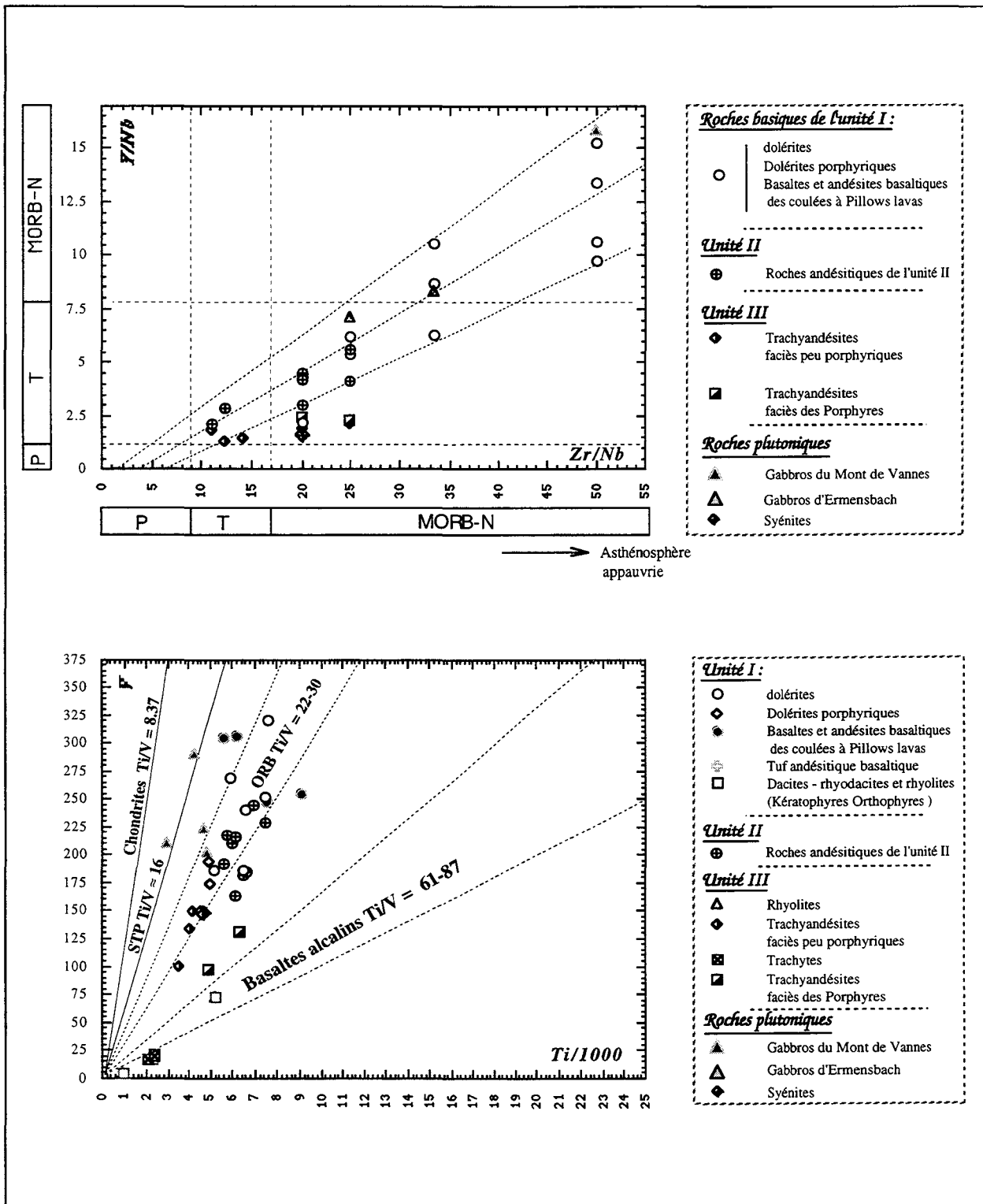


Figure III-46 : Diagrammes binaires exprimant la variation des rapports Y/Nb, Zr/Nb et Ti/V dans les roches étudiées et définissant la nature et le caractère de la source des magmas les ayant cristallisés. Les rapports Y/Nb et Zr/Nb définissant les domaines de compositions des différents types de MORB sont reportés par Wilson, (1994) ; les rapports Ti/V ont été reportés par Nisbet et Sun, (1976).

STP : péridotites à texture en spinifex;

ORB : basaltes des rides océaniques.

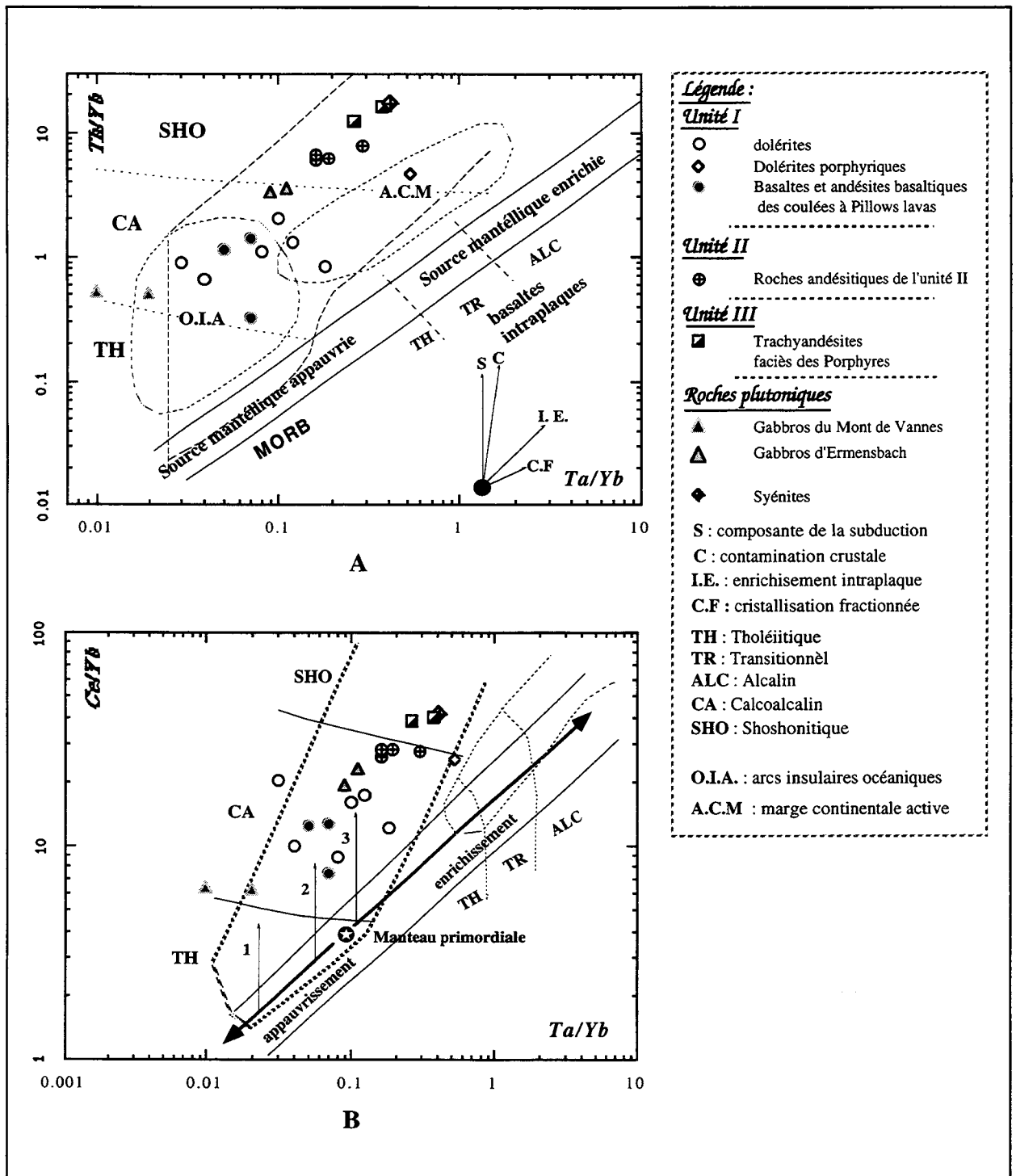


Figure III- 47 : Positions des roches volcaniques basiques et intermédiaires des trois unités et celles plutoniques sur les diagrammes de discrimination fondés sur la base de la covariation des couples d'éléments LFS et HFS normalisés à Yb (Pearce, 1982),

- A :** diagramme de discrimination des basaltes d'arcs volcaniques basée sur la covariation des éléments Th-Ta normalisés à Yb;
- B :** diagramme de discrimination des basaltes calco-alcalins et shoshonitiques basée sur la covariation des éléments Ce-Ta normalisés à Yb. Ce diagramme comporte également les tracés des modèles pétrogénétiques de certaines des suites typiques des arcs volcaniques reportés par Pearce, 1982 : 1 : Tonga ; 2 : Nouvelles Hébrides ; 3 : Sud du Chili.

Les rapports des éléments Ti/V (fig. III-46) des roches volcaniques basiques de cette unité sont situés entre 20 et 30. Cette gamme de valeur est une caractéristique des basaltes des rides médio-océanique (Nisbet et Sun, 1976 ; Langmuir, 1977). Les roches gabbroïques à texture de cumulat ont des rapports Ti/V proches de celles des laves (≈ 16 à 20), valeurs proposées par ces auteurs pour les péridotites à textures en spinifex. Ces données suggèrent donc, pour les magmas de cette unité, une source mantellique analogue à celle des MORB.

La visualisation de ces roches sur les diagrammes fondés sur la base des variations des rapports d'éléments normalisés (Th/Yb - Ta/Yb), (Ce/Yb - Ta/Yb) (fig. III-47), montre leur position dans le domaine des roches des contextes orogéniques. Leur distribution est comprise depuis des tholéiites d'arcs insulaires, jusqu'au domaine calco-alcalin des arcs insulaires, pour finalement approcher le domaine défini par les roches des unités II et III des marges continentales actives.

La distribution de ces roches définit une évolution parallèle, mais très loin d'être confondue, avec celle guidée par la droite de pente Th/Ta ≈ 1 (fig. III-47A). Cependant, par rapport à cette dernière, et selon la règle des ajouts secondaires, les compositions des roches étudiées auraient subies un décalage qui correspondrait à la résultante des vecteurs de la translation diminuant ou maintenant constant le Ta (HFS) et augmentant le Th et le Ce (LFS et REE). Les translations engendrées, correspondent à celles obtenues par intervention d'une composante de la subduction (S) sur une source appauvrie et/ou de la contamination crustale (C) lors de l'évolution du liquide. L'organisation et l'étalement parallèlement à la droite (Th/Ta ≈ 1) correspond au déroulement de la cristallisation fractionnée (CF). La correction de ces translations par diminution du Th et du Ce et par une légère augmentation du tantale permet de retrouver le caractère de la source de ces magmas. Celui-ci correspond à celui du manteau appauvri source des MORB.

La position qu'occupent les roches de l'unité I sur ces diagrammes (fig. III-47) est compatible avec les informations obtenues sur les diagrammes des rapports d'éléments HFS (fig. III-46). Cette position exprime que la source mantellique appauvrie des MORB est à l'origine de ce magmatisme, qui, après modifications, suite aux ajouts de la subduction (S), voir de la contamination crustale (C) a acquis les caractères géochimiques susceptibles d'engendrer les basaltes d'arcs ; ceux ci sont caractérisés alors par un enrichissement en éléments LFS et une dilution en éléments HFS.

Ces données indiquent qu'en aucun cas la source des magmas puisse être une source mantellique enrichie intraplaque (fig. III-47). En effet, dans ce dernier cas, une évolution depuis une source intraplaque devrait maintenir constant les éléments LFS et REE, alors que les éléments HFS diminueraient fortement. Ceci est incompatible avec les modèles relatifs aux mécanismes additionnels d'enrichissement (S - C - I.E. - CF, fig. III-47).

En **conclusion**, les liquides à l'origine de ces roches ont été produits sur une source qui par suite d'une additivité analogue à celles des zones de subduction a acquis un caractère de source des basaltes d'arcs (découplage chimique LFS-HFS). Ces liquides auraient par la suite connu de faibles modifications lors de leur ascension au niveau de la croûte. La contamination crustale éventuelle, associée à l'ascension de ces magmas, serait limitée par les phénomènes d'immiscibilité qui modifieraient le caractère tholéitique d'arcs. Comme nous l'avons déjà exposé (Partie III, chap.III), un certain nombre de caractères géochimiques des laves basiques de l'unité I indiquent une faible participation crustale à ce magmatisme, bien que l'existence d'un fragment de croûte continentale (ou de lithosphère) ait été suggérée (cf. partie IV-chap.II) sous la région d'Europe moyenne à cette époque (Viséen inférieur).

B - Unité II

Les valeurs des rapports Zr/Nb (20 et 27) et Y/Nb (fig. III-46) expriment pour ces magmas une source dont les caractères sont intermédiaires entre ceux des MORB-N et ceux des MORB -T. Leurs rapports Ti/V (\approx 28 à 35) sont par référence à Nisbet et Sun (1976) et Langmuir et al. (1977), analogues à ceux des basaltes des rides médio-océaniques.

L'examen des diagrammes fondés sur la base des covariations des rapports d'éléments normalisés (Th/Yb - Ta/Yb), (Ce/Yb - Ta/Yb) (fig. III-47), montrent que les andésites de l'Unité II et les gabbros d'Ermensbach se disposent dans le domaine des roches orogéniques à caractères calco-alcalins potassiques, typique du magmatisme associé aux marges continentales actives (Pearce, 1982 ; Rogers et al. 1985 ; Wilson, 1994). Leur positionnement sur ces diagrammes permettent de retrouver les résultats fournis par les diagrammes des éléments HFS et des éléments de transition présentés ci-dessus et exprimant un caractère de source transitionnelle entre celui des MORB - N et T.

La position des roches dans les diagrammes (Th/Yb - Ta/Yb), (Ce/Yb - Ta/Yb) définit une évolution parallèle à celle guidée par la cristallisation fractionnée (CF). Leur position par rapport aux roches de l'unité I semble guidé par un enrichissement à la source (S) et/ou par une contamination crustale (C) plus importante.

Les questions qui se posent concernent les relations pétrogénétiques qui peuvent exister entre les magmas initiaux de l'unité I et ceux de l'unité II. La cristallisation fractionnée et la contamination crustale qui ont participé à l'évolution des magmas de l'unité I se sont-elles perpétuées ou se sont-elles interrompues. Dans le premier cas, les deux magmas seraient cogénétiques et les différences géochimiques constatées sont à rechercher dans des mécanismes pétrogénétiques particuliers. Dans le deuxième cas, les deux magmas ne seraient pas cogénétiques et pourraient être issus de sources différentes ce qui expliquerait les différences

géochimiques. Les magmas des unités I et II proviennent-ils d'une même source, où sont-ils issus de sources différentes ?

Dans la **première hypothèse**, les magmas de l'unité II seraient issus d'une même source que ceux de l'unité I. Dans cette hypothèse, les différences géochimiques des roches de l'unité II résulteraient de la continuité de la cristallisation fractionnée qui a affecté les magmas de l'unité I, et d'une amplification de la participation crustale à partir d'une source de MORB-N. Dans ce cas, le caractère calco-alcalin ne serait pas induit par la fusion partielle s.s. mais résulterait également des mécanismes de contamination et cristallisation fractionnée susceptibles de modifier les caractères primaires du magma.

La deuxième hypothèse présume que les modifications ont eu lieu à la source avant la genèse de ces magmas. En effet le vecteur selon lequel se fait le déplacement depuis les positions des roches de l'unité I vers celles des roches de l'unité II ne peut plus correspondre à une évolution par cristallisation fractionnée (celle-ci étant considérée interrompue au niveau de l'unité I). Il faut donc alors envisager une autre source pour les magmas de l'unité II. Cette source a produit des liquides riches en éléments HFS. Les variations de ses caractères géochimiques peuvent être interprétées en terme d'enrichissement. Ainsi la position des roches issues d'une telle source, dans le domaine orogénique, s'interpréterait de la même façon que pour les roches de l'unité I [Composante additive analogue à celle de la subduction (S), responsable du découplage chimique à la source et la contamination (C) qui s'amplifierait quand la cristallisation fractionnée aurait commencé]. Dans ce cas, le caractère calco-alcalin serait juvénile et produit à la source par les mécanismes de fusion partielle. Cependant la source enrichie en question, correspond-elle à celle des magmas de l'unité I qui se serait enrichie ou peu homogénéisée dans le temps ; où bien il s'agit d'une source tout à fait indépendante de celle des roches de l'unité I mais qui serait de composition très voisine ? La question reste posée.

En conclusion : dans la *première hypothèse* les roches de l'unité II sont le résultat de l'amplification des processus pétrogénétiques qui ont déjà affecté les magmas basiques de l'unité I (source du magma à partir d'un manteau appauvri, ayant acquis des éléments de la composante subduction (S) ; puis magma ayant subi des mécanismes de cristallisation fractionnée (CF) et des processus assez limités de contamination crustale (C)). L'amplification de ces processus d'évolution pourrait être recherchée dans des changements du contexte tectonique et géodynamique global associé à l'orogénèse varisque (cf. Partie IV). Dans la *deuxième hypothèse* les roches des deux unités ne seraient pas cogénétiques et leurs sources correspondraient soit à deux sources de compositions voisines (MORB-N et MORB-T), ou bien à une seule source qui avait des caractères de celles des MORB-N et qui aurait acquis dans le temps un caractère voisin de celle des MORB-T.

Dans les deux hypothèses, en accord structural avec une mise en place sur une croûte épaisse, la participation crustale aurait pris de l'ampleur parallèlement à la cristallisation fractionnée lors de la genèse de ces magmas (cf. Partie III - Chap.III).

C - Unité III

Le diagramme Y/Nb-Zr/Nb (fig. III-46) permet de constater que :

- les valeurs du rapport Zr/Nb varient de 11 à 23 et se répartissent en deux sous-groupes. Un premier groupe où ces valeurs sont comprises entre 11 et 13 (trachyandésites) et un second groupe de roches plus différenciées (porphyres, syénites) où ces valeurs sont comprises entre 19 et 23.
- les valeurs du rapport Y/Nb sont faibles
- les corrélations entre ces éléments sur le diagramme binaire Y/Nb-Zr/Nb indiquent des recouvrements avec les roches de l'unité II et suggèrent pour ces magmas une source à caractère intermédiaire entre celle des MORB-N et celle des MORB-T.
- la distribution de la valeur de ces rapports paraît analogue, tantôt à celles des basaltes des zones de subduction (basaltes calco-alkalins de Cerem de l'arc indonésien ; Edwards et al., 1991 - laves orogéniques potassiques de Vulcini, Italie ; Rogers et al., 1985), tantôt à ceux de rifts (rift d'Éthiopie ; Jones, 1976 in Wilson, 1993 - Rio Grande Rift ; Dungan et al., 1986 in Wilson, 1993). Ceci est à mettre en rapport avec la problématique relative à l'origine et la signification tectonique du volcanisme potassique des arcs insulaires et des marges continentales actives, à signature orogénique en général. La question posée a toujours été : le magmatisme potassique est-il lié à la subduction de la lithosphère océanique ou au bombement (Uplift) et rifting crustal comparable à ceux des zones des rifts continentaux ?

Les valeurs des rapports Ti/V sont comprises entre 28 et 35 pour les trachyandésites et 48-51 dans les porphyres.

Les rapports Th/Yb, Ce/Yb et Ta/Yb (fig. III-47), placent les roches de l'unité III dans le domaine des laves orogéniques **potassiques shoshonitiques**, de type III de Wilson (1993). Ces rapports sont plus élevés par rapport à ceux des roches de l'unité II et I. Ceci implique l'accentuation des processus d'enrichissement des éléments à la fois HFS et LFS, enregistrés pour l'unité II. Ceci pourrait signifier d'une part une accentuation de la participation crustale et de la cristallisation fractionnée.

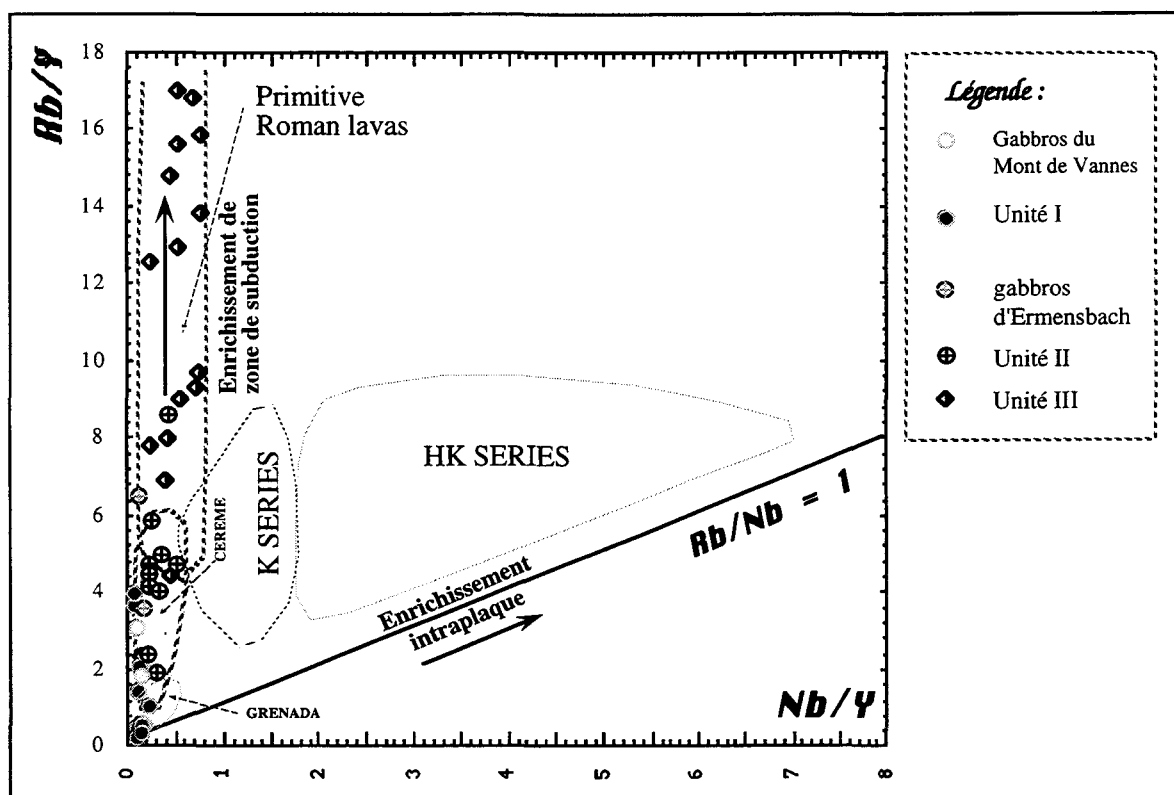


Figure III-48 : Positions des roches volcaniques et plutoniques étudiées des Vosges du Sud dans le diagramme fondé sur la covariation des rapports **Rb/Y** et **Nb/Y** permettant de déterminer le type d'enrichissement qui a été impliqué dans leur genèse.

Le diagramme illustre également, a titre comparatif, les domaines engendrés par les roches de divers contextes d'arcs insulaires :

- Séries potassiques de la province Roman d'Italie (Rogers et al., 1985);
- Stromboli et Vulcano (old) (arc Eolien) (Ellam, 1986);
- Grenada (arc des Antilles)(Thirlwall et Graham, 1984);
- Série calcoalcaline de Cereme, séries potassiques et séries ultrapotassiques de Muriah (arc de Sunda, Indonésie)(Edwards et al., 1991);

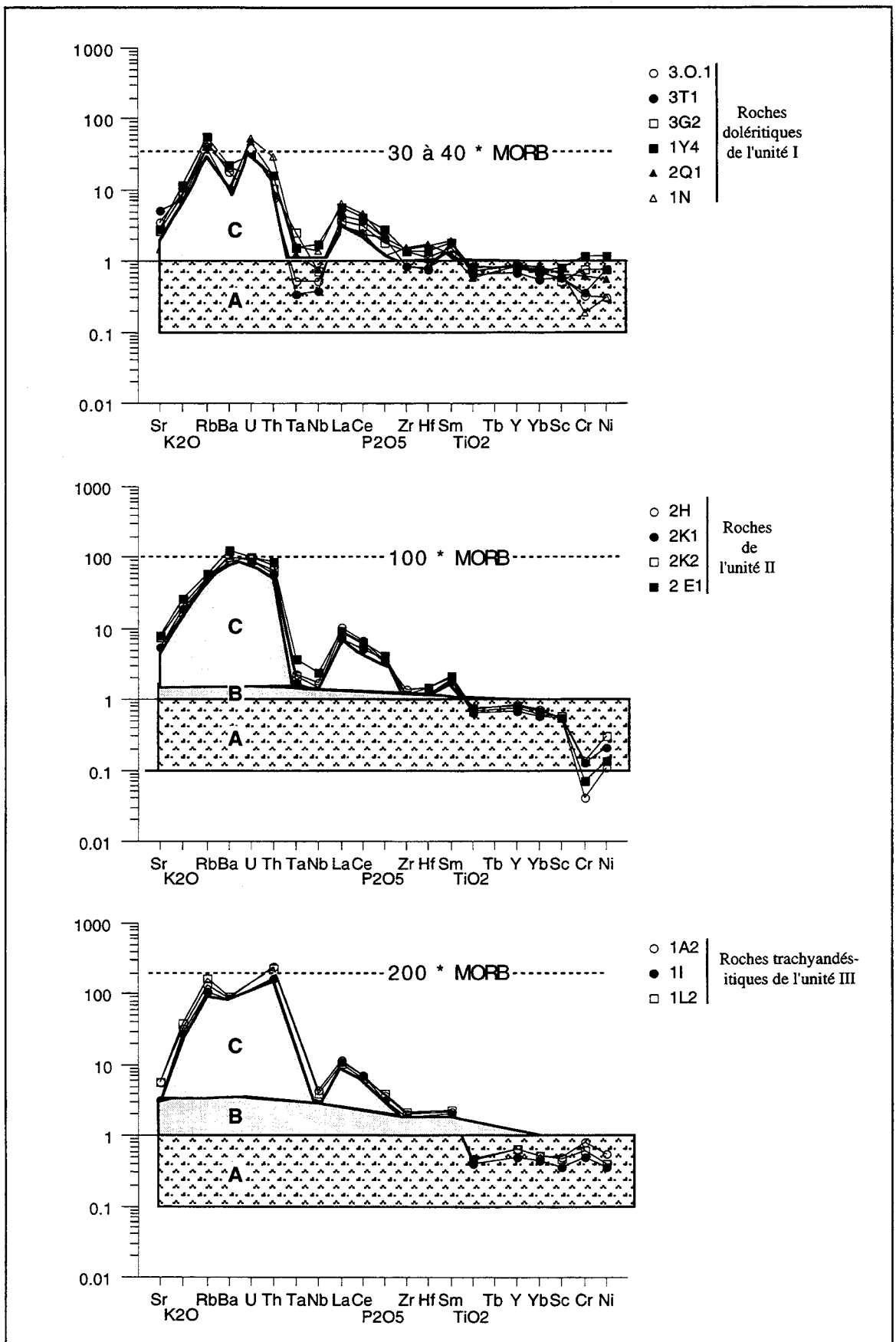


Figure III-49 : Spectres multiéléments normalisés aux MORB (Pearce, 1982) des roches les moins évoluées des trois unités.
 Les surfaces des spectres sont divisées en trois secteurs correspondant aux estimations des contributions des divers sources d'additivités :
 A : composante du manteau appauvri (mur mantellique), B : composante intraplaque, C : composante de zone de subduction.

III - CONCLUSIONS

Les magmas des 3 unités paraissent provenir de source intermédiaire entre celles des MORB-N et des MORB-T, ayant acquis par différents mécanismes d'enrichissement des caractères géochimiques caractéristiques du manteau des zones de subduction.

La distribution des éléments géochimiques normalisés aux MORB (Pearce, 1982; PIII, ChIII) (Fig. III-49 A) ne supporte pas pour les roches de l'unité I, une composante intraplaque importante (celle-ci paraît très faible, voir nulle). En effet leurs teneurs en éléments HFS, présentant par rapport aux MORB soit une anomalie négative ou une anomalie égale à celle des MORB-N, illustrent plutôt une composante enrichissante de zone de subduction et/ou crustale. Les spectres des roches de l'unité II présentent une composante intraplaque assez faible et une composante de subduction et/ou crustale relativement plus importante. Ces deux composantes à la fois celle intraplaque et celle qualifiée de composante de subduction paraissent être relativement plus importantes au niveau de l'unité III par rapport aux deux autres unités.

Le diagramme Rb/Y - Nb/Y exprime les mêmes résultats (fig. III-48). En effet sur ce diagramme l'enrichissement caractérisant les roches du massif des Vosges du Sud est différent de celui du type intraplaque caractérisé par une évolution linéaire des éléments Rb et Nb ($Rb/Nb \approx 1$). L'enrichissement constaté ici, illustré par des valeurs du rapport Nb/Y généralement très inférieures à 1 et un très fort enrichissement en Rb par rapport au Nb, caractérise le magmatisme des zones de subduction et traduit un enrichissement important produit par la composante de la subduction et plus au moins par la contamination crustale.

Le **caractère orogénique des magmas** est individualisé dès les roches de l'unité I. Le passage depuis l'unité I vers l'unité III s'accompagnent d'une variation des rapports Zr/Nb et ceux Y/Nb, qui diminuent depuis l'unité I vers les unités II et III (fig. III-46). Ce passage correspond également à une augmentation progressive importante des rapports des éléments LFS tels La/Ce, U/Th, La/Yb et Th/Yb. Cette évolution annonce la production de mécanisme permettant de faire évoluer la composition des liquides successifs à partir de la source. Les caractères géochimiques de type orogénique des magmas de l'unité I et la translation de concentrations des éléments au cours du temps (des magmas des unités II et III) par rapport au domaine intraplaque dans les diagrammes d'éléments normalisés à Yb (fig. III-47) traduiraient le déroulement des processus *d'enrichissement* au niveau de la source. Ces processus ont fait évoluer le caractère de cette source depuis celui d'une source appauvrie vers celui d'une source progressivement enrichie. Ceci pourrait s'effectuer dans un domaine de convergence, ou postérieurement à une subduction à partir d'une source modifiée par la subduction. Pour expliquer ce fait, deux interprétations peuvent être fournies :

--- *1° interprétation* : L'évolution chimique observée des unités I à II et III serait une conséquence de degrés de fusion partielle différents à la source, suivis chacun par des

processus de cristallisation fractionnée et de contamination. Cette hypothèse, qui présumerait de l'absence de rapports pétrogénétiques entre les roches des trois unités, ne tient compte ni du temps de genèse ni de l'âge de mise en place des formations. En effet, dans cette hypothèse, l'évolution de composition de la source devrait s'effectuer depuis une source enrichie, vers une source progressivement appauvrie, comme on l'observe dans le magmatisme anorogénique ou intraplaque. Or, nous constatons l'inverse.

--- *2° interprétation* : la deuxième hypothèse présume une source unique pour les magmas des 3 unités. Dans ce cas, une fusion partielle d'une source modifiée et appauvrie livrerait les magmas originels de l'unité I. Cette source, sur la base des éléments HFS est à caractère de MORB-N et sur la base de ceux LFS à caractère orogénique. A partir de cette première étape le facteur temps doit être envisagé. En effet, pour générer ensuite les magmas des unités II et III, postérieurs à l'unité I, il faut envisager des mécanismes d'enrichissement du manteau à la source. L'addition d'éléments dépend du contexte géodynamique selon que l'on est en présence d'une subduction active ou dans un contexte postdatant une subduction. Ces mécanismes d'ajouts géochimiques modifiant la source sont alors susceptibles de modifier progressivement la source et de la réhomogénéiser.

PARTIE IV

**Synthèse des résultats des études géochimiques et
minéralogiques
du magmatisme dévono-dinantien des Vosges**

**place du magmatisme dévono-dinantien des Vosges
méridionales dans la chaîne Varisque de l'Europe
moyenne :**

Au terme de cette étude, il importe maintenant de replacer le magmatisme des Vosges méridionales dans le cadre du magmatisme des Vosges (chap.I) et dans le cadre plus général de la chaîne Varisque d'Europe moyenne et de son contexte géodynamique (chap.II).

Chapitre I

Le magmatisme Dévono-dinantien des Vosges. Synthèse des résultats des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques

I - MAGMATISME DES VOSGES DU SUD - SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS

Les diverses approches et méthodologies abordées et utilisées dans cette étude du magmatisme des Vosges des Sud convergent par la nature de l'information qu'elles fournissent. Les résultats principaux et les conclusions de notre travail peuvent ainsi être résumés dans le cadre de ces différentes méthodologies.

A - Etude descriptive pétrographique et géochimique des différents faciès des trois unités magmatiques.

Ces études ont permis de mettre l'accent sur la diversité pétrographique des roches des unités I et III par rapport à celles de l'unité II caractérisée par une monotonie de faciès andésitiques.

Le magmatisme de l'unité I se caractérise par l'association, déjà soulignée par le passé (Stussi, 1970), de roches basiques et acides. Les faciès hypovolcaniques et la plupart des faciès acides dominent au voisinage du massif des Ballons alors que dans les zones situées loin de ce massif (Plancher - Bas et dans la partie de la série de Malvaux située à proximité de la vallée de

l'Ognon) les expressions sont à dominance de roches basiques et de mode de gisement en coulées ; ceci permet de suggérer l'existence d'une voie d'émission au niveau de l'emplacement actuel du granite des Ballons.

Cette étude a permis également de noter le parallélisme des caractères des roches plutoniques et des roches effusives. C'est ainsi que nous avons pu démontrer que les faciès plutoniques basiques gabbroïques à caractère de cumulats dans l'unité I (série de Plancher-Bas) présentent des identités de caractères similaires aux laves de la même unité, alors que les caractères des gabbros d'Ermensbach sont proches des laves de l'unité II.

Notre étude a également permis de souligner l'ampleur et la diversité des faciès d'altération (spilitisation) dans les roches de l'unité I par rapport à celles des deux autres unités.

Les roches de l'unité I, ont été, à la fois dans le temps et dans l'espace, soumises aux processus de transformations secondaires notamment sous l'influence de l'eau de mer. L'inventaire des faciès de transformation montrent que les roches de cette unité ont été d'abord métamorphosées dans le début du faciès schistes verts et présentent des paragenèses qui expriment des conditions de transformation évoluant depuis des faciès à zéolites (préhnite-pumpellyite), loin du massif des Ballons, passant par des faciès à épidotes et des faciès à actinote, disposés selon une bande de direction oblique par rapport au granite. Ces roches ont par la suite connu parallèlement à celles des autres unités un métamorphisme thermique et hydrothermal lié à la mise en place des granites.

B - Etude minéralogique.

Les études minéralogiques des reliques de clinopyroxènes ont permis de tirer un nombre important d'informations concernant les affinités magmatiques des roches hôtes et des séries correspondant, ainsi que du contexte de mise en place. Elles ont également permis de confirmer le parallélisme mentionné entre les faciès plutoniques et ceux effusifs.

Les études cristallographiques des clinopyroxènes montrent que ces roches ont cristallisé sous des conditions de moyenne à basse pression. Elles montrent aussi une variation de la fugacité d'oxygène depuis les faciès de l'unité I (de la série de Plancher-Bas en passant par la série de Malvaux), vers ceux des unités II et III.

Ces études (Nisbet et Pearce, 1977) attribuent une *signature orogénique* aux magmas parents des roches des trois unités volcaniques et plutoniques. Dans l'unité I, la cristallographie des clinopyroxènes reliques (Leterrier et al. 1982 ; Molard et al. 1983) suggèrent pour les roches plutoniques (cumulats gabbroïques), ainsi que pour les coulées à pillow-lavas de la série de Plancher-Bas et les dolérites du domaine de la Forêt de Saint Maurice-sur-Moselle (série de

Malvaux), un caractère *orogénique tholéitique*. Les clinopyroxènes des laves andésitiques de l'unité II et ceux des gabbros d'Ermensbach sont à caractère *orogénique calco-alcalin*. Les faciès de l'unité III sont à caractère *subalcalin orogénique*.

C - Etude des rapports pétrogénétiques entre les roches des trois unités.

La détermination des lignées magmatiques et des rapports pétrogénétiques fondés sur la base des éléments hygromagmatophiles et incompatibles permet de retenir pour l'ensemble des roches plutoniques et volcaniques étudiées deux hypothèse de genèse.

La première hypothèse, dans laquelle les séries définies sont incomplètes, est fondée à la fois sur la diversité des caractères pétrographiques et géochimiques. Celle-ci n'envisage pas de relations pétrogénétiques entre les 3 unités. Dans cette hypothèse, les roches des 3 unités constituent trois séries magmatiques indépendantes, non cogénétiques, dont les magmas initiaux sont issus de processus de fusion partielle distincts au cours du temps à partir d'une même source.

La seconde hypothèse est envisagée en réponse aux lacunes de faciès pétrographiques observées dans chacune des unités. Dans cette hypothèse les diversités pétrographiques et géochimiques sont regardées comme étant le résultat de la complexité des processus pétrogénétiques (cristallisation fractionnée, assimilation, contamination crustale, mélanges). Elle permet ainsi de définir les liens susceptibles d'exister entre les roches des divers unités pour reconstituer des séries plus complètes. Cette hypothèse envisage une genèse des magmas basiques initiaux selon deux étapes de fusion partielle se succédant dans le temps à partir d'une même source.

Unité I : les roches de l'unité I forment une lignée distincte de celles des unités II et III. Au sein de cette unité, les magmas basiques sont soumis à de brefs mécanismes de cristallisation fractionnée. Les faciès acides sont diversifiées. Certains, rares, peuvent être les produits de différenciation des magmas basiques. La plupart semble cependant ne pas présenter de rapports pétrogénétiques directs avec les faciès basiques. Les comportements chimiques exprimés par les roches basiques suggèrent qu'en plus des processus de cristallisation fractionnée et de spiltisation mentionnée lors de l'étude pétrographique, se sont surajoutés des processus d'assimilation d'ampleur assez réduite. La cristallisation est guidée essentiellement par les clinopyroxènes et les plagioclases auxquels s'associent au niveau des andésites basiques des opaques.

Unité II : les roches de l'unité II et les gabbros d'Ermensbach paraissent former une lignée cogénétique. Les deux types de roches évoluent par cristallisation fractionnée à laquelle se superposeraient des phénomènes secondaires d'assimilation de matériel crustal. La cristallisation est guidée essentiellement par le plagioclase, le clinopyroxène auxquels s'associent des opaques et des olivines et/ou amphiboles. La monotonie des faciès de cette unité, à caractère basique et basique intermédiaire, associée à l'absence de termes basiques et basiques intermédiaires des faciès de l'unité III, ont permis d'envisager des rapports de cogénéisme entre les roches des unités II et III.

Unité III : les roches de l'unité III à caractères intermédiaires-acides trachyandésitiques et acides trachytiques et rhyodacitiques ont été répartis en deux ensembles:

- les trachyandésites (s.s) et les rhyodacites liées par un mécanisme de cristallisation fractionnée.
- les porphyres, susceptibles d'être dérivés par cristallisation fractionnée des roches de l'unité II et susceptibles eux-mêmes d'évoluer par le même mécanisme vers les trachytes.

A la cristallisation fractionnée, guidée essentiellement par les amphiboles, les micas noirs, les feldspaths, les pyroxènes, apatites, zircon et opaques auxquels s'associent selon les faciès des olivines et du quartz, se superposent des processus d'assimilation et /ou de mélange qui sont relativement plus amplifiés par rapport à ce qui il en était dans les deux autres unités.

D - Etude des affinités magmatiques et des sites géodynamiques

A l'issue de l'étude des affinités magmatiques des roches des trois unités, un certain nombre de caractéristiques communes peuvent être retenues pour le magmatisme basique des Vosges méridionales.

L'ensemble du volcanisme présente les caractères géochimiques d'un magmatisme de type *orogénique*, marqué par des anomalies négatives en Ta et Nb. Il n'est donc pas possible de distinguer un volcanisme anorogénique d'une part et un volcanisme orogénique d'autre part (Stussi, 1970).

Les fortes valeurs du rapport La/Nb supérieures à 1,8 ($La/Nb \approx 2.4 \text{ à } 10.8$), associées à de fortes valeurs de $Zr/Y > 3$ et de faibles valeurs de $Ti/Y < 350$ sont celles d'un *magmatisme orogénique* de type marge continentale active (Condie, 1989).

Les laves de l'Unité I, du Viséen inférieur, sont de type *tholéiitique d'arc* pour l'essentiel, certaines présentant des affinités *calco-alkalines*, sans qu'il soit possible, faute d'échantillonnage plus exhaustif et faute de datations géochronologiques, d'établir de relations spatio-temporelles entre les deux. Celles de l'unité II sont franchement *calco-alkalines*. Quant à celles de l'unité III, le caractère *calco-alkalin potassique* leur confère des affinités *shoshonitiques*. D'autre part, il semblerait que la participation crustale soit plus importante pour le magmatisme Viséen supérieur (Unité II, mais surtout Unité III) que pour le Viséen inférieur.

L'association de tholéiites d'arcs, de séries calco-alkalines et shoshonitiques est celle habituellement reconnue dans l'espace et le temps dans les zones orogéniques de type marge continentale active (Gill, 1981). Qu'en est-il pour les Vosges méridionales, dans le cadre varisque ?

E - Etude des caractères des sources magmatiques et des acquis secondaires

Les magmas des trois unités paraissent provenir de *source intermédiaire entre celles des MORB-N et des MORB-T*, ayant acquis, par différents mécanismes d'enrichissement, des caractères géochimiques caractéristiques du manteau des zones de subduction.

La distribution des éléments géochimiques normalisés aux MORB (Pearce, 1982) ne supporte pas pour les roches de l'unité I, une composante intraplaque importante (celle-ci paraît très faible, voir nulle). En effet leurs teneurs en éléments HFS, présentant par rapport aux MORB soit une anomalie négative ou une anomalie égale à celle des MORB-N, illustrent plutôt une composante enrichissante de zone de subduction et/ou crustale. Les spectres des roches de l'unité II présentent une composante intraplaque assez faible et une composante de subduction et/ou crustale relativement plus importante. Ces deux composantes à la fois celle intraplaque et celle qualifiée de composante de subduction paraissent être relativement plus importantes au niveau de l'unité III par rapport aux deux autres unités.

Le diagramme Rb/Y - Nb/Y exprime les mêmes résultats. En effet sur ces diagrammes l'enrichissement caractérisant les roches du Massif des Vosges du Sud est différent de celui du type intraplaque caractérisé par une évolution linéaire des éléments Rb et Nb ($Rb/Nb \approx 1$). L'enrichissement constaté ici, illustré par des valeurs du rapport Nb/Y généralement inférieures à 1 et un très fort enrichissement en Rb par rapport au Nb, caractérise le magmatisme des zones de subduction et traduit un enrichissement important produit par la composante de la subduction et plus au moins par la contamination crustale.

Le **caractère orogénique des magmas** est individualisé *dès les roches de l'unité I*. Le passage depuis l'unité I vers l'unité III s'accompagne d'une variation des rapports Zr/Nb et ceux Y/Nb, qui diminuent depuis l'unité I vers les unités II et III. Ce passage correspond également à une augmentation progressive importante des rapports des éléments LFS tels La/Ce, U/Th, La/Yb et Th/Yb. Cette évolution suggère la production de mécanismes permettant de faire évoluer la composition des liquides successifs à partir de la source. Les caractères géochimiques de type orogénique des magmas de l'unité I et la translation de concentrations des éléments au cours du temps (des magmas des unités II et III) par rapport au domaine intraplaque dans les diagrammes d'éléments normalisés à Yb traduiraient le déroulement des processus *d'enrichissement* au niveau de la source, depuis une source appauvrie vers une source progressivement enrichie. Ceci pourrait s'effectuer dans un domaine de convergence, ou postérieurement à une subduction à partir d'une source modifiée par la subduction. Pour expliquer ce fait, deux interprétations peuvent être fournies :

--- *1° interprétation* : L'évolution chimique observée des unités I à II et III serait une conséquence de degrés de fusion partielle différents à la source, suivis chacun par des processus de cristallisation fractionnée et de contamination. Cette hypothèse, qui présumerait de l'absence de rapports pétrogénétiques entre les roches des trois unités, ne tient compte ni du temps de genèse ni de l'âge de mise en place des formations. En effet, dans cette hypothèse, l'évolution de composition de la source devrait s'effectuer depuis une source enrichie, vers une source progressivement appauvrie, comme on l'observe dans le magmatisme anorogénique ou intraplaque. Or, nous constatons l'inverse.

--- *2° interprétation* : la deuxième hypothèse présume une source unique pour les magmas des 3 unités. Dans ce cas, une fusion partielle d'une source modifiée et appauvrie livrerait les magmas originels de l'unité I. Cette source, sur la base des éléments HFS est à caractère de MORB-N et sur la base de ceux LFS à caractère orogénique. A partir de cette 1° étape le facteur temps doit être envisagé. En effet, pour générer ensuite les magmas des unités II et III, postérieurs à l'unité I, il faut envisager des mécanismes d'enrichissement du manteau à la source. L'addition d'éléments dépend du contexte géodynamique selon que l'on est en présence d'une subduction active ou dans un contexte postdatant une subduction. Ces mécanismes d'ajouts géochimiques sont alors susceptibles de modifier progressivement la source et de la réhomogénéiser.

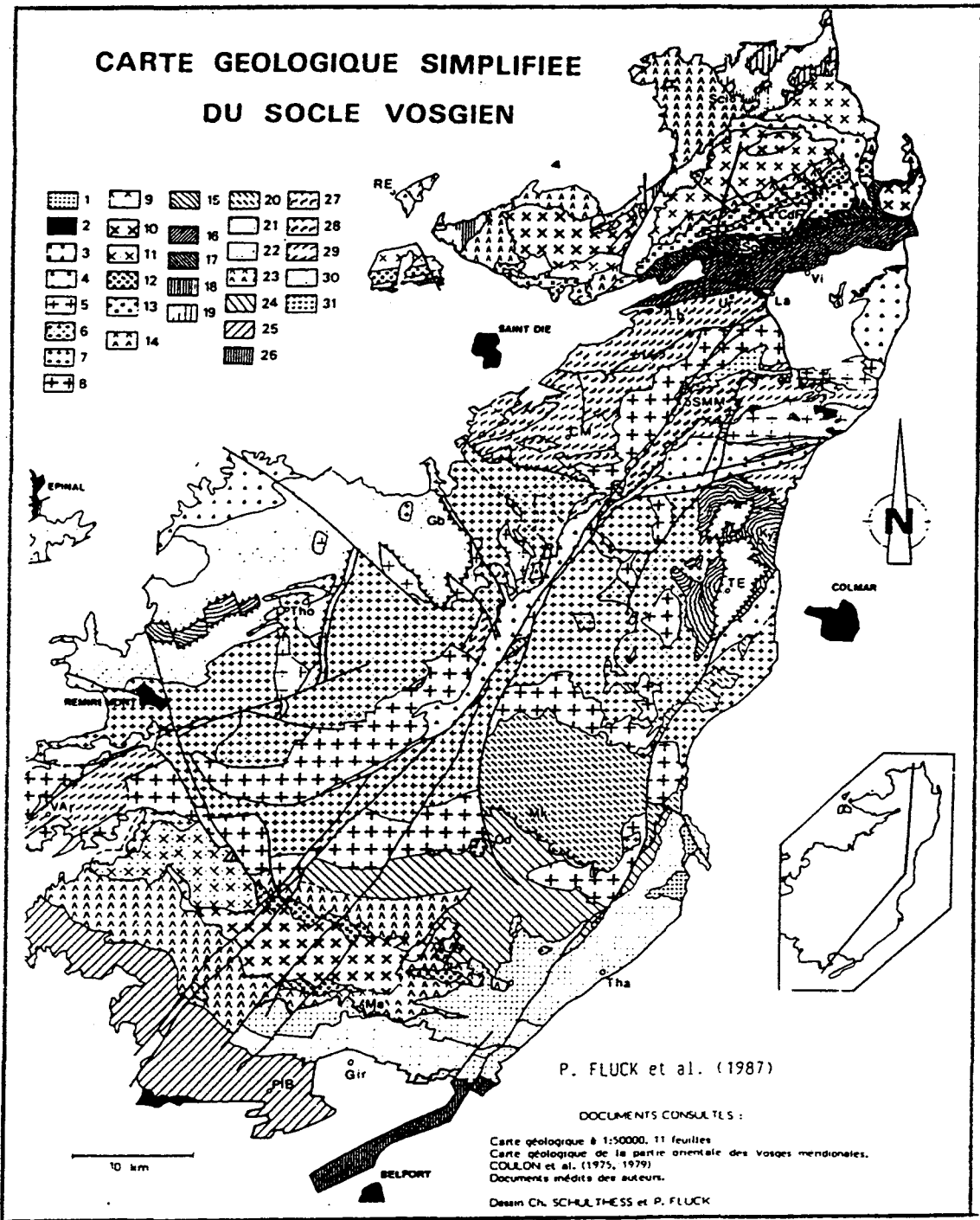


Fig. IV-1 : Carte géologique simplifiée du socle vosgien.

1, volcanisme de Wuenheim ; 2, Houiller ; 3, granites alcalins type Kagenfels ; 4, leucogranites grossiers ; 5, granites à mégacristaux (type Thannenkirch) ; 6, granites d'anatexie de la couverture dévono-dinantienne ; 7, granites d'anatexie du socle (à biotite ou à deux micas) ; 8, granite des Crêtes ; 9, granites type Champ-du-Feu - Nord ; 10, granites rouges ; 11, granite de Corvillers ; 12, plutonites basiques à intermédiaires anté-sudètes ; 13, granodiorite type Howald (et différenciés) ; 14, volcanisme dévono-dinantien des Vosges du Nord ; 15, migmatites du Culm ; 16, schistes de Villé ; 17, schistes de Steige ; 18, Dévono-Dinantien sédimentaire de la Bruche et du Rabodeau ; 19, Viséen "sûr" de la vallée de la Bruche ; 20, série du Markstein (Dévono-Dinantien) ; 21, série de Giromagny (Viséen supérieur) ; 22, série de Thann (Viséen supérieur) ; 23, série de Malvaux (Viséen moyen ?) ; 24, série d'Oderen (Viséen inférieur à moyen) ; 25, série de Plancher-Bas (Viséen inférieur) ; 26, Dévonien du Belfortais ; 27, gneiss monométagmorphiques ; 28, gneiss polymétagmorphiques ; 29, gneiss polymétagmorphiques d'Urbeis ; 30, migmatites allochtones ; 31, métagranite alcalin de Sainte Croix-aux-Mines. En blanc : formations post-carbonifères. Abréviations (noms de lieux) : CdF, Champ-du-Feu ; CM, La Croix-aux-Mines ; Gb, Gerbépal ; Gir, Giromagny ; Ky, Kaysersberg ; La, Lalaye ; Lu, Lubine ; Ma, Malvaux ; Mk, le Markstein ; Od, Oderen ; PIB, Plancher-Bas ; Sci, Schirmeck ; Sg, Steige ; SMM, Sainte Marie-aux-Mines ; TE, les Trois-Epis ; Tha, Thann ; Tho, le Tholy ; Ur, Urbeis ; VAj, le Val d'Ajol ; Vi, Villé.

II - SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LES FORMATIONS PLUTONIQUES

Trois types de magmatisme peuvent être distingués : le magmatisme des Ballons, le magmatisme des Crêtes et le magmatisme peralumineux leucogranitique (fig. IV-1).

A - Le magmatisme des Ballons

Deux faciès peuvent être observés : les faciès de bordure et le pluton monzogranitique

1 - *Faciès de bordure*

Les bordures Sud et Nord du massif des Ballons sont formées par des gabbro-diorites, monzo-diorites et monzonites (s.l) (Bébién et Gagny, 1978 ; Pagel et Leterrier, 1980). Un âge voisin de 366+ 10 Ma a été attribué aux faciès gabbroïques (Montigny et Tuizart, 1989). Ces roches sont donc les équivalents plutoniques du volcanisme Viséen inférieur (ou pour le moins anté-Viséen supérieur) et doivent être comparés aux volcanites de l'Unité I.

Leur répartition géographique est telle que :

--- les faciès gabbroïques et dioritiques de la bordure Sud et SE se trouvent à Ermensbach, les monzodiorites forment une zone homogène vers le SW, les monzonites (syénites) quartzifères forment une zone homogène vers le SE. Le secteur de Sewen est composé de monzo-diorites et de monzonites quartzifères (syénites de Sewen). Les roches gabbroïques de cette bordure Sud englobent des faciès à texture de cumulats (Pagel et Leterrier, 1980). Selon Fluck et al., (1991), cette bande s'étendrait jusqu'au Nord du Molkenrein pour englober les faciès de Goldbach.

--- les faciès de la bordure Nord sont tels que les roches gabbroïques sont présentes seulement en enclaves dans les diorites, situées au centre de la bande. Les autres types lithologiques se situent de part et d'autre du stock des diorites.

Ces roches plutoniques des faciès de bordure ont été caractérisées et typées par Bébién et Gagny (1979). Suite à ce travail, les faciès de la bordure Sud ont été typés comme étant de nature *calco-alkaline* et présentant des liens géochimiques avec le monzogranite ; les faciès de la bordure Nord ont été définis comme étant de nature *tholéiitique*. On retrouve donc ici la dualité magmatisme tholéiitique, magmatisme calco-alkalin mis en évidence pour le volcanisme de l'Unité I.

Pour Pagel et Leterrier (1980), ces magmas, d'origine mantellique peuvent avoir enregistré une participation crustale importante et présenter une évolution guidée par la cristallisation fractionnée et analogue à celle des séries volcaniques shoshonitiques des Fiji

(Gill, 1970) et du Pérou (Lefèvre, 1973). La contamination crustale, selon ces auteurs, semblent avoir été plus développée dans les séries Sud par rapport à celles du Nord. L'existence d'autres roches plutoniques dans cette région, tel le granite des Crêtes dont l'origine anatectique crustale a été établie par (Gagny, 1970), a été impliquée comme témoin supportant la présence d'une croûte dans cette région pouvant être responsable de cette contamination.

2 - *Pluton monzogranitique*

Ce magmatisme, daté de 335 ± 13 M et 310 ± 19 Ma (Montigny et al., 1984), peut être mis en parallèle, du point de vue géochronologie, avec le volcanisme Viséen supérieur des unités II et III.

Le corps monzogranitique, issu d'un magma mantellodérivé, serait à priori de nature *calco-alkaline* (Stussi, 1970 ; Bébien et Gagny, 1978 ; Dressler, 1989) à *shoshonitique* (Edel et al., 1984). Il a été également défini comme étant de nature *subalcalin potassique* (Pagel et Leterrier, 1980).

Les modèles géochimiques proposés pour ce granite suggèrent que ces magmas ont subi une hybridation et contamination crustale importante (Fluck, 1984 ; Fluck et al., 1987 ; Pagel et Leterrier, 1980 ; Mouillac, 1974). Pour Pagel et Leterrier (1980) et sur la base des données fournies par la géochimie isotopique du strontium (Mouillac, 1974), ce monzogranite central ne peut pas être produit par simple processus de cristallisation fractionnée depuis les roches basiques des faciès de bordure. Il existe une évidente discontinuité entre ce granite et les séries basiques. Dans cette hypothèse, ces auteurs proposent que lors de la mise en place intracrustale des magmas basiques, suivi d'une évolution de ces magmas, et après une fusion partielle (ou anatexie) des roches de l'encaissant et de la couverture, générant un magma acide, s'est produit une hybridation, entre ces deux magmas qui a conduit à la genèse du magma monzogranitique.

Au total, il apparaît une identité de caractères entre le magmatisme du granite des Ballons et le volcanisme Viséen de notre étude. C'est ainsi que :

- la nature tholéiitique et/ou calco-alkalines des laves de l'unité I et des roches plutoniques des faciès de bordure peuvent être mis en parallèles.
- La nature calco-alkaline à shoshonitique (subalcalin potassique) des monzogranites du pluton est identique à la nature calco-alkaline et shoshonitique des laves des unités II et III.
- La participation crustale, induisant une contamination plus ou moins importante des magmas initiaux, est proposée pour expliquer les caractères géochimiques aussi bien des laves que des roches plutoniques.

B - Le magmatisme des Crêtes

Daté de 346 ± 14 Ma (Vidal et Hameurt, 1972) et 340 Ma ; Montigny et Thuizat, 1989) ce plutonisme est également d'âge Viséen. Etant donnée que ce granite de Crêtes recoupe le chevauchement de la "ligne des Klippes", sa mise en place dans le plan de décollement socle-couverture ou en lames dans des cisaillements majeurs, est considérée postérieure à la mise en route du serrage "sudète".

Par référence aux travaux de Gagny (1970), proposant une origine anatectique pour ce granite, et suite à Gagny (1978) et Fluck (1980a), l'origine des granites des Crêtes est considérée comme étant à l'origine des magmas basiques à forte composante mantellaire, à tendance alcaline, de types gabbros et syénogabbros ; ces magmas basiques initiaux auraient induit en profondeur une anatexie généralisée de leur environnement. Ils se seraient ainsi hybridés avec un magma acide pour produire le magmas des Crêtes.

C - Le magmatisme peralumineux leucogranitique.

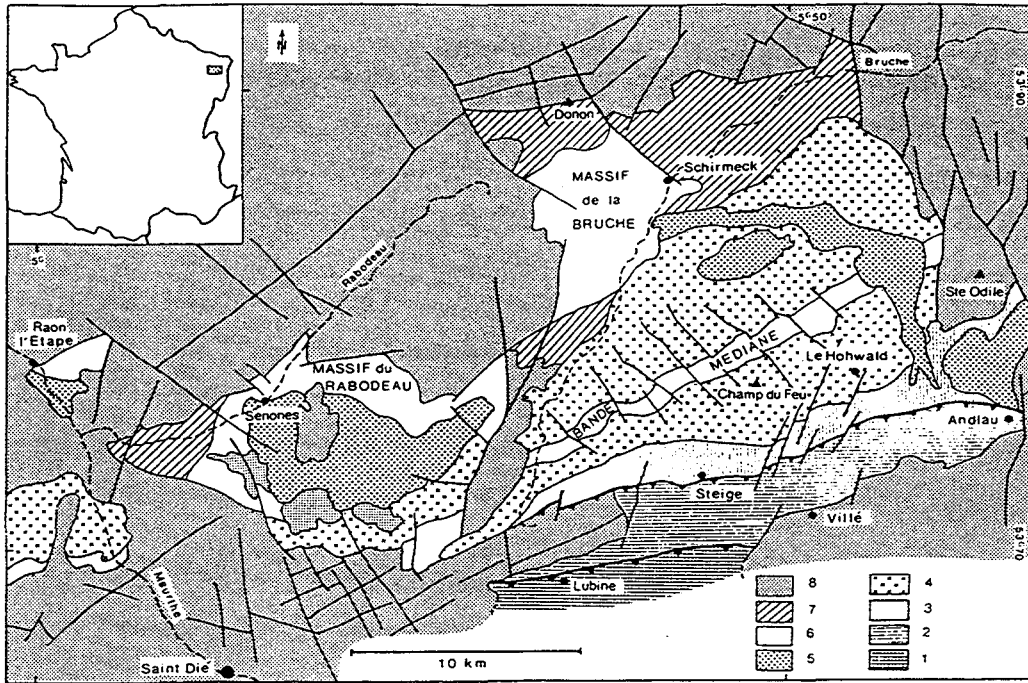
Les monzogranites alumineux correspondent aux granites à mégacristaux type Oberkirch, Tholy et Tannenkirch. Ils succèdent à celui des Crêtes ; ils sont localement synchroniques et peuvent se mettre en place sous les nappes charriées. Les leucogranites correspondraient à des intrusions polyphasées (Dahire, 1988), débutant à 323 ± 10 Ma par la mise en place du granite de Brézouard - Bilstein et se terminant par des microgranites recoupant le Westphalien de Hury et qu'on rencontre en galet dans le Stéphaniens.

Ils contiennent des enclaves basiques hérités des stades antérieurs de leurs évolution. Celles-ci pourraient être du type **calco-alkalin** (Fluck, 1980a).

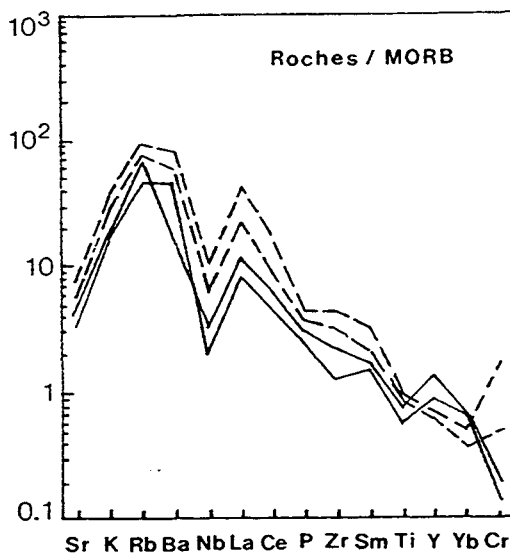
III - MAGMATISME DÉVONO-DINANTIEN DES VOSGES DU NORD.

Les travaux effectués sur les formations de la partie Nord du Massif des Vosges (Zone Saxo-Turingienne de la chaîne Varisque) s'intègrent dans une série de travaux faisant suite à celui de Juteau (1965) et menés par les chercheurs de l'université de Nancy (Ikenne et al., 1982 ; Ikenne 1986 ; Ikenne et al., 1991 ; Rizki et Baroz, 1988 ; Rizki, 1992 ; Rizki et al., 1992 ; Deschamps, 1991, 1994 ; Bébien et al., 1994).

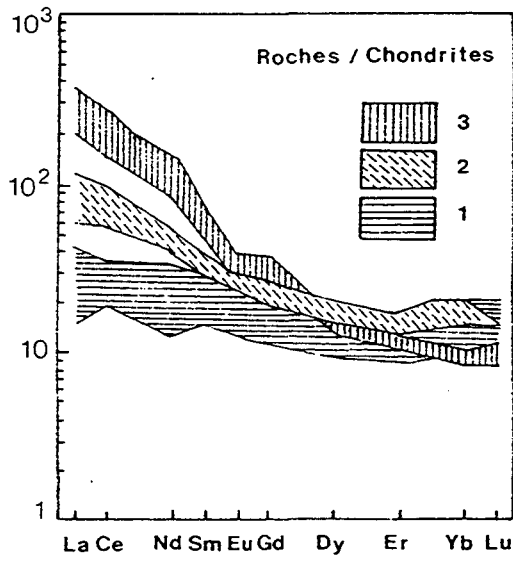
Les résultats acquis montrent que cette partie du massif a été le siège durant le Dévonien et le Carbonifère d'un important magmatisme dont les formes d'expressions sont à la fois



A



B



C

Fig. IV-2 :

A - Carte géologique schématique des Vosges septentrionales d'après (Juteau, 1971; Von Eller et al., 1972). 1 : Gneiss des Vosges moyennes; 2 Schistes de Villé; 3 : Schistes de Steige; 4 : Diorites et granodiorites du Champ du Feu; 5 : Granites tardi-hercyniens; 6 : Dévono-dinantien volcanique; 7 : Dévono-dinantien sédimentaire; 8 : Grès permo-triasiques;

B - Spectres multiéléments des roches calco-alcalines et shoshonitiques de la Bande médiane (normalisation aux MORB d'après Pearce, 1982). Série calco-alcaline en traits continus, série shoshonitique en pointillés;

C - Distribution des terres rares dans les volcanites des Vosges septentrionales. 1 : Tholéiites de la Bruche et du Rabodeau; 2 : Séries calco-alcalines du Rabodeau et de la Bande médiane; 3 : Shoshonites de la Bande médiane.

(Extrait de Rizki et al., 1992).

plutoniques et volcaniques. Les principales entités volcaniques (fig. IV-2) sont représentées sur le versant alsacien par le Massif de Schirmeck (ou Massif de la Bruche) et la bande médiane du Champ du Feu, sur le versant lorrain par le massif du Rabodeau (région des Senones et Raon l'Étape).

Les roches du **massif de Schirmeck** , sont essentiellement de nature **tholéiitique d'arc** et définissent une série évoluant par cristallisation fractionnée depuis les diabases - dolérites vers des kératophyres (Rizki, 1991; Rizki et al., 1992 ; Deschamps, 1993 ; Bébien et al., 1994). Les formations **calco-alkalines** qui y sont décrites par Volker et al., (1987) seraient fort peu représentées (Rizki et al., 1992).

Les roches de **bande médiane du Champ de Feu** se répartissent en deux unités volcaniques, recoupées par des granodiorites, des microgranites et des granites (Rizki, 1992 ; Rizki et al., 1992 ; Deschamps, 1994 ; Bébien et al., 1994).

--- La première unité de nature **calco-alkaline** est formée d'andésites basaltiques, d'andésites, de diorites et de termes acides associés à des pyroclastites basiques et intermédiaires. Les termes basiques et intermédiaires (diorites et andésites basaltiques) ont été liés aux granitoïdes par un processus de cristallisation fractionnée impliquant des amphiboles - oxydes de fer - plagioclases et clinopyroxènes).

--- La seconde unité de nature **shoshonitique** comporte des trachyandésites et des micromonzonites liées par un processus de cristallisation fractionnée mettant en jeu successivement le pyroxène, les oxydes ferrotitanés, le plagioclases et la biotite. Cet ensemble peut être le témoin de l'épaississement de la croûte continentale dans les Vosges du Nord (Rizki, 1972)

Quant aux entités plutoniques du massif du Champ du Feu, leur nature calco-alkaline est indéniable (Deschamps, 1991).

Les roches du **massif du Rabodeau** comportent un ensemble **tholéiitique**, représenté par des termes basiques (basaltes, dolérites, spilites) et acides kératophyres, et un ensemble **calco-alkalin** comprenant la formation pyroclastique de Raon-l'Étape ainsi que de nombreuses roches filoniennes (microdiorites à granites) recoupant l'ensemble tholéiitique (Ikenne et al., 1982 ; Rasamimanana et Bébien., 1985 ; Ikenne, 1986 ; Ikenne et al., 1991 ; Bébien et al., 1994).

La comparaison des ensembles **tholéiitiques et calco-alkalins** du Rabodeau avec ceux du massif de Schirmeck et de la Bande Médiane du Champ-du-Feu ainsi qu'avec les entités plutoniques du Champ du Feu (Rizki, 1992 ; Rizki et al., 1992) montre que :

--- les roches basiques tholéiitiques de la série de Schirmeck sont antérieures à celles tholéiitiques du Rabodeau. Ces dernières paraissent plus enrichies en LREE par rapport à celles de la Bruche.

--- Les roches basiques calco-alkalines de la Bande Médiane sont plus enrichies en LREE que celles du Rabodeau ; les modèles de terres rares normalisés aux chondrites ne montrent pas de coupure entre les deux séries. Ceci correspond à une succession dans le temps de deux séries calco-alkalines dont la plus précoce est celle du Rabodeau (Rizki, 1992).

Les données géochimiques, en particulier les teneurs en terres rares, très comparables dans les différentes unités, ont permis de proposer une même source pour l'ensemble du magmatisme des Vosges du Nord. Elles ont également permis de définir une évolution continue au sein du magmatisme tholéiitique depuis celui de Schirmeck vers celui du Rabodeau, et au sein du magmatisme calcoalkalin depuis celui du Rabodeau vers celui de la Bande Médiane.

Dans les séries du Rabodeau, cette évolution a été accompagnée dans le temps par une succession de la nature du volcanisme ; au magmatisme tholéiitique initial a succédé un magmatisme calco-alkalin (Ikenne et al., 1991). Cette interprétation a été généralisée par Rizki (1992) et Rizki et al. (1992) à l'ensemble des formations volcaniques des Vosges du Nord. Dans cette hypothèse les roches de la série shoshonitique de la Bande Médiane correspondraient aux termes ultimes de cette évolution (Rizki et al., 1992).

Ainsi à l'issue de ces travaux, le magmatisme des Vosges du Nord paraît caractérisé par une évolution dans le temps et dans l'espace du caractère du magmatisme depuis celui tholéiitique d'arc passant par celui calcoalkalin vers celui shoshonitique. Cette évolution est reconnue habituellement dans les zones orogéniques de type marge continentale active (Gill, 1981). Ceci a permis à ces auteurs (Rizki et al. 1992) de proposer un contexte géodynamique de mise en place correspondant à une zone de convergence de plaques, impliquant l'existence d'une subduction active jusqu'au Carbonifère inférieur dans la zone saxo-thuringienne.

Au total, il apparaît donc une identité de caractères entre le magmatisme des Vosges méridionales et septentrionales (fig. IV-1 et fig. IV-2). C'est ainsi que :

-- les deux magmatismes présentent des caractères géochimiques de type **orogénique**.

--- nous pouvons mettre en parallèle le volcanisme **tholéiitique de l'unité I** avec le volcanisme tholéiitique du massif de Schirmeck et du Rabodeau. De la même façon, la lignée **calco-alkaline de l'unité I** montre des caractères géochimiques proches de ceux de la série calco-alkaline du Rabodeau et de Raon l'Étape.

--- l'ensemble **calco-alkalin de l'unité II** est proche de la série calco-alkaline du massif de Schirmeck et de la bande médiane du Champ du Feu.

--- Les laves de l'unité III, à affinité shoshonitique se corrèlent, bien que moins enrichies en terres rares légères, avec les séries shoshonitiques de la bande médiane du Champ du Feu.

--- Dans l'ensemble, il apparaît que la participation crustale semble plus importante au cours du temps, depuis le Viséen inférieur, jusqu'au Viséen supérieur, où elle atteint son paroxysme dans les séries d'affinités shoshonitiques de l'unité III et de la bande médiane du Champ du Feu.

Il importe cependant de signaler que du point de vue géochronologique le volcanisme des Vosges du Nord et du Sud ne sont probablement pas tout à fait synchrones. C'est ainsi que le volcanisme du Rabodeau, du massif de Schirmeck et de la bande médiane du Champ du Feu ont été rapportés pour partie au Dévonien et pour partie au Dinantien, alors que dans les Vosges méridionales, les laves des unités I, II et III peuvent être rapportées au Dévonien final et au Viséen.

Chapitre II

Le contexte géodynamique varisque de l'Europe et la place du magmatisme dévono-dinantien des Vosges méridionales

I - L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'EUROPE AU PALÉOZOÏQUE

Les événements majeurs qui se sont produits pendant le Paléozoïque ont conduit à l'édification de deux chaînes de montagnes : la chaîne calédonienne et la chaîne varisque. Depuis Suess (1926) et Stille (1951) on appelle varisques les événements magmatiques et tectono-métamorphiques survenus entre le Dévonien supérieur et le Permien (Baker, 1982).

Les différentes études sur les divers segments de la chaîne varisque ont surtout été orientées vers l'analyse de la succession dans le temps des événements majeurs liés aux mouvements des plaques au Paléozoïque. Les interprétations des résultats acquis ont conduit à établir un ensemble de modèles géodynamiques proposant une évolution dans un cadre global et une zonation de cette chaîne.

A - L'enchaînement des événements géodynamiques au cours du Paléozoïque

1 - Période de rifting anté-varisque (550 - 450 Ma)

Au Paléozoïque inférieur, la majeure partie de l'Europe appartient au Gondwana. Le socle de cette plate-forme appelée plate-forme Nord-Gondwanienne, est affecté par une tectonique cadomienne fini-précambrienne, reconnue dans le massif Armoricaïn (Chantraine et al., 1988), en Bohême (Chaloupski, 1989) et probablement dans l'ensemble des zones nord varisques (Franke, 1989a). Cette orogénèse cadomienne est contemporaine de l'orogénèse panafricaine développée à la même époque à la périphérie du craton africain. Ainsi, l'essentiel de la chaîne varisque repose sur des socles qui appartenaient à une plate-forme disposée au Nord du Gondwana.

Un régime en distension caractérise cette période du Paléozoïque inférieur. Au Cambro-Ordovicien, les épisodes distensifs et les riftings associés conduisent à la fragmentation de la plate-forme nord-gondwanienne et à l'individualisation de domaines à croûte continentale

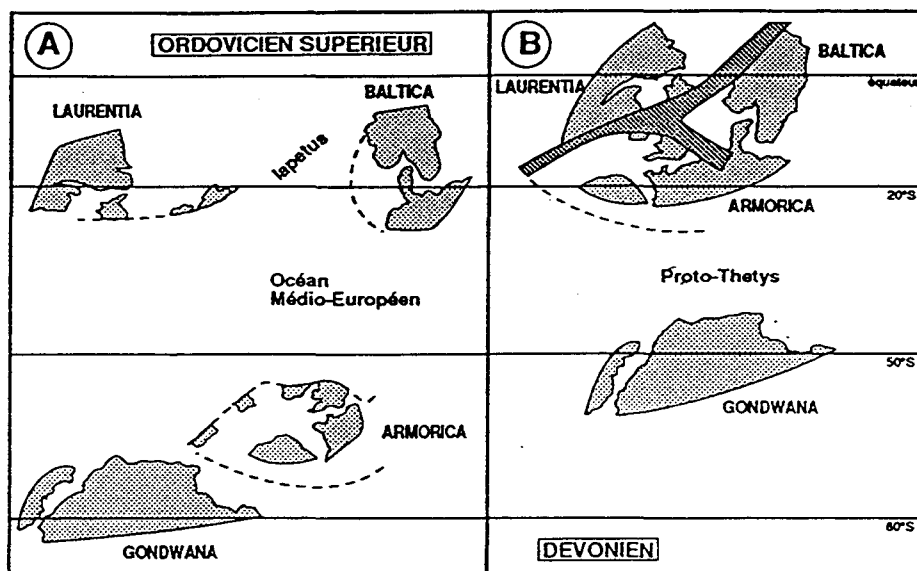


Figure IV-3 A : Reconstructions paléogéographiques à partir des données paléomagnétiques. (d'après Perroud *et al.*, 1984).

A : à l'Ordovicien supérieur.

L'Armorica regroupe l'ensemble des éléments continentaux d'origine gondwaniennne. L'Ardenne y occupe vraisemblablement une position septentrionale. A partir de l'Ordovicien supérieur, l'Armorica subit une rapide dérive vers le Nord qui la rapproche de la Laurentia et de la Baltica.

B : au Dévonien.

Les fermetures des océans Iapetus et médio-européen ont abouti à la collision Laurentia-Baltica-Armorica, et donné naissance au Continent des Vieux Grès Rouges. C'est l'événement calédonien. Au cours du Dévonien et du Carbonifère, le Gondwana converge puis entre en collision avec le Continent des Vieux Grès Rouges. C'est l'événement varisque. Le pouvoir de résolution des techniques paléomagnétiques reste insuffisant pour suivre les mouvements relatifs des différents éléments de l'Armorica.

En gris clair : principaux ensembles continentaux. En gris foncé : zones de collisions entre plaques.

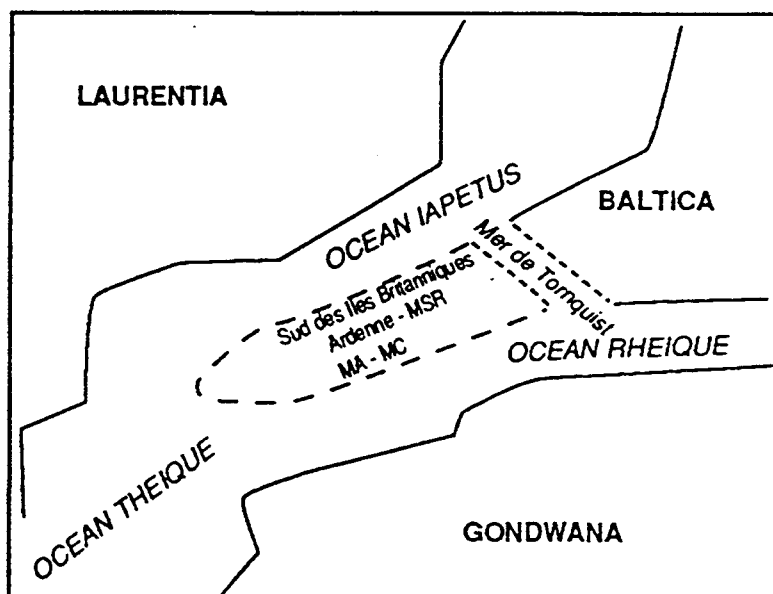


Figure IV-3 B : Distribution des continents et des océans majeurs au Siluro-Dévonien.

(d'après Rodgers, 1988). MA : Massif Armoricain ; MC : Massif Central ; MSR : Massif Schisteux Rhénan.

(Extrait de Goffette, 1991).

aminie ou océanique (Franke, 1989a ; Pin, 1990). Ce sont, entre autres, les "Complexes Leptyno-Amphiboliques" (Santallier et al., 1988). L'origine de granulites associées à des failles listriques ductiles a été proposée pour la même période (Weber, 1984). L'étude géochimique du volcanisme (Bébié et Gagny, 1980) d'âge cambrien, ordovicien et même silurien parfois reconnu dans le Massif Armoricain, le Massif Central, les Pyrénées, les Maures, la Corse et la Sardaigne, a montré que celui-ci présente des caractères analogues à ceux des tholéïtes abyssales actuelles et des basaltes alcalins intraplaques (Maures et Sardaigne). Ce volcanisme n'étant associé à aucun sédiment de type océanique a permis de conclure à un contexte de distension intracontinentale.

A la fin du Précambrien, les Vosges et la Forêt Noire constituaient l'aplomb d'une zone de subduction dont les témoins se trouvent dans les Vosges moyennes (séries de sainte-Marie-aux-Mines et de la Croix-aux-Mines, Fluck, 1980 ; Fluck et al., 1991). Il semble probable qu'une dépression sédimentaire existait en Forêt Noire au Cambrien (Weber, 1984 ; Fluck et al., 1991). Elle serait un témoin d'une distension associée à des failles listriques profondes situées au Sud des Vosges moyennes au Cambro-Ordovicien (Piqué et al., 1994)

2 - La période de subduction éo-varisque (450 - 400 Ma)

Faisant suite à la période de rifting cambro-ordovicienne, la période éo-varisque siluro-dévonienne (450 - 400 Ma) est caractérisée par :

--- un magmatisme de type orogénique (partie méridionale du Massif Armoricain et du Massif Central), dont les caractères sont comparables à ceux des domaines "circum-océaniques" d'arcs insulaires et de marges continentales actives (Bébié et Gagny, 1980 ; Thiéblemont et al., 1987) associés à des zones de subduction.

--- le magmatisme du para-autochtone Brabançon. André (1984 et 1986) distingue une province calco-alcaline correspondant à l'Ouest du Brabant central et une province tholéïtite d'arrière-arc. Ce magmatisme qui se rapporte donc ici à l'événement calédonien est le témoin d'une zone de subduction (ancien arc) et d'un bassin marginal. Ce magmatisme témoignerait de la marge active méridionale de l'Océan Iapetus.

--- le développement d'un métamorphisme de haute pression qui marque l'enfouissement maximum des portions lithosphériques continentales et océaniques (Pin, 1990). Les conditions de haute pression attestées par des reliques observées dans des Complexes Leptyno-Amphiboliques sont attribuées à un métamorphisme d'âge silurien ayant affecté un protolite essentiellement magmatique mis en place pendant la période cambro-ordovicienne (Santallier et al. 1988). Les écolites de la klippe du Münchberg en Bavière et celles de Forêt Noire en Allemagne, ont respectivement révélé un âge de 425 Ma (Quadt et Gebauer, 1988) et de 410 Ma (U-Pb sur zircon, Schleicher et Kramm, 1986). Cet épisode métamorphique est généralement interprété comme le résultat de processus de subduction.

Le socle vosgien n'échappe pas à cet épisode de métamorphisme intense. Le Paléozoïque moyen des Vosges moyennes est caractérisé par une succession de phases métamorphiques ayant affectés les formations magmatiques plus anciennes. En effet, ces formations

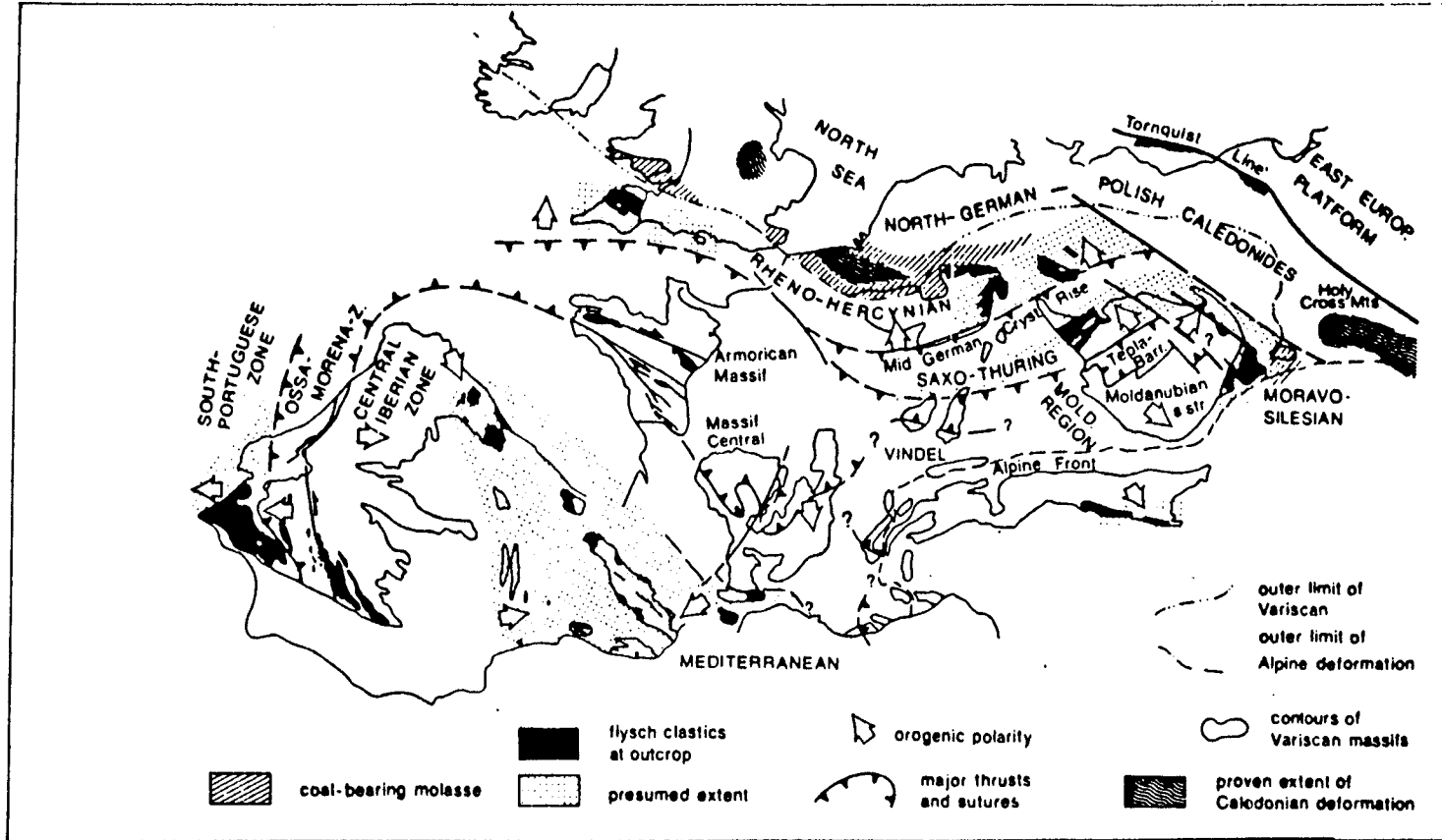


Fig. IV-4 : Les principaux éléments structuraux de la chaîne varisque d'Europe. (extrait de Franke, 1989).

magmatiques auraient subi une première étape de métamorphisme de haute pression - haute température, daté de l'Ordovicien conduisant à la formation des éclogites des Vosges moyennes. Cette phase métamorphique I a été interprétée comme résultante d'un redoublement de la croûte (Rey et al., 1989). Ce dédoublement n'étant pas compatible avec une distension au Sud impliquerait une fermeture très précoce dès l'Ordovicien du domaine en extension ouvert en Forêt Noire au Cambrien. Une seconde phase de métamorphisme (métamorphisme II), Dévonien inférieur à moyen et un métamorphisme III d'âge Viséen (Fluck et al., 1987, 1991) marquent la suite de l'évolution métamorphique de cette région. Rey et al. (1989) proposent la génération des conditions de haute pression (16 ± 1 kb) et de haute température par dédoublement d'une croûte continentale par écaillage. Ils soulignent également que cette étape est suivie d'un soulèvement isostasique, générateur de conditions progressivement moins profondes depuis celles du domaine de stabilité du disthène jusqu'aux domaines de stabilité de la cordiérite passant par celui de la sillimanite. Les datations géochronologiques de ces formations métamorphiques ont permis de préciser la succession des événements. C'est ainsi que des âges de 386 ± 15 Ma (Bonhomme et Fluck, 1981) et de 373 ± 11 Ma (Boutin et al., 1995) ont été obtenus pour les roches métamorphiques correspondant à la paragenèse à sillimanite. Les amphibolites des Vosges moyennes ont fourni un âge de 372 Ma (Montigny et al., 1984). A la suite de toutes ces données, les auteurs proposent une fourchette d'âge située entre 450 et 380 Ma pour le soulèvement et le métamorphisme qui l'accompagne. Ce soulèvement, synonyme de la rétro-morphose des formations métamorphiques, se trouve à l'échelle de l'ensemble de l'Europe moyenne et est enregistrée à 380 Ma par les éclogites du Münchberg (Rey et al., 1989). Par comparaison avec le Massif Central, ces événements peuvent être raisonnablement associés à l'épaississement crustal varisque.

3 - Période de collision médio-varisque (400 - 350 Ma)

Un épisode de collision se produit après l'épisode de convergence éo-varisque. Cet épisode d'âge Dévonien inférieur à moyen est reconnu aussi bien dans le Sud du Massif Armoricaïn, que dans le Massif Central, les Alpes et les Vosges. Il correspond à un resserrement N-S à NE - SW (Autran, 1978) conduisant à la fermeture des aires océaniques (Mer de Tornquist ; Iapetus). La fermeture est exprimée par l'obduction d'ophiolites ainsi que leur incorporation dans les nappes cristallines (Burg et al., 1987). Ces phénomènes correspondraient à la **collision varisque**.

Un métamorphisme de haute ou moyenne pression, résultant de la fermeture des aires océaniques, se développe également durant le Dévonien. C'est ainsi que les éclogites du Münchberg d'une part et des Vosges d'autre part ont subi des rétro-morphoses datées respectivement de 380 ± 15 Ma (Gebauer et al., 1979) et de 360 Ma (Boutin, 1992). De même, des âges dévoniens ont été acquis sur des amphibolites des Vosges moyennes (372 Ma ; Montigny et al., 1984) et sur un bloc de gneiss (382 Ma) recueilli dans un conglomérat du Viséen moyen dans les Vosges du Sud (Boutin, 1992). Ceci montre le caractère toujours actif des événements tectono-métamorphiques pendant le Dévonien. Ces événements pourraient aussi bien accompagner un épaississement crustal qu'un amincissement et une rééquilibration de la croûte. Ils contribueraient ainsi à augmenter les divergences d'opinions au sujet de l'évolution de la chaîne varisque pendant la période Néovarisque (350-280 Ma).

4 - La période néo-varisque (350 - 280 Ma)

Dans la zone moldanubienne (zone interne de la chaîne), les grandes nappes cristallines, dont le mouvement avait débuté pendant la période précédente de collision, se déplacent avec une vergence sud ou ouest (Ledru et Autran, 1987). La croûte se déforme également le long de grands couloirs mylonitiques décrochants dextres ou décro-chevauchants (Santallier et Floc'h, 1989). Des zones de relais entre ces décrochements constituent des domaines restreints soumis à un régime extensif. Ce contexte structural pourrait témoigner d'un stade avancé de la collision varisque.

Pendant le Dévono-Dinantien, de petits bassins volcano-sédimentaires localisés dans ces zones de relais se développent (Schneider, 1990 ; Schneider, 1994). Ces bassins affleurent, au niveau de la zone moldanubienne, dans le Nord du Massif central français, dans le Sud des Vosges et de la Forêt Noire. Concernant le magmatisme Dévono-Dinantien, Bébien et Gagny (1980) ont opposé un volcanisme du type "circum-océanique" analogue à ceux des arcs insulaires et de marges continentales actives caractérisant le Massif Central Français et les Vosges et un volcanisme du type "intracontinental" anorogénique reconnu dans le Massif Armoricaïn, le SW de la Grande Bretagne, le Massif Schisteux Rhénaïn, le Harz et la Thuringe.

Les derniers stades de l'orogénèse, au cours du Carbonifère, se traduisent par une tectonique tangentielle importante en Europe. De mêmes nombreux décrochements tardi-tectoniques affectent la croûte (Matte, 1986 a,b). Les plissements du Carbonifère marquent le blocage de la convergence de la chaîne et sont accompagnés par la rotation de blocs crustaux (Edel et al., 1984 ; Edel et Fluck, 1989 ; Edel et Weber, 1995).

La plupart des intrusions granitiques se mettent en place au Carbonifère. Ce sont des granites calco-alcalins (Orsini, 1979 a et b) ou sub-alcalins potassiques (Stussi et de La Roche, 1984) qui ne paraissent pas liés à des phénomènes de subduction mais à des processus de collision et d'épaississement crustal. Postérieurement à 340 Ma, le long d'accidents décrochants tardi-tectoniques, se mettent en place des leucogranites (Cantagrel et al., 1979 ; Lameyre, 1982).

Certains auteurs proposent également une origine des granites liée à un effondrement de la chaîne varisque en régime post-collision (relaxation post-serrage) le long de grands accidents normaux listriques d'échelle crustale (Van den Driessche et Brun, 1989, 1991-1992).

B. Les modèles géodynamiques

Les travaux qui ont portés sur l'évolution de la chaîne varisque au cours du Paléozoïque se caractérisent par des divergences d'opinions et d'interprétations concernant la succession des événements géodynamiques. C'est en particulier le cas posé par la disparition progressive des aires océaniques ouvertes au Paléozoïque inférieur et des incertitudes demeurent au sujet de l'âge exact de leur fermeture. En effet, cet aspect est important car le magmatisme dévono-dinantien en général et dans les Vosges du Sud en particulier doit être lié d'une certaine manière à l'évolution des océans varisques.

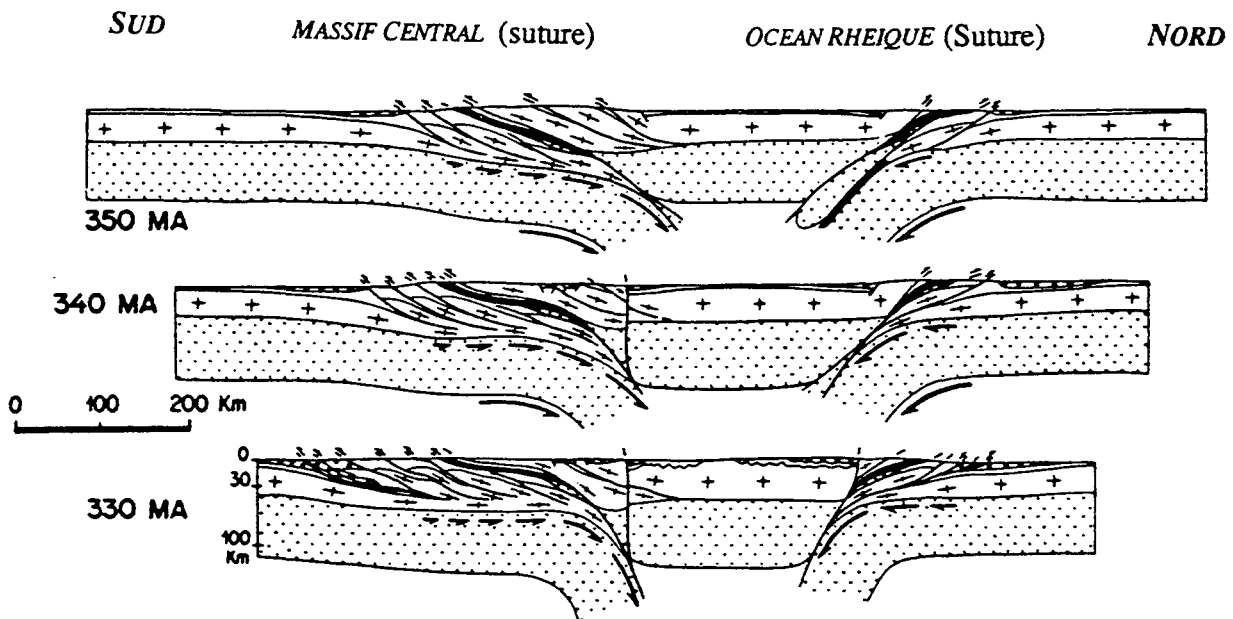


Fig. IV-5 : Modèle d'évolution varisque d'Europe (extrait de Matte, 1986).

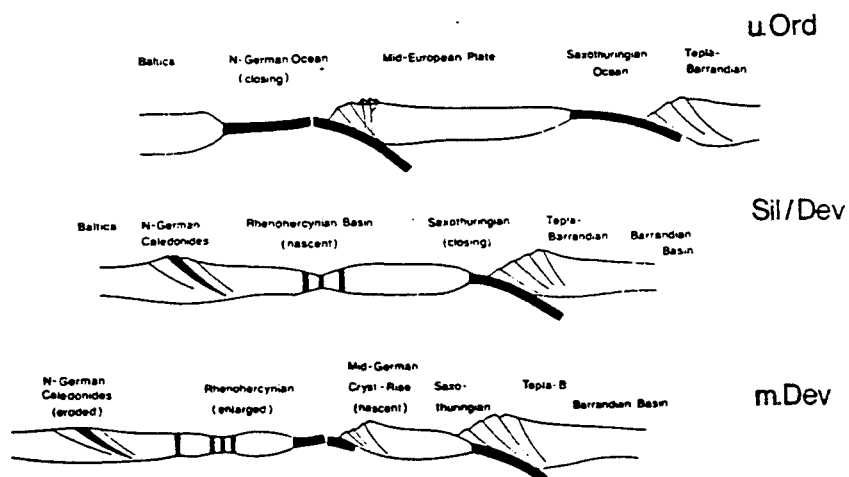


Fig. IV-6 : Scénario de la tectonique des plaques dans le flanc Nord de la chaîne varisque. (extrait de Franke, 1989).

C'est la raison pour laquelle, il importe maintenant de présenter les différentes interprétations relatives à l'évolution de la chaîne Varisque pendant cette période en Europe moyenne et occidentale.

Les travaux et les modèles décrivant l'évolution de la chaîne varisque dans un cadre global, présentent des divergences au niveau de la période dévono-dinantienne. Ces divergences concernent la fermeture des océans.

1 - Les ophiolites varisques

Dans la chaîne varisque on reconnaît des témoins d'anciennes croûtes océaniques. Des ophiolites sont présentes dans la partie méridionale de la chaîne varisque d'Europe : dans le Sud du Portugal (âge ordovicien à dévonien, Kotsch et al., 1987), en Galice (Gil Ibarguchi et al., 1987), dans le Massif Central Français (âge ordovicien, Matte, 1986 a et b), les Alpes occidentales (500 Ma, Pin et Carme, 1987), les Vosges du Sud (âge inconnu, Kam, 1983 ; Pin et Carme, 1988), en Bavière nord-orientale (Paléozoïque inférieur, von Gehlen et Schmitt, 1989). On connaît également des ophiolites dans les branches septentrionales de la chaîne : dans la zone du Lizard en Cornouailles (âge indéterminé, Styles et Kirby, 1980 ; 375 ± 34 Ma, Davies, 1984), dans le Massif Schisteux Rhénan (Dévonien inférieur à moyen, Franke et al., 1989), le Harz (Platen et al., 1989) ainsi que dans les Sudètes polonaises (350 ± 20 Ma, Pin et al., 1988 ; Pin, 1990).

2 - Le problème de la fermeture des domaines océaniques

Dans la présentation des ophiolites qui précède, on constate de grandes disparités d'âges entre les différents complexes dans les différentes zones de la chaîne. La fermeture des océans varisques est enregistrée par des épisodes tectono-métamorphiques. Dans le Sud du Portugal, les ophiolites se mettent en place probablement au Dévonien (Kotsch et al., 1987). En Galice les écaillés ophiolitiques ont été incorporés dans des nappes pendant le Dévonien supérieur et le Carbonifère (Ouesda, 1989). La collision est réalisée dans le Massif Central Français au Siluro-Dévonien (400 Ma, Dubuisson et al., 1988 ; Burg et al., 1987 ; Matte, 1986 a et b). L'épisode de subduction dans cette zone est accompagné d'un métamorphisme dans le faciès schistes bleus et éclogites (Bouchardon et al., 1989) ainsi que par un magmatisme calco-alcalin d'arc d'âge paléozoïque moyen (Thiéblemont et al., 1987). Dans les Alpes, le métamorphisme éo-hercynien est accompagné d'un magmatisme calco-alcalin dans le massif de Chamrousse (Pin et Carme, 1987). Un épisode métamorphique de haute pression de même âge est reconnu en Bavière nord-orientale (von Gehlen et Schmitt, 1989). Dans le Nord de la chaîne varisque les obductions semblent être plus jeunes. Dans le Lizard, l'obduction semble se réaliser au Dévonien (Le Gall, 1984). C'est également le cas dans les autres domaines de la zone rhéno-hercynienne (Weck et al., 1989 ; Platen et al., 1989). Des sédiments d'origine ophiolitique sont resédimentés depuis la suture dans les turbidites du "Culm" du Massif Schisteux Rhénan (Franke, 1989 a et b). Au niveau de la suture septentrionale, le magmatisme calco-alcalin qui serait associé à la subduction semble manquer.

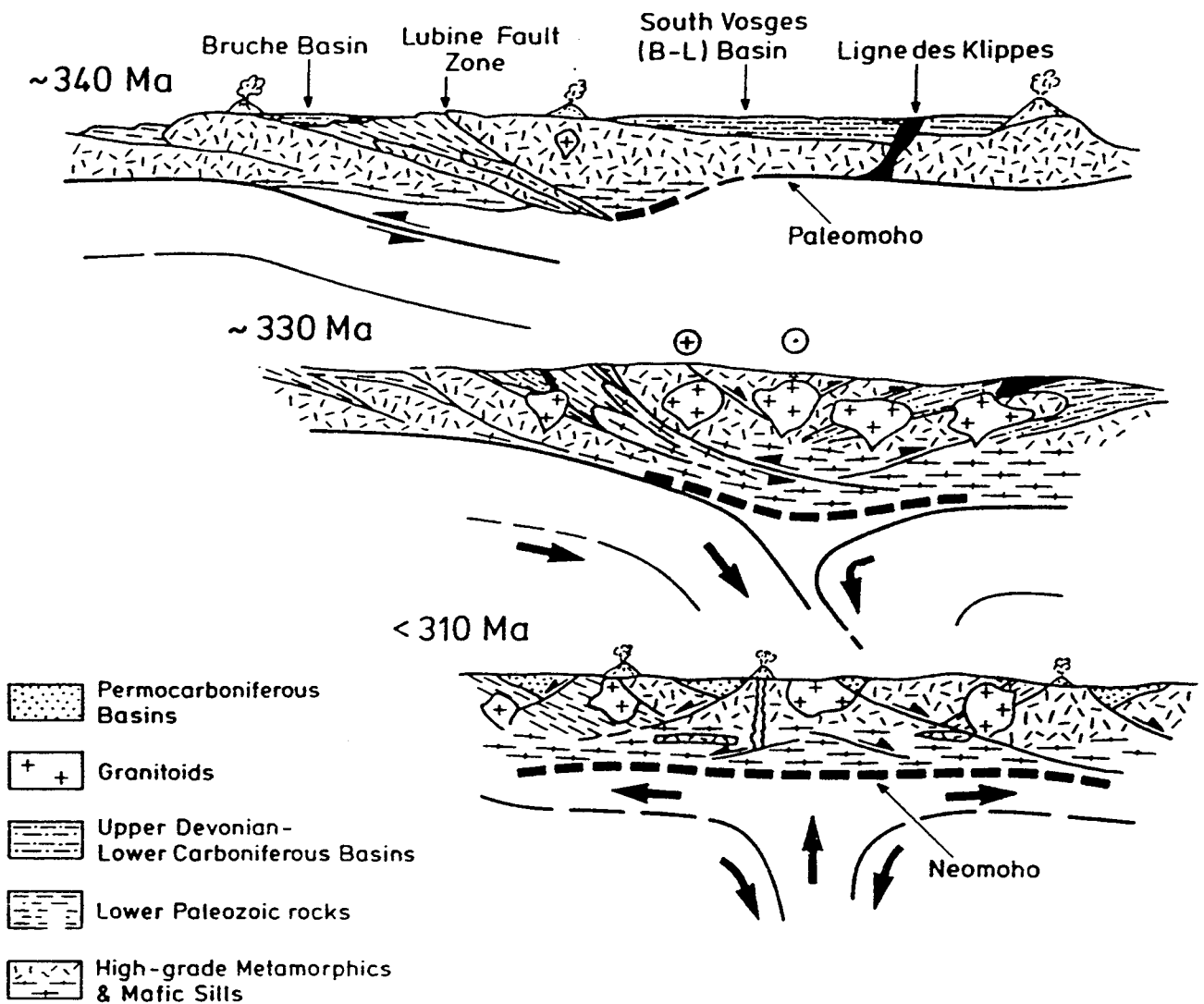


Fig. IV-7 : Evolution carbonifère de la croûte continentale dans les Vosges et la Forêt Noire d'après Eisbacher et al.,(1989).

Au Viséen (340 Ma), une tectonique compressive affecte une croûte continentale fortement amincie, sur laquelle se sont déposés des bassins dévono-dinantiens.

A Namurien (330 Ma), la croûte est revenue à une épaisseur normale (30 à 40 km).

A Westphalien (310 Ma), une tectonique extensive accomode la montée de plutons granitiques, alors qu'en surface des bassins détritiques se déposent au Carbonifère supérieur.

La différence majeure qui existe entre les modèles d'évolution géodynamique de la chaîne varisque concerne l'âge du développement et de la fermeture des domaines océaniques :

- Pour Matte (1986 a et b) et Neugebauer (1989), le stade collisionnel faisant suite aux subductions est atteint dès le Siluro-Dévonien dans le Sud de la chaîne et au cours du Dévonien dans la branche septentrionale. Ces modèles admettent donc une fermeture très précoce des océans paléozoïques situés entre 420 et 380 Ma ; cette fermeture aurait été suivie de collisions, soit dès le Dévonien inférieur soit au cours du Dévonien. Ces auteurs considèrent également que la période Carbonifère est caractérisée par un régime de déformation intracontinentale où le coulissage est prédominant (fig. IV-5).

- En revanche, les modèles proposés par Bard et al. (1980), Fluck (1980), Franke (1989) et Eisbacher et al. (1989) envisagent de larges domaines océaniques. Ils proposent que la région de l'Europe moyenne ait été occupée par un système d'arcs insulaires reposant sur des segments de croûte continentale (source de contamination et d'enrichissement de magmas basiques tholéïtiques) jusqu'au Carbonifère supérieur. Ce type de modèles envisage deux subductions : l'une à vergence nord sous la zone Saxothuringienne en bordure d'un océan dit Méso-Européen, l'autre serait dirigée vers le Sud et plongerait sous la zone moldanubienne. La fermeture serait marquée par des paléosutures comme celle du Lizard. Pour Franke (1989 a et b), le domaine océanique nord (océan rhénohercynien ou rhéïque) se ferme plus tardivement, peut-être au cours du Carbonifère inférieur (fig. IV-4 et fig. IV-6). L'ouverture du bassin rhénohercynien ainsi que la formation de l'océan au niveau de la ride cristalline d'Europe moyenne est mal cernée. En effet, le magmatisme intraplaque bimodal du massif de Rocroi dans les Ardennes, intrude un complexe volcano-détritique d'âge Dévonien (373 ± 8 Ma ; Goffette, 1991). Il existe donc un épisode de distension dans la zone rhénohercynienne au Dévonien terminal.

3 - Le problème des bassins volcano-sédimentaires de la zone moldanubienne

Dans la zone moldanubienne se développent au cours du Dévono-Dinantien des bassins sédimentaires associés à une intense activité volcanique (Nord du Massif Central Français, Vosges du Sud, Sud de la Forêt Noire). C'est le cas du bassin des Vosges du Sud, objet de cette étude. Ces bassins se développent sur une croûte continentale affectée par l'épisode métamorphique siluro-dévonien (Schneider, 1990 ; Schneider, 1994 ; Edel et Weber, 1995). Ces bassins s'ouvrent alors que la chaîne varisque subi globalement un raccourcissement. On peut donc envisager un régime de transtension à l'origine de ces bassins en association avec des décrochements intracontinentaux (Schneider, 1994 ; Edel et Weber, 1995). Tous ces bassins enregistrent une sédimentation marine qui évolue au sommet vers l'émergence.

Dans les Vosges du Nord, on reconnaît également un ensemble volcano-sédimentaire d'âge dévono-dinantien. Situé au Nord de la dislocation majeure de Lalaye-Lubine qui a valeur de faille transformante intracontinentale (Bouyalaoui, 1992), ce bassin est donc en position externe dans la chaîne varisque (zone saxo-thuringienne, Fluck et al., 1991).

4 - La chaîne varisque dans un cadre plus général

Dans un cadre plus général, les auteurs ont proposé que la chaîne varisque est constituée par un ensemble de segments orogéniques et résulte du collage tectonique de trois continents au cours du Paléozoïque (Gofette, 1991 ; fig.IV-3A et IV-3B). A l'Ordovicien, trois grands ensembles cratoniques peuvent être reconnus : au NW la Laurentia (ou province du craton Nord Américain), au NE la Baltica (ou province de l'Europe du Nord) et au Sud le Gondwana duquel se détacherait la microplaque Armorica (Van Der Voo, 1988) ou province Nord Gondwanienne (Robardet, 1993). Ces trois ensembles cratoniques sont séparés par des domaines océaniques. Ceux-ci correspondent au niveau de l'Europe moyenne et celle occidentale à l'océan Médio-Européen ou Rhéique et l'océan Iapetus (ce dernier serait formé de deux branches, une branche Nord et une Branche Sud, Rodgers, 1988). La collision de la Laurentia avec la Baltica au cours de la fermeture de la branche nord de l'océan Iapetus donne naissance au Silurien au Continent des Vieux Grès Rouges encore appelé plaque Laurussia. Cette fermeture qui s'est effectuée depuis la fin du Cambrien jusqu'au Dévonien moyen symbolise l'événement **Calédonien**. Le regroupement, du Silurien au Carbonifère supérieur, de la plaque Laurussia avec celle du Gondwana et de la microplaque Armorica, conduit à la naissance de la Pangée. C'est l'événement **Varisque**. La branche sud de l'océan Iapetus correspond à la Mer de Tornquist se referme à partir du Siluro-Dévonien. Le domaine océanique rhéno-hercynien ou "rhéique" (du Lizard à la Pologne), quant à lui, s'ouvre plus tardivement.

Les ceintures orogéniques résultant des deux événements calédonien et varisque dessinent un Y (fig. IV-3A et IV-3B). La branche nord, qui relie la Laurentia et la Baltica, n'a subi que l'événement calédonien, alors que la branche sud a subi à la fois les événements calédonien et varisque.

Ainsi, la chaîne varisque d'Europe est représentée actuellement par un ensemble de segments orogéniques qui aboutissent à l'édification d'une chaîne zonée et structurée (fig. IV-4) (voire I^o Partie - Chap.I), dont chaque domaine est caractérisé par une histoire sédimentaire, magmatique, métamorphique et tectonique qui lui est propre (Franke, 1989).

II - PLACE DU MAGMATISME DÉVONO-DINANTIEN DES VOSGES DU SUD DANS LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE VARISQUE

Nous tentons à présent de replacer le magmatisme des Vosges du Sud dans le contexte de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque et de dégager des arguments susceptibles de renforcer ou d'infirmes les modèles.

A - Les données nouvelles

Les données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques de ce travail permettent de souligner les points suivants :

- les magmas présentent tous un caractère orogénique marqué ;
- les séries magmatiques se succèdent, de la base au sommet et au cours du temps, depuis des formations à affinités tholéïtiques d'arc jusqu'à des formations calco-alcalines potassiques à tendance shoshonitique en passant par des intermédiaires à affinités calco-alcalines ;
- tous les magmas ont une origine mantellique commune ;
- la participation crustale à l'évolution de ces magmas augmente au cours du temps ;
- les produits volcaniques montrent une évolution parallèle à celle des formations plutoniques associées et des relations géométriques étroites avec ces dernières.

D'autre part, des datations radiochronologiques U-Pb haute-résolution sur monocristaux de zircons (Schaltegger et al., 1996) suggèrent une évolution temporelle très rapide du volcanisme : les laves du sommet de l'unité I sont épanchées autour de 342 Ma, alors que les dernières manifestations explosives rhyolitiques du sommet de l'unité III (ignimbrites du Molkenrain) sont datées de 336 Ma. Par conséquent, la mise en place des formations volcaniques et volcano-sédimentaires des unités II et III est réalisée en 5 millions d'années environ. Ces datations nous permettent de supposer l'existence d'une subsidence tectonique très importante au cours de l'évolution du bassin des Vosges du Sud pendant cette période.

B - Les relations du volcanisme des Vosges du Sud avec les magmatismes contemporains dans les régions voisines

1 - Magmatisme de la zone moldanubienne

Dans la zone moldanubienne, le volcanisme des Vosges du Sud représente l'exemple le plus diversifié en termes de faciès pétrographiques et constitue les plus importants volumes. On rencontre également un important volcanisme contemporain dans le Nord du Massif Central Français et dans le Sud de la Forêt Noire (Schneider, 1990). Il existe cependant une différence majeure avec ces formations. On n'observe une telle diversité de faciès volcaniques uniquement dans les Vosges du Sud, alors qu'ailleurs on rencontre principalement des faciès analogues à ceux de l'unité III ; ce sont les "tufs anthracifères" (ignimbrites rhyodacitiques et rhyolitiques) du Massif Central (Combrailles, Morvan, montagne Bourbonnaise et Roannais).

2 - Magmatisme des Vosges du Nord (zone saxo-thuringienne)

On connaît une association volcano-plutonique similaire à celle des Vosges du Sud dans la partie septentrionale du massif vosgien (séries de la Bruche-Rabodeau et du Champ-du-Feu). Ces formations localisées au nord de la dislocation majeure de Lalaye-Lubine, reposent sur un

socle paléozoïque inférieur peu métamorphique (schistes de Villé et de Steige) et appartient donc à la zone saxo-thuringienne (Fluck et al., 1991). Les études du magmatisme Dévono-Dinantien des Vosges du Nord, effectuées depuis 1982 (Chp. I de cette partie), confirment un contexte de convergence de plaques du type arcs insulaires et marges continentales actives. Les auteurs proposent un modèle de marge active avec le plongement d'un plan de subduction océanique à vergence sud. Cette subduction (fig. IV-6) serait associée à la fermeture d'un domaine océanique situé entre la zone rhénohercynienne et la zone saxothuringienne et est susceptible d'expliquer le caractère orogénique du magmatisme de la zone saxo-thuringienne et des Vosges du Nord en particulier. En effet la suture (Lizard-Massif schisteux -Rhéna) n'est située actuellement qu'à 150 Km au Nord du massif Vosgien. Les résultats et les interprétations dans les Vosges du Nord souffrent cependant d'un problème d'incertitude relatif aux âges de mise en place des diverses unités magmatiques (Rizki et al., 1992). Le volcanisme de cette partie du massif des Vosges (comme le Massif de Schirmeck et du Rabodeau) pourrait en effet être en grande partie d'âge dévonien et localement dinantien (Ikenne et Baroz, 1985 ; Rizki, 1991; Fluck, 1991).

On note l'existence d'un parallélisme d'affinités magmatiques entre les formations des Vosges du Nord et du Sud. Ce parallélisme de ces deux régions vosgiennes ne doit cependant pas faire oublier cependant quelques différences qui peuvent distinguer les deux types de magmatismes. Il s'agit, entre autre, de la diversité plus grande des faciès pétrographiques rencontrés dans la partie Sud, de certains caractères géochimiques spécifiques (non équivalence parfaite des teneurs en certains éléments comme les terres rares obtenues pour les mêmes faciès des deux régions), et des rapports pétrogénétiques.

Ainsi, bien qu'une analogie d'affinités existe entre les deux types de magmatismes, les différences citées ne permettent pas à priori de suggérer la même genèse et la même évolution magmatique pour ces deux zones. Les deux types de magmatismes ont des âges analogues mais les différences qui existent entre elles pourraient être liées à des variations paléogéographiques ou de géométrie de mise en place. En effet, la dislocation de Lalaye-Lubine présente les caractéristiques d'une faille transformante continentale (Bouyalaoui, 1992). La configuration finale du massif, où se juxtaposent des formations volcano-sédimentaires analogues au Nord et au Sud de part et d'autre des Vosges moyennes essentiellement gneissiques, serait le résultat de la tectonique varisque tardive.

C - Le magmatisme des Vosges du Sud est-il lié à une subduction ?

Les caractères du volcanisme des Vosges du Sud suggèrent un contexte orogénique de marge active. Cependant, les modèles géodynamiques de l'évolution de la chaîne varisque au Dévono-Dinantien montrent des divergences à propos de l'existence de subductions océaniques actives à cette époque.

1 - Cas de la subduction active

Dans ce cas de figure, on envisage l'existence de domaines océaniques en cours de fermeture au Dévono-Dinantien. Cette situation peut être envisagée dans le cadre du modèle de Franke (1989 a et b, fig. IV-6). L'hypothèse de cet auteur ne présente à aucun moment de l'évolution de la chaîne et jusqu'à la fin du Dévonien une fermeture totale des océans. D'après

ce modèle, l'unique possibilité de subduction est celle associée à la fermeture de l'océan rhénohercynien. On aurait donc une subduction à vergence sud à l'aplomb du socle moldanubien. Le magmatisme calco-alcalin et shoshonitique des Vosges du Sud est caractéristique des zones de subduction en contexte de marges continentales actives (Gill, 1981). Cependant, le chimisme tholéiitique d'arc des roches du Dévonien supérieur et du Viséen inférieur peut paraître incompatible avec un contexte de marge continentale active, bien que des séries tholéiitiques d'arcs puissent se rencontrer dans des contextes de marges actives à croûte intermédiaire (Maury, 1984). Face à cette incompatibilité, une mise en place dans un contexte de bassin arrière arc pourrait être envisagée pour expliquer le caractère tholéiitique des roches pendant le Dévonien final et le Viséen inférieur. Ceci est cependant incompatible avec la succession dans le temps de la typologie magmatique observée aussi bien dans les Vosges du Nord (Rizki, 1991) que dans les Vosges du Sud (Lefèvre et al. 1994 ; Lahkrissi et al. 1994), où se succèdent des séries tholéiitiques, puis des séries calco-alcalines et des séries shoshonitiques.

En revanche, Pin (1990), propose une ouverture océanique d'âge dévonien et d'ampleur limitée. Dans ce cas de figure il faudrait envisager l'individualisation d'une subduction au Dévono-Dinantien.

2 - Cas du stade avancé de la collision

Dans ce cas de figure, toutes les aires océaniques sont refermées au Dévonien supérieur (Matte, 1986 a et b).

Après la fermeture des domaines océaniques au Dévonien, la croûte continentale est affectée par des chevauchements intracustaux, puis par des grands couloirs mylonitiques décrochants dextres ou décro-chevauchants (Sud Massif Armoricain et dans le Massif Central, Matte, 1986 a et b). Des zones de relais entre ces décrochements constitueraient des domaines restreints soumis à un régime transtensif (Schneider, 1994 ; Edel et Weber, 1995). La plupart des granites sont intrudés autour de 340 Ma (Boutin et al., 1995). Les grandes zones de cisaillements ductiles témoignent de la réactivation d'une croûte déjà largement structurée (Matte 1986 a et b, 1991). Un amincissement crustal post-collisionnel est accommodé par de grandes failles normales (Van den Driessche et Brun, 1989, 1991-1992).

Pendant le Dévonien supérieur et le Dinantien, des bassins localisés dans les zones de relais situées entre les décrochements crustaux se développent dans les zones internes. Un volcanisme est associé à leur fonctionnement. Ces bassins se remplissent de dépôts chaotiques avant d'être oblitérés ou repris par écaillage pelliculaire de la croûte supérieure.

On assisterait donc au développement de domaines soumis à une distension contemporaine d'un régime de contraintes globalement compressives. Ce modèle a été proposé pour le massif des Vosges à la fois par Schneider (1990, 1994) et Rey (1992). Rey (1988) a proposé qu'à la fin du Viséen et au début du Namurien une tectonique localement distensive affecte les Vosges moyennes. Cet auteur, en se référant à l'estimation fournie par Eisbacher et al., 1989 (fig IV-7) relative à l'épaisseur de la croûte (30 - 40 km) au Namurien, estime que le temps écoulé depuis le Dévonien moyen jusqu'au Namurien est insuffisant pour accomplir un

cycle orogénique complet. Il propose que l'épaisseur de la croûte proposée au Namurien soit le résultat du déroulement de mouvements distensifs et de l'effondrement gravitaire, pendant le Viséen supérieur et le Namurien, d'une chaîne en collision depuis le Dévonien. Cette fourchette temporelle n'est pas compatible avec l'âge "Stéphanien - Autunien" proposé pour l'effondrement gravitaire dans le Massif Central par Van den Dreissche et Brun (1989, 1991-1992).

L'objection à un tel modèle est le fait qu'il ne tient pas compte des domaines océaniques du Nord suggérés par des données magnétiques (Irving, 1977 ; Smith, 1981 ; Van Der Voo, 1982) et des données géochimiques basées sur les éléments traces et les isotopes (Pin et al., 1988) qui ont montré l'existence de domaine océanique d'âge Viséen au Nord de la zone moldanubienne.

La genèse du volcanisme des Vosges du Sud (Chap IV-PIII) dans un tel contexte collisionnel, suggère une participation crustale qui s'amplifie au cours du temps et en fonction du degré de différenciation des magmas. Cette participation crustale peut conduire à des changements des caractères du magmatisme émis. La caractérisation et la typologie de ce volcanisme mettent en évidence une signature orogénique, synonyme d'un appauvrissement en éléments HFS. Cet appauvrissement est accentué au niveau des roches basiques peu évoluées, et se stabilise au niveau des roches différenciées par suite d'une compensation entre la différenciation et la participation crustale. L'existence de cette signature orogénique au niveau des roches basiques des Vosges du Sud implique des conditions analogues à celles des zones de subductions pour la genèse de ces magmas. La source mantellique impliquée dans la genèse de ce magmatisme a été démontrée (Chp. IV-PIII ; du type N-MORB pour les roches basiques). De plus, cette origine présente une analogie avec les sources des magmas des zones de subductions.

III - CONCLUSION : UN MODÈLE POSSIBLE

Ainsi dans le contexte envisagé, et en absence d'une subduction active, les caractères du volcanisme et de sa source doivent être considérés, par analogie avec les caractères de leurs équivalents des contextes postdatant des zones de subduction, comme résultant du déroulement d'une dynamique qui aurait généré la fusion d'une source qui aurait gardé en mémoire les caractères et les modifications des phénomènes de subductions antérieures, hypothèse déjà formulée par Bébien et al. (1980 ; "expression posthume de la subduction"). Un magmatisme calco-alcalin à tendance shoshonitique a été reconnu dans les chaînes issues de la Téthys et sont largement postérieures à la collision liée à la fermeture de l'océan téthysien. Ainsi, un volcanisme de ce type a été mis en évidence récemment dans le Caucase (Lipman et al., 1993). Il est âgé de 1,4 Ma et s'exprime plus de 60 millions d'années après la collision le long de décrochement intracontinentaux majeurs.

Le caractère calco-alcalin potassique à shoshonitique du volcanisme daté du Viséen moyen et supérieur témoigne quant à lui d'une importante participation crustale qui est compatible avec ce contexte collisionnel.

Par contre, le caractère tholéiitique d'arc des roches basiques datées du Dévonien au Viséen inférieur paraît difficilement s'intégrer dans un contexte de collision du Dévonien supérieur au Viséen inférieur. Ce volcanisme tholéiitique d'arc coexiste toujours, dans le même contexte marin, avec un volcanisme calco-alcalin jusqu'au sommet du Viséen inférieur. La genèse de ce volcanisme pourrait être liée à une distension locale dans un contexte d'arc, à l'origine du volcanisme tholéiitique.

A partir de ce niveau l'activité volcanique devient progressivement aérienne et la nature du volcanisme acquiert un caractère franchement calco-alcalin potassique à shoshonitique au cours du Viséen supérieur.

Ainsi, sous réserve de prouver que les roches à caractères tholéiitiques sont antérieures au Viséen, le volcanisme ne s'intègre pas dans un contexte collisionnel durant le Dévonien supérieur et la base du Viséen inférieur. En revanche, ce type de contexte collisionnel peut être envisagé à partir de la partie supérieure du Viséen inférieur, période qui marque un changement dans le caractère du volcanisme.

D'un point de vue structural, le bassin des Vosges du Sud est plissé modérément à la fin du Viséen. Ce stade final au niveau des Vosges serait, par suite du fonctionnement de la dislocation de Lalaye-Lubine selon une trajectoire décro-chevauchante en arc, accompagné d'un cisaillement. Cette tectonique tardive et finale serait à l'origine des phénomènes tardifs d'anatexie et de migmatisation de la couverture dévono-dinantienne dans le domaine des Vosges moyennes, ainsi que de la mise en place de granites tardifs. Eisbacher et al. (1989, fig. IV-7), quant à eux, proposent que le stade final de l'évolution du socle vosgien est caractérisé, à partir du Westphalien, par une tectonique en distension qui serait responsable du schéma structural actuel du socle. De même, dans ce schéma, la montée des plutons granitiques, ainsi que les dépôts détritiques du Carbonifère supérieur (Westphalien 310 Ma.), seraient favorisés.

En définitive, pour expliquer l'évolution du magmatisme dévono-dinantien des Vosges du Sud, un modèle associant subduction et collision peut être proposé. Dans ce modèle, la période du Dévonien supérieur - base du Viséen inférieur est caractérisée par une tectonique en distension et le fonctionnement d'un arc océanique entre la zone rhénohercynienne et le socle vosgien en réponse à une subduction à vergence sud d'une croûte océanique d'âge dévonien probable. Le magmatisme tholéiitique résulterait de cet événement géodynamique. On peut d'ailleurs intégrer dans ce modèle le magmatisme en partie tholéiitique des Vosges du Nord comme cela fut proposé par (Ikenne et Baroz, 1985 ; Rizki, 1991 ; Rizki et al., 1992). Eisbacher et al. (1989) proposent qu'à partir du sommet du Viséen inférieur, la tectonique devient compressive. Pour Schneider (1990 ; 1994), le régime tectonique dans le bassin des Vosges du Sud est transtensif. Ce contexte de bassin fortement subsident associé au fonctionnement de décrochements intracrustaux est conforté par les datations de Schaltegger et al. (1996) qui montrent la rapidité d'évolution magmatique des unités II et III calco-alcalines et shoshonitiques au cours du Viséen supérieur.

Ce contexte structural peut caractériser les zones internes éloignées de la fosse de subduction et traduire dans ce cas la maturité de l'arc, ainsi qu'un épaississement de la croûte

associé à une subduction toujours active. Il peut également traduire un contexte de collision à partir de la fin du Viséen inférieur.

Le modèle rend compte :

--- du caractère orogénique de l'ensemble des roches magmatiques dévono-dinantiennes des Vosges ;

--- du caractère tholéïitique d'arc des roches dévoniennes à viséennes inférieures dans les Vosges du Nord et du Sud ;

--- d'une dynamique locale en distension permettant une refusion de la source au niveau des Vosges du Sud à la limite Viséen inférieur - Viséen supérieur ;

--- d'une évolution en régime compressif responsable du changement de caractère du magmatisme qui devient calco-alcalin potassique à shoshonitique au cours du Viséen supérieur ;

La fin de l'évolution magmatique du bassin des Vosges du Sud est accompagnée d'un épisode de plissement qui affecte l'ensemble des formations. Cette déformation pourrait s'accompagner de la migmatisation des séries métamorphiques des Vosges moyennes dans un contexte d'empilement de nappes, ou précéder un épisode de distension généralisée susceptible de générer une anomalie thermique suffisante pour atteindre le seuil de la migmatisation.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude qui nous était proposée consistait à replacer le volcanisme dévono-dinantien des Vosges méridionales dans le contexte géodynamique varisque.

Cette étude impliquait, en tenant compte des travaux antérieurs, de préciser les différents cycles volcaniques dévono-dinantiens, de caractériser des points de vue pétrographique, minéralogique, géochimique les différentes unités. Les résultats obtenus devaient alors permettre de proposer une typologie des magmas, d'identifier les lignées magmatiques et les rapports pétrogénétiques entre les différents magmas et, enfin, de proposer pour ces magmas un site géodynamique potentiel de genèse.

Notre travail a pu apporter des éléments de réponses à ces différentes questions.

Les *descriptions pétrographiques et les données géochimiques* ont mis en évidence la diversité de caractère au sein de ce magmatisme. Cette diversité, associée à la notion d'unités lithostratigraphiques, a permis de définir dans le temps **trois unités** volcaniques et d'établir un parallélisme avec les termes plutoniques. C'est ainsi que les laves de l'unité I (d'âge Viséen inférieur à base du Viséen supérieur) et les gabbros du Mont des Vannes d'une part, les laves de l'unité II (Viséen supérieur) et les gabbros d'Ermensbach d'autre part, les laves de l'unité III (Viséen supérieur terminal) et les syénites de Sewen enfin, sont définies comme présentant les mêmes caractères.

--- L'**unité I** est caractérisée par une association de roches basiques et acides. Les laves, sous forme de coulées (parfois débitées en pillow-lavas), ou les roches filoniennes doléritiques, sont des basaltes sub-alcalins ou des andésites basiques. Les roches acides sont des coulées rhyolitiques ou des ignimbrites dacitiques. Ces roches ont été soumises à des processus de transformations secondaires. L'inventaire des faciès de transformations indique qu'elles ont été métamorphosées depuis le faciès zéolites jusqu'au faciès des schistes verts à épidote et actinote.

--- L'**unité II** est constituée de coulées ou intrusions de basaltes andésitiques et d'andésites basiques sub-alcalines.

--- L'unité III est composée d'ignimbrites rhyodacitiques et de coulées ou intrusions de nature trachyandésitique, dacitique, trachytique, les faciès porphyriques étant dénommés "porphyres".

Les *études minéralogiques*, fondées sur la cristallogénie des reliques de clinopyroxènes des roches basiques, ainsi que les *études géochimiques* ont permis d'attribuer un **caractère orogénique à l'ensemble du magmatisme** dévono-dinantien des Vosges du Sud.

--- Les laves de l'unité I et les roches plutoniques basiques associées (gabbros du Mont des Vannes) sont pour l'essentiel de nature **tholéiitique d'arc**. Certaines sont cependant de nature **calco-alkaline**.

--- Les laves de l'unité II et les roches plutoniques associées (gabbros d'Ermensbach) appartiennent à une série **calco-alkaline** moyennement potassique.

--- Les laves de l'unité III sont calco-alkalines très potassiques et peuvent être rattachées à une série **shoshonitique**.

La détermination des lignées magmatiques et l'examen des données géochimiques ont permis également d'envisager les *relations pétrogénétiques* pouvant exister entre les laves des différentes unités.

--- Les laves de l'unité I et les gabbros du Mont des Vannes forment une lignée distincte des unités II et III.

--- Au sein de l'unité I, les magmas basiques sont soumis à des processus de cristallisation fractionnée pouvant aboutir parfois à la genèse de laves acides rhyolitiques. Cependant, la plupart des magmas acides ne semblent pas présenter des rapports pétrogénétiques directs avec les faciès basiques.

--- Les roches de l'unité II et les gabbros d'Ermensbach forment une lignée cogénétique ayant évolué par cristallisation fractionnée.

--- Les roches de l'unité III ont été réparties en deux ensembles :

* un premier ensemble associant les trachyandésites et les rhyodacites liées entre eux par un mécanisme de cristallisation fractionnée et ne présentant pas de liens génétiques avec les roches de l'unité II.

* un deuxième ensemble, associant porphyres, trachytes, syénites, liés entre eux par des processus de cristallisation fractionnée, et pouvant présenter des liens génétiques avec l'unité II.

Les données géochimiques (éléments HFS - LFS - éléments hygromagmatophiles) suggèrent que les magmas des trois unités proviennent d'une **source mantellique appauvrie**, ayant acquis secondairement par différents mécanismes d'enrichissement les caractères géochimiques de **manteau de zone de subduction**. Il est proposé une genèse de ce magmatisme en deux étapes.

--- Dans un premier temps, la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie et modifiée livrerait les magmas originels de l'unité I. Cette source, sur la base des éléments HFS est à caractère initial de MORB N et, sur la base des éléments LFS, enrichie pour acquérir les caractères du manteau des zones de subduction attribuant une signature orogénique au magmatisme.

--- Dans une seconde étape, la fusion partielle concernerait la même source, mais encore plus enrichie en éléments LFS et serait à l'origine du magmatisme des unités II et III. Cet enrichissement pourrait s'effectuer dans un domaine de convergence de plaques avec subduction active, ou postérieurement à une subduction à partir d'une source mantellique modifiée par la subduction.

Les données géochimiques suggèrent également que la **participation crustale** dans la genèse de ce magmatisme croît des laves de l'unité I à celles des unités II et III.

La place de ce volcanisme dans le cadre orogénique varisque mérite réflexion.

Le caractère orogénique des laves et leur typologie successive depuis des séries tholéiitiques d'arcs, puis des séries calco-alcalines et des séries shoshonitiques sont compatibles avec une mise en place dans un contexte de marge active et de zone de subduction. Les modèles géodynamiques de l'évolution de la chaîne varisque montrent des divergences à propos de l'existence d'aires océaniques et de subduction active jusqu'au Carbonifère.

Un **modèle associant subduction et collision** a été proposé.

Dans ce modèle, la période **Dévonien supérieur - base du Viséen** serait caractérisée par une tectonique en **distension** et par le fonctionnement d'un arc océanique entre la zone

rhénohercynienne et le socle vosgien, en réponse à une **subduction à vergence sud d'une croûte océanique**. Le magmatisme **tholéiitique d'arc** serait le témoin de cet événement géodynamique.

A partir du **sommet du Viséen inférieur** et au **Viséen supérieur**, suite à la fermeture des aires océaniques, un **contexte collisionnel** et une évolution en régime compressif peuvent être envisagés. Le régime tectonique dans le bassin des Vosges du Sud est transtensif et est caractérisé alors par une **dynamique locale en distension**. Cette distension est susceptible de **remobiliser**, par diminution de pression, la **lithosphère** et permettre ainsi une **refusion** de la **source mantellique** qui possède encore en **mémoire les caractères géochimiques induits par les phénomènes antérieurs de subduction**. A partir de ce niveau, la nature du volcanisme au **Viséen supérieur** acquiert un caractère franchement **calco-alcalin à shoshonitique**.

Ce modèle rend compte :

- du caractère orogénique de l'ensemble des roches magmatiques des Vosges du Sud et du Nord
- du caractère tholéiitique d'arc des roches dévono-viséennes inférieures dans les Vosges du Sud et du Nord
- d'une dynamique locale en distension permettant une refusion de la source au niveau des Vosges du Sud à la limite du Viséen inférieur et du Viséen supérieur.
- d'une évolution en régime compressif, responsable du changement de caractère du magmatisme qui devient calco-alcalin et shoshonitique au cours du Viséen supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ACHSTETTER U. , 1987 ; Geologie des Paläozoikums der Südvogesen in der Umgebung Von Rougemont-le-Château (Südlich Masevaux). *Dipl. Arbeit, Univ. Freiburg i. Br.*, 77p.

ADLINE G. , 1982 ; Les spilites potassiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises) : aspect volcanologique et problèmes de carbonatation. *Thèse de doctorat de spécialité; Université de Grenoble, Université de Grenoble*, 120p.

ALIBERT C., MICHARD A. et ALBARÈDE F. , 1986 ; Isotope Trace Element Geochemistry of Colorado Plateau Volcanics. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **50**, p.2735-2750.

AMSTUTZ G.C. , 1974 ; Spilites and spilitic rocks. *Ed. Int Union Geol. Sci., sér. A, 4, Heidelberg*.

ANDRÉ F. , 1983 ; Pétrologie structurale et pétrogenèse des formations plutoniques septentrionales du Massif des Ballons (Vosges, France). *Thèse 3° Cycle, Univ. Nancy I*, 247p.

ANDRÉ F. , 1984 ; Un exemple de plutonisme associé au volcanisme basique viséen inférieur des Vosges méridionales. *107° Cong. Nat. Soc. Sav., Brest, Sci., III*, p. 367-376.

ANDRÉ F. et GAGNY C. , 1981 ; Proposition d'un âge Namurien pour le granite porphyroïde des Ballons, témoin vosgien du plutonisme à potentialité molybdénifère au Carbonifère supérieur. *106° Cong. Nat. Soc. Sav., Perpignan, Sci., III*, p. 287-296.

ANDRÉ F. et BÉBIEN J. , 1983 ; Déchirures continentales et plutonisme : étude pétrologique et structurale comparée de l'association ignée de Guévguéli (Macédoine grecque) et des formations plutoniques basiques situées en bordure nord du Massif des Ballons (Vosges, France). *Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXV, 3*, p. 291-299.

ANDRÉ F., HERTOGEN J. et DEUTSCH S. , 1986 ; Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology, New York*, **14**, p. 879-882.

ANDRE L. , 1983 ; Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant (Belgique). *Thèse de l'université de Bruxelles*, 422p.

ANDRE L. et DEUTSCH S. , 1984 ; Les porphyres de Quenast et de Lessines : géochronologie, géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du Socle Précambrien du Massif du Brabant (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol., t. 93*, p. 375-384.

ANDRE L., DEUTSCH S. et MICHOT J. , 1986 ; Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology, V. 14*, p. 879-882.

ANDROZ A. et MORRE N. , 1964 ; Trachyandésite et microgranite de la Grève (Haute-Saône). *An. Fac. Sci. Univ. Besançon, 2e S, t. 18*, p. 53-58.

ARCULUS R.J. , 1978 ; Mineralogy and Petrology of Grenada, lesser Antilles Island Arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, p.413-424.

ARNAUD N.O., VIDAL Ph., TAPPONNIER P., MATTE Ph. et DENG W.M. , 1992 ; The high K₂O volcanism of northwestern Tibet : Geochemistry and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Letters*, **111**, p. 351-367.

AUTRAN A. , 1978 ; Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. PICG Projet 27, contribution française n°3, Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region. *Geol. Surv. Canada, paper78-13*, p. 159-175.

BACON C.R. , 1990 ; Calc-alkaline, Shoshonitic, and Primitive Tholeiitic Lavas from Monogenetic Volcanoes near Crater Lake, Oregon. *J. Petrology*, **31**, part 1, p. 135-166.

BAILEY J.C. , 1981 ; Geochemical criteria for a refined discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, **32**, p. 139-154.

- BAKER P.E.** , 1982 ; Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. *In andesites Thorpe éd., Intersci. Publ. Wiley and Sons, Chichester, p. 11-23.*
- BARBERI F., BIZOUARD H. et VARET J.** , 1971 ; Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **33**, p. 93-107.
- BARD J.P.** , 1980 ; Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques. *Masson éd., 192p.*
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph. et RIBEIRO A.** , 1980 ; La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. *26è Cong. Inter. Geol., Paris, C6, p. 243-246.*
- BARDINTZEFF J.M.** , 1983 ; Les verres et les magmas de l'éruption de 1979 de la Soufrière de Saint-Vincent (Antilles). *Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXV, 6, p. 811-818.*
- BARRIERE M.** , 1977 ; Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. *Thèse d'Etat Brest, 291 p.*
- BATTEY M.H.** , 1956 ; The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. *Geol. Mag. G.B.*, **93**, 2, p. 89-110.
- BAXTER A.N., UPTON B.G.J. et WHITE W.M.** , 1985 ; Petrology and geochemistry of Rodrigues Island, Indian Ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 90-101.
- BÉBIEN J.** , 1980 ; Magmatismes basiques dits "orogéniques" et anorogéniques" teneurs en TiO₂ : les associations "isotitanées" et "anisotitanées". *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **8**, p. 377-342.
- BÉBIEN J. et GAGNY C.** , 1978 ; Le plutonisme Viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéiitiques et calco-alkalines. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 286, p. 1045-1048.*
- BÉBIEN J. et GAGNY C.** , 1979 ; Quelques Coulées à Pillow-Lavas de la Forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (Dévonien-Viséen Inférieur des Vosges Méridionales. *104^e Cong. nat. Soc. sav., Bordeaux, sciences, fasc. III, p.149-159.*
- BÉBIEN J. et GAGNY C.** , 1980 ; Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. *Mém. BRGM, Orléans, 107, p. 99-135.*
- BÉBIEN J., GAGNY C. et ROCCI G.** , 1980 ; La place du volcanisme Dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au paléozoïque. *Mém. BRGM, Orléans, 108, p. 213-225.*
- BÉBIEN J., RASAMIMANANA G., DESCHAMPS M.T., BAROZ F., IKENNE M. et RIZKI A.** , 1994 ; Volcanisme tholéiitiques, calco-alkalins et shoshonitiques d'âge Dévono-dinantien dans les Vosges Septentrionales. *15° Réun. Sci. Terre, p. 55.*
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M.** , 1979 ; Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites-application to some ophiolites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**, 9, p. 1874-1882.
- BECQ-GIRAUDON J.F. et VAN DEN DRIESSCHE J.** , 1994 ; Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central : témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 318, série II, p. 675-682.*
- BENOUNA A.** , 1987 ; Le volcanisme rhyolitique carbonifère, Vosges du Sud : pétrologie, minéralogie, géochimie et relations avec le plutonisme. *Thèse de l'Université de Nancy I, 168p.*
- BERAAOUZ E.H., PLATEVOET B. et BONIN B.** , 1994 ; Le magmatisme Mésozoïque du Haut-Atlas (Maroc) et l'Ouverture de l'Atlantique Central. *C.R. Acad. Sci., Paris., 318, 2, p.1079-1085.*
- BERARD-BERGERY M.** , 1986 ; Contributions à l'étude du volcanisme Triasique en Grèce. Implications géodynamiques. *Thèse de 3^e cycle, Université de Nancy, 216p., dépôt à l'Université de Nancy.*

BERTRAND H. , 1988 ; Les Diagrammes Discriminants Permettent-ils de Reconstituer le site Géodynamique de Mise en Place de Formations Paléovolcaniques? *C.R. Acad. Sci., Paris.*, **306**, 2, p.33-38.

BERTRAND H., DOSTAL J. et DUPUY C. , 1982 ; Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Letters*, **58**, p. 225-239.

BESSON M. et FONTEILLES M. , 1974 ; Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristal.*, **97**, p. 445-449.

BLANALT J.G. et VON ELLER J.P. , 1965 ; Etude géologique des terrains primaires et des granites de la région située entre Soultzbach-les-Bains et Wintzenheim (Haut-Rhin). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, **18**, 2, p. 65-90.

BODEN D.R. , 1994 ; Mid-Tertiary magmatism of the Toquima caldera complex and vicinity, Nevada : development of explosive high-k, calc-alkaline magmas in the central Great basin, USA. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **116**, p. 247-276.

BODINIER J.L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A. et DOSTAL J. , 1986 ; Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif Central Français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, 1, p. 115-123.

BODINIER J.L., BURG J.P., LEYRELOUP A. et VIDAL H. , 1988 ; Reliques d'un Bassin d'Arrière-Arc Subducté, puis Obducté dans la Région de Marvejols (Massif Central). *Bull. Soc. géol. France*, **4**, 1, p.21-33.

BONHOMME M. et FLUCK P. , 1981 ; Nouvelles données isotopiques Rb-Sr obtenues sur les granulites des Vosges. Age protérozoïque terminal de la série volcanique calco-alcaline et âge acadien du métamorphisme régional. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **293**, D, II, p. 771-774.

BONIN B. , 1995 ; Pétrologie endogène. *Ed. Dunod, Paris*, 336p.

BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R.P. et PIBOULE M., 1989 ; Eclogites in the French Paleozoic orogen : geodynamic significance. *Tectonophysics, Amsterdam*, **169**, p. 317-332.

BOUGAULT H. , 1980 ; Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. *Thèse Sci., Univ. Paris VII*, 221p.

BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M. et MAURY R. , 1983 ; Local Versus Regional Mantle Heterogeneities: Evidence from hygromagmaphile Elements. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **82**, p.459-482.

BOUGAULT H., MAURY R.C., ELAZZOUI M., JORON J.L., COTTEN J. et TREUIL M. , 1981 ; Tholeiites, basaltic andesites, and andesites from leg 60 sites : geochemistry, mineralogy, and low partition coefficient elements. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **60**, p. 657-677.

BOUMEHDI A. , 1988 ; Les clinopyroxènes dans les basaltes alcalins continentaux (Massif Central Français). *Thèse de doctorat de l'Université de Clermont-Ferrand II, France*, 174p.

BOUTIN R., 1992 ; Histoire de deux segments de la chaîne varisque (le Plateau d'Aigurande, Massif central français et les Vosges) à travers une étude ⁴⁰Ar-³⁹Ar. Aimantations, réaimantations tardy-hercyniennes et leur datation. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg (EOPGS)*, 267 p.

BOUTIN R., MONTIGNY, R. et THUIZAT, R., 1995 ; Chronologie K-Ar et ³⁹Ar-⁴⁰Ar du métamorphisme et du magmatisme des Vosges. Comparaison avec les massifs varisques avoisinants. *Géologie de la France*, **1**, p. 3-25.

BOUYALAOUI J., 1992 ; Schistes de Steige, phyllades de Villé et mylonites du Climont (Vosges du Nord) ; le développement de la zone cisailée de Lalaye-Lubine. *Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest*, 207 p.

- BRANDON A.D. et LAMBERT R. St-J.** , 1994 ; Crustal Melting in the Cordilleran Interior: The Mid-Cretaceous White Creek Batholith in the Southern Canadian Cordillera. *J. Petrology*, **35**, *1*, p.239-269.
- BREITKOPF J.H.** , 1989 ; Geochemical evidence for magma source heterogeneity and activity of a mantle plume during advanced rifting in the southern Damara Orogen, Namibia. *Lithos*, **23**, 115-122.
- BROUSSE R. et LEFÈVRE C.** , 1990 ; Le volcanisme en France et en Europe Limitrophe. *Ed. MASSON, Paris*, 263p.
- BURG J.P., BALE P., BRUN J.P. et GIRARDEAU J.** , 1987 ; Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during Siluro-devonian collision. *Geodin. Acta, Paris*, **1**, *1*, p. 71-87.
- CABANIS B.** , 1986 ; Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. *Thèse d'Etat Sci., Paris*, **690p.**, dépôt à la Soc. géol. France.
- CABANIS B. et THIÉBLEMONT D.** , 1988 ; La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-Tb/3-Ta*2. *Bull. Soc. géol. France*, (**8**), *t. IV*, *6*, P. 927-935.
- CABANIS B. et LECOLLE M.** , 1989 ; Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci., Paris*, *t. 309*, série II, p. 2023-2029.
- CAMERON K.L. et HANSON G.N.** , 1982 ; Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-tertiary suites, Chihuahua, Mexico. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **40**, p. 1489-1503.
- CANTAGREL J. M., DIDIER J., DUTHOU J.L. et VIALETTE Y.** , 1979 ; Répartition dans l'espace et le temps des granitoïdes hercyniens du Massif Central. *7^e Réunion. Ann. Sci. Terre, Lyon*, p. 100.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., DI PISA A., OGGIANO G. et PETRINI R.** , 1991-1992 ; A Hercynian suture zone in Sardinia : geological and geochemical evidence. *Geodin. Acta.*, **5**, 1-2, p. 101-118.
- CARPENA J., DOUBINGER J., GUÉRIN R., JUTEAU J. et MONNIER M.** , 1984 ; Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. France*, (**7**), *t. XXVI*, *5*, P. 839-859.
- CELLAI D., CONTICELLI S. et MENCHETTI S.** , 1994 ; Crystal-chemistry of clinopyroxenes from potassic and ultrapotassic rocks in central Italy : implications on their genesis. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **116**, p. 301-315.
- CHALOT-PRAT F.** , 1991 ; Clinopyroxenes from space and time associated "Within-plate dominant" and "subduction-related" Variscan basic rocks (Tazekka, Morocco). *Contrib. Minerl. Petrol.*, **107**, p. 231-241.
- CHALOUPSKI J.** , 1989 ; Major tectonostratigraphic units of the Bohemian Massif. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper, Boulder*, **230**, p. 101-114.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALÉ P., DENIS E. et RABU D.** , 1988 ; Le Brovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, (**8**), *t. IV*, *5*, p. 815-829.
- COHEN E.** , 1889 ; Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge. *Abh. Geol. Spezialkarte Els.-Lothr.*, **III**, *3*, p. 135-272.
- COISH R.A. et LAWRENCE A. T.** , 1979 ; The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP LEG 34. Basalt : a microprobe study. *Earth Planet. Sci. Letters*, **42**, p. 389-398.
- CONDIE K.C.** , 1989 ; Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary : Identification and significance. *Lithos*, **23**, p. 1-18.

CONDIE K.C., VILJOEN M.J. et KABLE E.J.D. , 1977 ; Effects of alteration on element distribution in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt. South Africa. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **64**, p. 75-89.

CORSIN P., GAGNY C. et MATTAUER M. , 1956 ; Découverte d'une florure d'âge Viséen dans les schistes et grauwackes des environs de Felling (Haut-Rhin). *C.R. Acad. Sci., Paris*, **242**, série II, p. 1908-1909.

CORSIN P., COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R. , 1973 ; Étude de la flore de la série de Giromagny (Viséen supérieur des Vosges méridionales) comparaison avec les autres flores du Culm des Vosges. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, **26**, 1, p. 43-68.

CORSIN P. et RUHLAND M. , 1959 ; Les gisements à plantes du Viséen dans les Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **248**, série II, p. 2145-2149.

COTONIAN C., POTDEVIN J.L., BERTRAND H. et LOMBARDO N. , 1988 ; Pseudomorphes coronitiques d'amphibole dans les trachytes de Monac (Velay oriental) Bilan de matière et réaction magmatique. *Bull. Minéral.*, **111**, p. 89-95.

COULON M. , 1973 ; La discordance du Viséen supérieur dans les Vosges méridionales. *1^o Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris*, p. 143.

COULON M. , 1976 ; La place du plutonisme dans le contexte paléogéographique des Vosges méridionales. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, **XCVI**, 4, p.387-398.

COULON M. , 1977a ; La zone sud-vosgienne, segment d'une mégastructure du tectorogène varisque. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, **XCVIII**, p. 119-122.

COULON M. , 1977b ; Evolution du Viséen entre les vallées du Rahin et de l'Ognon (Vosges méridionales). Existence d'une zone à comportement de linéament. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, **30**, 2, p. 79-89.

COULON M. , 1979 ; Le Viséen moyen un témoin des relations entre les Vosges méridionales et le Nord-Est du Massif Central. *12^o Réunion. Ann. Sci. Terre, Lyon*, p.134.

COULON M. , 1980 ; Découverte d'ignimbrites dans les "tufs anthracifères" près d'Avrée (Morvan). *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, **95**, p. 13-17.

COULON M., FOURQUIN C., MÉNILLET F., GAGNY C., THÉOBALD N., PAICHELER J.C., POINT R., GUÉRIN H., BLANCHARD P., RUHLAND M., VOGT H., RUBIELLO M.F., HIRLEMANN G., WICKERT F. et C.O.G.E.M.A. , 1986 ; Carte géol. France (1/50 000), feuille Thann (412). *Orléans : Bur. Rech. Géol. Min.. Notice explicative par MÉNILLET F., COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., LOUGNON J.M. et LETTERMANN M.* (1989), 137P.

COULON M., FOURQUIN C. et PAICHELER J.C. , 1975, 1976, 1977 ; Itinéraire d'excursion géologique dans le massif du Molkenrain. *Bull. Soci. Hist. Natur., Colmar*, **56**, p. 173-177.

COULON M., FOURQUIN C. et PAICHELER J.C. , 1979 ; Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges Méridionales III- Le culm entre Bourbach-Le-Haut et le Molkenrain (Vosges Méridionales). *Sci. Géol., Bull.*, **32**, 3, p. 117-129.

COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et HEDDEBAUT C. , 1975b ; Mise au point sur l'âge des faunes de Bourbach-le-Haut et sur la chronologie des différentes séries du Culm des Vosges du Sud. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, **28**, 2, p. 141-148.

COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., CONIL R. et LYS M. , 1978 ; Stratigraphie du Viséen des Vosges méridionales par l'étude de plusieurs niveaux à microfaunes et algues. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, **31**, p. 77-93.

COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R. , 1975a ; Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges Méridionales; II- Le culm de la région comprise entre Giromagny et Bourbach-le-Bas. *Sci. Géol., Bull.*, **28**, 2, p.109-139.

- COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R.** , 1975c ; Contribution à la connaissance stratigraphique du culm des Vosges Méridionales. *Ann. Univ. A.R.E.R.S., Reims, 13, (fasc. 1 et 2), p. 39-46.*
- COX K.G., BELL J.D. et PANKHURST R.J.** , 1979 ; The interpretation of Igneous Rocks. *ALLEN G. and UNWIN (Publishers), London, 450p.*
- CREVOLA G., PUPIN J.P. et TOUTIN-MORIN N.** , 1991 ; La provence varisque : structure et évolution géologique anté-triasique. *Sci. Géol., Bull., 44, 3-4, p. 287-310.*
- CROVISIER J.L.** , 1989 ; Dissolution des verres basaltiques dans l'eau de mer et dans l'eau douce. Essai de modélisation. *Thèse de l'Université de Strasbourg, 253p.*
- DAHIRE A.** , 1988 ; Le volcanisme permien dans les vosges du Nord : un témoin d'une évolution dans le cycle varisque de l'Europe moyenne. *Thèse 3e cycle, univ. Nancy,*
- DAVIES G.R.**, 1984 ; Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc. London, 141, p. 3-14.*
- DE LA ROCHE H.** , 1986 ; Classification et nomenclature des roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. France, (8), t. II, 2, p. 337-353.*
- DENISE M. et THIEBAUT J.** , 1963 ; Les Roches Éruptives de la Haute Vallée de l'Ognon entre Mélisey et Ternuay. *Ann. Sci.; Besançon, 2ème série, Géologie, fasc. 17, p.143-153.*
- DESCHAMPS M.T.** , 1991 ; Plutonisme calco-alcalin et évolution post-collision de l'orogénèse varisque dans la zone saxo-thuringienne. Le Massif du Champ du Feu (Vosges septentrionales). *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 312, série II, p. 265-271.*
- DESCHAMPS M.T.** , 1994 ; Plutonisme calco-alcalin d'âge Dévono-Dinantien dans les Vosges Septentrionales. *15° Réun. Sci. Terre, p. 58.*
- DESTRIGNEVILLE C., SCHOTT J., CARISTAN Y. et AGRINIER P.** , 1991 ; Evidence of an early alteration process driven by magmatic fluid in Mururoa Volcano. *Earth Planet. Sci. Letters, 104, p. 119-139.*
- DIXON T.H. et BATIZA R.** , 1979 ; Petrology and Chemistry of Recent Lavas in the Northern Marianas : Implications for the Origin of Island Arc Basalts. *Contrib. Minerl. Petrol., 70, p. 167-181.*
- DOBRAN F. et PAPALE P.** , 1993 ; Magma-Water Interaction in Closed Systems and Application to Lavas Tunnels and Volcanic Conduits. *J. Geophys. Res., 98, No. B8, p. 14.041-14.058.*
- DONALDSON C.H.** , 1976 ; An experimental investigation of olivine morphology. *Contrib. Minerl. Petrol., 57, 2, p. 187-214.*
- DÖRR W.** , 1986 ; Stratigraphie, Stoffbestand, und Fazies der Giessener Grauwacke (E-Rheinisches Schiefergebirge). *Thèse Ph.D, Un. Giessen, 134p.*
- DOSTAL J., DUPUY C. et LEFÈVRE C.** , 1977 ; Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Perou. *Lithos, 10, p. 173-183.*
- DRESSLER M.** , 1989 ; Thèse Ph.D, Univ. Freiburg i. Br.
- DUBUISSON G., GALDEANO A., GIRARDEAU J., HIRN A., MERCIER J.C.C. et POZZI J.P.**, 1988 ; Structure and evolution of a Variscan region inferred from geological and geophysical approach : the Limousin (western France, Massif Central). *Congrès "Terranes in the Variscan Belt of France nd Western Europe", Montpellier, Août 1988, volume des résumés.*
- DUKE J.M.** , 1976 ; The distinction of the period from transition elements among olivines, calcic-px and mafic silicates liquid Experiments results. *J. Petrology, 17, p. 499-521.*
- DUMMEN K.** , 1986 ; Geologie des Paläozoikums der Südvogesen im Raum Fresse (Haute-Saône). *Dipl. Arbeit, Univ. Freiburg i. Br., 81p.*

- DUPUY C. et DOSTAL J.** , 1984 ; Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Letters*, **67**, p. 61-69.
- DUPUY C., DOSTAL J., MARCELOT G., BOUGAULT H., JORON J.L. et TREUIL M.** , 1982 ; Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc : implication for their source rock composition. *Earth Planet. Sci. Letters*, **60**, p. 207-225.
- DUPUY C., DOSTAL J. et FRATTA M.** , 1982 ; Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). *Contrib. Minerl. Petrol.*, **80**, p. 41-48.
- ECHTLER H.P. et CHAUVET A.** , 1991-1992 ; Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany). *Geodin. Acta.*, **5**, 1-2, 37-49.
- EDEL J.B., COULON M. et HERNOT M.P.** , 1984 ; Mise en évidence par le paléomagnétisme d'une importante rotation anti-horaire des Vosges méridionales entre le Viséen terminal et le Westphalien supérieur. *Tectonophysics, Amsterdam*, **106**, p. 239-257.
- EDEL J.B. et FLUCK P.** , 1989 ; The upper Rhenish Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald) : Main structural features deduced from magmatic, gravimetric and geological data. *Tectonophysics*, **169**, p. 303-316.
- EDEL J.B. et WEBER K.**, 1995 ; Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the Central European Variscides - Geophysical and geological evidence. *Geol. Rundsch.*,
- EDWARDS C., MENZIES M. et THIRLWALL M.** , 1991 ; Evidence from Muriah, Indonesia, for the Interplay of Supra-Subduction Zone and Intraplate Process in the Genesis of Potassic Alkaline Magmas. *J. Petrology*, **32**, part 3, p. 555-592.
- EGGLER D.H.** , 1974 ; Application of a portion of the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-MgO-Fe-O}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ to genesis of the calc-alkaline suite. *Amer. J. Sci.*, **274**, p. 297-315.
- EISBACHER G.H., LÜSCHEN E. et WICKERT F.** , 1989 ; Crustal-scale thrusting and extension in the hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics*, **8**, p. 1-21.
- EISSEN J.P., LEFEVRE C., MAILLET P., MORVAN G. et NOHARA M.** , 1991 ; Petrology and geochemistry of the Central North Fiji Basin Spreading Centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S. *Marine Geology*, **98**, p.201-239.
- ELLAM R.M.** , 1986 ; The transition from calc-alkaline to potassic volcanism in the Aeolian Islands, Southern Italy. *Unpublished Ph.D. Thesis, The Open University*, 210p.
- ELLER J.P. von, FLUCK P., HAMEURT J. et RUHLAND M.** , 1972 ; Présentation d'une carte structurale du socle vosgien. *Sci. Géol. Bull.*, **25**, 1, p. 3-21.
- ENGEL W., FRANKE W. et LANGENSTRASSEN F.** , 1983 ; Paleozoic sedimentation in the northern branch of the mid-european variscides - Essay of an interpretation. in *MARTIN H. and EDER F.W. (éds), Intracontinental fold belts, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg*, p. 9-41.
- EWART A.** , 1976 ; Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas-some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Letters*, **31**, p. 417-432.
- EWART A.** , 1982 ; The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks : with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In *andesites Thorpe éd., Intersci. Publ. Wiley and Sons, Chichester*, p. 25-95.
- FERNANDEZ A.N. et GASQUET D.R.** , 1994 ; Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas : example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contrib. Minerl. Petrol.*, **116**, p. 316-326.
- FLOYD P.A.** , 1982 ; Chemical variation in Hercynian basalts relative to the plate tectonics. *J.Geol. Soc. London*, **139**, p. 505-520.

- FLOYD P.A. et WINCHESTER J.A.** , 1975 ; Magma type tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Letters*, **27**, p. 211-218.
- FLUCK P.** , 1980 ; Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg*, **62**, 248p.
- FLUCK P.** , 1984 ; Le socle anté-dévonien et la couverture Dévono-dinantienne dans le bloc Vosges moyennes - Vosges du Sud. *Schweiz. Mineral. u. Petrogr. Mitt.*, p. 292-296.
- FLUCK P., PIQUÉ A., SCHNEIDER J.L. et WHITECHURCH H.** , 1991 ; Le socle Vosgien. *Sci. Géol., Bull.*, **44**, 3-4, p. 207-235.
- FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY C., MONTIGNY R., PIQUÉ A., SCHNEIDER J.L. et WHITECHURCH H.** , 1987 ; Le socle Vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. Etat des connaissances, propositions d'axes de recherches. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Paris*, **146**, 97p.
- FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY CL., MONTIGNY R., PIQUÉ A., SCHNEIDER J.L. et WHITECHURCH H.** , 1989 ; Carte synthétique et géotraverse N-S de la chaîne varisque des Vosges (France). Synthèse des travaux effectués depuis deux décennies. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **t. 309, série II**, p. 907-912.
- FODOR R.V.** , 1971 ; Fe Content in Pyroxenes from a Calc-Alkalic Volcanic Suite, New Mexico, U.S.A. *Earth Planet. Sci. Letters*, **11**, p.385-390.
- FONAREV V.I. et GRAPHCHIKOV A.A.** , 1982 ; Experimental Study of Fe-Mg- and Ca-Distribution between Coexisting Ortho- and Clinopyroxenes at P=294 MPa, T=750 and 800°C. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, p.311-318.
- FONTEILLES M.** , 1968 ; Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. *Bull. B.R.G.M.*, **1**, p. 121-154.
- FOURQUIN C.** , 1965 ; Sur la découverte akéritique dans les Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **260, série II**, p. 1693-1695.
- FOURQUIN C.** , 1966a ; Caractères pétrographiques des tufs Viséens du Puix-Gy (Territoire de Belfort). *Bull. Soc. géol. France*, (7), **t. VIII**, P. 285-287.
- FOURQUIN C.** , 1966b ; Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du granite des Ballons. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **262, série II, D, 14**, p. 1509-1512.
- FOURQUIN C.** , 1973 ; Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales; I- Le culm de la région de Giromagny. *Sci. Géol., Bull.*, **26, 1**, p. 3-42.
- FOURQUIN C., GUÉRIN H., THÉOBALD N. et THIÉBAUT J.** , 1971 ; Données nouvelles sur l'histoire géologique des Vosges méridionales. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr., Paris*, **6**, p. 306-308.
- FRANKE W.** , 1989a ; Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper, Boulder*, **230**, p. 67-90.
- FRANKE W.** , 1989b ; Variscan plate tectonics in Central Europe-current ideas and open questions. *Tectonophysics*, **169**, p. 221-228.
- FRANKE W. and ENGEL W.** , 1986 ; Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. géol. France*, (8), **t. II, 1**, p. 25-33.
- FRANKE W., FLOYD P.A., HOLDER M. et LEVERIDGE B.**, 1989 ; The Rhenohercynian ocean revisited. *Terra Abstracts, Oxford*, **1, 1**, p. 365.
- FREER R., CARPENTER M.A., LONG J.V.P. et REED S.J.B.** , 1982 ; "Null result" diffusion experiments with diopside : implications for pyroxene equilibria. *Earth Planet. Sci. Letters*, **58**, p. 285-292.
- FREUNDT A. et SCHMINCKE H.U.** , 1992 ; Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 1-19.

- GAGNY C.** , 1958 ; Essai d'interprétation sédimentologique des ovoïdes dans les assises de grauweekes de la série du Markstein. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, **11**, p. 41-44.
- GAGNY C.** , 1961 ; Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauweekes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, **15**, 4, p. 139-160.
- GAGNY C.** , 1964 ; Interprétation des laminites dans une série à turbidites du Culm des Vosges méridionales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. VI, p. 43-54.
- GAGNY C.** , 1968 ; Pétrogenèse du granite des Crêtes des Vosges méridionales. *Thèse Sci., Univ. Nantes*, 546p.
- GAGNY C.** , 1978 ; Vagnérites et durbachites sont des cumulats de magma granitique (l'exemple du magma des Crêtes, Vosges). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. **287**, p. 1361-1364.
- GEBAUER D. et GRÜNENFELDER M.** , 1979 ; U/Pb zircon and Rb/Sr minerals dating of eclogites and their country rocks, exemple : Münchberg Gneiss Massif, Northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Letters*, **42**, p. 25-44.
- GEHLEN K. V. et SCHMITT G.E.**, 1989 ; Serpentinites from Winklarn (northeastern Bavaria, F.R.G.) and from Brezovica and Radusa (Yugoslavia) : relics of sub-oceanic mantle. *Tectonophysics, Amsterdam*, **157**, p. 213-219.
- GIBB F.G.F.** , 1973 ; The zoned pyroxenes of the Shiant isles sill, Scotland. *J. Petrology*, **4**, p. 203-230.
- GIERÉ R. et WILLIAMS T.** , 1992 ; REE-bearing minerals in a Ti-rich vein from the Adamello contact aureole (Italy). *Contrib. Minerl. Petrol.*, **112**, p. 83-100.
- GIL IBARGUCHI J.I., JAMAA N.B., GIRARDEAU J., MERCIER J.C.C. et AGRINIER P.**, 1987 ; The ophiolitic sequence of the Cabo Ortegal complex (NW Spain) : MORB-type mafic rocks and websterite-rich peridotites. *Terra Cognita, Strasbourg*, 7, 2-3, p. 176.
- GILL J.B.** , 1981 ; Orogenic andesites and plate tectonics. *Springer-Verlag*, 390p.
- GIROD M. et al.** , 1978 ; Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural. *Doin éditeurs*, 238p.
- GLASSLEY W.E.** , 1974 ; Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, p. 785-794.
- GOFFETTE O.** , 1991 ; Le magmatisme varisque en Ardenne méridionales : un marqueur de l'évolution géodynamique d'une paléomarge. *Thèse de l'univ. de Lille I*, 317p.
- GORBATSCHEV R.R.** , 1972 ; Fe and Mg Distribution between Coexisting Biotites and Ca-Amphiboles. *24th I.G.C., section 10*, p.93-98.
- GREEN T.H. et RINGWOOD A.E.** , 1968 ; Genesis of the calcalkaline igneous rock suite. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **18**, p. 74-163.
- GRIMM B.** , 1983 ; Petrographische Untersuchungen an Geröllen des Markstein-Bereiches (Paläozoikum, Südvogesen). *Dissert. Dokt., Univ. Freiburg i. Br.*, 72p.
- GRIVEAUX B.** , 1966 ; Sur la Présence de Pillow-Lavas dans les Laves Dinantiennes de la Région de Mélissey (Haute-Saône). *Ann. Sci.; Besançon, 3ème série, Géologie, fasc. 2*, p.43-45.
- GRÖSSER J. et DÖRR W.** , 1986 ; MOR-Typ-Basalte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart*, **12**, p. 705-722.
- GRUAU G., TOURPIN S., FOURCADE S. et BLAIS S.** , 1992 ; Loss of Isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites : new evidence from eastern Finland. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **112**, p. 66-82.

GRZESCZYK A., LEFEVRE C., MONZIER M., EISSEN J.P., DUPONT J. et MAILLET P. , 1991 ; Mise en Évidence d'un Volcanisme Transitionnel Pliocène Supérieur sur Futuna et Alofi (SW Pacifique): un Nouveau Témoin de l'Évolution Géodynamique Nord-Tonga. *C.R. Acad. Sci., Paris, t.312, Série II*, p.713-720.

GRZESCZYK A., EISSEN J.P., DUPONT J., LEFÈVRE C., MAILLET P. et MONZIER M. , 1987 ; Pétrographie et Minéralogie des Îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest). *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 305, Série II*, p.93-98.

GUERIN H. , 1967 ; Faciès de bordure du granite des Ballons d'Alsace et de Servance. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 20, fasc. 1, p. 37-58.

GUILLOU H., GUILLE G., BROUSSE R. et BARDINTZEFF J.M. , 1990 ; Évolution de basaltes tholéiitiques vers des basaltes alcalins dans le substratum volcanique de Fangataufa (Polynésie Française). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, 3, p. 537-549.

HAHN G., HAHN R. et MAASS R. , 1981 ; Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Süd-Vogesen. *Oberr. Geol. Abh., Karlsruhe*, 30, p. 1-26.

HAJASH A. et CHANDLER G.W. , 1981 ; An Experimental Investigation of High-Temperature Interactions Between Seawater and Rhyolite, Andesite, Basalt and Peridotite. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 78, p. 240-254.

HAJASH A.J. , 1984 ; Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basalts : experimental results. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 85, p. 409-412.

HAMEURT J. , 1965 ; Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, 26, 402p.

HAMEURT J. , 1967 ; Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 26, 402 p.

HARRIS N.B.W., PEARCE J.A. et TINDLE A.G. , 1986 ; Geochemical characteristics of collision - zone magmatism. *COWARD, M. P. et RIES, A.C., éd., Collision tectonics, Sp. Publ. Geol. Soc. London*, 19, p. 67-81.

HART S.R. et DAVIS K.E. , 1978 ; Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40, p. 203-219.

HELLMAN P.L. et HENDERSON P. , 1977 ; Are rare earth elements mobile during spilitisation ? *Nature*, 267, p. 38-40.

HILDRETH W., HALLIDAY A.N. et CHRISTIANSEN R.L. , 1991 ; Isotopic and Chemical Evidence Concerning the Genesis and Contamination of Basaltic and Rhyolitic Magma Beneath the Yellowstone Plateau Volcanic Field. *J. Petrology*, 32, 1, p. 63-138.

HOLM P.E. , 1982 ; Non-Recognition of Continental Tholeiites Using the Ti-Y-Zr Diagram. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 79, p. 308-310.

HOLM P.E. , 1985 ; The Geochemical Fingerprints of Different Tectonomagmatic Environments Using Hygromagmatophile Element Abundances of Tholeiitic Basalts and Basaltic Andesites. *Chem. Geol.*, 51, p.303-323.

HOLM P.M., LOU S. et NIELSEN A. , 1982 ; The Geochemistry and Petrogenesis of the Lavas of the Vulsinian District, Roman Province, Central Italy. *Contrib. Minerl. Petrol.*, 80, p. 367-378.

HOOPER P.R., KLECK W.D., KNOWLES C.R., REIDEL S.P. et THIESSEN R.L. , 1984 ; Innaha Basalt, Columbia River Basalt Group. *J. Petrology*, 25, 2, p.473-500.

HOUSSONG D.M. et UYEDA S. , 1981 ; Tectonic processes and the history of the Mariana arc : a synthesis of the results of deep sea drilling project leg 60. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 60, P. 909-929.

HUMPHRIS S.E. et THOMPSON G. , 1978 ; Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **42**, p. 127-136.

IKENNE M. , 1986 ; Le volcanisme Dévono-dinantien du Massif du Rabodeau. Un témoin de l'évolution orogénique des Vosges du Nord dans l'Europe moyenne varisque. *Thèse de l'univ. de Nancy*, 170p.

IKENNE M. et BAROZ F. , 1985 ; Mise en évidence des caractères orogéniques, tholéitique et calco-alcalin dans le massif du Rabodeau (Vosges septentrionales) : apport à la reconstitution géotectonique des Vosges. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **301**, série II, p. 529-532.

IKENNE M., RASAMIMANANA G., BAROZ F. et BÉBIEN J. , 1991 ; Magmatismes tholéitique et calco-alcalin d'âge dévono-dinantien dans le massif du Rabodeau (Vosges septentrionales). *Géologie de la France*, N° 1, p. 3-16.

INNOCENT C., BRIQUEU L. et CABANIS B. , 1994 ; Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees : magmatism in post-orogenic extension? *Tectonophysics*, **238**, p. 161-181.

IRVING E. , 1977 ; Drift of the major continental blocks since the Dévonian. *Nature*, **270**, p. 304-309.

JAKES P. et WHITE A.J.R. , 1972 ; Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, p. 29-40.

JAKES P. et GILL J. , 1970 ; Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, **9**, p. 17-28.

JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A. et TREUIL M. , 1978 ; Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, 4, p. 521-531.

JORON J.L. et TREUIL M. , 1977 ; Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n°6, p. 1197-1205.

JUNG J. , 1928 ; Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, **2**, 481p.

JUNG J. , 1963 ; Précis de Pétrographie : Roches Sédimentaires Métamorphiques et Éruptives. *Masson et C^{ie}*, éd., Paris, 320p.

JUTEAU TH. , 1965 ; Etude pétrographique et géochimique du massif volcanique Dévono-Dinantien de Schirmeck (Vosges septentrionales). *Thèse 3e Cycle. Univ. Nancy*.

JUTEAU TH. et ROCCI G. , 1974 ; Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophyrique hercynotype. in : *Amstutz G.C. (éds.) "Spilitic rocks", Inter. Union of Geol. Sci., Ser. A4. Springer-Verlag*, p. 253-329.

KAM M. , 1983 ; Etude pétrologique et géochimique de la "ligne des klippen" (Vosges méridionales). *DEA, Univ. Strasbourg*, 72p.

KASING W. et WILDER H. , 1983 ; The sedimentary development of the western Rheinisches Schiefergebirge and the Ardennes (Germany/Belgium). in : *MARTIN H. and EDER F.W. (éds), Intracontinental fold belts. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg*, p. 185-209.

KAY S.M. et KAY R.W. , 1985 ; Aleutian Tholeiitic and Calc-Alcaline Magma Series I: The Mafic Phenocrysts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **90**, p.276-290.

KELEMEN P.B , 1990 ; Reaction Between Ultramafic Rock and Fractionating Basaltic Magma I. Phase Relations, the Origin of Calc-alkaline Magma Series, and the Formation of Discordant Dunitite. *J. Petrology*, **31**, part 1, p. 51-98.

KELEMEN P.B., JOYCE D.B., WEBSTER J.D. et HOLLOWAY J.R. , 1990 ; Reaction Between Ultramafic Rock and Fractionating Basaltic Magma II Experimental Investigation of Reaction Between Olivine Tholeiite and Harzburgite at 1150-1050°C and 5 kb. *J. Petrology*, **31**, Part 1, p. 99-134.

KELEMEN P.B., JOHNSON K.T.M., KINZLER R.J. et IRVING A.J. , 1990 ; Higt-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, **345**, p. 521-524.

KELLER R.A., FISK M.R., WHITE W.M. et BIRKENMAJER K. , 1991 ; Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Letters*, **111**, 287-303.

KIRKPATRICK R.J. , 1974 ; Kinetics of crystal growth in the system CaMgSi₂O₆-CaAl₂SiO₆. *Amer. J. Sci.*, **274**, p. 215-242.

KLEIN E.M. , 1991 ; Ocean Ridge Magmatic and Hydrothermal Geochemical Process. *Rev. Geophys., Supplement*, p. 532-541.

KOBER B. et LIPPOLT H.J. , 1985 ; Pre-Hercynian mantle lead transfer to basement rocks as indicated by lead isotopes of the Schwarzwald crystalline, SW-Germany; II : Lead isotope evolution of the European Hercynides. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **90**, p. 172-178.

KOECHLIN-SCHLUMBERGER J. et SCHIMPER G. , 1862 ; Le terrain de transition des Vosges. *Librairie Berger-Levrault, Strasbourg*, 348p.

KOSSMAT F. , 1927 ; Gliederung des varistischen Gebirgbaues. *Abh. sächs. geol. Landesamtes, Leipzig*, **1**, 39p.

KOTSCH S., LUCK J. et PLAG H.P., 1987 ; Geochemistry of Paleozoic metavolcanic rocks from NE Portugal and implications for tectonic setting. *Terra Cognita, Strasbourg*, **7**, 2-3, p. 175.

KOUCHI A. et SUNAGAWA I. , 1985 ; A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **89**, p. 17-23.

KUNO H. , 1959 ; Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volc.*, (2) **20**, p. 37-76.

KUNO H. , 1966 ; Lateral variation of basalt magma across continental margins and island-arcs. *Geol. Surv. Pap. Can.*, no **66-15**, p. 317-336.

KUSHIRO I. , 1960 ; Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, **258**, p. 548-554.

LAKHRISSI M.A., LEFÈVRE C. et SCHNEIDER J.L. , 1994 ; Le volcanisme varisque des Vosges du Sud : caractères pétrographiques et géochimiques. *15e R.S.T., Nancy*, p. 61.

LAMEYRE J. , 1982 ; Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C. R. Acad. Sc., Paris*, **294**, II, p. 1237-1240.

LANGENSTRASSEN F. , 1983 ; Neritic sedimentation pf the Lower and Middle Devonian in the Rheinisches Schiefergebirge east of the River Rhine. in : *MARTIN H. and EDER F.W. (éds), Intracontinental fold belts. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg*, p. 43-77.

LANGMUIR C.H., BENDER J.F., BENCE A.E. et HANSON G.N. , 1977 ; Petrogenesis of basalts from the Famous area : Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Letters*, **36**, p. 133-156.

LAVERNE C., HONNOREZ J. et ALT J. , 1989 ; Transition entre l'altération à basse température et l'altération hydrothermale de la croûte océanique : étude pétrographique et géochimique du puits 504B, Est Pacifique. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. **V**, 2, p. 327-337.

LE BAS M.J. , 1962 ; The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, **260**, p. 267-288.

LEDRU P. et AUTRAN A. , 1987 ; L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevalches. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Paris*, **140**, p. 51-81.

LEFÈVRE C. , 1973 ; Les caractères magmatiques du volcanisme plioquaternaire des Andes dans le Sud du Perou. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **41**, p. 259-272,

LEFÈVRE C. , 1979 ; Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Perou (Sud) du Miocène à l'Actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites). *Thèse d'Etat, Université de Montpellier*, 450p.

LEFÈVRE C., CABANIS B., FERRIERE J., THIEBAULT F. et PLATEVOET R. , 1993 ; Mise en évidence d'une dualité dans le volcanisme triasique hellénique : apport de la géochimie des éléments traces. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. **316**, série II, p. 1311-1318.

LEFÈVRE C., DUPUY C. et COULON C. , 1974 ; Le volcanisme andésitique. *Extrait de la "Revue de la Haute-Auvergne"*, T. **44**, 76^e année, p. 313-355.

LEFÈVRE C., LAKHRISSI M.A. et SCHNEIDER J.L. , 1994 ; Les affinités magmatiques du volcanisme Dinantien des Vosges méridionales (France) ; approche géochimique et interprétation. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. **319**, série II, p. 79-86.

LEFÈVRE C. et COCUSSE P. , 1985 ; Étude Pétrographique et Minéralogique des Laves du Massif Volcanique Madeleine-Soufrière de Guadeloupe (Petite Antilles). Implications Magmatologiques. *Bull. Minéral.*, **108**, p.189-208.

LE GALL B., 1984 ; Les formations chaotiques au front du Lizard (Cornouailles anglaise) : nouvelles données sur leur signification géodynamique. *Bull. Soc. géol. France*, **7**, XXVI, 6, p. 1357-1364.

LEOTOT C., GILLOT P.Y., GUICHARD F. et BROUSSE R. , 1990 ; Le volcan de Taravao (Tahiti) : un exemple de volcanisme polyphasique associé à une structure d'effondrement. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. **VI**, 6, p. 951-961.

LESHER C.M., GIBSON H.L. et CAMPBELL I.H. , 1986 ; Composition-volume changes during hydrothermal alteration of andesite at Buttercup Hill, Noranda District, Quebec. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **50**, p. 2693-2705.

LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. et MARCHAL M. , 1982 ; Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, **59**, p. 139-154.

LIPMAN P.W., BOGATICOV O.A., TSVETKOV A.A., GAZIS C., GURBANOV A.G., HON K., KORONOVSKY N.V., KOVALENKO V.I. et MARCHEV P. , 1993 ; 2.8 Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **57**, p. 85-124.

LOFGREN G. , 1974 ; An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallisation. *Amer. J. Sci.*, **274**, p. 243-273.

LOFGREN G. , 1980 ; Experimental studies on the dynamic crystallisation of silicates melts. *in physics of magmatic processes*, R. B. HARGRAVES (éds). Princeton Univ. Press. New Jersey.

LOTZE F. , 1945 ; Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch.*, **6**, p. 78-82.

LUCCHITTA I. , 1990 ; Role of heat and detachment in continental extension as viewed from the eastern Basin and Range Province in Arizona. *Tectonophysics*, **174**, p. 77-114.

LUDEN J.N. et THOMPSON G. , 1979 ; An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth Planet. Sci. Letters*, **43**, p. 85-92.

MAASS R. , 1988 ; Die Südvogesen in variszischer Zeit. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **10**, p. 611-638.

MAASS R., GRIMM B., VOGT C., WEINSZIEHR R. et WICKERT F. , 1981 ; Das Variszikum des südlichen Teils von Schwarzwald und Vogesen. *Nachr. Deut. Geol. Ges., Hannover*, **23**, Vortrags-Kurzreferate, p. 11-13.

- MAASS R. et STOPPEL D.** , 1982 ; Nachweis von Oberdevon bei Markstein (Bl. Munster, Südvogesen). *Z. dt. geol. Ges., Hannover*, **133**, p. 403-408.
- MACPHERSON G.J.** , 1987 ; Systematic of Ti-Al substitution in synthetic Augite. *EOS*, **68**, **16**, P. 460,
- MACPHERSON G.J.** , 1987 ; Systematic of Ti-Al substitutions in synthetic Augite. *EOS*, **68-16**, p. 460.
- MALAVIEILLE J. et SERANNE M.** , 1996 ; La destruction des montagnes. Étirement et effondrement sont les maîtres mots d'un processus tectonique. *La recherche*, **284**, p. 88-92.
- MARCELOT G., BARDINTZEFF J.M., MAURY R.C. et RANCON J.P.** , 1988 ; Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas. *Bull. Soc. géol. France*, **(8)**, **t. IV**, **5**, p. 851-859.
- MARCELOT G., MAURY R.C. et LEFÈVRE C.** , 1983 ; Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides) : Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, **16**, p. 135-151.
- MATTAUER M.** , 1959 ; Découverte d'une faune viséenne près de Rimbach (Vosges méridionales). *C.R. Acad. Sci., Paris*, **248**, *série II*, p. 433-435.
- MATTAUER M.** , 1986a ; Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. in : *COWARD, M.P. and RIES, A.C. (éds), Collision Tectonics. Geol. Soc. Sp. Publ., London*, **19**, p. 37-50.
- MATTAUER M.** , 1986b ; Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie ; leurs relations avec les décrochements. *Bull. Soc. géol. France*, **(8)**, *série II*, **1**, p. 143-157.
- MATTE Ph.** , 1986a ; La chaîne varisque d'Europe parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, **(8)**, **t. II**, **1**, p. 9-24.
- MATTE Ph.** , 1986b ; Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics, Amsterdam*, **126**, p. 329-374.
- MATTE Ph.** , 1991 ; Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, **196**, p. 309-337.
- MAURY R.C.** , 1976 ; Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central Français) et océaniques (Pacifique Central) : l'origine des laves acides. *Thèse d'Etat. Univ. Paris XI. Orsay*, 454p.
- MAURY R.C., BROUSSE R., VILLEMANT B. et JORON J.L.** , 1980 ; Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (M.C.F.). *Bull. Min.*, **103 n° 27**, p. 250-266.
- MCDONOUGH W.F.** , 1991 ; Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology. *Phil. Trans. R. Soc. Lond*, **A335**, p. 18-407.
- MÉNOT R.P., PEUCAT J.J. et PAQUETTE J.L.** , 1988 ; Les associations magmatiques acide-basique paléozoïques et les complexes leptyno-amphibolitiques : les corrélations hasardeuses. Exemples du massif de Belledonne (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, **(8)**, **t. IV**, **6**, p. 917-926.
- MENZIES M., BLANCHARD D. et JACOBS J.** , 1977 ; Rare earth and trace element geochemistry of metabasalts from the point sal ophiolite, California. *Earth Planet. Sci. Letters*, **37**, p. 203-215.
- MENZIES M., SEYFRIED J.R. et BLANCHARD D.** , 1979 ; Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. *Nature*, **282**, p. 398-399.
- MESCHEDE M.** , 1986 ; A Method of Discriminating between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chem. Geol.*, **56**, p.207-218.

METRICH N. , 1983 ; Les variations chimiques des clinopyroxènes calciques, témoins de la complexité des processus pétrogénétiques à l'intérieur d'un réservoir magmatique (exemple des ponces de champs phlégréens, Campanie, Italie). *Bull. Minéral.*, **106**, p. 353-364.

MEVEL C. et VELDE D. , 1976 ; Clinopyroxènes in Mesozoic pillow lavas from the french Alps : influence of cooling rate on compositional trends. *Earth. Planet. Sci. Letters*, **32**, p. 158-164.

MICHEL-LEVY A. , 1910 ; Analogie des terrains primaires du Sud des Vosges et de ceux du Morvan. *Bull. Soc. géol. France*, (4), t. X, p. 816-828.

MIDDLEMOST E.A.K. , 1975 ; The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, **11**, p. 337-364.

MIDDLEMOST E.A.K. , 1980 ; A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. *Geol. Mag.*, **117**, p. 51-7.

MIYASHIRO A. et SHIDO F. , 1975 ; Tholeiitic and Calc-Alkalic Series in Relation to the Behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium, and Nickel. *Amer. J. Sci.*, **275**, p.265-277.

MOLARD J.P., MAURY R.C., LETERRIER J. et BOURGOIS J. , 1983 ; Teneurs en Chrome et Titane des Clinopyroxènes Calciques des Basaltes; Application à l' Identification des Affinités Magmatiques des Roches Paléovolcaniques. *C.R. Acad. Sci., Paris.*, t. **296**, Série II, p.903-908.

MOLARD J.P., MAURY R.C., LETERRIER J. et BOURGEOIS J. , 1983 ; Teneurs en Chrome et Titane des clinopyroxènes des basaltes : application... *C.R. Acad. Sci., Paris*, **296**, p. 903-908.

MONTIGNY R. et THUIZAT R. , 1989 ; K-Ar and 40Ar-39Ar ages on crystalline rocks of the Vosges (France). *Terra Abstr., Oxford*, **1**, 1, p. 352.

MONTIGNY R., THUIZART R. et COULON M. , 1984 ; Numerical age of the visean 2 - Visean 3 to the light of K-Ar ages from the southern Vosges magmatism. *Terra Cognita*, **IV**, 2, p. 224.

MOREL J.M. et CABANIS B. , 1993 ; Mise en évidence d'une association magmatique dans le volcanisme Plio-quaternaire du Moyen-Atlas marocain. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. **316**, série II, P. 357-362.

MORRE-BIOT N., DENNLER C. et MONNOT J. , 1972 ; Contribution à l'étude des "roches vertes" du massif de Chagey (Haut Saône). *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 3, 17, p. 47-65.

MOUILLAC J. , 1974 ; Géologie du granite des Ballons et de ses minéralisations cuivre-molybdène associées (Vosges méridionales). Essai de contrôle métallogénique des résultats de la prospection. *Thèse de l'univ. de Nancy*, 201 p.

MYERS R.E. and BREITKOPF J.H. , 1989 ; Basalt geochemistry and tectonic settings : A new approach to relate tectonic and magmatic processes. *Lithos*, **23**, p. 53-62.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M. et CARON J.P. , 1985 ; Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. **301**, série II, n° 11, p. 813-818.

NATIVEL P. et NOUGIER J. , 1983 ; Les faciès zéolitiques des basaltes des plateaux des îles Kerguelen (T.A.A.F) ; implications volcanologiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. **XXV**, 6, p. 957-961.

NATLAND J.H. , 1981 ; Petrography and mineral compositions of gabbros recovered in deep sea drilling project Hole 453 on the western side of the Mariana Trough. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **60**, p. 579-599.

NATLAND J.H. et TARNEY J. , 1981 ; Petrologic evolution of the Mariana arc and Back-arc basin system - a synthesis of drilling results in the South Philippine SEA. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **60**, p. 877-908.

NESBITT R.W. et SUN S.-S. , 1976 ; Geochemistry of Archaen spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholéiites. *Earth Planet. Sci. Letters*, **31**, p. 433-453.

NEUGEBAUER J. , 1989 ; The Iapetus model : a plate tectonic concept for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **169**, p. 229-256.

NEUVILLE D.R., COURTIAL Ph., DINGWELL D.B. et RICHEL P. , 1993 ; Thermodynamic and rheological properties of rhyolite and andesite melts. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **113**, p. 572-581.

NISBET E.G. et PEARCE J.A. , 1977 ; Clinopyroxene Composition in Mafic lavas from different tectonic settings. *Contr. Minearl. Petrol.*, **63**, p. 149-160.

NIXON G.T. , 1988 ; Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Iztaccihuatl Volcano, Mexico: II. Chemical Stratigraphy, Magma Mixing, and the Composition of Basaltic Magma Influx. *J. Petrology*, **29**, 2, p.265-303.

NIXON G.T. , 1988 ; Petrology of the Yonger Andesites and Dacites of Iztaccihuatl Volcano, Mexico: I. Disequilibrium Phenocryst Assemblages as Indicators of Magma Chamber Processes. *J. Petrology*, **29**, 2, p.213-264.

NOCKOLDS S.R. , 1947 ; The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, **245**, p. 401-420.

NYSTROM J.A. , 1984 ; Rare earth element mobility in vesicular lava during low-grade metamorphism. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **88**, p. 328-331.

OHNENSTETTER M. et SIDER H. , 1988 ; Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais au Dévonien. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 3, p. 499-510.

OKRUSCH M. et RICHTER P. , 1986 ; Orthogneisses of the Spessart crystalline complex, northwest Bavaria. Indicators of the geotectonic environment? *Geol. Rundsch., Stuttgart*, **75**, 3, p.555-568.

ONGENDANGENDA T. , 1992 ; Le magmatisme potassique du volcan Visoke (Chaîne des Virunga, Rift Est Africain) : aspects volcanologiques, pétrologiques et géochimiques. *Thèse de l'Univesité d'Aix-Marseille*, 195p.

ORSINI J.B. , 1979a ; Existance de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-Viséen moyen (groupe des granodiorites - monzogranites) de la chaîne varisque française. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **289**, série II, p. 981-984.

ORSINI J.B. , 1979b ; Existance d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps carbonifères à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **289**, série II, p. 1109-1112.

OSANN A. , 1887 ; Ein Beitrag zur Kenntnis der Labradorporphyre der Vosgesen. *Abh. geol. Spezialk. Els. Lothr., Strasbourg*, **3**, 2, p. 91-133.

OUESDA C., 1989 ; Collisionnal acado-hercynian orogenic events in Iberia. *Terra Abstracts, Oxford*, **1**, 1, p. 13.

PAGEL M. et LETERRIER J. , 1980 ; The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France) : shoshonitic affinity. *Lithos*, **13**, p. 1-10.

PAICHELER J.C. , 1973 ; Les niveaux sédimentaires du Viséen supérieur de la série de Giromagny, Vosges méridionales : pétrographie, genèse et inventaire faunistique et floristique. *1° Réun. Ann. Sci. Terre, Paris*, p. 327.

PE-PIPER G. , 1984 ; Zoned pyroxenes from shoshonite lavas of Lesbos, Greece : influences concerning shoshonite petrogenesis. *J. Petrol.*, **25**, p. 453-472.

PEACOCK S.M. , 1991 ; Metamorphic Geology. *Rev. Geophys., Supplement*, 486-499.

PEARCE J.A. , 1976 ; Statiscal Analysis of Major Element Patterns in Basalts. *J. Petrology*, **17**, 1, p.15-43.

- PEARCE J.A.** , 1982 ; Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In andesites Thorpe éd., Intersci. Publ. Wiley and Sons, Chichester, p 525-549.*
- PEARCE J.A. et CANN J.R.** , 1973 ; Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Letters, 19, p. 290-300.*
- PEARCE J.A. et NORRY M.J.** , 1979 ; Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contrib. Minerl. Petrol., 69, p. 33-47.*
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. et TINDLE A.G.** , 1984 ; Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrology, 25, Part 4, p. 956-983.*
- PEARCE T.H., GORMAN B.E. et BIRKETT T.C.** , 1977 ; The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters, 36, p. 121-132.*
- PECCERILLO A. et TAYLOR S.R.** , 1976 ; Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Minerl. Petrol., 58, p. 63-81.*
- PERROUD H., VAN DER VOO R. et BONHOMMET** , 1984 ; Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of the paleomagnetic data. *Geology, 12, p. 579-582.*
- PHILPOTTS A.R.** , 1979 ; Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts. *J. Petrology, 20, p. 99-118.*
- PIN C.** , 1990 ; Variscan oceans : Ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics, 177, p. 215-227.*
- PIN C. et CARME F.**, 1987 ; A Sm-Nd isotopic of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of western Europe : the Chamrousse ophiolitic complex, western Alps, France. *Contrib. Mineral. Petrol., Heidelberg, 96, p. 406-413.*
- PIN C. et CARME F.** , 1988 ; Écailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la "Ligne des Klippes ", Vosges méridionales (France). *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 306, série II, p. 217-222.*
- PIN C. et PIBOULE M.** , 1988 ; Age Dévonien supérieur de la série calco-alkaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. *Bull. Soc. géol. France, (8), t. IV, 2, p. 261-265.*
- PIN C., MAJEROWICZ A. et WOJCIECHOWSKA I.**, 1988 ; Upper-Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes : Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos, Amsterdam, 21, p. 195-209.*
- PIQUÉ A.** , 1991 ; Les massifs anciens de France, segments de la chaîne varisque d'Europe occidentale. *Sci. Géol., Bull., 44, 3-4, p. 371-385.*
- PIQUÉ A., FLUCK P., SCHNEIDER J.L. et WHITECHURCH H.**, 1994 ; The Vosges Massif. In: **KEPPIE J.D.** (éd.), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Springer Verlag Berlin, p.416-425.*
- PLATEVOET B., BONIN B., PUPIN J.P. et GONDOLO A.** , 1988 ; Les associations acide-basique du magmatisme alcalin anorogénique de Corse. *Bull. Soc. géol. France, (8), t. IV, 1, p. 43-55.*
- PLATEVOET R.** , 1994 ; Etude de séries paléovolcaniques triasiques des Hellénides (Massifs d'Othrys et du Vardoussia - Grèce). Dualité géochimique et implications géodynamiques. *Thèse de 3° Cycle, Université de Lille I, 152p.*
- PLATEN K., EMMERMANN R. et FRANKE W.**, 1989 ; Devonian MORB-type metabasalts from the Rhenohercynian zone in Germany. *Terra Abstracts, Oxford, 1, 1, p. 365.*
- POINT R.** , 1973 ; Etude pétrographique et essai de définition génétique de deux épisodes pyroclastiques du Viséen supérieur des Vosges méridionales. *1° Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 347.*
- POINT R.** , 1975 ; Définition pétrologique d'un épisode pyroclastique de la base du Viséen supérieur du culm des Vosges Méridionales (région de Thann). *Ann. Univ. A.R.E.R.S., Reims, 13, (fasc. 1 et 2), p. 24-38.*

QUADT A. et GEBAUER D. , 1988 ; Sm-Nd, U-Pb and Rb-Sr dating of H-P ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and Saxonian granulites (GDR). in : *Conf. Bohemian Massif. Geol. Surv. Prague (Abstr.)*.

RASAMIMANANA G. et BÉBIEN J. , 1985 ; Le "trapp de Raon l'Étape" (Vosges septentrionales) : un témoin important des manifestations volcaniques ayant accompagné le développement de l'orogénèse hercynienne. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 300, série II, p. 859-862*.

RAYMOND D. , 1987 ; Le Dévonien et le Carbonifère inférieur du Sud-Ouest de la France (Pyrénées, Massif du Mouthoumet, Montagne Noire) : sédimentation dans un bassin flexural en bordure sud de la chaîne de collision varisque. *Geol. Rundsch., 76, 3, p. 795-803*.

REY P. , 1988 ; Etude pétrologique et structurale des gneiss des Vosges moyennes d'Alsace : un segment de croûte sous-charrié puis tectoniquement uplifté ? *DEA, U.S.T.L. Montpellier, 95 p.*

REY P., BURG J.P. et CARON J.M. , 1991-1992 ; Middle and Late Carboniferous extension in the Variscan Belt : structural and petrological evidences from the Vosges massif (Eastern France). *Geodin. Acta., 5, 1-2, p. 17-36*.

REY P., BURG J.P. et CARON J.M. , 1991 ; Tectonique extensive ductile et plutonisme Viséonamurien dans les Vosges. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 312, série II, p. 1609-1616*.

REY P., BURG J.P., LARDEAUX J.M. et FLUCK P. , 1989 ; Évolutions métamorphiques contrastées dans les Vosges Orientales : témoins d'un charriage dans la chaîne varisque. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 309, série II, p. 815-821*.

RICKWOOD P.C. , 1989 ; Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos, 22, p. 247-263*.

RIZKI A. , 1992 ; Le volcanisme Dévono-Dinantien du Versant Alsacien des Vosges du Nord (Massif de Schirmeck et Bande Médiane du Champ du Feu). Pétrogenèse et apport à la compréhension de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque. *Thèse de l'univ. de Nancy, 160p.*

RIZKI A. et BAROZ F. , 1988 ; Le volcanisme tholéiitique du massif de Schirmeck (Vosges septentrionales, France), témoin d'une zone de convergence de plaques au Paléozoïque supérieur. *C.R. Acad. Sci., Paris, 307, série II, p. 511-516*.

RIZKI A., DESCHAMPS M., BAROZ F. et BEBIEN J. , 1992 ; Le volcanisme de la bande médiane du Champ du Feu : sa place et sa signification dans le magmatisme Dévono-dinantien des Vosges septentrionales. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 315, série II, p. 995-1001*.

ROBARDET M., PARIS F. et RACHEBOEUF P.R. , 1990 ; Paleogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. *Palaeogeog. and Biogeog. Geol. Soci. Mem., 12, p. 411-419*.

ROBARDET M., BLAISE J., BOUYX E., GOURVENNEC R., LARDEUX H., LE HERISSÉ A., LE MENN J., MELOU M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., PONCET J., RÉGNAULT S., RIOULT M. et WEYANT M. , 1993 ; Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. *Bull. Soc. géol. France, t. 164, 5, p. 683-695*.

ROBYN T.L. , 1979 ; Miocene Volcanism in Eastern Oregon : An Example of Calc-Alkaline Volcanism Unrelated to Subduction. *J. Volcanol. Geoth. Res., 5, p. 149-161*.

ROCCI G. , 1978 ; Spilites et roches apparentées. in : *GIROD M. (éd.). Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin, Paris, p. 210-229*.

RODEN M.F. et SHIMIZU N. , 1993 ; Ion Microprobe Analyses Bearing on the Composition of the Upper Mantle Beneath the Basin and Range and Colorado Plateau Provinces. *J. Geophys. Res., 98, NO. B8, p. 14.091-14.108*.

RODGERS J. , 1988 ; Fourth time-slice : mid - Devonian to Permian synthesis in "the Caledonian Appalachian Orogen". *Harris A.L. & Fettes D;J; éd., Geol. Soc. London Sp. Publ., n° 38, p. 621-626*.

- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., PARKER R.J. et MARSH J.S.** , 1985 ; The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **90**, p. 244-257.
- ROMICK J.D., KAY S.M. et KAY R.W.** , 1992 ; The Influence of Amphibole Fractionation on the Evolution of Calc-Alkaline Andesite and Dacite Tephra from the Central Aleutians, Alaska. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, p.101-118.
- RUHLAND M.** , 1959 ; Une dislocation majeure du socle vosgien dans la haute vallée de l'Ognon. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **12**, 2, p. 61-64.
- RUHLAND M.** , 1961 ; Quelques observations sur les ovoïdes des grauweekes du Culm des Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg*, **14**, 2, p. 65-68.
- RUHLAND M.** , 1961-1962 ; Itinéraire d'excursion géologique dans le Primaire des Vosges méridionales entre les vallées de Lauch et de la Thur. *Bull. Soc. Hist. Nat., Colmar*, **50**, p. 7-20.
- RUHLAND M.** , 1965-1966 ; Itinéraire d'excursion géologique dans les Vosges hercyniennes entre les vallées de la Thur et de la Doller. *Bull. Soc. Hist. Nat., Colmar*, **52**, p. 16-28.
- RUHLAND M.** , 1974 ; Le rôle des décrochements dans le Socle Vosgien et en bordure du Fossé Rhénan. in : *Approach to taphrogenesis. Inter-Commission on Geodynamics, Scientific report n°8, Schweitzerbartsche Verlagbuchhandlung., Stuttgart.*
- SACK R.O. et GHIORSO M.S.** , 1994 ; Thermodynamics of multicomponent pyroxenes : II. Phase relations in the quadrilateral. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **116**, p. 287-300.
- SACK R.O. et GHIORSO M.S.** , 1994 ; Thermodynamics of multicomponent pyroxenes : I. Formulation of a general model. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **116**, p. 277-286.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R.P. et PIBOULE M.** , 1988 ; Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t.IV, 1, p. 3-12.
- SANTALLIER D. et FLOC'H J.P.**, 1989 ; Tectonique tangentielle et décrochements ductiles dévono-carbonifères superposés dans la région de Bellac (Nord-Ouest du Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, II, p. 1419-1424.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J., MARSH N.G. et WOOD D.A.** , 1980-1981 ; Ophiolites and ocean crust or marginal basin crust : a geochemical approach. *Proc. Int. Ophiolite Conf., Nicosia, Cyprus*, P. 193-204.
- SCHALTEGGER U., SCHNEIDER J.L., MAURIN J.C. et CORFU F.**, 1996 ; Syn-convergent extension in the southern Vosges : precise ages for late Variscan basin sedimentation and magmatism. *16^e Réun. Sci. Terre, Orléans*, p. 60..
- SCHILLING J.G.** , 1973 ; Iceland mantle plume. *Nature*, **246**, p. 141-143.
- SCHLEICHER H. et KRAMM U.** , 1986 ; Altersbestimmung nach der Uran-Blei Methode an Mittel bis Hochdruck-metamorphen Gesteinen des Schwarzwaldes. in : *Jahrestag. Geol. Ver. Giessen*, **76th**, p. 69.
- SCHMID R.** , 1981 ; Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology, Washington*, **9**, p. 41-43.
- SCHMINCKE H.U. et SUNKEL G.** , 1987 ; Carboniferous submarine volcanism at Herbornseelbach (Lahn-Dill area, Germany). *Geol. Rundsch., Stuttgart*, **76**, 3, p. 709-734.
- SCHNEIDER J.L.** , 1989 ; Ignimbrites soudées en conditions sous-aquatiques : l'exemple du Viséen des Vosges du Sud (France). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. **308**, série II, p. 675-680.

SCHNEIDER J.L. , 1990 ; Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires Dévono-dinantiens. Exemple des Vosges du Sud (zone moldanubienne). *Thèse de l'Université de Strasbourg*, 222p., déposée à la Soc. géol. France.

SCHNEIDER J.L., 1993-1994 ; Le bassin volcano-sédimentaire dévono-dinantien des Vosges du Sud : un témoin de l'évolution de la chaîne varisque de l'Europe. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, 62, p. 49-86.

SCHNEIDER J.L., HASENFORDER B. et PAICHELER J.C. , 1990 ; Une ou plusieurs "Lignes des Klippes" dans les Vosges du Sud (France)? Nouvelles données sur la nature des "Klippes" et leurs signification dans la dynamique varisque. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 311, série II*, p. 1221-1226.

SCHNEIDER J.L., MAASS R., GALL J.C. et DURINGER P. , 1989 ; l'événement intraviséen dans la zone moldanubienne de la chaîne varisque d'Europe : les données des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes du Massif Central Français, des Vosges du Sud (France) et de la Forêt Noire (R.F.A.). *Geologische Rundschau, Stuttgart*, 78, 2, p. 555-570.

SCHOLTZ C.H., BARANZAGI M. et SBAR M.L. , 1971 ; Late caenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 2979-2990.

SCHWEBEL L. , 1983 ; Analyse pétrostructurale des écaïlles de la région de Lalaye-Colroy-Climont (Vosges). Les mécanismes de la déformation ductile. *DEA, Univ. Strasbourg*, 32 p.

SEYLER M. , 1984 ; Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques : l'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). *Thèse d'Etat, Lyon*, 371p.

SEYLER M. et BONATTI E. , 1994 ; Na, AlIV and AlIV in Clinopyroxenes of Subcontinental and Suboceanic Ridge Peridotites:A Clue to Different Melting Processes in the Mantle. *Eart Planet. Sci. letters.*, 122, p.281-289.

SHERVAIS J.W. , 1982 ; Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 59, p. 101-118.

SIAT A. , 1974 ; Les roches rhyolitiques permiennees à l'Ouest et au Nord-Ouest du Donon (Vosges septentrionales). *Sci. Géol., Bull.*, 27, 3, p. 219-225.

SMITH A.G. , 1981 ; Phanerozoic Equal-Arc Maps. *Geol. Rundsch*, 70, p. 91-127.

SMITH R.E. et SMITH S.E. , 1976 ; Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Letters*, 32, p. 114-120.

STILLE H. , 1951 ; Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Geol. Jb. Beitr.*, 2, p. 1-138.

STRECKEISEN A. , 1978 ; Classification and nomenclature of volcanic rocks : lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 134, p. 1-14.

STUSSI J.M. , 1967 ; Eléments nouveau sur le volcanisme du Culm des Vosges méridionales. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 204, série II, p. 2978-2981.

STUSSI J.M. , 1970 ; Le volcanisme associé au culm des Vosges méridionales : tendances evolutives générales et géochimie de l'Uranium et du Thorium. *Thèse d'Etat, Nancy*, 350p.

STUSSI J.M. et DE LA ROCHE H. , 1984 ; Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 298, II, p. 43-47.

STYLES M.T. et KIRBY G.A., 1980 ; New investigation of the Lizard complex Cornwall, England and a discussion of an ophiolitic model. *Proc. Intern. Ophiolite Symposium, Nicosia*, p. 517-526.

SUESS F.E. , 1926 ; Intrusionstektonik und Wandertektonik in Varistischen Gebirge. *Gebr. Borntrager, Berlin*, 268p.

SUN S.-S. , 1980 ; Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-océan ridges, ocean islands and islands arcs. *Phil Trans R. Soc. Lond*, A297, p. 409-45,

TARNEY J., SAUNDERS A.D., MATTEY D.P., WOOD D.A. et MARSH N.G. , 1981 ; Geochemical aspects of back arc spreading in the Scotia sea and western Pacific. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., serie A*, 300, p. 263-285.

TATSUMI Y., HAMILTON D.L. et NESBITT R.W. , 1986 ; Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas : evidence from high pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, p. 293-309.

THÉOBALD N. , 1974 ; Notice de la carte géologique de Giromagny (1/50 000°, XXXV-20). *Bur. Rech. Géol. Min., Paris*, 23p.

THIÉBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R. et TREUIL M., 1987 ; Etude géochimique (majeurs et traces) de la formation amphibolitique de Saint-Martin des Noyers (complexe cristallophyllien des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orogène varisque. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, 8, III, 2, p. 371-378.

THIÉBLEMONT D. et CABANIS B. , 1990 ; Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, 1, p. 23-35.

THIÉBLEMONT D. et TEGYEY M. , 1994 ; Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 319, série II, p. 87-94.

THIÉBLEMONT D., CHEVREMONT P., CASTAING C., TRIBOULET C. et FEYBESSE J.L. , 1994 ; La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces. Réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodin. Acta.*, 7, 3, p. 139-157.

THIRLWALL M.F., UPTON B.G.J. et JENKINS C. , 1994 ; Interaction between Continental Lithosphere and the Iceland Plume-Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of Tertiary Basalts, NE Greenland. *J. Petrology*, 35, part 3, p. 839-879.

THIRLWALL M.F., SMITH T.E., GRAHAM A.M., THEODOROU N., HOLLINGS P., DAVIDSON J.P. et ARCULUS R.J. , 1994 ; High Field Strength Element Anomalies in Arc Lavas : Source or Process? *J. Petrology*, 35, part 3, p. 819-838.

THOMPSON G. , 1973 ; A geochemical study of the low temperature interaction of seawater and oceanic igneous rocks. *Eos. Trans. AGU*, 54 (II), p. 1015-1018.

THOMPSON R.N., DICKIN A.P., GIBSON I.L. et MORRISON M.A. , 1982 ; Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean Palaeocene mantle derived magmas by Archean sial. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 159-168.

THOMPSON R.N., MORRISON M.A., MATTEY D.P., DICKIN A.P. et MOORBATH S. , 1980 ; An Assessment of the Th-Hf-Ta Diagram as a Discriminant for Tectonomagmatic Classifications and in the Detection of Crustal Contamination of Magmas. *Eart Planet. Sci. letters.*, 50, p.1-10.

THORPE R.S. , 1982 ; Andesites Orogenic Andesites and Related Rocks. *WILLEY J. and SONS (Publs.)*, 724p.

THORPE R.S., LEAT P.T., MANN A.C., HOWELLS M.F., REEDMAN A.J. et CAMPBELL S.D.G. , 1993 ; Magmatic Evolution of Ordovician Snowdon Volcanic Centre, North Wales (UK). *J. Petrology*, 34, part 4, p. 711-741.

THY P. et LOFGREN G.E. , 1994 ; Experimental Constraints on the Low-Pressure Evolution of Transitional and Mildly Alkalic Basalts:the Effect of Fe-Ti Oxide Minerals and the Origin of Basaltic Andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, p.340-351.

TREUIL M. et VARET J. , 1973 ; Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XV, n° 5-6, p. 506-540.

TREUIL M. et JORON J.L. , 1975 ; Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. *Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **XXXI**, p. 125-174.

TREUIL M. et JORON J.L. , 1976 ; "Afar between Continental and Oceanic Rifting", Étude Géochimique des Éléments en Traces dans le Magmatisme de l'Afar. Implications Pétrogénétiques et Comparaison avec le Magmatisme de l'Islande et de la Dorsale Medio-Atlantique. *Proceed. Intern. Sympos. : Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, F. R. Germany, April 1-6, 1974, II, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report N° 16, Editors PILGER A. and RÖSLER A.*, p. 24-79.

TREUIL M., JORON J.L., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. et CALAS G. , 1979 ; Géochimie des éléments hygromagmaphiles, coefficients de partage minéraux/liquide et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristal.*, **102**, p. 402-409.

TSUCHIYAMA A. , 1985 ; Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, p. 1-16.

VALLANCE T.G. , 1969a ; On the chemistry of pillows lavas and the origin of spilites. *Miner. Mag.*, **34**, p. 471-481.

VALLANCE T.G. , 1969b ; Spilites again : some consequences of the degradation of basalts. *Proc. Linnean Soc. N.S. Wales*, **94**, p. 8-51.

VALLANCE T.G. , 1974 ; Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. *J. Petrol.*, **15**, p. 79-96.

VAN DEN DRIESSCHE J. et BRUN J.P. , 1991-1992 ; Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. *Geodin. Acta.*, **5**, 1-2, p. 85-99.

VAN DEN DRIESSCHE J. et BRUN J.P. , 1989 ; Un modèle cinématique de l'extension Paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 309, série II*, p. 1607-1613.

VAN DER VOO R. , 1982 ; Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate-tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **10**, p. 191-220.

VAN DER VOO R. , 1988 ; Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes : comparaisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, p. 311-324.

VANNUCCI R., MESSIGA B., ODDONE M., PICCARDO G.B. et TOLOMEO L. , 1989 ; Geochemical characteristics of Proterozoic post-orogenic magmatism in the Nagssugtoqidian Mobile Belt of southeast Greenland. *Lithos*, **23**, p. 85-100.

VENNAT G. , 1985 ; Le Complexe Volcano-Plutonique Viséen Supérieur de Gannat-les-Ancizes (Allier, Puy-de-Dôme). Études Pétrographique, Structurale, Géochimique et Dynamique. *Géologie de la France*, **4**, p.341-364.

VERRIEZ J.J. , 1980 ; Contribution a l'étude géologique du volcanisme Permo-Triasique d'Atalanti (LOCRIDE - GRECE). *Thèse de 3° cycle, Université de Lille I*, 200p.

VIDAL P. et HAMEURT J. , 1972 ; Preliminary results on the age and origin of the middle Vosges Granits. *Forstsch. Mineral., Stuttgart*, **50**, p. 135-137.

VIDAL Ph. , 1994 ; Géochimie. *Ed. Dunod, Paris*, 190p.

VOGT C. , 1981 ; Benthonische Klein-Foraminiferen aus dem Unter-Karbon der Südvogesen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart*, **6**, p. 363-384.

VOLKER F. et ALTHERR R. , 1987 ; Lower Carboniferous calc-alkaline volcanics in the northern Vosges : evidence for a destructive continental margin. *Terra cognita*, p. 174-175.

WARR L.N., PRIMMER T.J. et ROBINSON D. , 1991 ; Variscan very low-grade metamorphism in southwest England : a diastathermal and thrust-related origin. *j. metamorphic Geol.*, **9**, p. 751-764.

- WATSON E.B.** , 1982 ; Basalt contamination by continental crust : some experiments and results. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **80**, p. 73-87.
- WATSON S. and McKENZIE D.** , 1991 ; Melt Generation by Plumes : A Study of Hawaiian Volcanism. *J. Petrology*, **32**, part 3, p. 501-537.
- WEAVER S.D., SAUNDERS A.D., PANKHURST R.J. et TARNEY J.** , 1979 ; A Geochemical Study of Magmatism Associated With the Initial Stages of Back-Arc Spreading. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **68**, p. 151-169.
- WEBER K.** , 1984 ; Variscan events : early Palaeozoic continental rift metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening. in : **HUTTON D.W.H. and SANDERSON D.J.** (éds), *Variscan tectonics of the North Atlantic region*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, Washington*, **14**, p. 3-22.
- WEBER K.** , 1986a ; The mid-European Variscides in terms of allochthonous terrains. in : **FREEMAN R., MUELLER S., and GIESE P.** (éds), *Proceedings of the 3rd EGT workshop, Bad Honnef : European Science Foundation*, p. 73-81.
- WEBER K.** , 1986b ; Terrane-Model des europäischen Variszikums. 2° K.T.B.-Kolloquium, Seeheim/Odenwald, p. 35.
- WECK R., BIRCKELBACH M., DÖRR W. et MICHEL H.**, 1989 ; The Giessen nappe. Stratigraphy and emplacement of a Variscan oceanic sequence. *Terra Abstracts, Oxford*, **1**, **1**, p. 365.
- WEDEPOHL K.H., MEYER K. et MUECKE G.K.** , 1983 ; Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the rhenohercynian belt of northwest Germany. in : **MARTIN H. and EDER F.W.** (éds), *Intracontinental fold belts*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 231-256.
- WEINSZIEHR R.** , 1979 ; Der Paläozoikum nördlich Bourbach-le-Haut. *Dipl. Arbeit, Univ Freiburg i. Br.*, 56p.
- WHITE J.C.** , 1993 ; Shock-induced amorphous textures in plagioclase, Manicouagan, Quebec, Canada. *Contrib. Minerl. Petrol.*, **113**, p. 524-532.
- WICKERT F. et EISBACHER G.H.** , 1988 ; Two-sided Variscan thrust tectonics in the Vosges Mountains, northeastern France. *Geod. Acta., Paris*, **2**, **3**, p. 101-120.
- WILLIAMS H., TURNER F.J. et GILBERT C.M.** , 1955 ; Petrography. *Freeman W.H. and Company Ed.*, 406 p.
- WILSON M.** , 1993 ; Igneous Petrogenesis. *Chapman and Hall Ed.*, 466 p.
- WIMMENAUER W. et KIAT LIM S.** , 1988 ; L'association leptyno-amphibolique de la Forêt-Noire (R.F.A.). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 1, p. 35-41.
- WINSCHESTER J.A. et FLOYD P.A.** , 1977 ; Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, p. 325-343.
- WIRTH R.** , 1978 ; Geochemie und Petrographie der paläozoischen Magmatite des Frankenwaldes ; Diabase-Keratophyre-Pikrite. *Dissertation, Univ. Würzburg*, 130p.
- WOOD D.A.** , 1980 ; The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Letters*, **50**, p. 11-30.
- WOOD D.A., JORON J.L. et TREUIL M.** , 1979 ; A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Letters*, **45**, p. 326-336.
- WOOD D.A., MARSH N.G., TARNEY J., JORON J.L., FRYER P. et TREUIL M.** , 1981 ; Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc, and trench, sites 453 through 461, deep sea drilling project leg 60. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **60**, p. 611-644.

YANAGI T. et ISHIZAKA K. , 1978 ; Batch fractionation model for the evolution of volcanic rocks in an island arc : an example from central Japan. *Earth Planet. Sci. Letters*, **40**, p. 252-262.

YODER H.S. et TILLEY C.E. , 1962 ; Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rocks systems. *J. Petrol.*, **3**, p.342-532.

ZANETTIN B. , 1984 ; Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, **7**, **4**, p. 19-20.

ZARAYAN M.S. , 1959 ; Description pétrographique des granites et roches associées des environs de Château-Lambert (Vosges méridionales). *Thèse d'Univ. Paris*, 57p.

ZEIGLER P.A. , 1986 ; Caledonian and hercynian crustal consolidation of western and central Europe. *Tectonophysics*, **126**, p. 303-328.

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

ET

ANNEXES

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

PI - Chp I :

P : 11

Figure I-1 : Cartes des zones paléogéographiques de la chaîne varisque d'Europe et localisation des formations volcano-sédimentaires de la zone moldanubienne (d'après Franke et Engel, 1986 et Matte, 1986a).

Figure I-2 : Carte de répartition du volcanisme dévono-dinantien dans la chaîne varisque d'Europe en fonction de sa nature (d'après Franke et Engel, 1986 et Matte, 1986a ; modifiée par Schneider, 1990).

Figure I-3 : **A** - Carte et répartition des massifs varisques ; **B** - Carte simplifiée du socle vosgien (d'après Fluck et al., 1990).

PI - Chp II :

P : 17

Figure I-4 : Carte géologique simplifiée des formations dévono-dinantiennes du massif des Vosges du Sud (Synthèse des cartes géologiques 1/50.000 de Thann et de Girmagny).

Figure I-5 : Carte de répartition des unités et séries lithostratigraphiques dévono-dinantiennes des Vosges du Sud. **A** - séries définies par Fourquin (1973) ; **B** - unités définies par Maass (1988).

Figure I-6 : Tableau synoptique des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes des Vosges du Sud d'après les données des écoles rémoise et fribourgeoise.

Figure I-7 : Schéma résumant la répartition dans le temps et dans l'espace des séries lithostratigraphiques des Vosges méridionales (Coulon et al., 1975).

Figure I-8 : Transition Viséen inférieur - Viséen supérieur dans les formations dévono-dinantiennes des Vosges du Sud. **A** - d'après Coulon et al., (1975) ; **B** - d'après Schneider (1990).

Figure I-9 : Carte géologique simplifiée des lignes des Klippes des Vosges du Sud (d'après cartes géologiques à 1/50.000 de Münster et de Thann, modifiées) (d'après Schneider et al., 1990).

Figure I-10 : Distribution Géographique et répartition des faciès du complexe plutonique des Ballons d'Alsace (repris d'après Pagel et Leterrier., 1982).

PII - Chp I :

P : 35

Listes des figures :

Figure II-1 A : Classification des roches pyroclastiques suivant la granulométrie (Schmid, 1981).

Figure II - I B : Nomenclature des tufs et des cendres en fonction de la nature des lithoclastes.

Figure II - 2 : Classification des roches volcaniques de l'unité I selon la nomenclature de Winchester et Floyd (1977).

Figure II-3 : Classification des roches de l'unité II selon la classification de Winchester et Floyd (1977).

Figure II-4 : Classification des roches volcaniques de l'unité III selon la nomenclature de Winchester et Floyd (1977).

Figure II-5 : Classification des roches plutoniques selon la nomenclature de Winchester et Floyd (1977).

Figure II-6 : Les rhyolites du type Molkenrain dans le diagramme R1 - R2 de classification chimique des roches ignées (DeLa Roche et Leterrier, 1973, DeLa Roche, 1986). (Extrait de Benouna, 1986).

Listes des tableaux :

Tableau II-1 : Dénomination et synonymie des roches volcaniques des Vosges du Sud (d'après données de la littérature).

PII - Chp II :

P : 49

Listes des figures :

Figure II-7 : Schéma montrant le mécanisme de formation de pillow lavas dans un filon couche (Yagi, 1969).

Figure II-8 : Formes des olivines obtenues par expérimentation (Donaldson, 1976).

Figure II-9 : Terminologies et compositions des minéraux reliques (primaires) des roches basiques de l'unité I. **A** : Terminologie et compositions des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart (1955) ; **B** : Terminologie et compositions des plagioclases.

Figure II-10 : Aspect des affleurements pépéritiques dans les environs du Rossberggesick (massif du Vogelstein) (d'après Schneider, 1990).

Figure II - 11: Terminologie et composition des minéraux reliques (primaires) des roches de l'unité II. **A** : Terminologie et composition des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart(1955) ; **B** : Terminologie et composition des plagioclases.

Figure II-12 : Terminologies et compositions des minéraux reliques (primaires) des roches de l'unité III. **A** : Terminologie et compositions des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart (1955) ; **B** : Terminologie et composition des Feldspaths.

Figure II-13 : Classification des micas noirs des roches de l'unité III dans le diagramme "annite - siderophyllite - phlogopite - eastonite".

Figure II-14 : Emplacement des micas noirs des roches de l'unité III dans le diagramme de Nockolds (1947).

Figure II-15 : Emplacement des micas noirs des roches de l'unité III sur le diagramme de Nachit et al., (1985).

Figure II-16 : Position des amphiboles de roches de l'unité III dans le diagramme de classification de Leake (1978).

Figure II-17 : Domaine de composition des amphiboles des rhyolites selon la classification de Leake (1979). (Extrait de Benouna, 1986).

Figure II-18 : Les feldspaths des rhyolites dans le diagramme ternaire "Or - Ab - An" d'après Benouna, (1986).

Liste des tableaux :

Tableau II-2 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches volcaniques de l'unité I, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T) et de Giromagny (G).

Tableau II-3 : Nature lithologique des formations étudiées de l'unité I selon les cartes géologiques (1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et al., (1977).

Tableau II-4 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches volcaniques de l'unités II, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T) et de Giromagny (G).

Tableau II-5 : Nature lithologique des formations étudiées de l'unité II selon les cartes géologiques (1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et al., (1977).

Tableau II-6 : Résultats de l'analyse modale des roches de l'unité II (Les proportions volumiques sont calculées sur la base d'environ 2000 points).

Tableau II-7 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches volcaniques de l'unité III, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T), de Giromagny (G) et de Münster (M).

Tableau II-8 : Nature lithologique des formations étudiées de l'unité III selon les cartes géologiques (1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et al., (1977).

Tableau II-9 : Analyses modales volumiques dans les rhyodacites et les trachyandésites de l'unité III.

Listes des figures :

Figure II-19 : Terminologies et compositions des minéraux reliques (primaires) des roches plutoniques. **A** : Terminologie et compositions des clinopyroxènes selon la classification de Hess et Poldervaart (1955) ; **B** : Terminologie et compositions des plagioclases.

Figure II-20 : **A** - Classification des micas noirs des roches plutoniques dans le diagramme " annite - siderophyllite - phlogopite - eastonite".

B - Position des micas noirs des roches plutoniques dans le diagramme de Nockolds (1947).

Figure II-21 : Position des amphiboles de roches plutoniques dans le diagramme de classification de Leake (1978).

Liste des tableaux :

Tableau II-10 : Nature lithologique, site d'échantillonnage et coordonnées (X, Y) des échantillons, des roches plutoniques, soumis à l'analyse chimique d'après les cartes géologiques (1/50.000) de Thann (T), de Giromagny (G) et de Munster (M).

Tableau II-11 : Nature lithologique des roches plutoniques selon les cartes géologiques

(1/50.000) de Thann et de Giromagny, caractères macroscopiques et pétrographiques texturales ainsi que la nomenclature selon la classification de Winchester et al., (1977).

Listes des figures :

Figure II-22 : Caractères géochimiques des roches de l'unité I selon leurs compositions en éléments alcalins : **A** - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979) ; **B** - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966) ; **C** - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Figure II-23 : Spectres de terres rares des roches de l'unité I normalisés aux chondrites (Bougault, 1980).

Figure II-24 : Caractères géochimiques des roches de l'unité II selon leurs compositions en éléments alcalins : **A** - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979) ; **B** - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966) ; **C** - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Figure II-25 : Spectres de terres rares des roches andésitiques de l'unité II normalisés aux chondrites (Bougault, 1980). **A** - Comparaison avec celui du porphyre de Belfahy (éch 1S1) ; **B** - Comparaison avec ceux des dolérites porphyriques à la fois celles de la Goutte d'Ulysse (éch 1Y1) et celles du Saut de la Truite au Mont des Fées (éch 3G1).

Figure II-26 : Caractères géochimiques des roches de l'unité III selon leurs compositions en éléments alcalins : **A** - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979) ; **B** - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966) ; **C** - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Figure II-27 : Spectres de terres rares des roches trachyandésitiques de l'unité III, **A** - faciès peu porphyriques ; **B** - faciès porphyriques (porphyres) ; **C** - Comparaison des spectres des faciès porphyriques avec ceux des dolérites porphyriques de la Goutte d'Ulysse (éch 1Y1).

Figure II-28 : Spectres de terres rares des roches acides de l'unité III normalisés aux chondrites (Bougault, 1980). **A** - Rhyodacites ; **B** - Trachytes à la fois ceux inférieurs et ceux supérieurs.

Figure II-29 : Caractères géochimiques des roches plutoniques selon leurs compositions en éléments alcalins : **A** - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979) ; **B** - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966) ; **C** - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Figure II-30 : Spectres de terres rares des roches plutoniques normalisés aux chondrites (Bougault, 1980). **A** - Gabbros ; **B** - Gabbros et Syénites (3W).

Figure II-31 : Caractères géochimiques des roches des trois unités volcaniques et de celles plutoniques selon leurs compositions en éléments alcalins : **A** - Emplacements dans le diagramme de classification des roches ignées non-potassiques (d'après Cox et al. 1979) ; **B** - Emplacement dans le diagramme de variation latérale des teneurs en potassium dans les magmas des marges continentales et des arcs insulaires (Kuno, 1966) ; **C** - Emplacement dans le diagramme de répartition des roches magmatiques selon leurs teneurs en potassium et en sodium (Maury, 1980 ; Middlemost, 1980).

Figure II-32 : Diagrammes binaires montrants le comportement des éléments majeurs en fonction de la Silice.

Figure II-33 : Diagrammes binaires montrants le comportement des éléments majeurs en fonction de la Silice (suite).

Listes des tableaux :

Tabl. II-12 : Classification des auteurs anglo-saxons pour les éléments chimiques les plus couramment utilisés dans les diagrammes de normalisation (Extrait de Saunders et al., 1980 par Cabanis, 1986).

Tabl. II-13 : **A** - Classification des éléments selon leurs propriétés chimiques reportée par

Schiling, (1973) ; **B** - Classification des éléments selon leur degré de sensibilité aux phénomènes de mobilisation secondaires.

Tabl. II-14 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des dolérites et trachydolérites.

Tabl. II-15 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des basaltes et andésites basaltiques des coulées à pillows lavas (**A**) et des dolérites porphyriques (**B**).

Tabl. II-16 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des dacites - rhyodacites et rhyolites de l'unité I

Tabl. II-17 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des roches andésitiques de l'unité II (**A**) et du porphyre de Belfahy (**B**).

Tabl. II-18 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des trachyandésites (**A**) et des porphyres (**B**).

Tabl. II-19 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des rhyodacites (**A**) et des trachytes (**B**).

Tabl. II-20 : Analyses chimiques (majeurs (%), traces (ppm) et terres rares) des gabbros (**A**) et des syénites (**B**).

Figure III-1 : **A** - Compositions des clinopyroxènes des laves du Mt. Rantop (île d'Erromango de l'arc des Nouvelles Hébrides, Marcelot et al., 1983).

B - Relations Ti/Al^{IV} des clinopyroxènes des basaltes tholéitiques du Mt Rantop (île d'Erromango de l'arc des Nouvelles Hébrides, Marcelot et al., 1983).

C - Augmentation comparée des teneurs en Ti en fonction du rapport $Fe/Fe+Mg$ dans les clinopyroxènes des laves des séries de divers contextes géologiques.

Figure III-2 : Variation des rapports Al/Ti en fonction de X_{Fe} .

Figure III-3 : Diagramme $Al^{IV}-Al^{VI}$ des clinopyroxènes des roches volcaniques et plutoniques étudiées.

Figure III-4 : Corrélations $Ti-Al^{IV}$ dans les clinopyroxènes des roches volcaniques et plutoniques. **A** - Roches volcaniques de l'unité I et roches plutoniques ; **B** - Roches de l'unité II.

Figure III-5 : Diagrammes $Ti-X_{Fe}$ des clinopyroxènes des roches plutoniques et volcaniques étudiées.

Figure III-6 : Positions des clinopyroxènes des roches étudiées à la fois celles volcaniques des trois unités et celles plutoniques dans le diagramme de caractérisation $Al-Si$ (Kushiro, 1960).

Figure III-7 : Positions des clinopyroxènes des roches étudiées à la fois celles volcaniques des trois unités et celles plutoniques dans le diagramme de caractérisation $\% SiO_2 - \% Al_2O_3$ (Le Bas, 1962).

Figure III-8 : Positions des clinopyroxènes des roches étudiées à la fois celles volcaniques des trois unités et celles plutoniques dans le diagramme de caractérisation $Al^{IV} - \% TiO_2$ (Le Bas, 1962).

Figure III-9 : Diagramme de Leterrier et al. (1982) pour la discrimination des Cpx de séries volcaniques appartenant à différents contextes géodynamiques.

Figure III-10 : Représentation graphique adaptée de Schweitzer et al. (1979) par Cabanis (1986) pour les variations des principaux oxydes des moyennes de Clinopyroxènes obtenues par Leterrier et al. (1982) pour les diverses séries volcaniques tholéitiques, transitionnelles et alcalines. **1**- Variations des moyennes prises en référence et spectres caractéristiques des clinopyroxènes à caractère tholéitique et alcalin ; **2**- Spectre des clinopyroxènes des séries transitionnelles et alcalines continentales.

Figure III-11 : Variation de la composition chimique des Cpx dans un basalte tholéitique en fonction de la vitesse de refroidissement. (Extrait de Coish et Taylor., 1979).

Figure III-12 : **A** - Courbes de variations de CPX à texture de trempes appartenant à des pillows lavas : **1** - Alpes (Mevel et Velde, 1975) ; **2** - Série tholéitique de Bolazec (Cabanis, 1986). **B** - Courbes de variations de CPX typiques des laves des zones de subductions (Chalo-prat, 1991).

Figure III-13 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme $Ti / Ca+Na$ de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

Figure III-14 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme $Ti + Cr / Ca$ de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

Figure III-15 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme $Ti + Cr / Ca+Na$ de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

Figure III-16 : Positions des clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques sur le diagramme Ti /Al tot de la séquence des diagrammes de caractérisation des clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982).

Figure III-17 : Spectres de variations des moyennes des compositions des Clinopyroxènes des dolérites porphyriques du Saut de la Truite. Les spectres des moyennes des compositions des clinopyroxènes des roches des coulées à pillows lavas et des dolérites de la Forêt de Saint Maurice-sur-Moselle sont portés en vue de comparaisons.

Figure III-18 : Diagramme F1-F2 construit pour les clinopyroxènes des roches volcaniques des trois unités et ceux des roches plutoniques . F1 et F2 sont les vecteurs de l'analyse discriminante des Cpx des différentes séries volcaniques proposés par Nisbet et Pearce, 1977.

Figure III-19 : A - Diagrammes théoriques $Ch^- = F(Ch^+)$ des éléments hygromagmatophiles. Les courbes sont calculées pour les modèles de cristallisation fractionnée (C.F.), de fusion partielle (F.P.) et de mélange (M.). (extrait de Treuil et Joron, 1974).

B - Diagrammes théoriques $(Ch^+/Ch^-) = F(Ch^+)$ des éléments hygromagmatophiles. Les courbes sont calculées pour les modèles de cristallisation fractionnée (C.F.), de fusion partielle (F.P.) et de mélange (M.). (extrait de Treuil et Joron, 1974).

Figure III-20 : Diagrammes (h^+/h^+) exprimants les comportements des couples d'éléments fortement hygromagmatophiles dans les roches des trois unités volcaniques et dans celles plutoniques.

Figure III-21 : Diagrammes (h^-/h^+) exprimants les comportements des divers couples d'éléments faiblement et fortement hygromagmatophiles dans les roches des trois unités volcaniques et dans celles plutoniques.

Figure III-22 : Comparaison des spectres de terres rares des roches plutoniques gabbroïques (Mont de Vannes) et de celles volcaniques basiques et acides de l'unité I.

Figure III-23 : Diagrammes multiéléments exprimants les rapports pétrogénétiques entre les roches gabbroïques du Mont de Vannes et celles d'Ermensbach. **A :** Spectres élargis normalisés au MORB-N (modifié d'après Pearce, 1982) ; **B :** Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites (Bougault, 1980).

Figure III-24 : Diagrammes multiéléments exprimants les rapports pétrogénétiques entre les roches andésitiques de l'unité II et les gabbros d'Ermensbach. **A :** Spectres élargis normalisés au NMORB (modifiés d'après Pearce, 1982) ; **B :** Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites (Bougault, 1980).

Figure III-25 : Diagrammes multiéléments exprimants les rapports pétrogénétiques entre les roches de l'unité III. **A -** rapports entre roches du 1° ensemble ; **B -** rapports entre roches du 2° ensemble. 1 : Spectres élargis normalisés au MORB-N (modifié d'après Pearce, 1982); 2 : Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites (Bougault, 1980).

Figure III-26 : Diagrammes multiéléments exprimants les rapports pétrogénétiques entre les roches de l'unité III. **A :** Spectres élargis normalisés au MORB-N (modifié d'après Pearce, 1982); **B :** Spectres des teneurs en terres rares normalisés aux Chondrites (Bougault, 1980).

Figure III-27 : Spectres normalisés de terres rares exprimants les rapports pétrogénétiques entre les porphyres, les trachyandésites, les trachytes et les rhyodacites de Houppach.

Figure III-28 : Modèles des fractionnements observés et calculés pour les diverses séries magmatiques sur le diagramme Y- Zr par Pearce et Norry (1979).

Figure III-29 : diagramme Y-Zr exprimant les associations minérales qui ont guidé les fractionnements dans les roches des trois unités volcaniques et dans celles plutoniques (Pearce et Norry, 1979).

Figure III-30 : Modèles des comportements des éléments de transition exprimants à la fois les processus pétrogénétiques (F.P : Fusion partielle ; C.F : Cristallisation fractionnée) et les rapports génétiques entre les roches des trois unités volcaniques ainsi qu'avec celles plutoniques.

Figure III-31 : Modèles des comportements des couples d'éléments sensibles aux fractionnements des opaques ($V-TiO_2$; $V-FeO^*$) et du Vanadium avec la différenciation dans les roches volcaniques des trois unités ainsi que dans celles plutoniques.

Figure III-32 : Modèles $h^+/h^- f(h^+)$ construits sur la base des éléments terres rares et exprimants la nature des processus pétrogénétiques et des rapports entre les roches étudiées des trois unités et avec celles plutoniques.

Figure III-33 : Modèles $h^+/h^- f(h^+)$ construits sur la base des autres éléments traces et exprimants la nature des processus pétrogénétiques et des rapports entre les roches étudiées des trois unités et avec celles plutoniques.

- Figure III-34 A-B-C-D** : Diagrammes de normalisation multiéléments par rapport aux MORB pour diverses séries volcaniques de référence des divers contextes géologiques (Pearce, 1982 ; Cabanis, 1986).
- Figure III-35** : **A** - Diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8 de Cabanis et Lecolle (1989) ; **B** - Diagramme Th-3 / Tb-2 / Ta de Cabanis et Thiéblement (1986) ; **C** - Diagramme Hf/3 - Th- Ta de Wood (1980).
- Figure III-36** : diagrammes de normalisation multi-éléments par rapport aux MORB-N pour les roches basiques de l'unité I et les gabbros. (L'arrangement des éléments et les valeurs de normalisation sont adoptées de Pearce, 1982).
- Figure III-37** : diagrammes de normalisation multi-éléments par rapport aux MORB-N pour les roches des l'unité II et III et les syénites. (L'arrangement des éléments et les valeurs de normalisation sont adoptées de Pearce, 1982).
- Figure III-38** : Caractérisation des roches basiques des trois unités volcaniques et celles plutoniques sur les diagrammes triangulaires de discrimination construits par : **A** - Cabanis, (1989) ; **B** - Wood et al., (1980) ; **C** - Cabanis et Thiéblemont, (1988).
- Figure III-39** : Caractérisation des roches basiques des trois unités volcaniques et celles plutoniques sur les diagrammes FAIM (FeO*-Al₂O₃-MgO) et TiAIM (TiO₂*5-Al₂O₃-MgO).
- Figure III-40** : Positions des roches volcaniques des trois unités et de celles plutoniques dans les diagrammes Ti/Cr en fonction du Ni (Beccaluva et al., 1979) et Ti en fonction de Zr (Pearce et al., 1982).
- Figure III-41** : Caractérisation des roches volcaniques de l'unité I et des gabbros sur les diagrammes TiO₂- (FeO*/MgO) et FeO*- (FeO*/MgO). **A** - Bébien (1980) et Glassely (1974) ; **B** et **C** - Miyashiro (1975).
- Figure III-42** : Caractérisation des roches volcaniques de l'unité II et III et des Syénites sur les diagrammes TiO₂- (FeO*/MgO) et FeO*- (FeO*/MgO). **A** - Bébien (1980) et Glassely (1974) ; **B** et **C** - Miyashiro (1975).

- Figure III-44** : Diagramme résumant les processus et les sources potentielles impliquées dans la pétrogenèse des magmas des marges actives (d'après Wilson, 1994 ; Gill, 1981).
- Figure III-45 A** : Résultats de la modélisation de la réaction entre le magma basaltique et la Lherzolite dumanteau appauvri obtenus par Kelemen (1990). **a** : compositions du solide initial et du liquide utilisés dans la modélisation ; **b, c et d** : résultats de la réaction entre le basalte et la Lherzolite appauvrie.
- Figure III-45 B** : Illustration schématique des processus de fusion mantellique et de genèse des magmas dans une zone de subduction (d'après Kelemen, 1990).
- Figure III-46** : Diagrammes binaires exprimants la variation des rapports Y/Nb, Zr/Nb et Ti/V dans les roches étudiées et définissant la nature et le caractère de la source des magmas les ayant cristallisés.
- Figure III-47** : Positions des roches volcaniques basiques et intermédiaires des trois unités et celles plutoniques sur les diagrammes de discrimination fondés sur la base de la covariation des couples d'éléments LFS et HFS normalisés à Yb (Pearce, 1982). **A** - diagramme de discrimination des basaltes d'arcs volcaniques basé sur la covariation des éléments Th-Ta normalisés à Yb ; **B** : diagramme de discrimination des basaltes calco-alcalins et shoshonitiques basé sur la covariation des éléments Ce-Ta normalisés à Yb.
- Figure III-48** : Projection des roches volcaniques et plutoniques étudiées des Vosges du Sud dans le diagramme fondé sur la covariation des rapports Rb/Y et Nb/Y et permettant de déterminer le type d'enrichissement qui a été impliqué dans leur genèse.
- Figure III-49** : Spectres multiéléments normalisés aux MORB (Pearce, 1982) des roches les moins évoluées des trois unités ; Les surfaces des spectres sont divisés en trois secteurs correspondant aux estimations des contributions des divers sources d'additivités.

- Figure IV-1**: Carte géologiques simplifiée du socle vosgien (d'après Fluck, 1980).
- Figure IV-2** : **A** - Carte géologique schématique des Vosges septentrionales d'après

(Juteau, 1971; von Eller et al., 1972). **B** - Spectres multiéléments des roches calco-alkalines et shoshonitiques de la Bande médiane (normalisation aux MORB d'après Pearce, 1982). **C** - Distribution des terres rares dans les volcanites des Vosges septentrionales. (Extrait de Rizki et al., 1992).

Figure IV-3 A : Reconstructions paléogéographiques à partir des données paléomagnétiques (d'après Perroud et al., 1984).

Figure IV-3 B : Distribution des continents et des océans majeurs au Siluro-Dévonien (d'après Rodgers, 1988).

Figure IV-4 : Les principaux éléments structuraux de la chaîne varisque d'Europe (d'après Franke, 1989).

Figure IV-5: Modèle d'évolution varisque d'Europe (extrait de Matte, 1986).

Figure IV-6 : Scénario de la tectonique des plaques dans le flanc Nord de la chaîne varisque (extrait de Franke, 1989).

Figure IV-7 : Evolution carbonifère de la croûte continentale dans les Vosges et la Forêt Noire d'après Eisbacher et al., (1989).

ANNEXES

Annexe I

**Analyses chimiques, formules structurales et
composants pôlaires non quadrilatéraux
des clinopyroxènes**

N° Ech.	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2
N° An.	1.000	2.000	7.000	8.000	9.000	11.000	14.000	15.000	16.000	18.000
Minéral	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
SiO2	51.743	52.226	52.303	52.979	48.194	51.918	48.384	50.171	51.758	51.923
TiO2	0.590	0.460	0.684	0.287	1.520	0.644	1.294	0.827	0.597	0.544
Al2O3	2.600	2.103	2.658	1.136	6.430	2.862	6.033	4.374	2.632	3.146
Fe2O3										
Cr2O3	0.531	0.260	0.285	0.018	0.355	0.414	0.395	0.190	0.415	0.463
FeO	5.583	5.717	6.023	9.183	6.593	6.143	6.555	6.282	5.383	5.150
MnO	0.177	0.127	0.169	0.325	0.156	0.213	0.088	0.111	0.191	0.214
MgO	16.596	16.811	16.360	14.347	14.050	16.655	14.268	15.186	16.698	16.544
CaO	21.340	21.193	21.476	21.200	21.599	20.117	21.843	21.875	21.518	21.210
Na2O	0.271	0.256	0.270	0.345	0.348	0.266	0.361	0.303	0.252	0.279
K2O	0.000	0.012	0.000	0.002	0.000	0.000	0.006	0.007	0.000	0.000
Total	99.431	99.166	100.229	99.823	99.245	99.233	99.226	99.326	99.444	99.473
Form. St./6 O										
Si	1.913	1.933	1.919	1.977	1.801	1.919	1.810	1.867	1.912	1.912
Ti	0.016	0.013	0.019	0.008	0.043	0.018	0.036	0.023	0.017	0.015
Al	0.113	0.092	0.115	0.050	0.283	0.125	0.266	0.192	0.115	0.137
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.016	0.008	0.008	0.001	0.011	0.012	0.012	0.006	0.012	0.014
Fe2+	0.173	0.177	0.185	0.287	0.206	0.190	0.205	0.196	0.166	0.159
Mn	0.006	0.004	0.005	0.010	0.005	0.007	0.003	0.004	0.006	0.007
Mg	0.915	0.928	0.895	0.798	0.783	0.918	0.795	0.842	0.919	0.908
Ca	0.845	0.841	0.844	0.848	0.865	0.797	0.875	0.872	0.852	0.837
Na	0.019	0.018	0.019	0.025	0.025	0.019	0.026	0.022	0.018	0.020
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca%	43.622	43.130	43.770	43.640	46.540	41.698	46.600	45.585	43.829	43.814
Mg%	47.185	47.585	46.376	41.077	42.107	48.015	42.337	44.015	47.306	47.533
Fe%	9.194	9.285	9.854	15.283	11.354	10.287	11.063	10.401	8.865	8.653
Mg%/Mg+Fe	83.693	83.673	82.476	72.883	78.762	82.355	79.282	80.887	84.217	84.600
Al IV	0.087	0.067	0.081	0.023	0.199	0.081	0.190	0.133	0.088	0.088
Al VI	0.026	0.025	0.034	0.027	0.085	0.044	0.076	0.059	0.027	0.049
Ti+Cr	0.032	0.020	0.027	0.009	0.053	0.030	0.048	0.029	0.029	0.029
Ca+Na	0.865	0.859	0.864	0.873	0.890	0.816	0.902	0.894	0.870	0.857

N° Ech.	3A2	3A2	3A2	3A2	3S	3S	3S	3S	3S	3S
N° An.	151	152	153	154	46.000	47.000	48.000	49.000	50.000	51.000
Minéral	CPX	CPX	CPX	CPX	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP
SiO2	51.356	50.877	50.38	50.996	49.360	48.418	50.153	51.227	50.164	50.742
TiO2	0.499	0.639	0.517	0.642	0.822	0.976	0.480	0.409	0.499	0.642
Al2O3	2.044	2.437	1.842	2.324	3.656	3.320	3.713	3.250	4.323	3.344
Fe2O3										
Cr2O3	0	0.029	0	0.013	0.212	0.234	0.487	0.522	0.991	0.320
FeO	10.631	11.463	10.962	11.438	7.161	7.738	5.325	4.752	4.743	6.528
MnO	0.38	0.443	0.434	0.413	0.177	0.320	0.058	0.094	0.000	0.107
MgO	14.795	14.855	14.135	14.369	14.422	13.944	15.833	16.252	15.616	15.012
CaO	19.039	18.413	19.141	18.543	20.669	20.544	20.796	21.412	21.244	21.342
Na2O	0.337	0.298	0.363	0.407	0.427	0.411	0.309	0.291	0.305	0.350
K2O	0.134	0.023	0.014	0	0.000	0.000	0.042	0.024	0.000	0.052
Total	99.214	99.476	97.788	99.146	96.905	95.906	97.196	98.233	97.884	98.439
Form. St./6 O										
Si	1.9361	1.9176	1.9344	1.9283	1.888	1.882	1.894	1.910	1.879	1.904
Ti	0.0141	0.0181	0.0149	0.0183	0.024	0.029	0.014	0.012	0.014	0.018
Al	0.0908	0.1083	0.0834	0.1036	0.165	0.152	0.165	0.143	0.191	0.148
Fe3+	0	0	0	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0	0.0009	0	0.0004	0.006	0.007	0.015	0.015	0.029	0.010
Fe2+	0.3352	0.3613	0.352	0.3617	0.229	0.252	0.168	0.148	0.149	0.205
Mn	0.0121	0.0141	0.0141	0.0132	0.006	0.011	0.002	0.003	0.000	0.003
Mg	0.8313	0.8344	0.8088	0.8097	0.822	0.808	0.891	0.903	0.872	0.840
Ca	0.7691	0.7436	0.7875	0.7513	0.847	0.856	0.842	0.855	0.853	0.858
Na	0.0246	0.0218	0.027	0.0298	0.032	0.031	0.023	0.021	0.022	0.026
K	0.0064	0.0011	0.0007	0	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.003
Ca%	39.4877	38.0657	40.1278	38.8071	44.490	44.438	44.228	44.795	45.524	45.024
Mg%	42.6796	42.7139	41.2158	41.8259	43.178	41.951	46.835	47.290	46.543	44.049
Fe%	17.8327	19.2204	18.6563	19.367	12.332	13.611	8.937	7.915	7.933	10.928
Mg%/Mg+Fe	70.5304	68.9664	68.8397	68.3509	77.784	75.503	83.976	85.663	85.438	80.123
Al IV	0.0639	0.0824	0.0656	0.0717	0.112	0.118	0.106	0.090	0.121	0.096
Al VI	0.0269	0.0258	0.0178	0.0319	0.053	0.034	0.059	0.053	0.070	0.052
Ti+Cr	0.0141	0.019	0.0149	0.0186	0.030	0.036	0.028	0.027	0.043	0.028
Ca+Na	0.7937	0.7654	0.8145	0.7811	0.879	0.887	0.864	0.876	0.875	0.884

Tabl. 1 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des dolérites.

N° Ech. N° An. Minéral	3 T2 46.000 CPX	3 T2 47.000 CPX	3 T2 48.000 CPX	3 T2 49.000 CPX	3 T2 50.000 CPX	3 T2 51.000 CPX	3 T2 52.000 CPX	3 T2 53.000 CPX	3 T2 55.000 CPX	3 T2 56.000 CPX	3 T2 57.000 CPX	3 T2 58.000 CPX	3 T2 59.000 CPX	3 T2 60.000 CPX	3 T2 61.000 CPX	3 T2 62.000 CPX
SiO2	50.098	50.742	49.828	49.129	45.592	47.246	46.912	47.631	49.644	47.342	47.751	46.020	47.293	48.707	50.019	49.323
TiO2	0.729	0.837	0.977	0.807	1.781	1.289	1.219	1.331	0.595	1.188	1.014	1.596	1.460	0.781	0.859	0.719
Al2O3	3.276	3.650	3.259	3.614	7.242	5.986	6.407	6.016	3.146	6.175	6.059	7.584	5.676	3.573	3.288	3.371
Fe2O3																
Cr2O3	0.009	0.076	0.025	0.000	0.101	0.016	0.117	0.034	0.042	0.025	0.000	0.009	0.126	0.000	0.000	0.025
FeO	8.188	8.285	9.131	8.900	9.665	9.281	9.184	8.497	8.495	8.042	8.635	8.945	9.912	8.960	8.282	8.562
MnO	0.253	0.199	0.190	0.168	0.186	0.297	0.105	0.137	0.106	0.074	0.106	0.074	0.163	0.249	0.010	0.093
NiO																
MgO	15.133	15.248	14.443	14.623	12.603	12.857	13.157	13.546	14.956	13.601	13.775	12.709	13.114	14.629	15.505	14.894
CaO	20.245	20.410	21.002	20.127	21.304	21.350	21.214	21.230	20.287	21.462	20.618	21.133	20.930	20.095	20.192	20.315
Na2O	0.240	0.259	0.309	0.305	0.346	0.398	0.315	0.278	0.263	0.332	0.322	0.342	0.403	0.299	0.217	0.244
K2O	0.018	0.027	0.052	0.022	0.000	0.061	0.000	0.049	0.022	0.012	0.000	0.000	0.008	0.007	0.027	0.000
Total	98.189	99.732	99.217	97.694	98.821	98.781	98.631	98.749	97.556	98.252	98.281	98.413	99.085	97.301	98.398	97.545
Form. St./6 O																
Si	1.895	1.888	1.879	1.876	1.743	1.800	1.787	1.804	1.894	1.800	1.814	1.755	1.799	1.871	1.887	1.883
Ti	0.021	0.023	0.028	0.023	0.051	0.037	0.035	0.038	0.017	0.034	0.029	0.046	0.042	0.023	0.024	0.021
Al	0.146	0.160	0.145	0.163	0.326	0.269	0.288	0.269	0.142	0.277	0.271	0.341	0.254	0.162	0.146	0.152
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.002	0.001	0.000	0.003	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001
Fe2+	0.259	0.258	0.288	0.284	0.309	0.296	0.293	0.269	0.271	0.256	0.274	0.285	0.315	0.288	0.261	0.273
Mn	0.008	0.006	0.006	0.005	0.006	0.010	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.002	0.005	0.008	0.000	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.853	0.846	0.812	0.832	0.718	0.730	0.747	0.765	0.850	0.771	0.780	0.722	0.743	0.837	0.872	0.847
Ca	0.820	0.814	0.849	0.824	0.873	0.871	0.866	0.862	0.829	0.874	0.839	0.864	0.853	0.827	0.816	0.831
Na	0.018	0.019	0.023	0.023	0.026	0.029	0.023	0.020	0.020	0.025	0.024	0.025	0.030	0.022	0.016	0.018
K	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.003	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca%	42.279	42.308	43.422	42.332	45.792	45.706	45.363	45.353	42.439	45.943	44.244	46.092	44.499	42.188	41.866	42.512
Mg%	43.957	43.962	41.533	42.778	37.678	38.283	39.131	40.249	43.516	40.495	41.114	38.553	38.779	42.717	44.714	43.350
Fe%	13.764	13.731	15.045	14.890	16.531	16.011	15.506	14.399	14.046	13.562	14.643	15.355	16.722	15.095	13.419	14.138
Mg%/Mg+Fe	76.154	76.200	73.408	74.180	69.505	70.511	71.620	73.651	75.599	74.912	73.738	71.517	69.871	73.889	76.916	75.407
Al IV	0.105	0.112	0.121	0.124	0.257	0.200	0.213	0.196	0.106	0.200	0.187	0.245	0.201	0.130	0.113	0.117
Al VI	0.041	0.048	0.024	0.039	0.069	0.069	0.074	0.073	0.035	0.077	0.085	0.096	0.053	0.032	0.033	0.035
Ti+Cr	0.021	0.026	0.029	0.023	0.054	0.037	0.038	0.039	0.018	0.035	0.029	0.046	0.046	0.023	0.024	0.021
Ca+Na	0.838	0.833	0.871	0.846	0.898	0.901	0.889	0.882	0.849	0.899	0.863	0.889	0.883	0.849	0.832	0.849

Tabl. 2 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des Trachydolérites.

N° Ech. N° An. Minéral	3G1 53.000 CPXP	3G1 54.000 CPXP	3G1 55.000 CPXP	3G1 56.000 CPXP	3G1 57.000 CPXP	3G1 58.000 CPXP	3G1 59.000 CPXP	3G1 60.000 CPXP	3G1 69.000 CPXP	3G1 72.000 CPXP
SiO2	50.363	49.978	49.676	50.489	50.374	51.801	49.114	49.666	48.823	49.225
TiO2	0.465	0.367	0.534	0.470	0.362	0.355	0.529	0.422	0.671	0.826
Al2O3	5.273	5.181	5.678	5.234	5.126	3.486	5.835	5.948	5.474	4.140
Fe2O3										
Cr2O3	0.281	0.509	0.453	0.336	0.588	0.235	0.419	0.522	0.360	0.083
FeO	4.517	4.737	4.235	4.092	4.608	4.100	4.761	4.615	5.736	7.639
MnO	0.000	0.150	0.210	0.151	0.103	0.208	0.205	0.081	0.130	0.186
MgO	15.728	15.352	14.855	15.627	15.647	16.801	15.060	15.549	14.754	14.019
CaO	22.181	22.024	22.087	21.961	22.071	21.451	21.442	21.384	21.389	21.399
Na2O	0.249	0.267	0.197	0.220	0.225	0.202	0.187	0.307	0.332	0.319
K2O	0.000	0.005	0.001	0.017	0.000	0.031	0.008	0.000	0.000	0.028
Total	99.058	98.569	97.927	98.598	99.104	98.671	97.562	98.494	97.668	97.864
Form. St./6 O										
Si	1.862	1.861	1.858	1.871	1.864	1.914	1.846	1.846	1.844	1.872
Ti	0.013	0.010	0.015	0.013	0.010	0.010	0.015	0.012	0.019	0.024
Al	0.230	0.227	0.250	0.229	0.224	0.152	0.259	0.261	0.244	0.186
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.008	0.015	0.013	0.010	0.017	0.007	0.013	0.015	0.011	0.003
Fe2+	0.140	0.148	0.132	0.127	0.143	0.127	0.150	0.144	0.181	0.243
Mn	0.000	0.005	0.007	0.005	0.003	0.007	0.007	0.003	0.004	0.006
Mg	0.867	0.852	0.828	0.863	0.863	0.925	0.844	0.861	0.830	0.794
Ca	0.879	0.879	0.885	0.872	0.875	0.849	0.864	0.852	0.865	0.872
Na	0.018	0.019	0.014	0.016	0.016	0.015	0.014	0.022	0.024	0.024
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca%	46.616	46.668	47.787	46.716	46.454	44.519	46.344	45.813	46.008	45.523
Mg%	45.974	45.246	44.702	46.236	45.805	48.498	45.274	46.333	44.141	41.480
Fe%	7.410	8.086	7.511	7.048	7.741	6.983	8.382	7.854	9.851	12.997
Mg%/Mg+Fe	86.120	84.839	85.615	86.773	85.543	87.414	84.378	85.505	81.754	76.143
Al IV	0.138	0.139	0.142	0.129	0.136	0.086	0.154	0.154	0.156	0.128
Al VI	0.092	0.089	0.108	0.099	0.087	0.065	0.105	0.107	0.087	0.057
Ti+Cr	0.021	0.025	0.028	0.023	0.027	0.017	0.027	0.027	0.030	0.026
Ca+Na	0.896	0.898	0.899	0.888	0.891	0.864	0.877	0.874	0.890	0.895

Tabl. 3 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des dolérites porphyriques.

N° Ech. N° An. Minéral	3C 29.000 CPXP	3C 30.000 CPXP	3C 31.000 CPXP	3C 32.000 CPXP	3C 33.000 CPXP	3C 38.000 CPXP	3C 39.000 CPXP	3C 40.000 CPXP	3C 42.000 CPXP	3C 43.000 CPXP	3C 45.000 CPXP
SiO2	47.306	47.486	46.408	46.872	47.755	54.203	48.085	46.658	46.761	46.705	47.148
TiO2	1.980	2.033	2.615	2.208	1.710	0.247	1.453	2.275	2.372	2.195	2.218
Al2O3	5.287	4.361	5.555	5.513	4.824	0.593	5.200	5.742	5.183	5.449	5.166
Fe2O3											
Cr2O3	0.066	0.072	0.126	0.083	0.155	0.227	0.099	0.165	0.115	0.099	0.121
FeO	8.612	11.212	9.975	9.502	8.393	2.929	7.706	9.506	10.332	8.653	9.580
MnO	0.190	0.294	0.254	0.314	0.181	0.044	0.098	0.087	0.289	0.234	0.247
MgO	12.719	12.489	12.242	12.316	13.412	16.783	13.963	12.303	12.071	12.104	12.484
CaO	20.879	19.311	19.921	20.445	20.354	24.539	20.736	20.865	20.289	20.650	20.308
Na2O	0.334	0.381	0.380	0.340	0.417	0.225	0.344	0.368	0.376	0.448	0.417
K2O	0.004	0.000	0.000	0.000	0.010	0.039	0.007	0.000	0.000	0.028	0.000
Total	97.375	97.639	97.476	97.593	97.210	99.828	97.690	97.968	97.788	96.565	97.688
Form. St./6 O											
Si	1.819	1.837	1.794	1.806	1.835	1.982	1.831	1.793	1.806	1.814	1.815
Ti	0.057	0.059	0.076	0.064	0.049	0.007	0.042	0.066	0.069	0.064	0.064
Al	0.240	0.199	0.253	0.250	0.218	0.026	0.233	0.260	0.236	0.249	0.234
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.002	0.004	0.003	0.005	0.007	0.003	0.005	0.004	0.003	0.004
Fe2+	0.277	0.363	0.322	0.306	0.270	0.090	0.245	0.306	0.334	0.281	0.308
Mn	0.006	0.010	0.008	0.010	0.006	0.001	0.003	0.003	0.010	0.008	0.008
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.729	0.720	0.705	0.707	0.768	0.914	0.792	0.705	0.695	0.701	0.716
Ca	0.860	0.800	0.825	0.844	0.838	0.961	0.846	0.859	0.840	0.859	0.838
Na	0.025	0.029	0.029	0.025	0.031	0.016	0.025	0.027	0.028	0.034	0.031
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca%	45.947	42.288	44.333	45.193	44.536	48.880	44.836	45.892	44.718	46.484	44.786
Mg%	38.930	38.039	37.893	37.865	40.817	46.497	41.992	37.637	37.004	37.897	38.293
Fe%	15.123	19.673	17.774	16.942	14.647	4.623	13.173	16.471	18.278	15.620	16.921
Mg%/Mg+Fe	72.022	65.912	68.072	69.087	73.592	90.957	76.121	69.560	66.937	70.814	69.354
Al IV	0.181	0.163	0.206	0.194	0.165	0.019	0.169	0.207	0.194	0.186	0.186
Al VI	0.059	0.036	0.047	0.057	0.053	0.007	0.065	0.053	0.042	0.063	0.049
Ti+Cr	0.059	0.061	0.080	0.067	0.054	0.013	0.045	0.071	0.072	0.067	0.068
Ca+Na	0.885	0.829	0.854	0.870	0.869	0.977	0.872	0.886	0.868	0.893	0.869

Tabl. 4 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des basaltes des coulées à pillows lavas du Mont des Vannes.

*N° Ech. N° An. Minéral	3 F 23.000 CPXP	3 F 25.000 CPXP	3 F 26.000 CPXP	3 F 27.000 CPXP	3 F 28.000 CPXP	3 F 29.000 CPXP	3 F 30.000 CPXP	3 F 31.000 CPXP	3 F 35.000 CPXP	3 F 36.000 CPXP	3 F 37.000 CPXP
SiO2	51.953	50.397	50.966	51.585	50.943	50.532	51.001	51.088	51.527	50.977	50.787
TiO2	0.294	0.520	0.360	0.370	0.565	0.519	0.519	0.455	0.435	0.549	0.519
Al2O3	2.135	3.469	4.058	3.609	3.331	3.350	3.301	3.380	3.316	3.199	3.216
Fe2O3											
Cr2O3	0.165	0.070	0.805	0.190	0.070	0.140	0.000	0.016	0.032	0.037	0.000
FeO	6.574	6.884	4.611	5.145	7.881	6.956	8.057	6.838	7.016	8.056	8.519
MnO	0.245	0.132	0.142	0.096	0.234	0.164	0.210	0.174	0.168	0.107	0.236
MgO	16.405	15.256	16.014	16.150	14.465	15.428	15.166	15.501	15.616	15.327	14.946
CaO	21.284	21.890	22.437	22.528	21.684	21.848	20.705	21.749	21.491	21.213	20.986
Na2O	0.186	0.224	0.189	0.181	0.272	0.202	0.297	0.256	0.236	0.217	0.249
K2O	0.010	0.000	0.001	0.011	0.007	0.005	0.014	0.018	0.007	0.000	0.007
Total	99.250	98.842	99.584	99.863	99.453	99.145	99.270	99.476	99.845	99.681	99.465
Form. St./6 O											
Si	1.931	1.889	1.880	1.898	1.904	1.889	1.905	1.899	1.907	1.899	1.900
Ti	0.008	0.015	0.010	0.010	0.016	0.015	0.015	0.013	0.012	0.015	0.015
Al	0.094	0.153	0.176	0.157	0.147	0.148	0.145	0.148	0.145	0.140	0.142
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.005	0.002	0.024	0.006	0.002	0.004	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Fe2+	0.204	0.216	0.142	0.158	0.246	0.218	0.252	0.213	0.217	0.251	0.267
Mn	0.008	0.004	0.004	0.003	0.007	0.005	0.007	0.006	0.005	0.003	0.008
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.909	0.852	0.880	0.885	0.806	0.860	0.844	0.859	0.861	0.851	0.833
Ca	0.848	0.879	0.887	0.888	0.868	0.875	0.829	0.866	0.852	0.847	0.841
Na	0.013	0.016	0.014	0.013	0.020	0.015	0.022	0.019	0.017	0.016	0.018
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca%	43.062	45.054	46.337	45.899	45.044	44.711	42.909	44.583	44.021	43.377	43.172
Mg%	46.165	43.673	45.999	45.765	41.793	43.913	43.715	44.195	44.490	43.592	42.765
Fe%	10.773	11.274	7.664	8.336	13.162	11.376	13.377	11.222	11.489	13.031	14.063
Mg%/Mg+Fe	81.079	79.483	85.718	84.591	76.049	79.425	76.570	79.749	79.476	76.987	75.254
Al IV	0.069	0.111	0.120	0.102	0.096	0.111	0.095	0.101	0.093	0.101	0.100
Al VI	0.024	0.042	0.056	0.054	0.050	0.037	0.051	0.048	0.051	0.039	0.042
Ti+Cr	0.013	0.017	0.034	0.016	0.018	0.019	0.015	0.013	0.013	0.017	0.015
Ca+Na	0.861	0.896	0.900	0.901	0.888	0.890	0.850	0.885	0.869	0.862	0.859

*N° Ech. N° An. Minéral	1Q1 28.000 Cpx	1Q1 37.000 Cpx	1Q1 38.000 Cpx	1Q1 39.000 Cpx	1Q1 41.000 Cpx Ph	1Q1 46.000 Cpx Ph	1Q1 47.000 Cpx PCoe	1Q1 49.000 Cpx UCPh	1Q1 50.000 Cpx UP	1Q1 54.000 Cpx PCoe	1Q1 55.000 Cpx PCoe
SiO2	50.833	50.836	50.308	50.381	50.463	51.314	51.397	50.276	50.735	51.368	51.010
TiO2	0.506	0.494	0.539	0.580	0.716	0.493	0.517	0.588	0.665	0.570	0.486
Al2O3	1.796	1.966	2.147	2.227	3.065	2.947	2.798	2.941	2.791	2.918	2.956
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	0.026	0.000	0.000	0.006	0.000	0.082	0.088	0.123	0.064	0.050	0.058
FeO	9.907	10.770	11.308	12.041	11.236	6.806	6.735	8.152	9.099	6.731	6.477
MnO	0.336	0.317	0.304	0.342	0.393	0.159	0.167	0.245	0.289	0.165	0.156
MgO	15.153	14.553	14.339	13.677	13.780	15.173	15.274	14.449	14.594	15.080	15.091
CaO	19.060	19.128	18.845	19.010	18.328	22.019	22.159	20.939	20.269	22.023	22.028
Na2O	0.263	0.265	0.281	0.268	0.330	0.244	0.236	0.342	0.334	0.255	0.227
K2O	0.260	0.016	0.005	0.000	0.094	0.009	0.000	0.008	0.000	0.000	0.022
Total	98.140	98.345	98.076	98.532	98.405	99.246	99.371	98.063	98.840	99.160	98.511
Form. St./6 O											
Si	1.935	1.935	1.925	1.926	1.920	1.913	1.914	1.908	1.913	1.916	1.914
Ti	0.014	0.014	0.016	0.017	0.021	0.014	0.015	0.017	0.019	0.016	0.014
Al	0.081	0.088	0.097	0.100	0.137	0.130	0.123	0.132	0.124	0.128	0.131
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.004	0.002	0.002	0.002
Fe2+	0.315	0.343	0.362	0.385	0.358	0.212	0.210	0.259	0.287	0.210	0.203
Mn	0.011	0.010	0.010	0.011	0.013	0.005	0.005	0.008	0.009	0.005	0.005
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.860	0.826	0.818	0.779	0.781	0.843	0.848	0.817	0.820	0.838	0.844
Ca	0.777	0.780	0.773	0.779	0.747	0.880	0.884	0.851	0.819	0.880	0.886
Na	0.019	0.020	0.021	0.020	0.024	0.018	0.017	0.025	0.024	0.018	0.017
K	0.013	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca%	39.598	39.828	39.379	39.852	39.352	45.343	45.415	43.997	42.317	45.520	45.705
Mg%	43.786	42.147	41.675	39.879	41.152	43.459	43.540	42.227	42.379	43.352	43.550
Fe%	16.616	18.025	18.946	20.269	19.497	11.198	11.044	13.776	15.304	11.128	10.745
Mg%/Mg+Fe	72.490	70.044	68.748	66.302	67.853	79.512	79.767	75.401	73.468	79.574	80.210
Al IV	0.065	0.065	0.075	0.074	0.080	0.086	0.086	0.092	0.087	0.085	0.086
Al VI	0.015	0.023	0.022	0.026	0.057	0.042	0.037	0.039	0.037	0.044	0.045
Ti+Cr	0.015	0.014	0.016	0.017	0.021	0.016	0.017	0.021	0.021	0.018	0.015
Ca+Na	0.797	0.800	0.794	0.799	0.772	0.897	0.901	0.877	0.843	0.898	0.902

Tabl. 5 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des andésites basaltiques des coulées à pillows lavas de l'unité I.

*N° Ech. N° An. Minéral	2K'1 Cpx Pc	2k'1 Cpx PC	2K'1 Cpx Pb	2K'1 Cpx Pc	2K'1 Cpx Pb	2K'1 CPX pc	2K'1 CPx Pc	2K'1 Cpx Pc	2K5 CPxPc	2K5 CpxPb	2K5 CpxPC	2K5 CpxPC	2K5 CpxPb	2K5 CpxPc	2K5 CpxPc	2K5 CpxPc	2K5 CpxPc
SiO2	50.974	49.475	49.980	49.704	49.651	50.234	51.188	50.834	50.217	50.533	51.036	49.616	49.897	49.981	50.642	50.298	49.005
TiO2	0.518	0.744	0.769	0.793	0.614	0.802	0.930	1.039	0.788	0.903	0.832	1.131	1.037	1.033	0.485	0.889	1.266
Al2O3	4.708	6.364	6.129	5.804	5.794	5.715	2.933	2.697	4.132	3.027	2.766	4.235	3.934	3.511	4.104	3.701	4.433
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	0.429	0.479	0.472	0.605	0.297	0.527	0.171	0.141	0.088	0.235	0.155	0.214	0.169	0.164	0.229	0.130	0.185
FeO	5.456	5.699	5.729	5.832	6.434	6.010	9.454	9.781	8.241	8.712	8.811	8.731	8.963	9.125	7.095	8.329	9.468
MnO	0.155	0.092	0.111	0.131	0.126	0.134	0.263	0.264	0.216	0.251	0.268	0.189	0.272	0.290	0.180	0.224	0.232
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	15.605	14.722	14.756	14.578	14.640	14.741	15.251	14.039	14.517	14.528	14.697	14.011	14.097	14.293	15.080	14.699	13.895
CaO	21.126	21.142	21.155	21.361	21.247	21.139	19.088	20.008	20.873	20.331	20.193	20.648	20.816	20.316	20.968	20.448	20.168
Na2O	0.350	0.385	0.368	0.434	0.354	0.397	0.664	0.370	0.394	0.427	0.409	0.443	0.419	0.424	0.377	0.466	0.463
K2O	0.037	0.008	0.009	0.035	0.019	0.013	0.100	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
Total	99.358	99.110	99.478	99.277	99.176	99.712	100.042	99.196	99.466	98.947	99.167	99.218	99.604	99.137	99.160	99.189	99.115
Form. St./6 O																	
Si	1.882	1.836	1.846	1.845	1.847	1.854	1.905	1.915	1.877	1.902	1.915	1.866	1.872	1.883	1.888	1.885	1.851
Ti	0.014	0.021	0.021	0.022	0.017	0.022	0.026	0.029	0.022	0.026	0.023	0.032	0.029	0.029	0.014	0.025	0.036
Al	0.205	0.278	0.267	0.254	0.254	0.249	0.129	0.120	0.182	0.134	0.122	0.188	0.174	0.156	0.180	0.164	0.197
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.013	0.014	0.014	0.018	0.009	0.015	0.005	0.004	0.003	0.007	0.005	0.006	0.005	0.005	0.007	0.004	0.006
Fe2+	0.168	0.177	0.177	0.181	0.200	0.186	0.294	0.308	0.258	0.274	0.276	0.275	0.281	0.287	0.221	0.261	0.299
Mn	0.005	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.008	0.008	0.007	0.008	0.009	0.006	0.009	0.009	0.006	0.007	0.007
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.859	0.814	0.812	0.807	0.812	0.811	0.846	0.788	0.809	0.815	0.822	0.785	0.788	0.802	0.838	0.821	0.782
Ca	0.836	0.841	0.837	0.850	0.847	0.836	0.761	0.807	0.836	0.820	0.812	0.832	0.837	0.820	0.838	0.821	0.816
Na	0.025	0.028	0.026	0.031	0.026	0.028	0.048	0.027	0.029	0.031	0.030	0.032	0.030	0.031	0.027	0.034	0.034
K	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca%	44.747	45.822	45.752	46.143	45.467	45.520	39.860	42.231	43.789	42.770	42.312	43.839	43.700	42.728	44.030	42.985	42.849
Mg%	45.973	44.380	44.387	43.800	43.574	44.150	44.296	41.215	42.359	42.508	42.833	41.375	41.162	41.811	44.043	42.977	41.061
Fe%	9.280	9.798	9.861	10.057	10.959	10.329	15.843	16.554	13.852	14.722	14.854	14.786	15.138	15.461	11.927	14.038	16.090
Mg%/Mg+Fe	83.205	81.915	81.823	81.327	79.903	81.040	73.656	71.344	75.357	74.276	74.251	73.672	73.112	73.004	78.690	75.378	71.846
Al IV	0.118	0.164	0.154	0.155	0.153	0.146	0.095	0.085	0.123	0.098	0.085	0.134	0.128	0.117	0.112	0.115	0.149
Al VI	0.087	0.114	0.113	0.099	0.102	0.103	0.034	0.034	0.060	0.036	0.037	0.053	0.046	0.039	0.068	0.049	0.048
Ti+Cr	0.027	0.035	0.035	0.040	0.026	0.038	0.031	0.034	0.025	0.033	0.028	0.038	0.034	0.034	0.020	0.029	0.041
Ca+Na	0.861	0.868	0.864	0.881	0.873	0.864	0.809	0.834	0.865	0.851	0.841	0.864	0.867	0.851	0.865	0.855	0.850

Tabl. 6 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des roches andésitiques de l'unité II (Suite).

*N° Ech. N° An. Minéral	2H 19.000 CPX pc	2H 20.000 CPx Pc	2H 25.000 Cpx Pc	2H 27.000 Cpx Pc	2H 28.000 Cpx Pb	2H 31.000 Cpx Pc	2H 33.000 CPX Pb	2H 42.000 Cpx PC	2H 48.000 Cpx Pc	1R2 77.000 Cpx Pc	1R2 78.000 CpxPb	1R2 79.000 CpxPc	1R2 81.000 Cpx Pc	1R2 82.000 CpxPc	1R2 83.000 CpxPc	1R2 86.000 CpxP	1R2 91.000 CpxPc	1R2 92.000 CpxPc
SiO2	50.483	50.805	51.272	51.143	51.025	51.555	49.438	50.759	51.214	50.440	50.320	50.450	50.171	50.465	50.026	49.748	50.215	50.296
TiO2	0.806	0.718	0.641	0.784	0.776	0.648	1.161	0.816	0.708	0.890	0.880	0.910	0.761	0.854	1.070	0.882	0.812	0.813
Al2O3	3.439	3.241	2.368	2.218	2.693	1.749	3.435	2.670	1.697	2.730	2.750	2.700	2.761	2.473	2.962	3.214	2.706	2.713
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	0.002	0.022	0.043	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.014	0.080	0.060	0.010	0.049	0.069	0.081	0.000	0.020	0.052
FeO	9.596	9.212	9.854	9.522	9.194	9.862	9.180	8.602	11.159	10.560	9.570	9.970	9.707	10.607	10.548	10.484	10.438	10.106
MnO	0.255	0.230	0.347	0.390	0.330	0.403	0.338	0.325	0.497	0.390	0.290	0.360	0.323	0.342	0.425	0.266	0.308	0.310
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	14.623	15.093	15.200	14.831	14.690	14.989	13.803	14.634	14.526	14.380	14.250	13.980	14.314	14.104	13.883	13.758	14.468	14.184
CaO	19.212	18.794	18.639	19.273	19.517	19.579	20.733	20.714	18.582	19.370	20.060	19.790	19.666	19.036	19.254	19.693	19.208	19.507
Na2O	0.462	0.489	0.412	0.411	0.393	0.321	0.400	0.390	0.288	0.420	0.410	0.380	0.374	0.376	0.396	0.361	0.403	0.357
K2O	0.031	0.004	0.016	0.000	0.031	0.020	0.013	0.088	0.013	0.050	0.070	0.020	0.005	0.011	0.020	0.000	0.009	0.000
Total	98.909	98.608	98.792	98.573	98.649	99.127	98.502	98.998	98.698	99.300	98.650	98.570	98.131	98.337	98.665	98.406	98.587	98.338
Form. St./6 O																		
Si	1.901	1.912	1.931	1.932	1.924	1.940	1.879	1.911	1.943	1.905	1.907	1.914	1.910	1.921	1.901	1.896	1.907	1.913
Ti	0.023	0.020	0.018	0.022	0.022	0.018	0.033	0.023	0.020	0.025	0.025	0.026	0.022	0.024	0.031	0.025	0.023	0.023
Al	0.153	0.144	0.105	0.099	0.120	0.078	0.154	0.118	0.076	0.121	0.123	0.121	0.124	0.111	0.133	0.144	0.121	0.122
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002
Fe2+	0.302	0.290	0.310	0.301	0.290	0.310	0.292	0.271	0.354	0.333	0.303	0.316	0.309	0.338	0.335	0.334	0.332	0.321
Mn	0.008	0.007	0.011	0.012	0.011	0.013	0.011	0.010	0.016	0.013	0.009	0.012	0.010	0.011	0.014	0.009	0.010	0.010
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.821	0.846	0.853	0.835	0.825	0.841	0.782	0.821	0.822	0.809	0.805	0.791	0.812	0.800	0.786	0.781	0.819	0.804
Ca	0.775	0.758	0.752	0.780	0.788	0.790	0.844	0.836	0.756	0.784	0.815	0.805	0.802	0.777	0.784	0.804	0.782	0.795
Na	0.034	0.036	0.030	0.030	0.029	0.023	0.029	0.028	0.021	0.031	0.030	0.028	0.028	0.028	0.029	0.027	0.030	0.026
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca%	40.667	39.853	39.038	40.454	41.187	40.417	43.774	43.119	38.803	40.430	42.160	41.840	41.484	40.329	40.851	41.703	40.250	41.182
Mg%	43.052	44.515	44.279	43.299	43.118	43.036	40.534	42.370	42.189	41.730	41.660	41.100	41.996	41.559	40.969	40.523	42.168	41.649
Fe%	16.281	15.632	16.683	16.247	15.694	16.547	15.692	14.511	19.008	17.840	16.180	17.060	16.520	18.112	18.180	17.774	17.582	17.170
Mg%/Mg+Fe	72.560	74.010	72.633	72.715	73.315	72.228	72.091	74.489	68.940	70.050	72.030	70.670	71.768	69.647	69.263	69.511	70.574	70.809
Al IV	0.099	0.088	0.069	0.068	0.076	0.060	0.121	0.089	0.057	0.096	0.093	0.086	0.090	0.079	0.099	0.104	0.093	0.087
Al VI	0.053	0.055	0.036	0.031	0.043	0.018	0.033	0.029	0.019	0.026	0.030	0.035	0.034	0.032	0.034	0.040	0.028	0.034
Ti+Cr	0.023	0.021	0.019	0.022	0.022	0.018	0.033	0.023	0.021	0.028	0.027	0.026	0.023	0.027	0.033	0.025	0.024	0.025
Ca+Na	0.809	0.793	0.782	0.810	0.817	0.813	0.874	0.864	0.777	0.815	0.845	0.833	0.830	0.804	0.813	0.831	0.811	0.821

Tabl. 7 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des roches andésitiques de l'unité II.

*N° Ech.	1A1	1A1	1A1	1A1	1A1	1A1	1A1	1A1	1A1	1A1	1A2	1A2	1A2	1A2	1A2	1A2
N° An.	Z1-2	Z1-3	Z1 (1)	Z1 (3)	17.000	18.000	19.000	22.000	23.000	26.000	2.000	3.000	8.000	9.000	10.000	11.000
Minéral	Cpx Pc	Cpx Pc	Cpx Pc	Cpx Pc	Cpx	Cpx mPc	Cpx mPc	Cpx	Cpx	CpxPC	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP
SiO2	51.788	53.135	50.871	52.669	52.824	50.567	53.179	52.189	53.157	52.418	51.651	51.386	50.718	52.838	51.659	52.158
TiO2	0.335	0.393	0.935	0.443	0.309	0.863	0.307	0.268	0.263	0.330	0.595	0.557	0.747	0.267	0.369	0.245
Al2O3	1.424	1.757	3.702	2.243	1.817	3.562	1.983	1.812	1.335	1.377	2.133	1.978	3.034	2.075	3.299	1.400
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000						
Cr2O3	0.038	0.145	0.270	0.828	0.966	0.147	1.254	0.962	0.669	0.031	0.028	0.006	0.105	0.713	1.128	0.022
FeO	9.498	5.124	5.801	4.408	3.809	5.950	3.660	3.884	4.144	9.030	7.779	8.339	7.953	3.575	3.753	8.582
MnO	0.378	0.096	0.141	0.098	0.071	0.119	0.107	0.147	0.094	0.389	0.256	0.178	0.152	0.137	0.114	0.390
MgO	13.828	16.978	15.625	16.635	17.043	15.545	17.422	16.868	18.211	14.540	14.966	14.778	14.758	17.551	16.596	14.679
CaO	20.812	21.844	21.134	21.992	22.231	21.471	21.711	21.911	20.610	20.826	20.792	20.636	21.116	21.963	21.717	20.678
Na2O	0.535	0.181	0.325	0.253	0.243	0.382	0.289	0.276	0.215	0.391	0.310	0.871	0.352	0.336	0.442	0.394
K2O	0.029	0.004	0.009	0.011	0.000	0.008	0.011	0.005	0.000	0.007	0.000	0.052	0.027	0.035	0.028	0.000
Total	98.665	99.657	98.813	99.580	99.313	98.614	99.923	98.322	98.698	99.339	98.510	98.781	98.964	99.489	99.104	98.548
Form. St./6 O																
Si	1.962	1.951	1.893	1.935	1.942	1.890	1.940	1.940	1.959	1.965	1.942	1.936	1.904	1.936	1.905	1.967
Ti	0.010	0.011	0.026	0.012	0.009	0.024	0.008	0.007	0.007	0.009	0.017	0.016	0.021	0.007	0.010	0.007
Al	0.064	0.076	0.162	0.097	0.079	0.157	0.085	0.079	0.058	0.061	0.095	0.088	0.134	0.090	0.143	0.062
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.004	0.008	0.024	0.028	0.004	0.036	0.028	0.019	0.001	0.001	0.000	0.003	0.021	0.033	0.001
Fe2+	0.301	0.157	0.181	0.135	0.117	0.186	0.112	0.121	0.128	0.283	0.245	0.263	0.250	0.110	0.116	0.271
Mn	0.012	0.003	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.005	0.003	0.012	0.008	0.006	0.005	0.004	0.004	0.013
Mg	0.781	0.929	0.867	0.911	0.934	0.866	0.947	0.935	1.000	0.812	0.839	0.830	0.826	0.959	0.912	0.825
Ca	0.845	0.859	0.843	0.866	0.876	0.860	0.849	0.873	0.814	0.837	0.838	0.833	0.850	0.862	0.858	0.836
Na	0.039	0.013	0.023	0.018	0.017	0.028	0.020	0.020	0.015	0.028	0.023	0.064	0.026	0.024	0.032	0.029
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002	0.001	0.000
Ca%	43.579	44.099	44.487	45.207	45.402	44.890	44.413	45.159	41.849	43.025	43.424	43.136	44.019	44.574	45.415	42.988
Mg%	40.272	47.673	45.747	47.561	48.412	45.204	49.570	48.354	51.432	41.779	43.473	42.965	42.790	49.543	48.271	42.445
Fe%	16.149	8.227	9.766	7.232	6.186	9.906	6.017	6.487	6.719	15.196	13.103	13.899	13.191	5.883	6.314	14.567
Mg%/Mg+Fe	71.378	85.282	82.408	86.802	88.669	82.025	89.176	88.170	88.446	73.329	76.840	75.557	76.437	89.386	88.433	74.450
Al IV	0.038	0.049	0.107	0.065	0.058	0.110	0.060	0.060	0.041	0.035	0.058	0.064	0.096	0.064	0.095	0.033
Al VI	0.026	0.027	0.055	0.032	0.021	0.047	0.025	0.020	0.017	0.026	0.036	0.024	0.039	0.026	0.048	0.029
Ti+Cr	0.011	0.015	0.034	0.036	0.037	0.029	0.045	0.036	0.027	0.010	0.018	0.016	0.024	0.028	0.043	0.008
Ca+Na	0.884	0.872	0.866	0.884	0.893	0.888	0.869	0.893	0.829	0.865	0.860	0.897	0.875	0.886	0.890	0.864

Tabl. 8 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des clinopyroxènes des trachyandésites.

*N° Ech.	1A2	1A2	1A2	1A2	1A2	1A2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2
N° An.	12.000	15.000	17.000	18.000	22.000	24.000	129.000	130.000	133.000	135.000	140.000	148.000	155.000	48.000	50.000	49.000
Minéral	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPX Brd	CPX	Cpx Pc	Cpx Pc	Cpx mic	Cpx mic	Cpx Pc	CPxP	Cpx	CPX Pb	CPXP	CPXP
SiO ₂	51.796	52.395	51.550	51.666	52.023	52.350	52.155	51.142	51.364	52.376	51.202	51.306	50.766	53.009	52.894	51.390
TiO ₂	0.402	0.255	0.290	0.259	0.515	0.259	0.132	0.131	0.367	0.443	0.111	0.746	0.646	0.355	0.319	0.117
Al ₂ O ₃	2.154	1.213	1.991	1.744	2.256	1.309	0.802	0.822	1.243	1.877	0.814	2.411	2.461	1.374	1.062	0.852
Cr ₂ O ₃	0.083	0.000	0.034	0.000	0.089	0.028	0.049	0.009	0.000	0.533	0.193	0.203	0.029	0.415	0.364	0.026
FeO*	8.401	8.886	9.813	9.449	6.787	8.908	10.270	10.318	7.385	4.015	10.808	4.597	7.002	3.561	3.525	10.539
MnO	0.332	0.183	0.662	0.347	0.127	0.386	0.569	0.595	0.190	0.147	0.626	0.105	0.126	0.101	0.105	0.704
MgO	14.884	14.729	13.059	13.744	16.072	14.725	12.846	12.337	15.393	16.507	12.556	15.731	14.509	17.022	17.078	12.890
CaO	21.129	21.049	22.073	21.687	20.443	21.119	21.548	21.546	21.059	22.347	21.728	22.900	22.548	23.042	23.084	21.426
Na ₂ O	0.360	0.394	0.395	0.383	0.197	0.330	0.337	0.320	0.259	0.197	0.344	0.223	0.240	0.190	0.139	0.456
K ₂ O	0.046	0.041	0.001	0.000	0.020	0.000	0.006	0.033	0.066	0.030	0.024	0.035	0.004	0.002	0.000	0.041
Total	99.587	99.145	99.870	99.279	98.530	99.415	98.714	97.253	97.326	98.472	98.406	98.257	98.331	99.071	98.568	98.440
Form. St./6 O																
Si	1.935	1.967	1.941	1.949	1.942	1.962	1.985	1.981	1.955	1.945	1.967	1.919	1.917	1.954	1.960	1.970
Ti	0.011	0.007	0.008	0.007	0.015	0.007	0.004	0.004	0.011	0.012	0.003	0.021	0.018	0.010	0.009	0.003
Al	0.095	0.054	0.088	0.078	0.099	0.058	0.036	0.038	0.056	0.082	0.037	0.106	0.110	0.060	0.046	0.039
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.003	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.002	0.000	0.000	0.016	0.006	0.006	0.001	0.012	0.011	0.001
Fe ²⁺	0.263	0.279	0.309	0.298	0.212	0.279	0.327	0.334	0.235	0.125	0.347	0.144	0.221	0.110	0.109	0.338
Mn	0.011	0.006	0.021	0.011	0.004	0.012	0.018	0.020	0.006	0.005	0.020	0.003	0.004	0.003	0.003	0.023
Mg	0.829	0.824	0.733	0.773	0.894	0.822	0.729	0.712	0.873	0.913	0.719	0.877	0.817	0.935	0.943	0.736
Ca	0.846	0.847	0.891	0.876	0.818	0.848	0.879	0.894	0.859	0.889	0.895	0.918	0.913	0.910	0.917	0.880
Na	0.026	0.029	0.029	0.028	0.014	0.024	0.025	0.024	0.019	0.014	0.026	0.016	0.018	0.014	0.010	0.034
K	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002
Ca%	43.430	43.297	45.588	44.759	42.417	43.226	45.003	45.620	43.526	46.023	45.152	47.264	46.690	46.478	46.473	44.511
Mg%	42.552	42.139	37.513	39.453	46.383	41.919	37.316	36.332	44.251	47.284	36.290	45.159	41.787	47.755	47.821	37.245
Fe%	14.018	14.564	16.899	15.787	11.200	14.855	17.681	18.048	12.224	6.693	18.558	7.577	11.523	5.767	5.706	18.245
Mg%/Mg+Fe	75.221	74.316	68.942	71.421	80.550	73.834	67.851	66.812	78.355	87.600	66.165	85.632	78.385	89.225	89.340	67.120
Al IV	0.065	0.033	0.059	0.052	0.058	0.038	0.015	0.019	0.045	0.055	0.033	0.081	0.083	0.046	0.040	0.030
Al VI	0.030	0.021	0.029	0.026	0.041	0.020	0.021	0.019	0.011	0.027	0.004	0.026	0.027	0.014	0.006	0.008
Ti+Cr	0.014	0.007	0.009	0.007	0.017	0.008	0.005	0.004	0.011	0.028	0.009	0.027	0.019	0.022	0.020	0.004
Ca+Na	0.872	0.875	0.919	0.904	0.832	0.872	0.904	0.918	0.878	0.903	0.920	0.934	0.930	0.924	0.926	0.914

Tabl. 9 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des clinopyroxènes des trachyandésites (suite).

*N° Ech.	1S1	1S1	1S1	1S1	1S1	1S1	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr
N° An.	103.000	105.000	115.000	116.000	118.000	121.000	48.000	49.000	1'	4'	5'	10'	11'	12'
Minéral	CpxP	Cpx	CpxPc	CpxPc	CpxPBr	CpxPc	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO2	51.070	50.207	50.025	49.778	49.664	50.060	49.789	49.544	50.640	50.790	49.558	50.644	50.572	51.443
TiO2	0.893	0.959	1.232	1.112	1.162	1.090	1.212	1.258	1.072	0.226	1.176	1.165	1.221	0.285
Al2O3	2.261	2.391	3.925	3.192	3.527	3.100	3.127	3.372	3.048	3.791	3.177	2.781	2.604	3.321
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	0.052	0.055	0.072	0.107	0.041	0.070	0.012	0.022	0.015	0.883	0.127	0.012	0.014	0.584
FeO	9.376	9.480	9.053	9.380	10.472	10.060	10.633	10.087	11.293	3.247	8.850	9.795	9.714	4.064
MnO	0.252	0.312	0.209	0.211	0.288	0.290	0.313	0.279	0.419	0.062	0.232	0.335	0.286	0.106
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	14.392	14.146	14.144	13.520	13.459	13.770	13.493	13.388	13.708	16.828	14.028	14.154	13.711	16.553
CaO	19.704	20.424	19.320	20.543	19.588	20.250	19.503	20.453	18.952	22.056	20.512	20.407	20.520	21.676
Na2O	0.634	0.371	0.541	0.405	0.426	0.370	0.471	0.421	0.498	0.225	0.331	0.402	0.363	0.275
K2O	0.201	0.019	0.089	0.043	0.045	0.000	0.000	0.004	0.013	0.010	0.023	0.037	0.014	0.048
Total	98.835	98.364	98.610	98.291	98.672	99.050	98.553	98.828	99.658	98.118	98.014	99.732	99.019	98.355
Form. St./6 O														
Si	1.928	1.911	1.887	1.895	1.888	1.890	1.896	1.882	1.907	1.888	1.888	1.901	1.911	1.910
Ti	0.025	0.027	0.035	0.032	0.033	0.030	0.035	0.036	0.030	0.006	0.034	0.033	0.035	0.008
Al	0.101	0.107	0.175	0.143	0.158	0.140	0.140	0.151	0.135	0.166	0.143	0.123	0.116	0.145
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.026	0.004	0.000	0.000	0.017
Fe2+	0.296	0.302	0.286	0.299	0.333	0.320	0.339	0.321	0.356	0.101	0.282	0.308	0.307	0.126
Mn	0.008	0.010	0.007	0.007	0.009	0.010	0.010	0.009	0.013	0.002	0.007	0.011	0.009	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.810	0.802	0.795	0.767	0.762	0.780	0.766	0.758	0.769	0.932	0.797	0.792	0.772	0.916
Ca	0.797	0.833	0.781	0.838	0.798	0.820	0.796	0.833	0.765	0.879	0.837	0.821	0.831	0.863
Na	0.046	0.027	0.040	0.030	0.031	0.030	0.035	0.031	0.036	0.016	0.024	0.029	0.027	0.020
K	0.010	0.001	0.004	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002
Ca%	41.712	42.777	41.797	43.862	41.936	42.640	41.658	43.362	40.183	45.907	43.537	42.512	43.293	45.201
Mg%	42.375	41.209	42.559	40.150	40.077	40.340	40.086	39.478	40.425	48.716	41.413	41.010	40.234	48.010
Fe%	15.914	16.014	15.644	15.988	17.986	17.020	18.256	17.159	19.391	5.377	15.051	16.478	16.473	6.789
Mg%/Mg+Fe	72.699	72.015	73.122	71.520	69.023	70.330	68.709	69.703	67.582	90.060	73.344	71.337	70.950	87.611
Al IV	0.072	0.090	0.113	0.105	0.112	0.110	0.104	0.118	0.093	0.112	0.112	0.099	0.089	0.090
Al VI	0.029	0.018	0.062	0.038	0.046	0.030	0.036	0.033	0.042	0.055	0.031	0.024	0.027	0.056
Ti+Cr	0.027	0.029	0.037	0.035	0.034	0.030	0.035	0.037	0.031	0.032	0.038	0.033	0.035	0.025
Ca+Na	0.844	0.860	0.821	0.868	0.829	0.850	0.831	0.864	0.801	0.895	0.862	0.850	0.858	0.882

Tabl. 10 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des clinopyroxènes des porphyres.

N° Ech. N° An. Minéral	3B3 31.000 CPXP	3B3 34.000 CPXP	3B3 35.000 CPXP	3B3 40.000 CPXP	3B3 41.000 CPXP	3B3 43.000 CPXP	3D2 105.000 CPXP	3D2 106.000 CPXP	3D2 108.000 CPXP	3D2 109.000 CPXP	3D2 110.000 CPXP	3D2 114.000 CPXP	3D2 116.000 CPXP	3D2 117.000 CPXP
										2.000	2.000	6.000	8.000	8'
SiO2	51.730	51.756	51.533	51.386	52.218	51.963	51.835	52.534	52.937	52.434	52.357	51.670	52.036	52.169
TiO2	0.452	0.327	0.320	0.327	0.175	0.437	0.305	0.239	0.225	0.299	0.237	0.337	0.367	0.240
Al2O3	1.933	2.434	2.409	2.315	2.679	2.364	1.778	1.882	1.823	2.473	2.366	3.382	2.415	2.443
Fe2O3														
Cr2O3	0.000	0.314	0.152	0.228	0.522	0.152	0.064	0.098	0.095	0.137	0.113	0.156	0.047	0.145
FeO	9.138	5.410	6.989	7.465	3.461	7.458	7.562	6.349	5.576	5.295	5.712	6.257	7.512	6.287
MnO	0.234	0.276	0.227	0.090	0.000	0.218	0.177	0.178	0.155	0.161	0.143	0.205	0.226	0.178
NiO														
MgO	15.836	16.654	16.423	16.574	17.173	16.287	16.146	17.639	16.962	16.679	16.713	16.126	16.020	17.249
CaO	19.747	21.929	20.438	20.180	21.915	19.714	20.758	21.086	22.012	22.339	22.080	21.933	21.378	20.519
Na2O	0.249	0.193	0.194	0.197	0.116	0.194	0.198	0.133	0.147	0.168	0.201	0.178	0.181	0.125
K2O	0.060	0.007	0.086	0.000	0.000	0.071	0.007	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.379	99.299	98.772	98.762	98.258	98.859	98.831	100.137	99.932	100.000	99.922	100.246	100.181	99.355
Form. St./6 O														
Si	1.935	1.918	1.925	1.921	1.932	1.937	1.940	1.930	1.944	1.926	1.927	1.901	1.923	1.927
Ti	0.013	0.009	0.009	0.009	0.005	0.012	0.009	0.007	0.006	0.008	0.007	0.009	0.010	0.007
Al	0.085	0.106	0.106	0.102	0.117	0.104	0.078	0.082	0.079	0.107	0.103	0.147	0.105	0.106
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.009	0.005	0.007	0.015	0.005	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.005	0.001	0.004
Fe2+	0.286	0.168	0.218	0.233	0.107	0.233	0.237	0.195	0.171	0.163	0.176	0.193	0.232	0.194
Mn	0.007	0.009	0.007	0.003	0.000	0.007	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005	0.006	0.007	0.006
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.883	0.920	0.914	0.924	0.947	0.905	0.901	0.966	0.929	0.913	0.917	0.884	0.882	0.950
Ca	0.791	0.871	0.818	0.809	0.869	0.787	0.832	0.830	0.866	0.879	0.871	0.864	0.846	0.812
Na	0.018	0.014	0.014	0.014	0.008	0.014	0.014	0.010	0.011	0.012	0.014	0.013	0.013	0.009
K	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca%	40.226	44.271	41.783	41.075	45.184	40.765	42.142	41.577	43.955	44.860	44.251	44.392	43.013	41.404
Mg%	44.868	46.764	46.698	46.921	49.247	46.842	45.591	48.375	47.110	46.585	46.587	45.396	44.831	48.410
Fe%	14.906	8.965	11.519	12.004	5.570	12.393	12.267	10.049	8.935	8.555	9.162	10.212	12.156	10.186
Mg%/Mg+Fe	75.063	83.913	80.214	79.628	89.840	79.078	78.799	82.800	84.057	84.485	83.566	81.635	78.668	82.617
Al IV	0.065	0.083	0.075	0.079	0.068	0.063	0.060	0.070	0.056	0.074	0.073	0.100	0.077	0.073
Al VI	0.020	0.024	0.031	0.024	0.049	0.040	0.018	0.011	0.023	0.033	0.029	0.047	0.028	0.034
Ti+Cr	0.013	0.018	0.014	0.016	0.020	0.017	0.011	0.009	0.009	0.012	0.010	0.014	0.012	0.011
Ca+Na	0.809	0.884	0.832	0.823	0.877	0.801	0.847	0.839	0.877	0.891	0.885	0.877	0.859	0.821

Tabl.11 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes dans les cumulats gabbroïques de la série de Plancher-Bas (unité I).

N° Ech. N° An. Minéral	3 K 18.000 CPX	3 K 27.000 CPXP	3 K 28.000 CPXP	3K1 123.000 CPXP	3K1 125.000 CPXP	3K1 127.000 CPXP	3K1 135.000 CPXP Pb	3K1 137.000 CPXP	3K1 138.000 CPXP	3K' 74.000 CPXP	3K' 75.000 CPXP	3K' 1.000 CPXP	3K' 3.000 CPXP	3K' 5.000 CPXP	3K' 6.000 CPXP	3K' 16.000 CPXP	3K' 7.000 CPXP	3K' 76.000 CPXP
SiO2	52.318	51.717	51.146	50.827	50.823	51.071	49.758	50.158	51.041	50.057	50.102	51.227	50.541	51.266	50.690	50.263	51.090	50.866
TiO2	0.285	0.460	0.525	0.440	0.617	0.711	1.213	0.682	0.572	0.872	0.602	0.527	0.747	0.425	0.565	0.574	0.636	0.742
Al2O3	0.931	2.520	2.783	2.445	1.614	3.728	4.518	1.946	2.496	3.732	3.403	2.203	3.473	2.530	3.460	2.942	3.191	2.292
Fe2O3																		
Cr2O3	0.219	0.227	0.193	0.130	0.000	0.208	0.137	0.124	0.180	0.196	0.469	0.243	0.343	0.210	0.395	0.067	0.361	0.168
FeO	7.791	7.267	8.295	9.014	9.367	7.703	9.744	7.971	7.424	8.021	7.296	7.814	8.177	7.329	6.697	8.062	7.644	8.325
MnO	0.471	0.287	0.303	0.253	0.340	0.247	0.239	0.287	0.298	0.272	0.240	0.108	0.158	0.288	0.160	0.269	0.118	0.287
NiO																		
MgO	14.395	15.274	15.672	14.410	14.186	14.039	15.024	15.140	14.520	14.846	15.349	14.881	15.006	15.002	15.946	14.964	15.390	13.913
CaO	22.413	21.377	20.399	19.449	21.119	21.326	16.526	20.727	21.721	20.555	20.469	20.940	20.789	21.343	21.584	20.796	20.943	21.428
Na2O	0.222	0.309	0.344	0.337	0.329	0.406	0.733	0.379	0.373	0.298	0.252	0.349	0.330	0.349	0.334	0.333	0.264	0.392
K2O	0.035	0.000	0.040	0.035	0.008	0.057	0.334	0.225	0.002	0.000	0.000	0.000	0.018	0.046	0.000	0.059	0.000	0.042
Total	99.083	99.438	99.700	97.341	98.403	99.495	98.224	97.639	98.628	98.850	98.181	98.293	99.581	98.789	99.831	98.328	99.637	98.455
Form. St./6 O																		
Si	1.967	1.926	1.906	1.940	1.934	1.904	1.879	1.915	1.922	1.881	1.890	1.933	1.887	1.924	1.880	1.902	1.900	1.927
Ti	0.008	0.013	0.015	0.013	0.018	0.020	0.034	0.020	0.016	0.025	0.017	0.015	0.021	0.012	0.016	0.016	0.018	0.021
Al	0.041	0.111	0.122	0.110	0.072	0.164	0.201	0.088	0.111	0.165	0.151	0.098	0.153	0.112	0.151	0.131	0.140	0.102
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.007	0.007	0.006	0.004	0.000	0.006	0.004	0.004	0.005	0.006	0.014	0.007	0.010	0.006	0.012	0.002	0.011	0.005
Fe2+	0.245	0.226	0.259	0.288	0.298	0.240	0.308	0.255	0.234	0.252	0.230	0.247	0.255	0.230	0.208	0.255	0.238	0.264
Mn	0.015	0.009	0.010	0.008	0.011	0.008	0.008	0.009	0.010	0.009	0.008	0.004	0.005	0.009	0.005	0.009	0.004	0.009
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.807	0.848	0.870	0.820	0.805	0.780	0.846	0.862	0.815	0.832	0.863	0.837	0.835	0.839	0.881	0.844	0.853	0.785
Ca	0.903	0.853	0.815	0.795	0.861	0.852	0.669	0.848	0.877	0.828	0.827	0.847	0.832	0.858	0.858	0.843	0.835	0.870
Na	0.016	0.022	0.025	0.025	0.024	0.029	0.054	0.028	0.027	0.022	0.018	0.026	0.024	0.025	0.024	0.024	0.019	0.029
K	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.016	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.003	0.000	0.002
Ca%	45.846	44.058	41.707	41.623	43.607	45.317	36.548	42.972	45.302	43.111	42.910	43.788	43.160	44.320	43.945	43.222	43.263	45.108
Mg%	40.954	43.784	44.567	42.893	40.741	41.493	46.214	43.658	42.121	43.308	44.754	43.281	43.331	43.329	45.156	43.258	44.219	40.736
Fe%	13.200	12.158	13.727	15.485	15.651	13.191	17.238	13.369	12.577	13.581	12.336	12.932	13.509	12.351	10.900	13.520	12.518	14.156
Mg%/Mg+Fe	75.625	78.267	76.452	73.475	72.246	75.878	72.833	76.557	77.007	76.127	78.392	76.995	76.233	77.817	80.555	76.187	77.937	74.211
Al IV	0.033	0.074	0.094	0.060	0.066	0.096	0.121	0.085	0.078	0.119	0.110	0.067	0.113	0.076	0.120	0.098	0.100	0.073
Al VI	0.008	0.036	0.028	0.050	0.007	0.068	0.080	0.003	0.033	0.047	0.042	0.031	0.040	0.036	0.031	0.033	0.040	0.029
Ti+Cr	0.015	0.020	0.020	0.017	0.018	0.026	0.039	0.023	0.022	0.031	0.031	0.022	0.031	0.018	0.027	0.018	0.028	0.026
Ca+Na	0.919	0.875	0.839	0.820	0.886	0.881	0.722	0.876	0.904	0.850	0.846	0.872	0.856	0.884	0.882	0.868	0.854	0.899

Tabl. 12 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des gabbros d'Ermensbach.

N° Ech.	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W
N° An.	73.000	92.000	86.000	91.000	83.000	90.000	82.000
Minéral	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX	CPX
	micrph	micrph	micrph	micrph	micrph	micrph	micrph
SiO2	50.757	53.290	51.570	51.747	52.890	52.490	51.858
TiO2	0.560	0.210	0.275	0.262	0.244	0.294	0.379
Al2O3	2.392	0.663	0.973	0.990	0.771	0.880	1.179
Fe2O3							
Cr2O3	0.073	0.015	0.022	0.000	0.015	0.029	0.023
FeO	9.628	9.851	10.042	9.775	9.169	10.219	9.115
MnO	0.456	0.462	0.431	0.398	0.367	0.424	0.351
NiO							
MgO	13.911	14.216	14.170	13.893	14.657	14.014	14.778
CaO	20.141	21.775	20.701	21.549	21.459	20.887	21.052
Na2O	0.398	0.260	0.313	0.367	0.283	0.332	0.283
K2O	0.282	0.000	0.022	0.000	0.011	0.000	0.000
Total	98.598	100.742	98.518	98.980	99.864	99.567	99.019
Form. St./6 O							
Si	1.928	1.980	1.962	1.961	1.976	1.975	1.955
Ti	0.016	0.006	0.008	0.008	0.007	0.008	0.011
Al	0.107	0.029	0.044	0.044	0.034	0.039	0.052
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe2+	0.306	0.306	0.320	0.310	0.286	0.322	0.287
Mn	0.015	0.015	0.014	0.013	0.012	0.014	0.011
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.787	0.787	0.804	0.785	0.816	0.786	0.830
Ca	0.820	0.867	0.844	0.875	0.859	0.842	0.850
Na	0.029	0.019	0.023	0.027	0.021	0.024	0.021
K	0.014	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca%	42.523	43.900	42.605	44.143	43.535	42.898	42.965
Mg%	40.850	39.863	40.563	39.584	41.358	40.032	41.949
Fe%	16.627	16.238	16.833	16.274	15.107	17.070	15.086
Mg%/Mg+Fe	71.072	71.056	70.673	70.866	73.245	70.107	73.550
Al IV	0.072	0.020	0.038	0.039	0.024	0.026	0.045
Al VI	0.035	0.009	0.006	0.006	0.010	0.014	0.007
Ti+Cr	0.018	0.006	0.009	0.008	0.007	0.009	0.011
Ca+Na	0.849	0.886	0.867	0.902	0.879	0.866	0.871

Tabl. 13 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des pyroxènes des Syénites de Sewen.

N° Ech.	3C	3C	3C	3C	3C	3C	3C
N° An.	29	30	31	33	34	37	39
Minéral	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP
SiO2	47,306	47,486	46,408	47,755	46,906	46,75	48,085
TiO2	1,98	2,033	2,615	1,71	1,95	2,028	1,453
Al2O3	5,287	4,361	5,555	4,824	5,991	4,739	5,2
Cr2O3	0,066	0,072	0,126	0,155	0,072	0,083	0,099
FeO*	8,612	11,212	9,975	8,393	7,368	8,842	7,706
MnO	0,19	0,294	0,254	0,181	0,204	0,161	0,098
MgO	12,719	12,489	12,242	13,412	12,996	12,843	13,963
CaO	20,879	19,311	19,921	20,354	21,116	20,282	20,736
Na2O	0,334	0,381	0,38	0,417	0,319	0,38	0,344
K2O	0,004	0	0	0,01	0	0,017	0,007
Total	97,375	97,639	97,476	97,21	96,922	96,126	97,69
%CaTiTs	36,562	41,773	45,548	31,398	32,865	37,900	25,383
%CaTs	32,585	18,723	23,225	27,313	39,181	19,654	32,618
%Acmite	16,036	20,142	17,088	20,038	13,860	18,822	15,696
%FaTs	14,817	19,362	14,140	21,251	14,094	23,624	26,303
N° Ech.	3F	3F	3F	3F	3F	3F	3F
N° An.	23	24	25	26	29	31	32
Minéral	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP
SiO2	51,953	50,609	50,397	50,966	50,532	51,088	49,676
TiO2	0,294	0,329	0,52	0,36	0,519	0,455	0,337
Al2O3	2,135	2,439	3,469	4,058	3,35	3,38	3,546
Cr2O3	0,165	0,253	0,07	0,805	0,14	0,016	0
FeO*	6,574	6,369	6,884	4,611	6,956	6,838	6,328
MnO	0,245	0,17	0,132	0,142	0,164	0,174	0,165
MgO	16,405	16,385	15,256	16,014	15,428	15,501	15,364
CaO	21,284	20,352	21,89	22,437	21,848	21,749	22,02
Na2O	0,186	0,253	0,224	0,189	0,202	0,256	0,177
K2O	0,01	0,033	0	0,001	0,005	0,018	0,011
Total	99,25	97,193	98,842	99,584	99,145	99,476	97,625
%CaTiTs	9,739	8,951	11,671	7,517	11,684	10,660	6,975
%CaTs	17,221	14,629	23,022	36,143	18,292	30,118	18,209
%Acmite	16,390	19,346	12,950	10,251	11,845	16,159	9,838
%FaTs	56,651	57,074	52,358	46,090	58,179	43,063	64,978
N° Ech.	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2	3G2
N° An.	1	9	13	14	15	17	19
Minéral	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP
SiO2	51,743	48,194	49,636	48,384	50,171	51,435	51,542
TiO2	0,59	1,52	0,816	1,294	0,827	0,529	0,626
Al2O3	2,6	6,43	4,465	6,033	4,374	2,691	2,785
Cr2O3	0,531	0,355	0,213	0,395	0,19	0,574	0,412
FeO*	5,583	6,593	6,179	6,555	6,282	4,938	5,496
MnO	0,177	0,156	0,15	0,088	0,111	0,137	0,148
MgO	16,596	14,05	15,432	14,268	15,186	16,756	16,538
CaO	21,34	21,599	21,766	21,843	21,875	21,536	21,122
Na2O	0,271	0,348	0,253	0,361	0,303	0,276	0,267
K2O	0	0	0	0,006	0,007	0	0
Total	99,431	99,245	98,909	99,226	99,326	98,872	98,935
%CaTiTs	16,718	22,251	14,863	18,666	16,106	13,973	18,277
%CaTs	18,872	38,377	24,316	31,437	32,913	16,255	29,307
%Acmite	19,897	13,141	11,864	13,599	15,406	18,821	20,063
%FaTs	44,513	26,230	48,957	36,298	35,574	50,951	32,353
N° Ech.	3G1	3G1	3G1	3G1	3G1	3G1	3G1
N° An.	53	54	57	60	64	69	72
Minéral	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP	CPXP
SiO2	50,363	49,978	50,374	49,666	48,801	48,823	49,225
TiO2	0,465	0,367	0,362	0,422	0,702	0,671	0,826
Al2O3	5,273	5,181	5,126	5,948	5,425	5,474	4,14
Cr2O3	0,281	0,509	0,588	0,522	0,313	0,36	0,083
FeO	4,517	4,737	4,608	4,615	6,423	5,736	7,639
MnO	0	0,15	0,103	0,081	0,112	0,13	0,186
MgO	15,728	15,352	15,647	15,549	14,468	14,754	14,019
CaO	22,181	22,024	22,071	21,384	20,621	21,389	21,399
Na2O	0,249	0,267	0,225	0,307	0,4	0,332	0,319
K2O	0	0,005	0	0	0,007	0	0,028
Total	99,058	98,569	99,104	98,494	97,274	97,668	97,864
CaTiTs	8,589	6,551	6,711	6,901	11,981	10,988	16,726
CaTs	55,659	51,381	53,624	57,778	51,294	43,953	32,242
Acmite	11,851	12,460	10,805	12,865	17,821	14,070	17,651
FaTs	23,901	29,608	28,859	22,456	18,904	30,988	33,381

Tabl.14 : Composants pôlaires non quadrilatéraux des clinopyroxènes des roches basiques de l'unité I calculés selon la méthode proposée par Bourmehti (1986).

N° Ech.	1R2	1R2	1R2	1R2	1R2	1R2	2H	2H	2H	2H	2H	2H
N° An.	77	78	80	81	85	86	14	15	18	31	33	34
Minéral	Cpx Pc	CpxPb	Cpx Pc	Cpx Pc	CpxP	CpxP	Cpx Pc	Cpx Pc	Cpx Pb	Cpx Pc	CPX pb	CPX Pc
SiO2	50,44	50,32	50,01	50,171	49,831	49,748	49,198	49,021	53,214	51,555	49,438	49,388
TiO2	0,89	0,88	0,9	0,761	0,824	0,882	0,779	0,777	0,249	0,648	1,161	1,101
Al2O3	2,73	2,75	2,5	2,761	2,673	3,214	3,487	3,671	0,609	1,749	3,435	3,493
Cr2O3	0,08	0,06	0,07	0,049	0	0	0,003	0,073	0,143	0,001	0,001	0
FeO*	10,56	9,57	9,39	9,707	10,158	10,484	9,622	9,683	2,827	9,862	9,18	9,088
MnO	0,39	0,29	0,28	0,323	0,294	0,266	0,244	0,293	0,081	0,403	0,338	0,329
MgO	14,38	14,25	14,41	14,314	13,942	13,758	14,138	14,239	16,386	14,989	13,803	13,868
CaO	19,37	20,06	19,68	19,666	19,557	19,693	19,248	18,711	24,577	19,579	20,733	20,34
Na2O	0,42	0,41	0,32	0,374	0,388	0,361	0,521	0,488	0,204	0,321	0,4	0,408
K2O	0,05	0,07	0	0,005	0,053	0	0,014	0,04	0,005	0,02	0,013	0,005
Total	99,3	98,65	97,56	98,131	97,72	98,406	97,254	96,996	98,295	99,127	98,502	98,02
%CaTlTs	21,932	22,531	27,892	20,686	21,933	21,894	15,493	15,603	20,588	24,658	25,385	24,603
%CaTs	11,575	16,876	19,459	23,260	18,866	25,977	23,239	28,369	2,941	15,068	15,385	23,016
%Acmite	28,547	29,892	25,838	26,406	29,089	23,023	28,169	26,950	44,118	32,877	23,077	23,810
%FaTs	37,946	30,700	26,811	29,647	30,112	29,105	33,099	29,078	32,353	27,397	36,154	28,571

Tabl.15 : Composants pôlaires non quadrilatéraux des clinopyroxènes des roches andésitiques de l'unité II calculés selon la méthode proposée par Boumehdi (1986).

N° Ech.	3K'	3K'	3K'	3K'	3K'	3K'	3K'
N° An.	74	75	3	5	6	8	16
Minéral	CPX P Coeu	CPX P Coeu	CPX P	CPX P Macle	CPX P Coeu	CPX P Macle	CPX P
SiO2	50,057	50,102	50,541	51,266	50,69	49,028	50,263
TiO2	0,872	0,602	0,747	0,425	0,565	0,671	0,574
Al2O3	3,732	3,403	3,473	2,53	3,46	3,129	2,942
Cr2O3	0,196	0,469	0,343	0,21	0,395	0,058	0,067
FeO*	8,021	7,296	8,177	7,329	6,697	9,743	8,062
MnO	0,272	0,24	0,158	0,288	0,16	0,356	0,269
MgO	14,846	15,349	15,006	15,002	15,946	14,18	14,964
CaO	20,555	20,469	20,789	21,343	21,584	19,99	20,796
Na2O	0,298	0,252	0,33	0,349	0,334	0,361	0,333
K2O	0	0	0,018	0,046	0	0	0,059
Total	98,85	98,181	99,581	98,789	99,831	97,516	98,328
%CaTlTs	19,663	14,143	16,405	11,853	10,811	13,793	13,181
%CaTs	29,695	26,373	22,214	26,494	9,633	6,322	14,809
%Acmite	17,335	15,225	19,388	27,390	16,493	19,181	22,050
%FaTs	33,307	44,260	41,994	34,263	63,063	60,704	49,959
N° Ech.	3D2	3D2	3D2	3D2	3D2	3D2	3D2
N° An.	105	106	108	109	110	114	115
Minéral	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P
SiO2	51,835	52,534	52,937	52,434	52,357	51,67	50,924
TiO2	0,305	0,239	0,225	0,299	0,237	0,337	0,28
Al2O3	1,778	1,882	1,823	2,473	2,366	3,382	2,105
Cr2O3	0,064	0,098	0,095	0,137	0,113	0,156	0,137
FeO	7,562	6,349	5,576	5,295	5,712	6,257	5,615
MnO	0,177	0,178	0,155	0,161	0,143	0,205	0,172
MgO	16,146	17,639	16,962	16,679	16,713	16,126	16,816
CaO	20,758	21,086	22,012	22,339	22,08	21,933	21,725
Na2O	0,198	0,133	0,147	0,168	0,201	0,178	0,147
K2O	0,007	0	0	0,014	0	0	0
Total	98,831	100,137	99,932	100	99,922	100,246	97,921
%CaTlTs	11,288	9,337	9,425	7,127	8,252	11,247	8,019
%CaTs	11,819	24,699	27,586	20,504	32,387	19,710	31,470
%Acmite	19,389	15,663	14,483	15,680	11,180	14,365	10,814
%FaTs	57,503	50,301	48,506	56,689	48,181	54,677	49,696
N° Ech.	3B3	3B3	3B3	3B3	3B3	3B3	3B3
N° An.	31	34	35	37	40	41	43
Minéral	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P	CPX P
SiO2	51,73	51,756	51,533	51,784	51,386	52,218	51,963
TiO2	0,452	0,327	0,32	0,33	0,327	0,175	0,437
Al2O3	1,933	2,434	2,409	1,769	2,315	2,679	2,364
Cr2O3	0	0,314	0,152	0,092	0,228	0,522	0,152
FeO	9,138	5,41	6,989	7,994	7,465	3,461	7,458
MnO	0,234	0,276	0,227	0,154	0,09	0	0,218
MgO	15,836	16,654	16,423	16,342	16,574	17,173	16,287
CaO	19,747	21,929	20,438	19,109	20,18	21,915	19,714
Na2O	0,249	0,193	0,194	0,268	0,197	0,116	0,194
K2O	0,06	0,007	0,086	0	0	0	0,071
Total	99,379	99,299	98,772	97,841	98,762	98,258	98,859
%CaTlTs	15,090	9,257	9,468	14,856	9,660	6,853	17,087
%CaTs	11,377	12,614	22,021	41,534	13,057	68,252	52,521
%Acmite	24,910	14,344	19,255	31,150	15,074	11,608	24,370
%FaTs	48,623	63,784	49,255	12,460	62,208	13,287	6,022

Tabl.16: Composants pôlaires non quadrilatéraux calculés pour les pyroxènes des Gabbros selon la méthode proposée par Boumehdi (1986).

Annexe II

**Analyses chimiques et formules structurales
des feldspaths**

N° Ech.	3C	3C	3F	3F	1Q1	1Q1	1Q1
N° An.	35.000	41.000	34.000	34.000	31.000	40.000	64.0000
Minéral	PLG	PLG	PLG	PLG	Alb Ph	Alb Ph	Fk Ph
SiO2	66.031	67.319	69.809	69.809	66.885	67.6	64.4390
TiO2	0.023	0.000	0.003	0.003	0.033	0.032	0.0090
Al2O3	20.077	19.867	19.986	19.986	19.545	20.136	18.5070
FeO	0.044	0.012	0.000	0.000	0.133	0.035	0.0940
MgO	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.004	0.0180
CaO	1.087	0.799	0.203	0.203	0.463	0.586	0.0730
Na2O	10.483	10.506	11.497	11.497	11.207	11.397	2.2220
K2O	0.152	0.092	0.131	0.131	0.171	0.09	13.2370
Total	97.900	98.595	101.631	101.631	98.437	99.88	98.5990
Form. St.							
Si	2.950	2.978	2.996	2.996	2.973	2.9613	2.9900
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.0011	0.0011	0.0003
Al	1.057	1.036	1.011	1.011	1.024	1.0397	1.0122
Fe3+	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.0030
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0003	0.0012
Ca	0.052	0.038	0.009	0.009	0.0221	0.0275	0.0036
Na	0.908	0.901	0.957	0.957	0.9659	0.968	0.1999
K	0.009	0.005	0.007	0.007	0.0097	0.005	0.7836
An%	5.371	4.011	0.959	0.959	2.2104	2.749	0.3677
Ab%	93.735	95.439	98.304	98.304	96.8176	96.7483	20.2514
Or%	0.894	0.550	0.737	0.737	0.972	0.5027	79.3809

Tabl. 1 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des feldspaths des basaltes et des andésites basaltiques des coulées à pillows lavas.

N° Ech.	3G2	3G2	3G2	3G2	3T2	3T2	3T2	3A2
N° An.	3.000	4.000	10.000	12.000	54.000	63.000	64.000	155.000
Minéral	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG
SiO2	52.096	53.142	61.299	53.456	67.360	52.299	52.449	69.903
TiO2	0.053	0.043	0.078	0.055	0.012	0.150	0.118	0.005
Al2O3	29.762	29.220	24.149	28.411	19.673	26.121	25.917	20.676
FeO	0.669	0.832	0.655	0.686	0.103	1.895	1.822	0.187
MgO	0.131	0.209	0.033	0.282	0.023	0.459	0.429	0.002
CaO	13.254	11.785	5.973	8.829	0.448	7.395	7.473	0.632
Na2O	4.052	4.363	7.801	2.747	11.048	4.695	4.545	11.638
K2O	0.148	0.589	0.506	4.303	0.461	1.972	2.151	0.139
Total	100.165	100.183	100.494	98.769	99.128	94.986	94.904	103.182
Form. St.								
Si	2.368	2.410	2.718	2.469	2.975	2.500	2.510	2.965
Ti	0.002	0.002	0.003	0.002	0.000	0.005	0.004	0.000
Al	1.595	1.562	1.262	1.547	1.024	1.472	1.462	1.034
Fe3+	0.021	0.026	0.020	0.022	0.003	0.061	0.059	0.005
Mg	0.009	0.014	0.002	0.019	0.002	0.033	0.031	0.000
Ca	0.646	0.573	0.284	0.437	0.021	0.379	0.383	0.029
Na	0.357	0.384	0.671	0.246	0.946	0.435	0.422	0.957
K	0.009	0.034	0.029	0.254	0.026	0.120	0.131	0.008
An%	63.836	57.822	28.867	46.657	2.135	40.545	40.929	2.892
Ab%	35.315	38.737	68.222	26.269	95.250	46.581	45.044	96.351
Or%	0.849	3.441	2.912	27.075	2.615	12.874	14.027	0.757

Tabl. 2 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des plagioclases des basaltes doléritiques et trachydoléritiques.

N° Ech.	1R2	1R2	1R2	1R2	1R2	1R2	2K'1	2K'1	2K'1
N° An.	97.0000	98.0000	88.000	89.000	90.000	94.0000	54.000	59.000	60.000
Minéral	PlgP	PlgP	PlgPc	PlgPc	Plg	PlgP	PlgPc	PLg	PLgmicPc
SiO2	53.4100	55.8310	52.81	53.167	53.524	53.6360	42.546	49.487	54.780
TiO2	0.0420	0.0740	0.089	0.043	0.056	0.0810	0.057	0.033	0.043
Al2O3	28.7850	28.9940	28.553	28.224	26.229	27.5280	22.243	24.418	23.350
FeO	0.9390	0.7260	0.9	0.685	0.948	1.1820	2.762	2.013	3.048
MgO	0.2080	0.0840	0.275	0.202	0.323	0.4840	0.368	0.363	0.694
CaO	11.2070	10.6380	11.173	10.337	7.78	10.2440	24.701	14.245	11.979
Na2O	4.2140	4.5050	4.225	3.683	4.499	4.5680	0.295	2.928	3.185
K2O	0.7570	0.8920	0.773	1.727	2.605	0.7530	0.091	0.069	0.036
Total	99.5620	101.744	98.798	98.068	95.964	98.4760	93.063	93.556	97.115
Form. St.									
Si	2.4330	2.4782	2.4263	2.4579	2.529	2.4678	2.201	2.430	2.563
Ti	0.0014	0.0025	0.0031	0.0015	0.002	0.0028	0.002	0.001	0.002
Al	1.5456	1.5169	1.5463	1.538	1.4608	1.4929	1.356	1.413	1.288
Fe3+	0.0290	0.0218	0.028	0.0214	0.0303	0.0368	0.097	0.067	0.097
Mg	0.0141	0.0056	0.0188	0.0139	0.0227	0.0332	0.028	0.027	0.048
Ca	0.5470	0.5059	0.55	0.5121	0.3939	0.5050	1.369	0.749	0.601
Na	0.3722	0.3877	0.3764	0.3301	0.4122	0.4075	0.030	0.279	0.289
K	0.0440	0.0505	0.0453	0.1019	0.157	0.0442	0.006	0.004	0.002
An%	56.7909	53.5862	56.6044	54.2401	40.8982	52.7861	97.466	72.584	67.353
Ab%	38.6417	41.0639	38.7328	34.9703	42.7969	42.5940	2.106	26.997	32.406
Or%	4.5674	5.3499	4.6628	10.7896	16.3049	4.6199	0.428	0.419	0.241

N° Ech.	2H	2H	2H	2H	2H	2H	2K2	2K4	2K4
N° An.	22.000	26.000	30.000	32.000	37.000	38.000	90.000	67.000	71.000
Minéral	PLG	Plg Pc	PlgP	PLg	PLgPc	PlgPc	PLgPc	PlgPc	PLg
SiO2	59.019	57.915	53.494	49.402	59.242	45.631	60.911	52.790	59.360
TiO2	0.013	0.051	0.027	0.025	0.045	0.019	0.028	0.079	0.068
Al2O3	23.379	27.102	25.627	31.221	24.849	26.324	22.558	29.084	26.357
FeO	0.385	0.721	0.330	0.566	0.609	3.652	1.307	1.342	0.665
MgO	0.126	0.112	0.044	0.069	0.092	0.132	0.431	0.556	0.256
CaO	11.028	7.879	14.155	14.863	8.881	18.741	6.014	10.095	6.346
Na2O	6.471	3.203	3.407	2.868	6.197	1.528	6.701	4.168	6.119
K2O	0.130	1.627	1.404	0.187	0.107	1.087	0.229	0.588	1.242
Total	100.551	98.610	98.488	99.201	100.022	97.114	98.179	98.702	100.413
Form. St.									
Si	2.650	2.613	2.487	2.277	2.650	2.226	2.756	2.420	2.638
Ti	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002
Al	1.238	1.441	1.404	1.696	1.310	1.514	1.203	1.571	1.381
Fe3+	0.012	0.022	0.010	0.018	0.018	0.121	0.040	0.042	0.020
Mg	0.008	0.008	0.003	0.005	0.006	0.010	0.029	0.038	0.017
Ca	0.531	0.381	0.705	0.734	0.426	0.980	0.292	0.496	0.302
Na	0.563	0.280	0.307	0.256	0.538	0.145	0.588	0.370	0.527
K	0.007	0.094	0.083	0.011	0.006	0.068	0.013	0.034	0.070
An%	48.173	50.467	64.365	73.305	43.917	82.196	32.663	55.052	33.581
Ab%	51.151	37.125	28.034	25.597	55.453	12.127	65.857	41.130	58.593
Or%	0.676	12.408	7.601	1.098	0.630	5.676	1.481	3.818	7.825

Tabl. 3 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des plagioclases des roches andésitiques de l'unité II.

N° Ech.	1S1	1S1	1S1	1S1	1S1	1S1	1S1	1S1	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr	Pr
N° An.	107.0	110.0	112.0	113.0	123.0	125.00	126.00	127.00	8'	9'	17'	18'	19'	20.000
Minéral	PlgP	Fel	PlgP	PlgPc	PlgPc	PlgPc	PlgPc	PlgPc	PLG Pc	Plg Bor	Plg Bor	Plg	Plg Bor	Plg
SiO2	60.805	58.223	57.416	65.13	66.2780	63.4300	62.4790	64.2140	43.732	54.569	51.758	55.521	61.418	56.301
TiO2	0.038	0.045	0.000	0.018	0.0260	0.0000	0.0540	0.0380	0.044	0.147	0.092	0.106	0.067	0.072
Al2O3	24.623	26.283	24.053	22.506	23.0920	23.1400	23.4960	23.7490	41.798	29.808	28.339	23.570	27.096	25.805
FeO	0.258	0.507	0.798	0.103	0.0430	0.0350	0.0890	0.0830	0.849	1.529	1.262	2.860	0.523	1.049
MgO	0.105	0.136	0.034	0.000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0100	0.165	0.460	0.258	0.901	0.130	0.118
CaO	4.128	2.453	8.134	2.882	3.4190	4.0130	4.7260	4.0800	8.499	3.058	12.215	9.911	5.447	10.129
Na2O	7.809	6.378	6.751	9.325	9.5970	8.8120	8.9150	8.8020	1.327	1.974	1.061	1.662	4.595	4.669
K2O	1.332	3.629	0.258	0.311	0.1030	0.3530	0.0900	0.2250	1.154	5.053	1.472	0.399	2.063	0.156
Total	99.098	97.654	97.444	100.275	102.558	99.7830	99.8490	101.201	97.568	96.598	96.457	94.930	101.339	98.299
Form. St.														
Si	2.7257	2.6642	2.6452	2.8549	2.8430	2.8055	2.7701	2.7977	2.015	2.528	2.429	2.619	2.682	2.573
Ti	0.0013	0.0015	0.000	0.0006	0.0008	0.0000	0.0018	0.0012	0.002	0.005	0.003	0.004	0.002	0.002
Al	1.301	1.4176	1.3062	1.1628	1.1676	1.2064	1.2279	1.2196	2.269	1.627	1.567	1.310	1.395	1.390
Fe3+	0.0078	0.0157	0.0249	0.0031	0.0012	0.0010	0.0027	0.0024	0.026	0.048	0.040	0.091	0.015	0.032
Mg	0.007	0.0093	0.0023	0.000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.011	0.032	0.018	0.063	0.008	0.008
Ca	0.1983	0.1203	0.4015	0.1354	0.1571	0.1902	0.2245	0.1905	0.419	0.152	0.614	0.501	0.255	0.496
Na	0.6787	0.5659	0.6031	0.7925	0.7982	0.7557	0.7664	0.7436	0.119	0.177	0.097	0.152	0.389	0.414
K	0.0762	0.2119	0.0152	0.0174	0.0056	0.0199	0.0051	0.0125	0.068	0.299	0.088	0.024	0.115	0.009
An%	20.8014	13.3932	39.3755	14.3195	16.3526	19.6917	22.5419	20.1227	69.242	24.181	76.884	73.998	33.586	53.982
Ab%	71.2068	63.015	59.1374	83.8407	83.0608	78.2459	76.9469	78.5560	19.563	28.246	12.085	22.455	51.269	45.028
Or%	7.9918	23.5918	1.4871	1.8398	0.5866	2.0624	0.5111	1.3213	11.194	47.574	11.032	3.547	15.145	0.990

Tabl. 4 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des feldspaths des porphyres.

N° Ech.	1G	1G	1G	1G	1D	1D	1D	1D	1D	1D	1D	1D	1D	1D	
N° An.	66.0000	67.0000	75.0000	76.0000	5.000	8.000	9.000	10.000	11.000	12.000	13.000	19.000	23.00	24.00	
Minéral	Fk	Fk	plag	Fk	plag	plag	Fk	Fk	Fk	Plag	plag	plag	Fk	plag	
SiO2	61.2690	62.5660	66.2560	62.6000	66.94	66.67	51.73	65.76	63.49	67.08	65.44	68.01	65.76	66.78	66.35
TiO2	0.0440	0.0090	0.0660	0.0000	0.04	0.02	0.04	0.01	0.32	0.04	0.04	0.000	0.05	0.00	0.00
Al2O3	19.6560	19.0230	21.3380	19.1640	19.98	19.72	28.99	19.25	18.38	19.63	19.17	20.14	19.22	19.66	19.74
FeO	2.2200	2.1850	0.5720	2.4050	0.1	1.24	2.16	0.38	0.12	0.53	0.37	0.25	0.51	0.91	1.43
MgO	0.3970	0.3130	0.0250	0.3800	0.04	0.07	1.89	0.01	0.02	0.000	0.01	0.000	0.01	0.03	0.02
CaO	0.2920	0.4140	0.7780	0.5270	0.8	0.39	0.25	0.27	0.06	0.42	0.32	0.44	0.28	0.44	0.56
Na2O	2.0740	3.9930	10.4090	5.3250	10.98	9.98	0.36	7.19	0.55	9.89	8.58	11.33	6.22	10.77	10.07
K2O	11.6460	9.4750	0.7760	7.2420	0.11	1.96	8.65	6.2	15.22	2.12	3.4	0.11	7.63	0.27	1.86
Total	97.5980	97.9780	100.220	97.6430	98.98	100.05	94.06	99.06	98.16	99.7	97.32	100.26	99.68	98.87	100.03
Form. St.															
Si	2.8840	2.9130	2.9063	2.9042	2.96	2.95	2.49	2.97	2.98	2.97	2.97	2.97	2.97	2.96	2.94
Ti	0.0016	0.0003	0.0022	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.01	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00
Al	1.0906	1.0440	1.1033	1.0480	1.04	1.03	1.65	1.02	1.02	1.02	1.03	1.04	1.02	1.03	1.03
Fe3+	0.0708	0.0689	0.0170	0.0756	0.000	0.04	0.07	0.01	0.000	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04
Mg	0.0278	0.0217	0.0016	0.0263	0.000	0.000	0.14	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00
Ca	0.0147	0.0207	0.0366	0.0262	0.04	0.02	0.01	0.01	0.000	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
Na	0.1893	0.3605	0.8853	0.4790	0.94	0.86	0.03	0.63	0.05	0.85	0.76	0.96	0.54	0.93	0.86
K	0.6994	0.5628	0.0434	0.4286	0.01	0.11	0.53	0.36	0.91	0.12	0.2	0.01	0.44	0.02	0.10
An%	1.6302	2.1880	3.7882	2.8053	3.85	1.86	2.21	1.31	0.3	2.01	1.6	2.07	1.36	2.18	2.66
Ab%	20.9532	38.1880	91.7130	51.2939	95.52	86.93	5.79	62.96	5.21	85.88	78.06	97.33	54.58	96.23	86.80
Or%	77.4165	59.6240	4.4988	45.9007	0.62	11.21	92.000	35.73	94.49	12.1	20.34	0.6	44.06	1.59	10.54

Tabl. 5 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des feldspaths des trachytes.

N° Ech.	11	11	11	11	11	11	11	1A2	1A2	1A2	1A2	1A2	1A2	1A1	1A1	1A1
N° An.	141.000	143.000	144.000	145.000	146.000	149.000	150.000	6.000	7.000	25.000	26.000	27.000	28.000	13.000	30.000	27.000
Minéral	PLG	FK	FK	FK	FK	FK	FK	FK	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	Fk	FK	Plg
SiO2	65.772	65.599	65.565	65.663	66.012	65.635	64.487	62.213	63.915	54.723	55.307	61.314	62.392	69.160	67.719	69.719
TiO2	0.000	0.007	0.003	0.005	0.022	0.010	0.045	0.130	0.087	0.000	0.005	0.000	0.013	0.082	0.018	0.006
Al2O3	18.872	18.822	19.025	19.021	18.900	18.709	18.974	18.322	20.833	27.125	25.717	23.304	23.136	19.347	19.099	23.352
FeO	0.096	0.126	0.090	0.010	0.087	0.089	0.194	0.547	2.314	0.638	2.219	0.513	0.242	0.139	0.285	0.488
MgO	0.040	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.012	0.005	1.864	0.104	2.114	0.214	0.073	0.012	0.178	0.192
CaO	3.774	0.501	0.534	0.448	0.267	0.406	0.589	0.122	0.498	8.634	5.349	2.282	4.557	0.151	0.046	1.566
Na2O	11.613	3.121	3.284	3.235	3.183	3.230	3.240	0.508	9.657	4.644	5.289	7.377	7.588	0.259	0.317	4.946
K2O	0.065	11.394	11.099	11.086	11.939	11.465	11.134	15.138	1.001	1.472	1.968	2.727	0.871	7.429	14.247	1.278
Total	100.232	99.570	99.600	99.470	100.412	99.544	98.675	96.985	100.169	97.340	97.968	97.731	98.872	96.579	101.909	101.547
Form. St.																
Si	2.917	2.991	2.985	2.990	2.991	2.995	2.970	2.965	2.834	2.532	2.549	2.787	2.791	3.109	3.023	2.954
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000
Al	0.986	1.012	1.021	1.021	1.009	1.006	1.030	1.029	1.089	1.479	1.397	1.249	1.220	1.025	1.005	1.166
Fe3+	0.003	0.004	0.003	0.000	0.003	0.003	0.006	0.018	0.070	0.020	0.069	0.016	0.007	0.004	0.009	0.014
Mg	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.123	0.007	0.145	0.015	0.005	0.001	0.012	0.012
Ca	0.179	0.025	0.026	0.022	0.013	0.020	0.029	0.006	0.024	0.428	0.264	0.111	0.218	0.007	0.002	0.071
Na	0.999	0.276	0.290	0.286	0.280	0.286	0.289	0.047	0.830	0.417	0.473	0.650	0.658	0.023	0.027	0.406
K	0.004	0.663	0.645	0.644	0.690	0.667	0.654	0.920	0.057	0.087	0.116	0.158	0.050	0.426	0.811	0.069
An%	15.178	2.541	2.712	2.297	1.319	2.040	2.989	0.640	2.599	45.949	30.985	12.088	23.581	1.595	0.262	13.009
Ab%	84.511	28.646	30.178	30.018	28.455	29.369	29.748	4.822	91.183	44.723	55.441	70.712	71.053	4.952	3.262	74.350
Or%	0.311	68.812	67.110	67.685	70.226	68.591	67.263	94.539	6.219	9.327	13.574	17.200	5.366	93.453	96.476	12.641
N° Ech.	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2	1L2
N° An.	42.000	46.000	44.000	45.000	44.000	45.000	61.000	62.000	63.000	136.000	137.000	138.000	143.000	144.000	145.000	146.000
Minéral	PLG	PLG	PLG Coeur	PLG Bord	PLG Coeur	PLG Bord	FK	FK	FK	PlgPc	PlgPc	PlgPc	PlgPc	PlgPc	PlgPc	PlgPc
SiO2	61.783	64.981	53.287	53.326	53.287	53.326	63.582	62.118	89.270	54.119	57.345	53.548	58.587	58.782	47.101	56.820
TiO2	0.055	0.067	0.010	0.020	0.010	0.020	0.002	0.027	0.092	0.001	0.000	0.060	0.021	0.038	0.008	0.038
Al2O3	24.939	20.706	23.833	23.743	23.833	23.743	18.235	18.174	4.535	23.420	23.003	23.261	26.457	24.518	23.610	23.507
FeO	0.843	1.679	0.306	0.422	0.306	0.422	0.000	0.111	0.076	0.285	0.194	0.436	0.899	0.256	0.128	0.223
MgO	0.209	0.307	0.086	0.091	0.086	0.091	0.000	0.007	0.005	0.024	0.011	0.113	0.461	0.113	0.024	0.007
CaO	2.556	0.942	13.915	13.971	13.915	13.971	0.000	0.113	0.111	13.868	12.355	9.629	1.113	4.911	22.370	10.447
Na2O	7.725	9.991	3.877	4.301	3.877	4.301	0.217	0.464	0.268	4.297	4.809	4.993	5.904	7.334	1.702	5.685
K2O	2.539	1.053	0.859	1.150	0.859	1.150	15.834	14.937	3.816	0.440	0.174	1.927	5.031	1.456	0.085	0.287
Total	100.649	99.726	96.173	97.024	96.173	97.024	97.870	95.951	98.173	96.454	97.891	93.967	98.473	97.408	95.028	97.014
Form. St.																
Si	2.734	2.885	2.532	2.523	2.532	2.523	2.997	2.982	3.767	2.558	2.643	2.591	2.668	2.692	2.329	2.637
Ti	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001
Al	1.301	1.084	1.335	1.324	1.335	1.324	1.013	1.029	0.226	1.305	1.250	1.327	1.420	1.323	1.376	1.286
Fe3+	0.025	0.051	0.010	0.014	0.010	0.014	0.000	0.004	0.002	0.009	0.006	0.014	0.028	0.008	0.004	0.007
Mg	0.014	0.020	0.006	0.006	0.006	0.006	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.008	0.031	0.008	0.002	0.001
Ca	0.121	0.045	0.708	0.708	0.708	0.708	0.000	0.006	0.005	0.702	0.610	0.499	0.054	0.241	1.185	0.520
Na	0.663	0.860	0.357	0.395	0.357	0.395	0.020	0.043	0.022	0.394	0.430	0.469	0.521	0.651	0.163	0.512
K	0.143	0.060	0.052	0.069	0.052	0.069	0.952	0.915	0.205	0.027	0.010	0.119	0.292	0.085	0.005	0.017
An%	13.069	4.646	63.384	60.420	63.384	60.420	0.000	0.603	2.160	62.560	58.102	45.943	6.257	24.659	87.550	49.568
Ab%	71.474	89.170	31.957	33.659	31.957	33.659	2.040	4.481	9.436	35.077	40.924	43.110	60.065	66.637	12.054	48.811
Or%	15.457	6.184	4.659	5.922	4.659	5.922	97.960	94.916	88.404	2.363	0.974	10.947	33.678	8.705	0.396	1.621

Tabl. 6 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des feldspaths des trachy-andésites.

N° Ech.	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W	3 W
N° An.	70.00	71.00	84.00	94.00	100.00	103.00	104.00	72.00	85.00	93.00
Minéral	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	FK	FK	FK
SiO₂	64.007	50.575	57.031	67.762	48.389	67.920	88.337	65.704	64.046	64.286
TiO₂	0.007	0.067	0.057	0.000	0.092	0.027	0.033	0.032	0.025	0.080
Al₂O₃	22.992	27.338	26.293	21.908	26.187	20.814	21.084	18.926	19.421	18.703
FeO	0.957	1.796	0.356	0.077	4.342	0.077	0.000	0.154	0.228	0.148
MgO	0.602	0.025	0.121	0.002	0.065	0.003	0.007	0.000	0.008	0.010
CaO	2.685	16.307	8.727	1.394	15.612	0.874	1.321	0.264	0.914	0.308
Na₂O	9.351	4.055	6.063	10.654	3.770	11.301	11.099	2.469	3.240	2.414
K₂O	0.578	0.040	0.900	0.429	0.723	0.104	0.052	13.009	11.074	12.787
Total	101.179	100.203	99.548	102.226	99.180	101.120	101.933	100.558	98.956	98.736
Form. St.										
Si	2.800	2.340	2.578	2.908	2.297	2.942	2.936	2.986	2.946	2.977
Ti	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003
Al	1.186	1.491	1.401	1.108	1.465	1.063	1.068	1.014	1.053	1.021
Fe³⁺	0.028	0.056	0.011	0.002	0.140	0.002	0.000	0.005	0.007	0.005
Mg	0.039	0.002	0.008	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ca	0.126	0.809	0.423	0.064	0.794	0.041	0.061	0.013	0.045	0.015
Na	0.793	0.364	0.531	0.886	0.347	0.949	0.925	0.218	0.289	0.217
K	0.032	0.002	0.052	0.024	0.044	0.006	0.003	0.754	0.650	0.756
An%	13.230	68.828	42.018	6.581	67.019	4.075	6.154	1.306	4.579	1.548
Ab%	83.379	30.971	52.823	91.008	29.286	95.348	93.558	22.095	29.370	21.950
Or%	3.391	0.201	5.159	2.411	3.695	0.577	0.288	76.600	66.051	76.503

Tabl. 7 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des feldspaths des syénites de Sewen.

N° Ech.	3 D 2	3 D 2	3 D 2	3 B 3	3 B 3	3 B 3
N° An.	107.000	111.000	112.000	33.000	36.000	45.000
Minéral	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG(inclusion/cpx)	PLG
SiO2	66.940	52.190	69.625	41.476	67.246	47.832
TiO2	0.000	0.235	0.000	0.000	0.027	0.002
Al2O3	21.437	2.405	21.339	17.277	19.964	31.385
FeO	0.188	5.627	0.086	8.402	0.184	0.726
MgO	0.000	16.738	0.013	0.368	0.022	0.096
CaO	1.756	22.061	0.989	25.138	0.918	14.330
Na2O	10.865	0.201	11.235	0.030	10.812	2.542
K2O	0.055	0.006	0.163	0.000	0.157	0.778
Total	101.241	99.463	103.450	92.691	99.330	97.691
Form. St.						
Si	2.904	2.554	2.945	2.219	2.962	2.246
Ti	0.000	0.009	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.096	0.139	1.064	1.089	1.037	1.737
Fe3+	0.006	0.187	0.003	0.304	0.006	0.023
Mg	0.000	1.221	0.001	0.029	0.001	0.007
Ca	0.082	1.157	0.045	1.441	0.043	0.721
Na	0.914	0.019	0.921	0.003	0.923	0.232
K	0.003	0.000	0.009	0.000	0.009	0.047
An%	8.174	98.347	4.597	99.785	4.441	72.169
Ab%	91.521	1.621	94.501	0.216	94.654	23.166
Or%	0.305	0.032	0.902	0.000	0.904	4.665

Tabl. 8 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des plagioclases des gabbros du Mont des Vannes.

N° Ech.	3 K 1	3 K 1	3 K 1	3 K'	3 K'	3 K'	3 K'	3 K	3 K	3 K
N° An.	122.00	124.00	133.00	77.00	4.00	9.00	15.00	24.00	19.00	23.00
Minéral	PLG	PLG (inclusion/cpx)	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG	PLG
SiO2	67.026	50.006	51.497	54.353	54.090	51.707	52.821	52.962	53.985	53.444
TiO2	0.000	0.050	0.075	0.093	0.063	0.123	0.082	0.088	0.050	0.003
Al2O3	21.696	31.438	29.879	28.052	27.947	29.934	28.989	29.120	28.799	28.313
FeO	0.000	0.404	0.396	0.320	0.517	0.410	0.408	0.333	0.468	0.486
MgO	0.000	0.027	0.022	0.003	0.050	0.043	0.045	0.050	0.056	0.033
CaO	1.928	15.101	13.064	10.898	10.912	12.850	11.914	12.032	11.559	11.570
Na2O	10.652	3.110	4.088	4.663	4.947	3.982	4.487	4.299	4.830	4.645
K2O	0.039	0.108	0.213	0.326	0.282	0.229	0.305	0.272	0.389	0.391
Total	101.341	100.244	99.234	98.708	98.808	99.278	99.051	99.156	100.136	98.885
Form. St.										
Si	2.901	2.281	2.361	2.482	2.473	2.367	2.417	2.419	2.442	2.448
Ti	0.000	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	0.000
Al	1.107	1.690	1.615	1.510	1.506	1.615	1.564	1.567	1.536	1.529
Fe3+	0.000	0.013	0.012	0.010	0.016	0.013	0.013	0.010	0.014	0.015
Mg	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.002
Ca	0.089	0.738	0.642	0.533	0.535	0.630	0.584	0.589	0.560	0.568
Na	0.894	0.275	0.364	0.413	0.439	0.353	0.398	0.381	0.424	0.413
K	0.002	0.006	0.013	0.019	0.017	0.013	0.018	0.016	0.023	0.023
An%	9.073	72.402	63.065	55.252	54.021	63.212	58.412	59.756	55.673	56.602
Ab%	90.709	26.982	35.711	42.780	44.317	35.446	39.808	38.635	42.096	41.120
Or%	0.219	0.617	1.224	1.968	1.662	1.341	1.780	1.608	2.231	2.278

Tabl. 9 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des plagioclases des gabbros d'Ermensbach.

Annexe III

**Analyses chimiques et formules structurales
des opaques, micas noirs et amphiboles
des roches étudiées**

**Analyses chimiques des clinopyroxènes, olivines
et spinèls chromifères des serpentinites
de la Klippe de Thalorn**

N° Ech. Nature	1Q1 Andésite basaltique	1Q1 Andésite basaltique	1Q1 Andésite basaltique	1Q1 Andésite basaltique	1Q1 Andésite basaltique	1Q1 Andésite basaltique
Minéral	Ti-magnétite	Ti-magnétite	Ti-magnétite	Ti-magnétite	Ti-magnétite	Ti-magnétite
SiO2	0.128	0.137	0.674	0.825	0.365	3.833
TiO2	10.447	10.763	11.292	9.38	9.433	10.079
Al2O3	4.274	4.371	1.256	2.775	1.934	2.649
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr2O3	0.058	0.067	0.02	0.118	0.04	0.087
FeO	74.476	74.667	77.81	76.953	77.495	71.968
MnO	0.232	0.155	0.104	0.104	0.107	0.135
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	1.64	1.971	0.296	0.22	0.048	0.537
CaO	0.037	0.005	0.18	0.186	0.121	2.242
Na2O	0.095	0.07	0.167	0.496	0.545	0.159
K2O	0.019	0.000	0.029	0.028	0.002	0.097
Total	91.406	92.206	91.828	91.085	90.09	91.786

Tabl. 1 : Quelques analyses représentatives des opaques dans les andésites basiques (S.L) de l'unité I

N° Ech. N° An. Minéral	3W Syénite Sphène	3W Syénite Ilménite	3W Syénite Sphène	3W Syénite Leucos/Ilm	3W Syénite Ti-Magnétite
Zone	1	3	5	5	6
SiO2	21.853	0	30.228	17.014	0.062
TiO2	25.207	43.447	39.352	60.235	4.66
Al2O3	3.263	0.008	0.187	0.537	2.282
Fe2O3					
Cr2O3	0.497	0.041	0	0.077	0.656
FeO	23.284	51.983	1.989	3.558	85.052
MnO	0.031	1.322	0.072	0	0.365
NiO					
MgO	0	0.008	0.453	0	0.061
CaO	19.703	0.038	27.732	17.444	0
Na2O	0.003	0	0.058	0.057	0.097
K2O	0	0.013	0.008	0.019	0.022
Total	93.841	96.86	100.079	98.941	93.258

Tabl. 2 : Quelques analyses représentatives des opaques et des leucoxènes dans les syénites.

N° Ech. N° An.	3K' Gabbro	3K1 Gabbro	1R2 Andésite basique	1R2 Andésite basique	1S1 Porphyre	1S1 Porphyre	1S1 Porphyre
Minéral	Ti-Magnétite	Ilménite	Ti-magnétite	Ti-magnétite	Ti-magnétite	Ti-magnétite	Ti-magnétite
Zone	6	7					
SiO2	0.094	0	1.0610	0.8750	0.23	0.33	1.6750
TiO2	2.532	49.095	8.1060	8.0020	14.38	15.32	8.4870
Al2O3	1.555	0.002	1.3320	1.6660	4.64	3.53	1.1760
Fe2O3			0.0000	0.0000	0.000	0.000	0.0000
Cr2O3	0.247	0.08	1.3290	1.5480	1.41	0.97	0.9290
FeO	85.507	47.869	78.8010	78.5490	67.47	69.71	76.2540
MnO	0.355	0.198	0.1050	0.2160	0.2	0.13	0.0860
NiO			0.0000	0.0000	0.000	0.000	0.0000
MgO	0.106	0.012	0.0420	0.0650	0.02	0.11	0.3110
CaO	0.032	0.225	0.6830	0.3950	0.16	0.16	1.1050
Na2O	0.044	0.007	0.2160	0.1710	0.3	0.19	0.3560
K2O	0	0.004	0.0230	0.0280	0.08	0.04	0.1110
Total	90.473	97.49	91.6980	91.5150	88.89	90.47	90.4900

Tabl. 3 : Quelques analyses représentatives des opaques dans les gabbros d'Ermensbach, les andésites (S.L) de l'unité II et dans les porphyres.

*N° Ech. N° An. Minéral	3K1 130.000 Biotite	3K1 131.000 Biotite	3K1 132.000 Biotite	3K1 136.000 Biotite	3K' 10.000 Biotite	3K' 11.000 Biotite	3W 87.000 Biotite	3W 99.000 Biotite	1L2 38.000 Biotite	1L2 39.000 Biotite	1L2 40.000 Biotite	1L2 57.000 Phlogopite	1L2 58.000 Phlogopite	1L2 59.000 Phlogopite	1L2 65.000 Phlogopite	1L2 131.000 Biotite	1I 140.000 Biotite	1I 148.000 Biotite
SiO2	35.106	36.276	35.655	34.994	35.829	36.205	34.042	34.586	35.457	35.688	36.357	37.769	37.316	37.403	36.875	37.7540	36.678	40.165
TiO2	6.537	6.742	6.834	6.524	6.357	5.988	5.853	6.082	11.114	7.169	4.258	3.838	3.901	3.945	3.958	4.8470	7.144	5.264
Al2O3	13.732	13.789	13.553	13.791	13.347	13.337	13.991	13.645	12.531	14.647	14.171	14.278	14.588	13.986	14.539	14.4570	13.375	14.142
Fe2O3																0.0000		
Cr2O3	0.000	0.000	0.007	0.010	0.009	0.057	0.000	0.018	0.006	0.000	0.010	0.020	0.018	0.034	0.000	0.2010	0.076	0.050
FeO	15.768	16.055	15.503	15.789	16.520	16.021	16.234	16.301	7.164	9.219	9.811	7.523	7.078	6.975	8.143	8.5140	10.718	9.659
MnO	0.098	0.092	0.063	0.057	0.000	0.129	0.196	0.099	0.079	0.066	0.034	0.088	0.049	0.076	0.063	0.0390	0.088	0.046
NiO																0.0000		
MgO	12.878	12.661	12.853	12.867	13.435	13.674	15.432	14.838	14.652	16.934	19.333	19.182	19.615	19.660	18.580	19.1360	16.408	16.305
CaO	0.053	0.024	0.004	0.052	0.021	0.080	0.807	0.729	5.798	0.126	0.134	0.042	0.059	0.035	0.102	0.1460	0.127	0.067
Na2O	0.209	0.245	0.255	0.224	0.147	0.199	0.171	0.198	0.593	0.798	0.727	0.566	0.567	0.640	0.624	0.5630	0.717	1.348
K2O	8.727	8.778	8.839	8.257	8.957	8.737	5.666	6.472	6.361	7.473	8.442	8.940	8.878	8.890	8.804	8.7470	8.712	8.221
Total	93.109	94.662	93.568	92.565	94.621	94.428	92.394	92.968	93.755	92.119	93.276	92.248	92.069	91.644	91.690	94.4040	94.043	95.269
Form. St.																		
Si	5.416	5.492	5.462	5.415	5.453	5.501	5.237	5.306	5.252	5.351	5.424	5.621	5.555	5.596	5.545	5.5170	5.463	5.800
Ti	0.758	0.768	0.787	0.759	0.728	0.684	0.677	0.702	1.238	0.808	0.478	0.430	0.437	0.444	0.448	0.5327	0.800	0.572
Al	2.497	2.461	2.447	2.516	2.394	2.388	2.537	2.468	2.188	2.589	2.492	2.505	2.560	2.467	2.577	2.4901	2.348	2.407
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.007	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.000	0.0232	0.009	0.006
Fe2+	2.034	2.033	1.986	2.043	2.103	2.036	2.089	2.092	0.887	1.156	1.224	0.936	0.881	0.873	1.024	1.0405	1.335	1.167
Mn	0.013	0.012	0.008	0.008	0.000	0.017	0.026	0.013	0.010	0.008	0.004	0.011	0.006	0.010	0.008	0.0048	0.011	0.006
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0000	0.000	0.000
Mg	2.961	2.857	2.934	2.968	3.047	3.096	3.538	3.393	3.234	3.784	4.299	4.254	4.352	4.384	4.164	4.1674	3.642	3.509
Ca	0.009	0.004	0.001	0.009	0.003	0.013	0.133	0.120	0.920	0.020	0.021	0.007	0.009	0.006	0.016	0.0229	0.020	0.010
Na	0.063	0.072	0.076	0.067	0.043	0.059	0.051	0.059	0.170	0.232	0.210	0.163	0.164	0.186	0.182	0.1595	0.207	0.377
K	1.718	1.696	1.727	1.630	1.739	1.694	1.112	1.267	1.202	1.429	1.607	1.697	1.686	1.697	1.689	1.6307	1.655	1.515
Mg%/Mg+Fe	59.122	58.284	59.536	59.132	59.171	60.138	62.596	61.717	78.281	76.469	77.774	81.787	83.062	83.244	80.137	79.9467	73.013	74.960
cat	15.468	15.394	15.429	15.416	15.513	15.494	15.399	15.420	15.102	15.377	15.760	15.627	15.652	15.666	15.654	15.5888	15.490	15.368

Tabl. 4 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des micas noires des roches plutoniques et volcaniques du massif des vosges du Sud.

N° Ech.	3K	3B3	3B3	3B3	3A2	3W	3W	3W	3W	3W	3W	3W	3W	3W	1i	1i	1L2
SiO2	52.911	44.155	48.252	49.045	46.016	51.381	51.048	52.748	50.648	51.895	52.635	51.446	52.599	48.857	59.853	47.516	47.424
TiO2	0.132	1.540	0.876	0.664	1.421	0.567	0.519	0.412	0.732	0.682	0.465	0.709	0.325	0.771	0.048	0.155	0.198
Al2O3	2.316	7.968	3.414	3.195	4.110	3.938	3.873	2.827	4.225	3.486	2.469	3.681	2.592	5.200	20.198	17.233	1.974
FeO	12.673	17.064	21.100	20.553	22.445	13.423	13.791	12.463	14.432	13.013	14.074	13.464	14.171	15.155	4.499	7.954	6.517
MnO	0.288	0.158	0.489	0.309	0.363	0.278	0.243	0.270	0.329	0.318	0.336	0.294	0.546	0.252	0.000	0.000	0.343
MgO	15.556	12.540	11.295	10.821	9.116	15.569	15.549	16.713	14.661	15.972	15.044	15.777	15.551	13.644	4.387	7.296	12.797
CaO	11.718	10.241	9.416	10.471	9.724	11.591	11.472	11.585	11.591	11.855	11.858	11.823	10.860	11.729	0.364	0.437	18.244
Na2O	0.235	2.630	1.829	1.064	2.197	0.907	0.918	0.714	0.969	0.883	0.584	0.953	0.593	1.166	7.578	3.945	0.407
K2O	0.075	0.114	0.593	0.436	0.741	0.363	0.313	0.236	0.420	0.440	0.188	0.377	0.171	0.614	0.852	0.320	0.000
Cr2O3	0.050	0.025	0.023	0.000	0.007	0.023	0.041	0.035	0.051	0.000	0.000	0.001	0.012	0.000	0.263	0.098	0.266
Total	95.954	96.435	97.287	96.558	96.140	98.040	97.767	98.003	98.058	98.544	97.653	98.525	97.420	97.388	98.042	84.954	88.170
Form. structurale																	
Si	7.659	6.536	7.140	7.338	7.071	7.329	7.296	7.455	7.282	7.375	7.571	7.322	7.481	7.153	7.894	7.391	7.590
Al IV	0.341	1.390	0.595	0.563	0.744	0.662	0.652	0.471	0.716	0.584	0.419	0.617	0.434	0.847	0.106	0.609	0.372
Al VI	0.054	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.050	3.034	2.550	0.000
Ti	0.014	0.171	0.098	0.075	0.164	0.061	0.056	0.044	0.079	0.073	0.050	0.076	0.035	0.085	0.005	0.018	0.024
Cr	0.006	0.003	0.003	0.000	0.001	0.003	0.005	0.004	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.027	0.012	0.034
Fe3+	0.539	1.167	1.304	0.863	0.783	0.696	0.814	0.781	0.639	0.588	0.486	0.651	1.029	0.501	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.995	0.945	1.307	1.709	2.101	0.905	0.835	0.692	1.097	0.959	1.207	0.952	0.657	1.354	0.496	1.035	0.872
Mn	0.035	0.020	0.061	0.039	0.047	0.034	0.029	0.032	0.040	0.038	0.041	0.035	0.066	0.031	0.000	0.000	0.046
Mg	3.357	2.767	2.492	2.413	2.088	3.311	3.313	3.521	3.142	3.384	3.226	3.347	3.297	2.978	0.863	1.692	3.053
Ca	1.817	1.624	1.493	1.678	1.601	1.771	1.757	1.754	1.785	1.805	1.828	1.803	1.655	1.840	0.051	0.073	3.128
Na	0.066	0.755	0.525	0.309	0.655	0.251	0.254	0.196	0.270	0.243	0.163	0.263	0.164	0.331	1.938	1.190	0.126
K	0.014	0.022	0.112	0.083	0.145	0.066	0.057	0.043	0.077	0.080	0.034	0.068	0.031	0.115	0.143	0.063	0.000
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Total	16.897	17.401	17.130	17.070	17.401	17.088	17.068	16.992	17.133	17.128	17.025	17.134	16.849	17.286	16.558	16.632	17.246
Calculation scheme	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ15	Σ13
(Ca+Na) (B)	1.883	2.000	2.000	1.987	2.000	2.000	2.000	1.950	2.000	2.000	1.990	2.000	1.818	2.000	1.989	1.263	3.128
Na (B)	0.066	0.376	0.507	0.309	0.399	0.229	0.243	0.196	0.215	0.195	0.163	0.197	0.164	0.160	1.938	1.190	0.000
(Na+K) (A)	0.014	0.401	0.130	0.083	0.401	0.088	0.068	0.043	0.133	0.128	0.034	0.134	0.031	0.286	0.143	0.063	0.126
Mg/(Mg+Fe2)	0.771	0.745	0.656	0.585	0.498	0.785	0.799	0.836	0.741	0.779	0.728	0.779	0.834	0.687	0.635	0.621	0.778
Fe3/(Fe3+Alvi)	0.909	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.909	0.000	0.000	0.000
Sum of S2	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	13.000	12.425	13.306	11.992

Tabl. 5 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des amphiboles des roches plutoniques et volcaniques du massif des Vosges du Sud

N° Ech. N° An.	Ech 10 169.000	Ech 10 170.000	Ech 10 171.000	Ech 10 172.000	Ech 10 173.000	Ech 10 174.000	Ech 10 175.000	Ech 10 176.000
SiO2	40.785	41.384	40.426	40.345	40.394	35.897	38.580	40.561
TiO2	0.005	0.013	0.002	0.000	0.027	0.000	0.010	0.005
Al2O3	0.000	0.079	0.011	0.006	0.000	0.006	0.006	0.000
Fe2O3								
Cr2O3	0.000	0.000	0.054	0.012	0.000	0.019	0.000	0.000
FeO	13.659	7.579	12.063	12.955	14.771	10.932	14.604	11.468
MnO	0.349	0.137	0.204	0.316	0.381	0.225	0.342	0.232
MgO	47.590	44.392	45.708	46.756	45.262	42.903	46.782	48.717
CaO	0.036	0.046	0.020	0.024	0.038	0.050	0.028	0.046
Na2O	0.062	0.044	0.049	0.061	0.027	0.027	0.031	0.027
K2O	0.046	0.035	0.028	0.057	0.010	0.000	0.001	0.014
Total	102.532	93.710	98.564	100.530	100.909	90.059	100.384	101.071
Form. St.								
Si	0.993	1.063	1.014	0.999	1.003	0.989	0.968	0.992
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.278	0.163	0.253	0.268	0.307	0.252	0.306	0.234
Mn	0.007	0.003	0.004	0.007	0.008	0.005	0.007	0.005
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.726	1.700	1.709	1.725	1.676	1.762	1.749	1.775
Ca	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Na	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001
K	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fo%	85.820	91.111	86.908	86.257	84.181	87.262	84.793	88.121

Tabl. 6 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des olivines des échantillons à caractères de dunités prélevés sur la péridotite serpentinisée de la Klippe de Talhorn.

Campione n.	161.000	162.000	163.000	164.000	166.000
SiO2	0.222	0.263	0.062	0.460	0.058
TiO2	0.020	0.035	0.025	0.052	0.020
Al2O3	30.616	28.695	29.090	21.288	29.758
FeO*	16.769	18.024	17.819	18.911	17.337
MnO	0.240	0.267	0.250	0.186	0.177
MgO	12.504	11.126	11.104	9.443	12.256
CaO	0.225	0.207	0.161	0.367	0.021
Cr2O3	35.152	34.598	34.408	31.243	35.605
Tot.	95.748	93.215	92.919	81.950	95.232

Tabl. 7 : Quelques analyses chimiques représentatives des spinèls chromifères des échantillons à caractères de pyroxénites prélevés sur la péridotite serpentinisée de la Klippe de Talhorn.

N° Ech. N° An.	342.000 157.000	342.000 158.000	342.000 159.000	342.000 160.000	342.000 165.000	342.000 167.000	342.000 168.000
SiO2	52.740	52.939	54.282	53.677	55.236	54.843	54.629
TiO2	0.022	0.028	0.030	0.000	0.023	0.012	0.015
Al2O3	0.487	0.402	0.342	0.157	0.435	0.295	0.225
Fe2O3							
Cr2O3	0.618	0.067	0.123	0.006	0.000	0.000	0.045
FeO*	1.330	1.517	1.446	1.277	1.557	1.900	1.476
MnO	0.027	0.058	0.048	0.000	0.065	0.070	0.005
MgO	16.896	18.585	17.831	17.363	17.733	17.325	16.921
CaO	25.223	24.992	25.173	25.510	25.438	24.956	24.957
Na2O	0.066	0.038	0.057	0.036	0.044	0.016	0.305
K2O	0.006	0.007	0.031	0.000	0.008	0.010	0.165
Total	97.415	98.634	99.362	98.026	100.540	99.426	98.742
Form. St./6 O							
Si	1.971	1.954	1.983	1.989	1.992	2.001	2.007
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	0.021	0.017	0.015	0.007	0.018	0.013	0.010
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.018	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe2+	0.042	0.047	0.044	0.040	0.047	0.058	0.045
Mn	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.941	1.022	0.971	0.959	0.953	0.942	0.926
Ca	1.010	0.988	0.985	1.013	0.983	0.976	0.982
Na	0.005	0.003	0.004	0.003	0.003	0.001	0.022
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.008
Ca%	50.666	47.996	49.223	50.359	49.520	49.329	50.268
Mg%	47.206	49.642	48.495	47.674	48.014	47.631	47.404
Fe%	2.128	2.362	2.281	1.968	2.466	3.041	2.328
Mg%/Mg+Fe	95.686	95.458	95.508	96.036	95.115	93.999	95.318

Tabl. 8 : Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des clinopyroxènes des échantillons à caractères de pyroxénites prélevés sur la péridotite serpentinisée de la Klippe de Talhorn.

Annexe IV

**Démonstrations des formules proposées pour la
caractérisation des processus pétrogénétiques**

I - Loi de l'équilibre de masse :

Le déroulement d'un processus de fusion partielle produit à partir d'un solide initial source de masse "W₀", un liquide "L" et un solide résiduel de masse "W_s".

La masse d'un élément chimique α dans le solide initial est donnée par l'équation :

$$W_0^\alpha = W_s^\alpha + W_l^\alpha$$

$$\frac{W_0^\alpha}{W_0} = \frac{W_s^\alpha}{W_0} + \frac{W_l^\alpha}{W_0} = \left(\frac{W_s^\alpha}{W_s} \cdot \frac{W_s}{W_0} \right) + \left(\frac{W_l^\alpha}{L} \cdot \frac{L}{W_0} \right)$$

$$F = \frac{L}{W_0} ; X = \frac{W_s}{W_0} = \frac{W_0}{W_0} \frac{L}{W_0} = 1 - F$$

$$\frac{W_0^\alpha}{W_0} = C_0^\alpha ; \frac{W_s^\alpha}{W_s} = C_s^\alpha ; \frac{W_l^\alpha}{L} = C_l^\alpha$$

$$C_0^\alpha = C_s^\alpha \cdot (1 - F) + C_l^\alpha \cdot F$$

Quand le solide est composé de n phases minérales :

$$C_0^\alpha = \sum_{i=1}^n X_i \cdot C_i^\alpha \quad \text{avec } n = \text{nombre de minéraux dans le solide}$$

X_i = fraction massique du minéral

C_i^α = concentration de l'élément dans le minéral.

II - Caractérisation des processus pétrogénétiques sur les diagrammes binaires (Théorie développée par Joron et Treuil, 1977) :

Cas des diagrammes binaires construits sur la base d'un élément compatible de transition (**élément A**) et un élément incompatible fortement hygromagmatophile (**élément B**).

A - Cristallisation fractionnée :

$$\log C^1 = \log C_0 + (D-1) \log F$$

$$\log C_A^1 = \log C_{0A} + (D_A - 1) \log F$$

$$\log C_B^l = \log C_{O_B} + (D_B - 1) \log F$$

$$\log F = \frac{\log C_B^l - \log C_{O_B}}{(D_B - 1)}$$

$$\log C_A^l = \log C_{O_A} + \frac{(D_A - 1)}{(D_B - 1)} (\log C_B^l - \log C_{O_B})$$

$$\log C_A^l = \frac{(D_A - 1)}{(D_B - 1)} \log C_B^l + \log C_{O_A} - \frac{(D_A - 1)}{(D_B - 1)} \log C_{O_B}$$

C' est une droite d'équation $Y = aX + b$ et de pente $\frac{(D_A - 1)}{(D_B - 1)}$

$$D_A \gg 1 \quad D_A - 1 \gg 0$$

$$D_B = 0 \quad D_B - 1 = -1$$

Ceci implique qu'une évolution guidée par un processus de cristallisation fractionnée serait matérialisée sur un tel diagramme par une droite de pente forte et négative.

B - Fusion partielle fractionnée :

$$C^l = \frac{C_0}{D} (1 - F)^{\left(\frac{1}{D} - 1\right)}$$

$$\log C_A^l = \log C_{O_A} + \log \frac{1}{D_A} + \left(\frac{1}{D_A} - 1\right) \log (1 - F)$$

$$\log C_B^l = \log C_{O_B} + \log \frac{1}{D_B} + \left(\frac{1}{D_B} - 1\right) \log (1 - F)$$

$$\log (1 - F) = \left(\log C_B^l - \log C_{O_B} - \log \frac{1}{D_B}\right) / \left(\frac{1}{D_B} - 1\right)$$

$$\log C_A^l = \log C_{O_A} + \log \frac{1}{D_A} + \frac{\left(\frac{1}{D_A} - 1\right)}{\left(\frac{1}{D_B} - 1\right)} \left(\log C_B^l - \log C_{O_B} - \log \frac{1}{D_B}\right)$$

$$\log C_A^l = \log C_{O_A} + \log \frac{1}{D_A} + \frac{(D_B (1 - D_A))}{(D_A (1 - D_B))} \left(\log C_B^l - \log C_{O_B} - \log \frac{1}{D_B}\right)$$

$$\log C_A^I = \frac{D_B(1-D_A)}{D_A(1-D_B)} \log C_B^I + \log C_{0A} + \log \frac{1}{D_A} - \frac{D_B(1-D_A)}{D_A(1-D_B)} \log \left(\frac{C_{0B}}{D_B} \right)$$

$$\langle -Y \rangle = \langle -a \rangle \langle -X \rangle + \langle \dots \dots \dots b \dots \dots \dots \rangle$$

C'est une droite de pente : $a = \frac{D_B(1-D_A)}{D_A(1-D_B)}$

$D_A \gg 1$ et $D_B \approx 0$

$1 - D_A \approx -D_A$ d'où $D_B(1 - D_A) \approx D_B(-D_A)$

$1 - D_B \approx 1$ d'où $D_A(1 - D_B) \approx D_A$

$$\frac{D_B(1 - D_A)}{D_A(1 - D_B)} \approx \frac{D_B(-D_A)}{D_A} \approx (-D_B)$$

Ceci implique que "a" est une pente faible et que $0 > a \geq -1$.

Il en résulte qu'une évolution guidée par un processus de fusion partielle (fractionnée) serait matérialisée sur un tel diagramme par une droite de pente négative très faible où voisine de zéro.

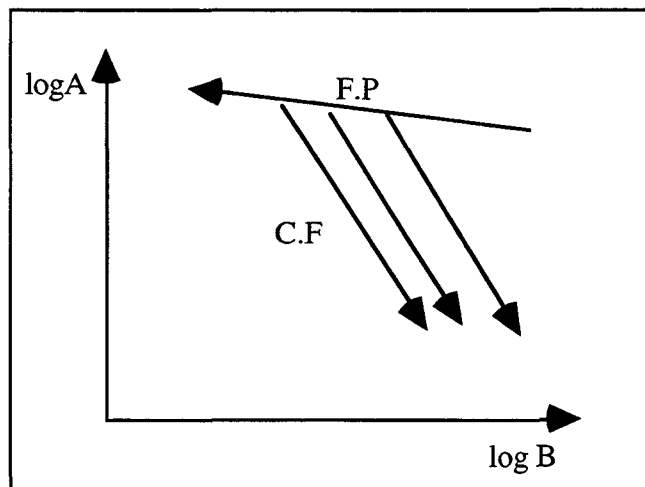


Schéma représentant les allures des droites obtenues pour chacun des deux processus.

