



HAL
open science

Pétrologie structurale et pétrogenèse des formations plutoniques septentrionales du Massif des Ballons (Vosges, France)

Francis André

► **To cite this version:**

Francis André. Pétrologie structurale et pétrogenèse des formations plutoniques septentrionales du Massif des Ballons (Vosges, France). Pétrographie. Université Nancy 1, Faculté des sciences, 1983. Français. NNT: . tel-01782377

HAL Id: tel-01782377

<https://theses.hal.science/tel-01782377v1>

Submitted on 1 May 2018

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

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

UNIVERSITÉ DE NANCY I
LABORATOIRE DE PETROLOGIE STRUCTURALE
ET METALLOGENIE
FACULTÉ DES SCIENCES
Boîte Postale n° 239
54506 VANDŒUVRE-LÈS-NANCY Cedex
Tél. (8) 328.93.93
Postes 2726 et 2730

ERA (CNRS) n° 1011 - Pétrologie des Granitoïdes

T H E S E

présentée devant l'Université de NANCY I
pour l'obtention du titre de

DOCTEUR 3ÈME CYCLE
(Pétrologie - Géochimie - Métallogénie)

par

FRANCIS ANDRE

PÉTROLOGIE STRUCTURALE ET PÉTROGÉNÈSE
DES FORMATIONS PLUTONIQUES SEPTENTRIONALES
DU MASSIF DES BALLONS (VOSGES, FRANCE)

soutenue publiquement le 25 février 1983
devant la Commission d'examen composée de :

MM. G. ROCCI, Président Université de Nancy I
Cl. GAGNY, Rapporteur Université de Nancy I
J. LAMEYRE Université de Paris VI
J. KORNPBST Université de Clermont Ferrand

UNIVERSITÉ DE NANCY I
LABORATOIRE DE PETROLOGIE STRUCTURALE
ET METALLOGENIE

FACULTÉ DES SCIENCES
Boite Postale n° 239
54506 VANDŒUVRE-LÈS-NANCY Cedex

Tél. (8) 328.93.93
Postes 2726 et 2730

ERA (CNRS) n° 1011 - Pétrologie des Granitoïdes

T H E S E

présentée devant l'Université de NANCY I
pour l'obtention du titre de

DOCTEUR 3ÈME CYCLE
(Pétrologie - Géochimie - Métallogénie)

par

FRANCIS A N D R E

PÉTROLOGIE STRUCTURALE ET PÉTROGENÈSE
DES FORMATIONS PLUTONIQUES SEPTENTRIONALES
DU MASSIF DES BALLONS (VOSGES, FRANCE)

soutenue publiquement le 25 février 1983
devant la Commission d'examen composée de :

MM. G. ROCCI, Président Université de Nancy I
Cl. GAGNY, Rapporteur Université de Nancy I
J. LAMEYRE Université de Paris VI
J. KORNPORBST Université de Clermont Ferrand

à mes parents

AVANT-PROPOS

Plus que l'aboutissement d'un travail, un mémoire de thèse de 3ème cycle représente le constat d'une formation de chercheur.

Cette formation, je la dois à Monsieur le Professeur Claude GAGNY. Son ouverture et sa disponibilité à transmettre -et discuter- ses méthodes de travail sont des atouts importants pour le thésard à la recherche d'un "savoir-faire" quelque peu novateur. Mais au delà, je retiendrai ses incitations -fussent-elles pressantes- à valoriser des résultats acquis au cours de ce travail sous forme de publications et de communications orales. La rigueur de sa pensée scientifique me fut une aide précieuse dans l'acquisition de ce "faire-savoir" qui engage la responsabilité du chercheur devant la communauté scientifique. Qu'il trouve ici le témoignage de ma reconnaissance et de mon respect.

Je remercie Messieurs les Professeurs Georges ROCCI, Président du jury, Jacques KORNPBST et Jean LAMEYRE, examinateurs compétents, d'avoir bien voulu accepter de juger ce travail.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance à Jean BEBIEN pour les longues séances de travail qu'il a su me consacrer malgré la rédaction de sa thèse d'Etat.

Je garderai toujours en mémoire la chaleureuse hospitalité de Jeanne et de toute la famille PERRY, à l'hôtel "A la vallée vosgienne" à Saint-Maurice/Moselle. Sa gentillesse et son sens de l'accueil me furent d'un grand réconfort lors des séjours sur le terrain.

La qualité de la frappe de ce mémoire est le fait de Mademoiselle Marie-Odile LANG. Je l'en remercie très vivement, ainsi que pour tous les menus services - si importants parfois - qu'elle a su me rendre avec une égale bonne humeur.

La finition de ce mémoire est une oeuvre collective. Que tous ceux, collègues et amis du laboratoire et autres bénévoles non géologues, qui ont contribué à la réalisation de ce mémoire, trouvent ici l'expression de ma profonde sympathie et de ma reconnaissance.

Le cortège plutonique étudié dans ce mémoire s'étend sur une étroite bande (12x1 km) et forme la bordure septentrionale du massif des Ballons. La diversité des faciès rencontrés (gabbros à monzonites quartziques) et la complexité des relations que ceux-ci développent (brèches magmatiques) font de ce complexe un objet de choix pour des études de pétrogenèse et de pétrologie structurale.

La cartographie des éléments structuraux de l'ensemble du massif des Ballons conduit à mettre en évidence l'unicité structurale des plutonites situées en bordure nord et leur discordance avec le granite porphyroïde des Ballons lui-même. Ces données de pétrologie structurale, confrontées aux données de la stratigraphie et de la géologie structurale, permettent de replacer le cortège plutonique septentrional du massif des Ballons dans le cadre plus général des événements tectoniques et magmatiques du Carbonifère des Vosges méridionales. Celui-ci apparaît de mise en place précoce (en relation avec la phase vosgienne intraviséenne) par rapport au granite des Ballons namurien (phase sudète).

Les caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des faciès représentés montrent que ceux-ci définissent une série de différenciation essentiellement contrôlée par la cristallisation fractionnée. Celle-ci va s'effectuer dans un contexte thermodynamique qui se modifie dès le stade des cumulats. Dans un premier temps, le fractionnement de minéraux anhydres individualise des liquides enrichis en fer et titane (Fenner trend de l'unité des dolérites, microdiorites et diorites). Une brusque augmentation de PH_2O (en relation avec un apport en provenance de l'environnement sialique mobilisé) va bouleverser ce processus: le fractionnement de minéraux hydratés conduit, dans un deuxième temps, vers des liquides enrichis en Al_2O_3 et SiO_2 (unité de monzodiorites, monzonites et monzonites quartziques). Les roches composant l'unité cumulative (gabbros, diorites et vaugnérites) témoignent, de par la succession de paragenèses qu'on y observe, de cette modification fondamentale des modalités de la différenciation.

Les brèches magmatiques, présentes en abondance dans ces formations plutoniques, ont fait l'objet d'études détaillées. Celles-ci, focalisées sur des phénomènes-unités représentatifs, éclairent l'architecture d'ensemble du complexe plutonique:

- certaines brèches (dites de type dynamique plastique) traduisent l'association intime de magmas. Un mécanisme de formation de brèche à l'émission de filons composites a été explicité.

- certaines brèches, localisées au toit du complexe, résultent du démantèlement d'une roche consolidée par un matériau magmatique (brèches de type statique fragile).

Par ailleurs, une étude détaillée des phénomènes d'écoulement et de différenciation dans un conduit filonien aboutit à expliciter un mécanisme d'intrusion télescopique en utilisant un nouveau concept: celui des intraépontes.

Ces apports de la pétrologie structurale, venant à l'appui des données pétrologiques, permettent de proposer un schéma dynamique où la différenciation et la mise en place sont orchestrées par les contraintes tectoniques régionales actives à cette période.

Les plutonites basiques et intermédiaires situées au nord du massif des Ballons, dont il est montré qu'elles sont génétiquement liées aux autres manifestations magmatiques du Viséen inférieur, sont les témoins d'un magmatisme basique, vraisemblablement de nature tholéïtique, exprimé dans un environnement sialique mobilisé et mis en place dans des zones de faiblesse qualifiées de "déchirures continentales".

- TABLE DES MATIERES -

	n° p.
AVANT-PROPOS	
INTRODUCTION GENERALE	1
A. GENERALITES	1
1. Cadre géographique	1
2. Contexte géologique et travaux antérieurs	3
a) sur l'ensemble des Vosges Méridionales	3
b) sur le massif des Ballons	5
c) quelques remarques	8
B. LES OBJECTIFS ET LES MOYENS	9
C. PLAN DU MEMOIRE	10

- PREMIERE PARTIE -

Architecture du complexe plutonique des Ballons

Mise en évidence de l'identité des plutonites situées en bordure Nord

INTRODUCTION A LA PREMIERE PARTIE	11
CHAPITRE I : LES ELEMENTS STRUCTURAUX DU MASSIF DES BALLONS	
A. INTRODUCTION	13
B. LES ELEMENTS STRUCTURAUX DU GRANITE PORPHYROIDE DES BALLONS.	13
1. La fabrique magmatique de mise en place par écoulement ..	13
2. La fabrique diastrophique	15
3. Résumé	15
C. LES ELEMENTS STRUCTURAUX DES PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS	16
1. Généralités : les marqueurs de l'écoulement	16
a) structures fluidales des faciès homogènes	16
b) structures fluidales des faciès hétérogènes : les brèches magmatiques	17
2. Organisation des fluidalités planaires	22
a) le secteur à l'Ouest du col des Croix	22
b) le secteur de Château-Lambert	22
c) le secteur Pransière-Hieucon	23
3. Autres informations	23
D. CONCLUSION : LES RELATIONS GRANITE PORPHYROIDE DES BALLONS- CORTEGE PLUTONIQUE SEPTENTRIONAL	23

CHAPITRE II : CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS MAGMATIQUES	
AU CARBONIFERE DANS LES VOSGES MERIDIONALES	26
A. INTRODUCTION	26
B. CHRONOLOGIE RELATIVE DES INTRUSIONS	26
C. DONNEES DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE ET DE LA GEOLOGIE STRUCTURALE REGIONALE DANS UN CADRE CHRONOLOGIQUE	30
D. DISCUSSION : LES RELATIONS MAGMATISME-TECTONIQUE	31
E. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES	33

- DEUXIEME PARTIE -

**Pétrographie et minéralogie des formations plutoniques
situées en bordure Nord du massif des Ballons**

INTRODUCTION A LA DEUXIEME PARTIE	36
CHAPITRE III : PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DE L'UNITE GABBRO- DIORITIQUE CUMULATIVE	39
A. PRESENTATION	39
1. Aspect à l'affleurement	39
2. Localisation	41
B. CARACTERES TEXTURAUX, MINERALOGIQUES ET CHIMIQUES	41
1. Typologie	41
2. Nature et composition chimique des phases minérales.	44
3. Synthèse des données précédentes : ordre d'appari- tion des principales phases minérales	55
C. COMPOSITIONS CHIMIQUES	57
D. CONDITIONS DE CRISTALLISATION DE L'UNITE CUMULATIVE ...	60
1. Généralités : influence de la pression d'eau	60
2. Comparaison avec les données expérimentales	60
3. Précisions sur les modalités d'évolution des types de cumulats B et C	62
E. CONCLUSIONS	64
CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DE L'UNITE DES DOLERITES, MICRODIORITES ET DIORITES	65
A. PRESENTATION	65
1. Les dolérites	65

2. Les diorites et microdiorites	67
B. CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES DOLERITES	67
1. Composition minéralogique	67
2. Textures	69
3. Compositions chimiques	71
C. CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES DIORITES ET MICRODIORITES	71
1. Composition minéralogique	71
2. Textures	77
3. Compositions chimiques	77
D. CARACTERES PETROLOGIQUES DE L'UNITE DOLERITE, MICRO- DIORITE - DIORITE : SYNTHESE DES DONNEES ET DISCUSSION ..	80
1. Evolution chimique	80
2. Evolution minéralogique	81
E. CONCLUSIONS	84
CHAPITRE V : PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DE L'UNITE DES MONZODIORITES ET MONZONITES (QUARTZIQUES).....	85
A. PRESENTATION	85
B. CARACTERES PETROGRAPHIQUES, MINERALOGIQUES et TEXTURAUX.....	87
1. Composition minéralogique	87
2. Textures	91
3. Compositions chimiques	93
C. CONCLUSIONS	95
CHAPITRE VI : APPROCHE DES MECANISMES DE DIFFERENTIATION A LA LUMIERE DES DONNEES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES (CONCLUSION A LA DEUXIEME PARTIE).	96
A. INTRODUCTION - BUT DU CHAPITRE	96
B. EXISTENCE d'UNE SERIE DE DIFFERENTIATION	97
1. Rappels des caractères chimiques et minéralogiques de chaque unité.....	97
2. Différenciation par cristallisation fractionnée ...	98

C. CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE DES PLUTONITES	98
D. MODALITES DU FRACTIONNEMENT - LA SOUCHE MAGMATIQUE	107
1. Les données brutes	107
2. Modalités du fractionnement	108
3. Les cumulats gabbrodioritiques à amphibole et biotite enregistreurs des conditions d'évolution	110
4. Considérations sur la souche magmatique - discussions..	111
E. CONCLUSIONS	113

- TROISIEME PARTIE -

Contribution à la connaissance des phénomènes
de bréchification magmatique et d'écoulement
dans les caisses filoniennes

INTRODUCTION A LA TROISIEME PARTIE	114
CHAPITRE VII : UN MECANISME DE FORMATION DE BRECHES MAGMATI- TIQUES : LES FILONS COMPOSITES DE LA TETE DES SAPINS	
A. PRESENTATION DU SECTEUR DE LA TETE DES SAPINS	115
B. ORGANISATION STRUCTURALE DE LA TETE DES SAPINS.....	117
C. MECANISME DE FORMATION DE LA BRECHE MAGMATIQUE DE LA TETE DES SAPINS	119
1. Données pétrographiques sommaires sur les différents faciès	119
2. Structure d'un filon composite	120
a) relations microdiorite-monzodiorite	120
b) relations microdiorite-encaissant vagnéritique	120
c) relations monzodiorite-encaissant vagnéritique	122
d) conclusions	122
3. Approche de la rhéologie des magmas lors de l'injection	122
4. Conditions de déformation de la brèche magmatique de la Tête des Sapins	123
a) évolution de la forme des enclaves	124
b) évolution des fabriques des enclaves et de la matrice	124
D. A LA RECHERCHE D'UN MODELE DE DEFORMATION	126
1. Synthèse des données d'observation	126
2. Apport des données expérimentales	126
3. Conclusions : proposition d'un modèle de déformation ..	128

E. ETUDE CHIMIQUE ET MINERALOGIQUE DE L'INTERFACE MAGMA - MAGMA DANS LA CAISSE FILONNIENNE	130
1. Position du problème	130
2. Données pétrographiques au voisinage de l'interface .	130
a) La zone microdioritique	130
b) La zone monzodioritique	131
c) Le zonage des plagioclases	131
3. Estimation du temps de solidification du filon compo- site	132
4. Echanges chimiques au voisinage de l'interface	134
a) Les données brutes roches totales	134
b) Les données sur minéraux	137
c) Discussion et interprétation	137
F. CONCLUSIONS	140
 CHAPITRE VIII : BRECHIFICATION MAGMATIQUE AU TOIT DU COMPLEXE : LE SECTEUR DE LA TETE NIQUEUSE	
A. PRESENTATION DU SECTEUR	142
B. ORGANISATION STRUCTURALE DE LA TETE NIQUEUSE	144
C. LES BRECHES MAGMATIQUES DE LA TETE NIQUEUSE	145
1. Organisation à l'échelle de l'affleurement	145
2. Quelques remarques sur la forme et la taille des enclaves	149
3. Variations pétrographiques et texturales de la matrice	151
4. Variations pétrographiques et texturales en bordure des enclaves	151
5. Organisation d'ensemble de la brèches magmatique de la Tête Niqueuse	155
6. Mécanisme de formation des brèches magmatiques de la Tête Niqueuse	155
a) Eléments du problème	155
b) apport des données de la bibliographie et discus- sion	157
c) interprétation	158
D. CONCLUSION	159
 CHAPITRE IX : LES BRECHES MAGMATIQUES ET L'ARCHITECTURE DU COMPLEXE PLUTONIQUE	
A. INTRODUCTION	160

B. LES BRECHES MAGMATIQUES : TYPOLOGIE ET POSITION STRUCTURALE	160
1. Typologie des brèches magmatiques	160
2. Position structurale des différents types de brèches magmatiques	162
C. CONSIDERATIONS SUR LA PETROGENESE DES BRECHES MAGMATIQUES	164
1. Signification des brèches magmatiques à la lumière de quelques données bibliographiques	164
2. Conclusions	165
CHAPITRE X : STRUCTURES D'ECOULEMENT DANS UNE CAISSE FILONNIENNE : LE MECANISME D'INTRUSION TELESCOPIQUE ET LE CONCEPT D'INTRA-EPONTES	
A. INTRODUCTION	167
1. Un peu d'histoire	167
2. But de ce chapitre	168
B. DONNEES PETROLOGIQUES	169
1. Pétrographie	169
2. Structure interne du filon	170
a) faciès A	170
b) faciès B	172
c) faciès C	172
d) discontinuités entre les faciès : les intra-épontes	173
3. Chimisme des différents faciès et de leurs minéraux constitutifs	174
C. PHENOMENES DE DIFFERENCIATION MECANIQUE DANS LA CAISSE FILONNIENNE	176
1. Introduction	176
2. Différenciation mécanique dans le faciès A	177
a) A propos de la pression dispersive	177
aa) données du problème	177
ab) conservation d'un gradient de pression dispersive en fin d'écoulement	178
b) A la recherche d'un modèle de comportement rhéologique	179
ba) variation du gradient de vitesse	179
bb) profils de vitesse	180
c) Conclusions	182

3. Différenciation mécanique dans les faciès B et C	184
a) pour le faciès B	184
b) pour le faciès C	186
4. Conclusion	186
D. PETROGENESE ET MODELE DE MISE EN PLACE	187
E. CONCLUSIONS	190
BIBLIOGRAPHIE	191

QUATRIEME PARTIE

Pétrogenèse des formations plutoniques situées en bordure Nord du massif des Ballons Relations avec le magmatisme basique viséen.

CHAPITRE XI : RELATIONS ENTRE PLUTONITES SITUEES EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS ET MAGMATISME BA- SIQUE VISEEN

A. INTRODUCTION : POSITION DU PROBLEME	194
B. L'ENVIRONNEMENT ERUPTIF DES PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS	196
1. Généralités	196
2. Les roches éruptives acides	198
3. Les roches basiques	198
4. Les faciès grenus associés au volcanisme basique	200
a) Le gabbro d'Urbeis	200
b) L'association gabbrodioritique de l'Ebeneck	202
5. Les autres roches basiques des Vosges méridionales : les gabbros de la ligne des klippes	202
6. Discussion et conclusions	204
C. COMPARAISON ENTRE PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS ET MAGMATISME BASIQUE DU VISEEN INFERIEUR ...	204
1. Comparaison des tendances chimiques des ensembles plutonique et volcanique	205
2. Remarques sur la différenciation dans le temps des volcanites basiques	208
3. Interprétations et conclusions	208

CHAPITRE XII : PETROGENESE DES PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS (EN RELATION AVEC LE CONTEXTE TECTONIQUE DU VISEEN DES VOSGES MERIDIONALES)

A. PRESENTATION	211
-----------------------	-----

B. POSITION DES PLUTONITES SITUEES EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS DANS LE MAGMATISME CARBONIFERE DES VOSGES MERIDIONALES	211
C. ORIGINE DES ROCHES PRESENTES DANS LE COMPLEXE PLUTONIQUE SITUE EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS	212
1. Informations fournies par l'étude des cumulats gabbrodioritiques	212
2. Origine des roches microgrenues mélanocrates	213
3. Origine des roches grenues leucocrates	213
4. Liaison des différentes roches composant le complexe plutonique situé en bordure Nord du massif des Ballons	215
D. INFLUENCE DU CONTEXTE DIASTROPHIQUE SUR LA DIFFERENCIATION	216
1. Hiérarchie et chronologie des phénomènes	216
2. Pétrogenèse des brèches magmatiques	217
3. Comparaison avec l'association ignée de Guevgueli (Macédoine grecque).....	219
E. PLACE DES PLUTONITES SITUEES EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS ET DES VOLCANITES BASIQUES ASSOCIES DANS LES CLASSIFICATIONS FAISANT INTERVENIR LE CADRE GEOTECTONIQUE	220
1. Résumé	220
2. Choix des analyses	222
3. Résultats et discussion	222
F. CONCLUSIONS:	225
CONCLUSIONS GENERALES	227
BIBLIOGRAPHIE	231
LISTE DES FIGURES	240
LISTE DES TABLEAUX	246
ANNEXE I : Méthode et conditions d'analyses des minéraux	
ANNEXE II: Listing des analyses roche totale et minéraux utilisés dans ce mémoire	
ANNEXE III: Itinéraire d'excursion géologique	

INTRODUCTION GENERALE

A. GENERALITES

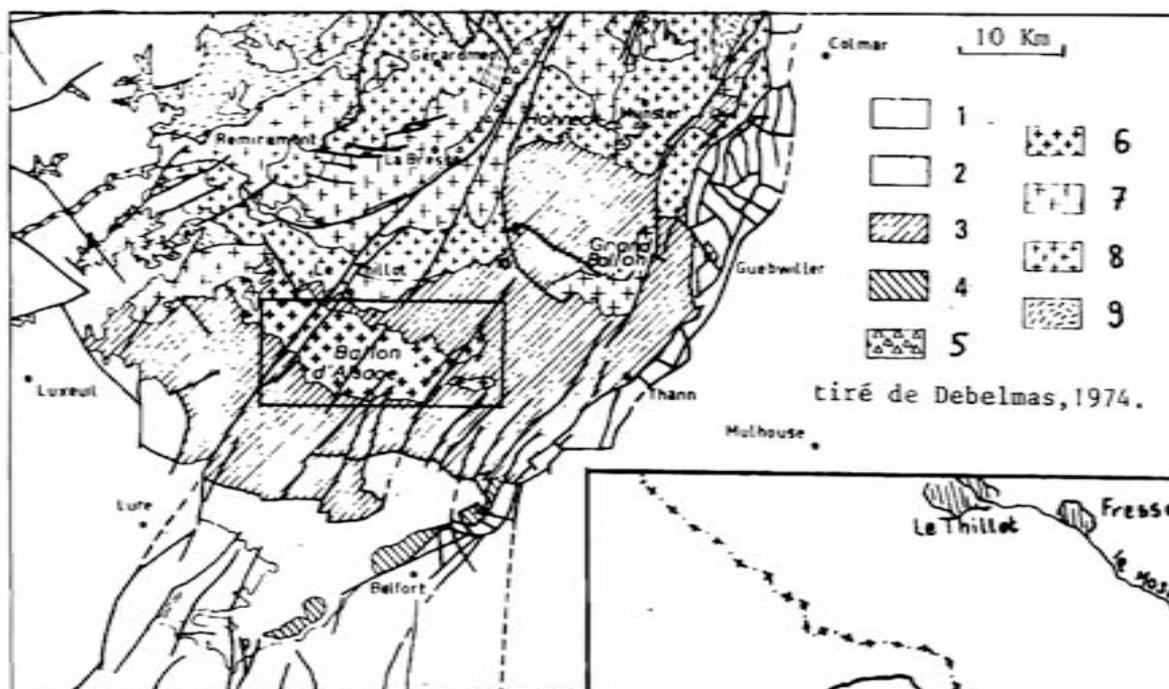
1. Cadre géographique

La région étudiée se localise dans la partie méridionale du massif vosgien, région où se situent les plus hauts sommets du massif: Grand Ballon (1424 m) et Ballon d'Alsace (1242 m). Ces hauts reliefs des Vosges Méridionales ont joué et jouent encore actuellement un rôle de charnière à plus d'un titre (fig. 1) :

- Sur le plan culturel, en séparant l'Alsace à coutumes et parler germaniques de la Lorraine ;
- Sur le plan administratif, en limitant trois régions : la Lorraine à l'Ouest, l'Alsace à l'Est, la Franche-Comté au Sud ;

L'empreinte de ces reliefs est forte également sur le plan hydrographique en servant de ligne de partage des eaux entre la mer du Nord (bassins versants de la Moselle et du Rhin) et de la mer Méditerranée (bassin versant de la Saône).

Les Vosges méridionales, comme l'ensemble du massif, ont conservé une forte tradition forestière : l'exploitation de très belles forêts de conifères qui ornent les versants, y est toujours prospère.



- 1 Terrains post Permien
- 2 Permien
- 3 Viséen des Vosges méridionales
- 4 Dévonien du Belfortais
- 5 Granites tardihercyniens
- 6 Granite des Ballons
- 7 Granites des Vosges moyennes
- 8 Granite fondamental, granitogneiss
- 9 Gneiss et migmatites

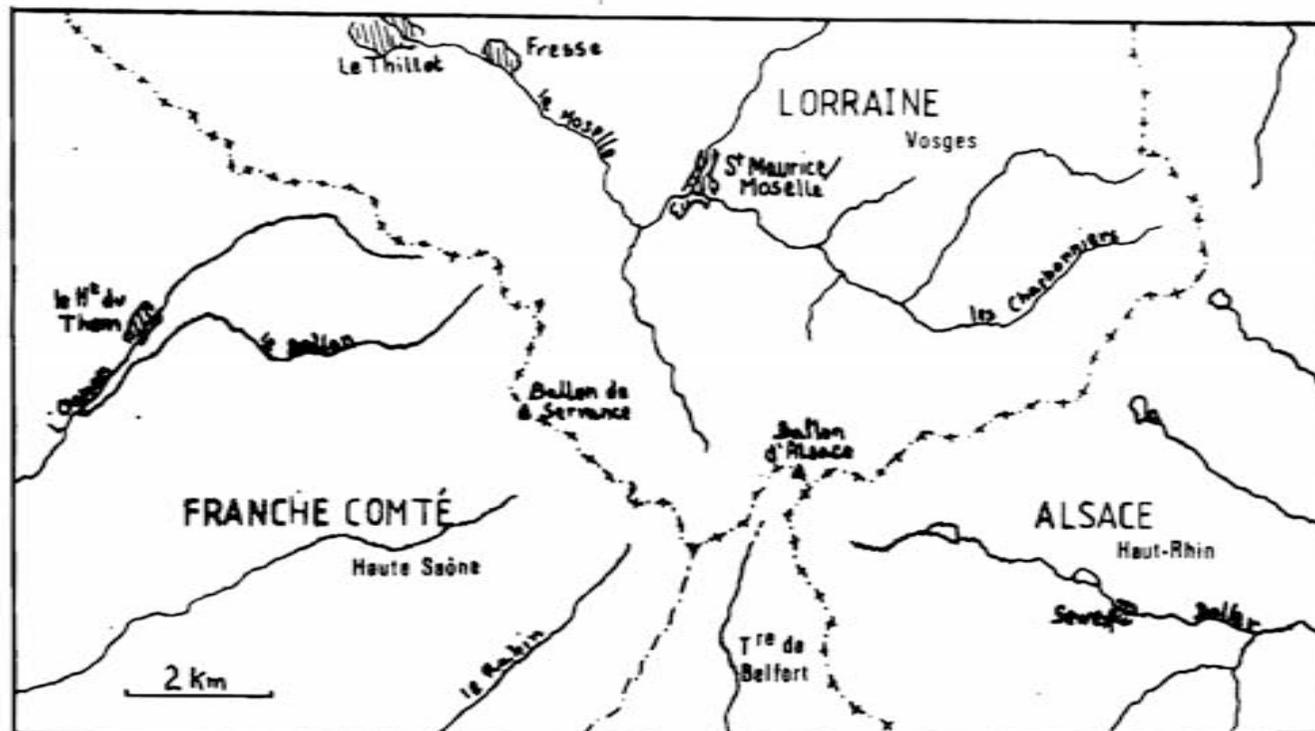


Figure 1: Localisation de la région étudiée.

2. Contexte géologique et travaux antérieurs

a) Sur l'ensemble des Vosges méridionales

Les Vosges méridionales sont essentiellement caractérisées par les épaisses séries volcano-sédimentaires viséennes qui constituent la couverture d'un socle granitique et gneissique non affleurant sauf en lambeaux tectoniques. Les épais dépôts viséens sont intrudés par des plutonites extrêmement variées en composition (gabbro à granite).

Les Vosges méridionales apparaissent donc comme une zone d'étude privilégiée des événements tectonomagmatiques de l'orogénèse varisque.

Les connaissances géologiques acquises sur les Vosges méridionales résultent des efforts conjugués, mais étalés dans le temps, de géologues de disciplines variées : pétrologues, stratigraphes, structuralistes...

Nous allons tenter en quelques pages de résumer brièvement les principaux travaux antérieurs en nous attachant à dégager pour chacun les hypothèses génétiques auxquelles ces recherches les ont conduit.

Faisant suite aux inventaires pétrographiques du 19^{ème} siècle, les premières études synthétiques, concernant essentiellement les roches volcaniques apparaissent avec les travaux de Michel-Levy (1910). Une étape décisive dans la connaissance des Vosges méridionales est franchie avec la remarquable synthèse des Vosges méridionales de Jung (1928). Plus près de nous, son élève, Gagny (1957, puis 1968), à partir d'une étude du plutonisme granitique des Crêtes, étendue au magmatisme effusif (série de Thann et d'Oderen essentiellement) et plutonique (massif des Ballons) apporte une nouvelle synthèse, éclairant d'un jour nouveau le magmatisme des Vosges méridionales.

Cet auteur précise le caractère magmatique de l'ensemble des manifestations du "magma des Crêtes" et propose une origine hybride liée à l'interaction d'un socle cristallophyllien et d'un magma basique profond. Sous l'influence de cette intumescence thermique, l'anatexie du socle cristallophyllien et la fusion sélective qui en décou-

le mettait à disposition des magmas dits de palinogénèse directe, à mise en place effusive (albitophyres, orthophyres). D'autre-part, le volcanisme basique (diabases) serait de filiation directe du magma profond.

L'hybridation entre ces produits d'anatexie du socle et le magma basique profond conduirait à des mises en disponibilité de magmas latitiques et dans un stade plus évolué à la constitution d'un magma granitique dont les multiples expressions seraient à relier avec les structures profondes de la tectonique sudète.

Décisive également sera la contribution de Stussi (1967, 1970) qui, sur la base de données chimiques essentiellement, établit l'existence de deux associations volcaniques :

- préorogénique essentiellement composée de diabases, d'origine simique et d'albitophyres et d'orthophyres à relier à une anatexie différentielle du socle ;
- orogénique avec le développement, d'une part d'andésites, latites et leucolatites, et d'autre part de porphyres trachytiques et rhyolitiques. Ce magmatisme orogénique, qui prend le relais dans le temps et l'espace du magmatisme préorogénique, résulterait d'une accentuation de la contamination et de l'hybridation entre magma basique et acide, hybridation favorisée par le développement de l'activité orogénique..

Il est important de signaler que Stussi voyait en la série des porphyres trachytiques et rhyolitiques les équivalents effusifs du plutonisme du massif des Ballons.

Plus récemment encore, l'équipe de Reims, Fourquin (1973), Coulon et al (1975, 1979) notamment, contribue à une meilleure connaissance du tectorogène varisque par leurs études des séries volcanosédimentaires du Culm. Leurs travaux, notamment d'ordre stratigraphique, ont permis de mettre en évidence le rôle fondamental d'une phase tectonique intraviséenne et de proposer des schémas paléogéographiques tout au long du viséen rendant compte des types de sédimentation et de magmatisme des différentes séries du Culm. L'existence, durant toute l'histoire viséenne, d'un domaine surélevé, situé au

niveau de la ligne des klippes est également précisée.

b) Sur le massif des Ballons

Une esquisse de la structure du massif des Ballons est représentée fig. 2. Schématiquement, ce massif éruptif est composé du granite porphyroïde des Ballons, flanqué au Sud et au Nord de plutonites plus basiques. L'ensemble du massif est intrusif dans les formations volcaniques rapportées au Viséen inférieur (série d'Oderen au Nord, série de Malvaux au Sud).

Les travaux menés sur les roches plutoniques de ce massif ont été nombreux et variés. Nous nous attachons à ne citer ici que les plus importants en nous bornant à rappeler brièvement les conclusions auxquelles ils ont abouti.

En 1959, dans le cadre d'une thèse 3ème cycle, Zarayan étudie les roches plutoniques de la région de Château-Lambert (zone Nord). Il fait appel, à la suite de Michel-Lévy (1910), et s'opposant ainsi à Jérémie (1933), à la théorie de l'assimilation par le magma granitique de roches volcanosédimentaires pour expliquer la genèse des roches basiques, dioritiques et gabbroïques.

En 1966, les travaux de Guérin relatifs à la bande de plutonites située au Sud du granite conduisent à une interprétation différente ; pour cet auteur, le faciès de bordure Sud est l'homologue des syénodiorites du faciès de bordure situé sur le flanc Nord. Les roches de bordure apparaissent, selon lui, comme "le reste d'un magma prégranitique mis en place antérieurement au granite". Cependant, la genèse des diorites mélanocrates et gabbros présents au Nord lui semblait imputable pro parte à l'assimilation de roches basiques encaissantes.

En 1974, à partir de travaux effectués dans le cadre d'une campagne de prospection minière dans les Vosges méridionales, Mouillac précise le contexte géologique du massif des Ballons et de ses minéralisations Cuivre - Molybdène associées. Il met clairement en évidence que les divers ensembles pétrographiques du massif correspondent à une succession de phénomènes intrusifs au cours du Carbonifère. La structure composite du batholite ne doit pas être

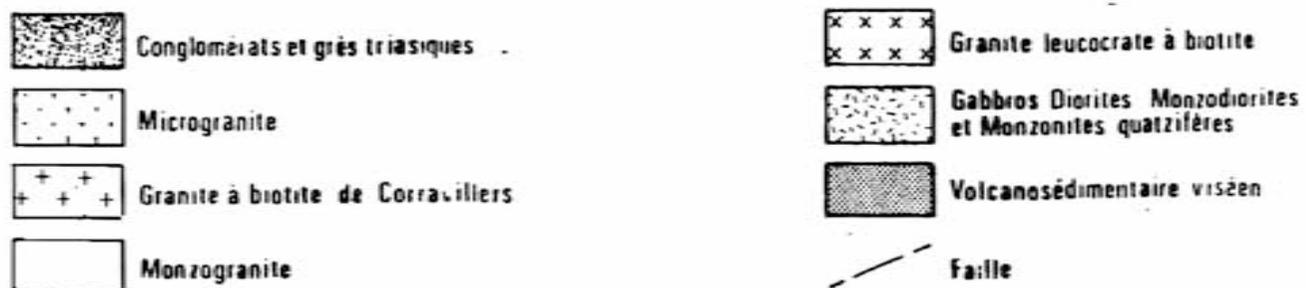
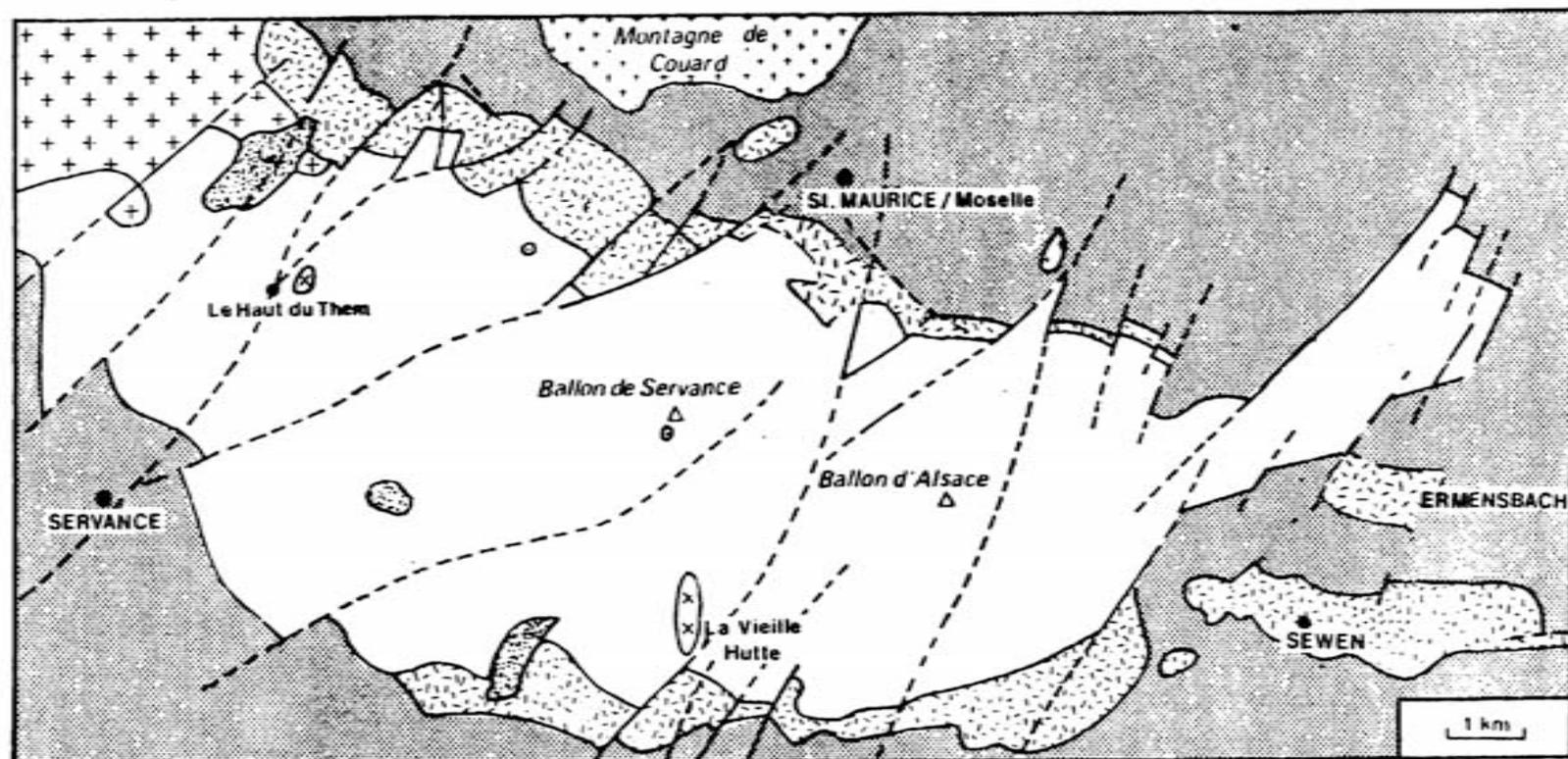


Figure 2 : Carte géologique simplifiée du massif des Ballons d'après Mouillac (1974), tirée de Pagel (1981).

interprétée en terme d'endomorphisme, mais comme la résultante d'une succession d'intrusions à chimisme de plus en plus évolué.

En rompant l'ordre chronologique des apports sur le massif des Ballons, il est utile de signaler ici que, dès 1968, Gagny avait souligné le cogénéisme entre le granite des Ballons et la rhyolite du Molkenrain, expressions plutonique et effusive du même magmatisme.

En 1970 puis 1977, Stussi étendait cette idée en soulignant le parallélisme des tendances évolutives des associations magmatiques effusive des séries de Thann et Giromagny, et plutonique du massif des Ballons ; il proposait pour les deux associations une origine comagmatique.

Bébien et Gagny (1978), à partir d'une compilation des analyses chimiques de la littérature tant du domaine plutonique qu'effusif, reconnaissent dans les formations plutoniques basiques du massif des Ballons deux ensembles : l'un à tendance tholéitique montrant une corrélation positive nette entre teneur en TiO_2 et rapport FeO/MgO (essentiellement en bordure Nord), l'autre à tendance calco-alcaline et à teneur en TiO_2 faible (en bordure Sud). Ils rapprochaient cette distinction de celle faite à propos des formations volcaniques viséennes : séries préorogénique et orogénique. Ainsi, le problème des liens entre volcanites et plutonites dans le contexte tectonomagmatique des Vosges méridionales était clairement posé.

Plus récemment, le granite des Ballons a été l'objet d'une thèse 3ème cycle (Blanchard, 1979), dont les résultats seront largement utilisés au cours de la première partie de ce mémoire. Cet auteur propose un schéma de cristallisation et de mise en place du magma granitique en analysant les différentes phases de l'histoire magmatique et fini-magmatique du corps éruptif. La pétrologie structurale y apparaît comme un outil indispensable à la compréhension des phénomènes dynamiques de mise en place des roches éruptives.

Enfin, Pagel et Leterrier (1980) et Pagel (1979, 1981), à partir d'un échantillonnage systématique de l'ensemble du massif confirment et précisent les caractères chimiques des deux séries différenciées situées l'une en bordure Nord, l'autre en bordure Sud du grani-

te porphyroïde. Pour ces auteurs, ces deux séries possèdent des caractères qui les rapprochent des associations shoshonitiques. De plus l'existence d'une discontinuité géochimique entre ces deux séries et le granite permet d'écarter l'hypothèse d'un lien génétique direct entre ces faciès. Ces conclusions, qui ne tiennent pas compte des données acquises sur le magmatisme effusif associé s'opposent à celles de Bébien et Gagny (1978).

L'âge de mise en place du magmatisme des Ballons est également un aspect historique qu'il convient de préciser ici. Deux contributions sont à ce titre particulièrement intéressantes : Tout d'abord, Gagny qui, dès 1959, précisait, sur la base d'observations de terrain, la postériorité du magmatisme des Crêtes par rapport à celui des Ballons ; puis Fourquin (1966), qui propose une chronologie de mise en place du magmatisme des Ballons étagée au cours du viséen . Nous reprendrons ces différents acquis en les discutant dans la première partie de ce mémoire (chapitre II).

c) Quelques remarques

Au vu de ce bref rappel des connaissances acquises tant sur l'ensemble des Vosges méridionales que sur le massif des Ballons proprement dit, il apparait que :

1. Le massif des Ballons, qui a été pendant très longtemps considéré comme une entité géologique, est en fait un ensemble plutonique complexe au sein duquel sont associés géographiquement des faciès pétrographiques possédant des caractères chimiques originaux et spécifiques.
2. Les relations entre ces différentes entités originales (faciès en bordure Nord, faciès en bordure Sud, granite central) n'ont été abordées que sur le plan géochimique, et méritent donc une étude architecturale.
3. Le problème des liens entre plutonisme des Ballons et volcanisme viséen clairement posés en termes géochimiques (Gagny, 1968, Stussi 1970, et Bébien, Gagny 1978) nécessitait d'être éclairé par une approche de pétrologie structurale et pétrogenétique détaillée.

B. LES OBJECTIFS ET LES MOYENS

Le présent travail est centré sur les plutonites situées en bordure septentrionale du massif des Ballons. Il a pour but :

1. d'aborder les problèmes spécifiques de la pétrologie structurale, liés à la mise en place des magmas ;
2. de combiner les données acquises par cette méthode d'approche, aux résultats fournis par les méthodes de la pétrologie et de la géochimie dans le but de les intégrer dans un schéma régional de la pétrogenèse du magmatisme carbonifère des Vosges méridionales.

Dans le cadre du premier objectif, les moyens mis en oeuvre sont ceux désormais classiques de l'analyse structurale des roches éruptives :

- mesure des anisotropies planaires et linéaires des roches éruptives,
- étude macroscopique et microscopique des différentes fabriques développées dans les roches éruptives,
- approche quantitative des caractéristiques physiques des magmas (viscosité, densité)
- modélisation mathématique de l'écoulement des magmas.

Ce type d'approche, qui vise à une interprétation dynamique de la mise en place des magmas, impose de se comporter à la fois comme un pétrologue et comme un mécanicien des fluides et corps visqueux.

Dans le cadre du deuxième objectif, il est très vite apparu qu'une bonne exploitation des données de la Pétrologie Structurale dans le cadre régional n'était possible qu'en complément d'une étude pétrologique précise. Ceci nous a conduit à acquérir des données pétrographiques, minéralogiques et chimiques sur l'ensemble des faciès situés en bordure Nord du massif des Ballons ainsi que sur les formations volcaniques encaissantes.

Au total, environ 300 lames minces, dont la plupart réalisées par nos propres soins, ont été effectuées.

Une cinquantaine d'analyses d'éléments majeurs sur roche totale ainsi que des analyses ponctuelles de phases minérales aux microson-

des Cameca MS 46 et Camebax automatisée, complètent l'éventail des données (les méthodes analytiques sont exposées en annexe).

C. PLAN DU MEMOIRE

Ce mémoire se subdivise en quatre parties, chacune d'elles articulée en plusieurs chapitres.

1. La première partie porte sur l'architecture du complexe éruptif des Ballons et correspond à une synthèse des informations acquises par la pétrologie structurale (chapitre I) et des résultats obtenus par d'autres méthodes (stratigraphie, géologie structurale, géochronologie, etc...) (chapitre II).

2. La deuxième partie, articulée en quatre chapitres correspondant aux regroupements lithologiques effectués, apporte les éléments pétrographiques, minéralogiques et chimiques indispensables à l'établissement d'un schéma pétrogénétique.

3. Dans la troisième partie, seront exposés les résultats acquis sur l'étude de "phénomènes-unités" visant à expliciter d'une part les mécanismes de bréchification magmatique, d'autre part les phénomènes de mise en place dans les caisses filoniennes et les corps hypovolcaniques.

4. La quatrième partie se propose de synthétiser l'ensemble des informations acquises dans les trois parties précédentes en les projetant dans le contexte régional. Les relations entre le plutonisme septentrional du massif des Ballons et le volcanisme viséen seront évoquées.

- PREMIERE PARTIE -

ARCHITECTURE DU COMPLEXE PLUTONIQUE DES BALLONS
MISE EN ÉVIDENCE DE L'IDENTITÉ DES PLUTONITES
SITUÉES EN BORDURE NORD

INTRODUCTION A LA PREMIERE PARTIE

Il est désormais admis que la connaissance des structures observables dans un corps éruptif est fondamentale pour la reconstruction de son architecture. En effet, de nombreux travaux -auxquels il sera largement fait appel dans ce mémoire- ont montré que l'interprétation dynamique des anisotropies d'orientation des minéraux (fabriques) ainsi que des multiples hétérogénéités des roches éruptives (enclaves, litages, schlierens, joints de fin de cristallisation, stockscheiders, etc.) permettait d'appréhender de façon précise les mécanismes de mise en place et de cristallogenèse.

L'histoire de l'acquisition des structures observables dans une roche éruptive est directement liée aux différents épisodes des déformations que celle-ci a subi. Ces déformations, qui correspondent à des réponses de la roche à de multiples contraintes (cf. infra), seront différentes suivant la caractéristique rhéologique du milieu à un moment donné (état magmatique visqueux ou pseudo-plastique, état fini-magmatique à cohésion interne, état consolidé à comportement ruptuel, état consolidé ductile, ...etc...). Cette évolution rhéologique est un continuum d'états qu'il convient d'avoir en permanence à l'esprit dans l'analyse des déformations des roches éruptives.

Les contraintes, qui induisent des déplacements de matière et engendrent les structures magmatiques observées sont à mettre en relation avec :

- la pression d'injection des magmas (phénomène de mise en place enregistré par les fluidalités planaires et/ou linéaires) ;
- les forces de gravité ("contraintes permanentes" auxquelles sont assujettis les magmas, enregistrées par les litages, schlierens etc.)
- Les forces liées à la rétraction thermique des corps éruptifs enregistrée par les joints de fin de cristallisation ;
- Les événements tectoniques extérieurs au corps éruptif lui-même enregistrés par des fabriques diastrophiques, (fluidalités imbriquées, cf. infra) voire des fabriques de déformation plastique.

Il convient de remarquer que toutes ces contraintes sont indépendantes les unes des autres et donc qu'une roche éruptive pourra, en théorie, posséder l'ensemble des structures signalées.

L'analyse et l'interprétation des structures magmatiques d'un corps éruptif ont pour but d'en dégager l'organisation architecturale. La connaissance, d'une part de l'évolution du comportement rhéologique des magmas et de la succession des événements tectoniques régionaux d'autre part, apparaît comme primordiale.

Dans la première partie de ce mémoire, sera développée une analyse des éléments structuraux observés tant dans le granite porphyroïde que dans les plutonites situées en bordure Nord (chapitre I). Les interprétations de ces structures magmatiques seront confrontées avec les données obtenues par d'autres méthodes (lithostratigraphie, géologie structurale, géochronologie) dans le but de proposer une chronologie des événements magmatiques dans les Vosges méridionales durant le Carbonifère (chapitre II).

CHAPITRE I

LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DU MASSIF DES BALLONS

A. INTRODUCTION

Les données de ce chapitre et les interprétations qui en découlent sont basées sur des observations réalisées à l'échelle macroscopique. Nous nous sommes volontairement limité à ce niveau d'organisation en nous réservant de développer des études plus complètes sur des phénomènes-unités (cf. IIIème partie). Les données sur les éléments structuraux du granite porphyroïde des Ballons sont largement empruntés aux travaux de Blanchard (1976, 1978, 1979) complétés par nos propres observations, principalement localisées au voisinage direct au contact granite des Ballons - plutonites septentrionales.

B. LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DU GRANITE PORPHYROÏDE DES BALLONS

1. La fabrique magmatique de mise en place par écoulement

Dans le granite porphyroïde des Ballons, les structures fluidiales sont nettement marquées par les phénocristaux de feldspath potassique. L'observation de la fluidalité planaire est relativement aisée.

La direction dominante (fig. I.1), sur chaque affleurement, ainsi que sur l'ensemble du massif, est WNW-ESE. Les pendages relevés sont toujours très forts : à l'échelle de la carte d'ensemble, la fluidalité planaire est donc à N.100.E subverticale. Celle-ci est interprétée com-

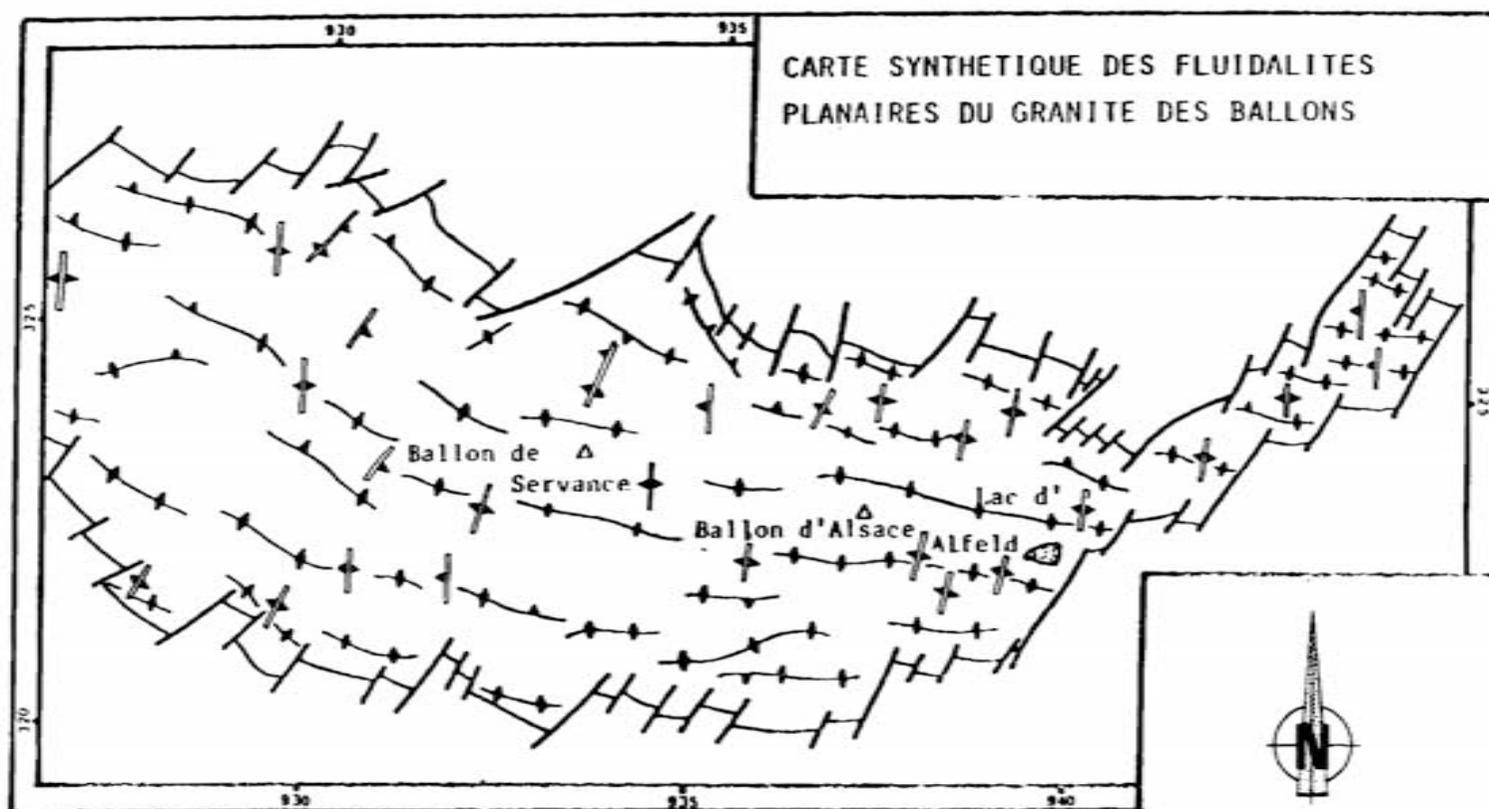


Figure I.1 : Carte synthétique des fluidalités planaires du granite porphyroïde des Ballons (d'après Blanchard 1979, modifiée et complétée). Les figurés utilisés sont conformes à la symbolique proposée par Gagny et Cottard (1980).

- \times Fluidalité planaire de mise en place.
- ∇ Fluidalité planaire diastrophique.

me une fluidalité planaire liée à la mise en place du magma et correspond donc à une fabrique planaire magmatique (F.P.M.) (Gagny et Cottard, 1980).

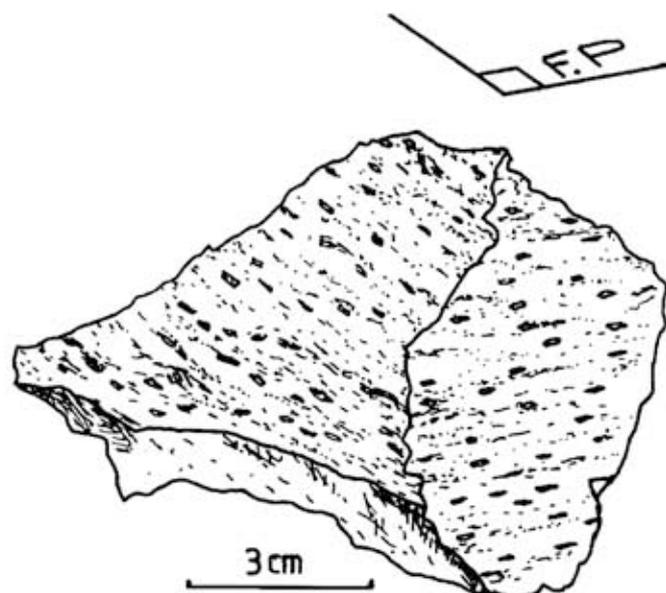


Figure I.2 : Structures planaires marquées par des alignements de minéraux ferromagnésiens et l'allongement des plagioclases. (éch.3G : monzodiorite de la Tête des Savins).

2. La fabrique diastrophique

La carte synthétique des fluidalités fait ressortir une deuxième direction générale sur l'ensemble du massif, mais qui n'est décelable qu'à l'échelle mésoscopique et macroscopique. Cette deuxième fluidalité dite imbriquée, apparaît dans des "couloirs magmatiques ou protofilons" (Blanchard, 1978), de taille variable (décimétrique à décamétrique) et de périodicité d'ordre décamétrique. Cette deuxième fluidalité, orientée NOE à N30E, subverticale, correspond à une réorientation des marqueurs de l'écoulement dans des couloirs de déformation en réponse à un cisaillement lié à une contrainte tectonique (extérieure à la masse magmatique) suffisante pour vaincre la cohésion de la masse magmatique en fin de cristallisation. Cette seconde structuration planaire générée par une contrainte tectonique imposée à l'encaissant du magma (contrainte diastrophique) est appelée fabrique diastrophique (Gagny, Cottard, op.cit).

3. Résumé

Le granite porphyroïde des Ballons apparaît comme un corps allongé (20 x 5 km environ) qui présente :

- une structure planaire dominante à N.100.E subverticale : fabrique magmatique d'écoulement liée à la mise en place du magma;
- une structure planaire, orientée NOE à N30E, subverticale, imbriquée dans la précédente : fabrique diastrophique liée à une contrainte tectonique active dans le bâti encaissant lors de la fin de cristallisation du magma.

Dans le deuxième chapitre, nous intégrerons ces données dans une reconstitution chronologique des événements magmatiques.

C. LES ELEMENTS STRUCTURAUX DES PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS

1. Généralités : les marqueurs de l'écoulement

Les plutonites situées en bordure Nord du massif des Ballons se composent d'une variété de types pétrographiques allant de gabbros à des monzonites quartziques (cf. 2ème partie). Les conditions d'affleurement de cet ensemble intrusif sont telles que les contacts entre faciès sont rarement observables : en ne pouvant repérer spatialement ces surfaces de discontinuités, nous perdons une information importante. Par contre, les structures fluidales sont symptomatiques de la plupart des faciès rencontrés, qu'ils soient homogènes (i.e. constitués d'un seul type pétrographique) ou hétérogènes (brèches magmatiques).

a) Structures fluidales des faciès homogènes

La plupart des faciès homogènes, qu'il s'agisse de diorites, monzodiorites ou monzonites, sont le plus souvent des roches équigranulaires. La détermination macroscopique directe sur l'affleurement de la fluidalité planaire est essentiellement basée sur l'observation de la disposition des biotites et plagioclases, dans deux plans formant un dièdre (fig. I.2). Lorsqu'une espèce minéralogique s'exprime sous forme de phénocristaux - le plus souvent des plagioclases - la détermination de la fluidalité planaire se fait aisément par le repérage de la seule sous-fabrique macroscopique de ceux-ci.

Les structures fluidales, de la plupart des faciès étudiés, est essentiellement planaire. Par ailleurs, au niveau macroscopique d'observation auquel nous nous sommes limité, la détermination de la fluidalité linéaire est rendue délicate par :

- les faibles possibilités qu'offrent les affleurements de faire des observations dans le plan de la fluidalité planaire (qui contient le plus souvent la fluidalité linéaire) ;
- le grain toujours très fin des types pétrographiques affleurants;
- le fait que les bons marqueurs de la fluidalité linéaire (amphiboles aciculaires) sont de cristallisation postérieure aux marqueurs de la fluidalité planaire (plagioclase).

D'autre part, les biotites qui sont théoriquement de bons marqueurs de la fluidalité planaire et de la fluidalité linéaire (en disposition cozonale) ne présentent apparemment qu'une structuration planaire.

b) Structures fluidales des faciès hétérogènes : les brèches magmatiques

Les plutonites septentrionales du massif des Ballons ont été pendant trop longtemps décrites uniquement comme un ensemble éruptif regroupant des termes pétrographiques variés : gabbros, diorites, etc.. Cette présentation ne rend que très imparfaitement compte de la réalité de terrain. En effet, de nombreux affleurements permettent d'observer des faciès hétérogènes qui associent des types pétrographiques différents et constituent de véritables brèches magmatiques. L'existence de ces faciès n'avait pas échappé aux levers des anciens auteurs, mais ces derniers en avaient largement sous-estimé le développement et ne les considéraient que comme des curiosités.

Ces faciès hétérogènes sont largement répandus dans l'ensemble de la zone étudiée. De très beaux affleurements peuvent être observés (fig.I.3) d'Ouest en Est :

- dans la région de la Tête Niqueuse et des Noirs-Etangs ;
- dans le secteur de Château-Lambert ;
- à la Tête des Sapins et dans la zone de la Pransière ;
- sur le flanc Sud du Hieucon.

Nous ne nous attacherons pas ici à décrire en détail ces formations : la troisième partie de ce mémoire leur est consacrée. Il est cependant intéressant de souligner dès à présent l'intérêt de l'étude des brèches magmatiques dans l'optique d'une compréhension de la mise en place d'un complexe éruptif.

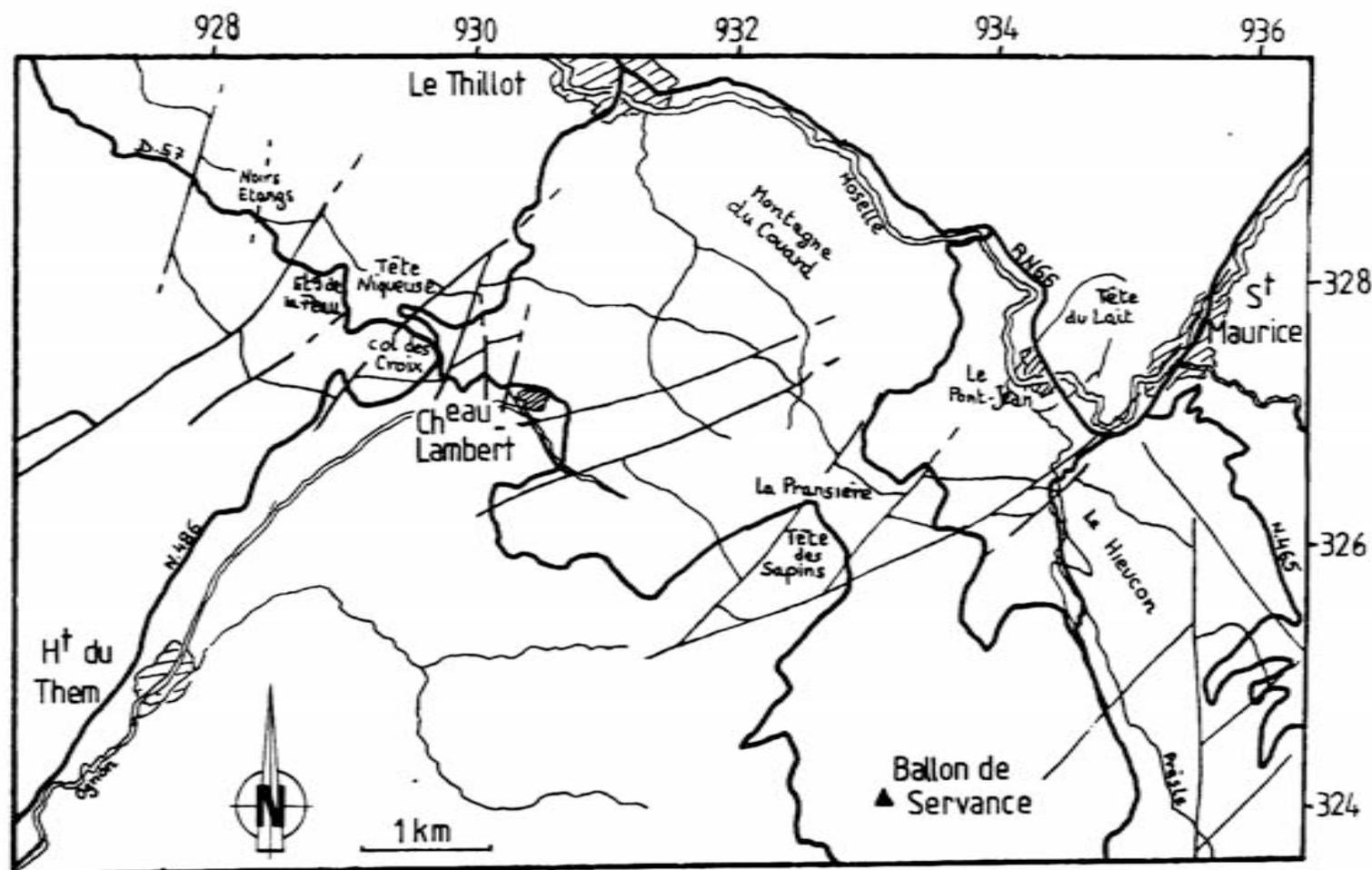


Figure I.3 : Carte topographique simplifiée précisant les différents lieux géographiques cités dans le texte. Les contours géologiques et les failles principales limitant le complexe éruptif des Ballons ont été reportés.

Dans ce mémoire, le terme de brèche magmatique sera utilisé pour désigner une formation associant deux types pétrographiques différents d'origine magmatique : l'un, microgrenu sombre, se présentant en enclaves (allongées ou anguleuses) dans l'autre, grenu et le plus souvent leucocrate formant matrice. Dans les zones étudiées, le rapport volumique enclave/matrice estimable sur l'affleurement est en général voisin de un (fig.I.4).



Figure I.4 : Aspect des formations de brèches magmatiques. (flanc sud du Hieucon.)

Les enclaves allongées, que l'on interprète généralement comme des "accidents magmatiques", définissent des structures dites non pénétratives à l'opposé des structures fluidales soulignées par les cristaux. Cependant, il s'avère le plus souvent que, lorsque les enclaves définissent une structure magmatique, celle-ci est la même que la structure soulignée par les cristaux de la roche hôte (matrice). En effet, il a été montré (Pons, 1971, 1982 ; Marre 1973, 1982) que les fabriques des enclaves allongées et/ou aplaties étaient très voisines (voire identiques) de celle de leur encaissant. Ain-

si comme le souligne Marre (1982, p.66) : "Des enclaves allongées dans une matrice différente traduisent ainsi l'association de deux matériaux essentiellement à l'état de magmas subissant le même écoulement ; elles constituent ainsi d'excellents marqueurs des structures fluidales".

Dans une formation bréchique, les enclaves peuvent donc raisonnablement être utilisées comme des marqueurs d'une structure pénétrative. Le fait que leur observation soit aisée apparait comme une chance dans une région où les structures fluidales sur minéraux sont difficilement mesurables en raison de la finesse du grain de la plupart des roches.

Les enclaves des brèches magmatiques fluidales étudiées définissent essentiellement des structures planaires. Elles se présentent comme des corps aplatés "en galette" sans montrer une direction linéaire nette.

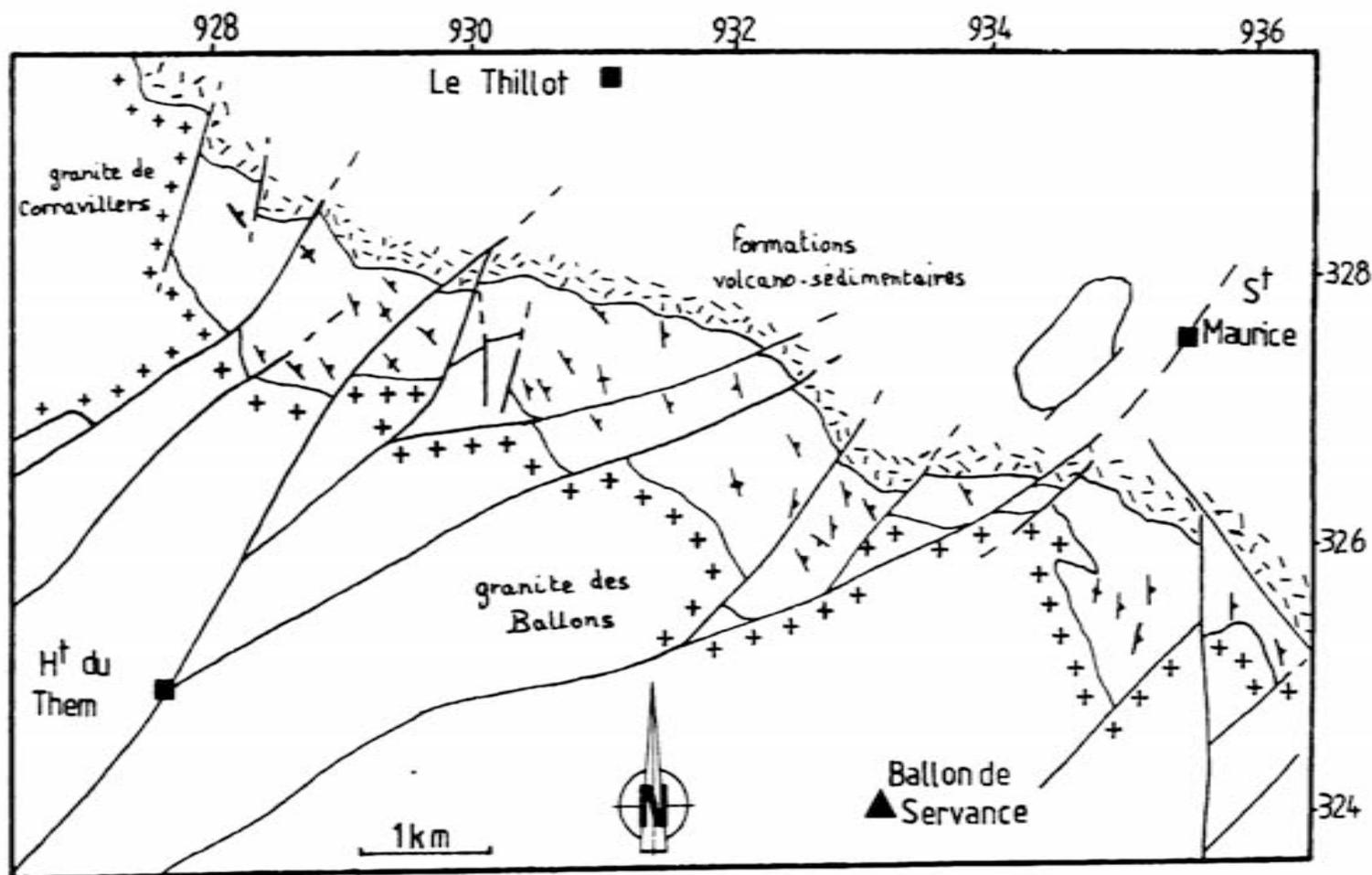


Figure I.5 : Carte synthétique des fluidalités planaires des plutonites situées en bordure nord du granite des Ballons. Les fluidalités mesurées sur minéraux et sur enclaves sont reportées avec le même figuré.

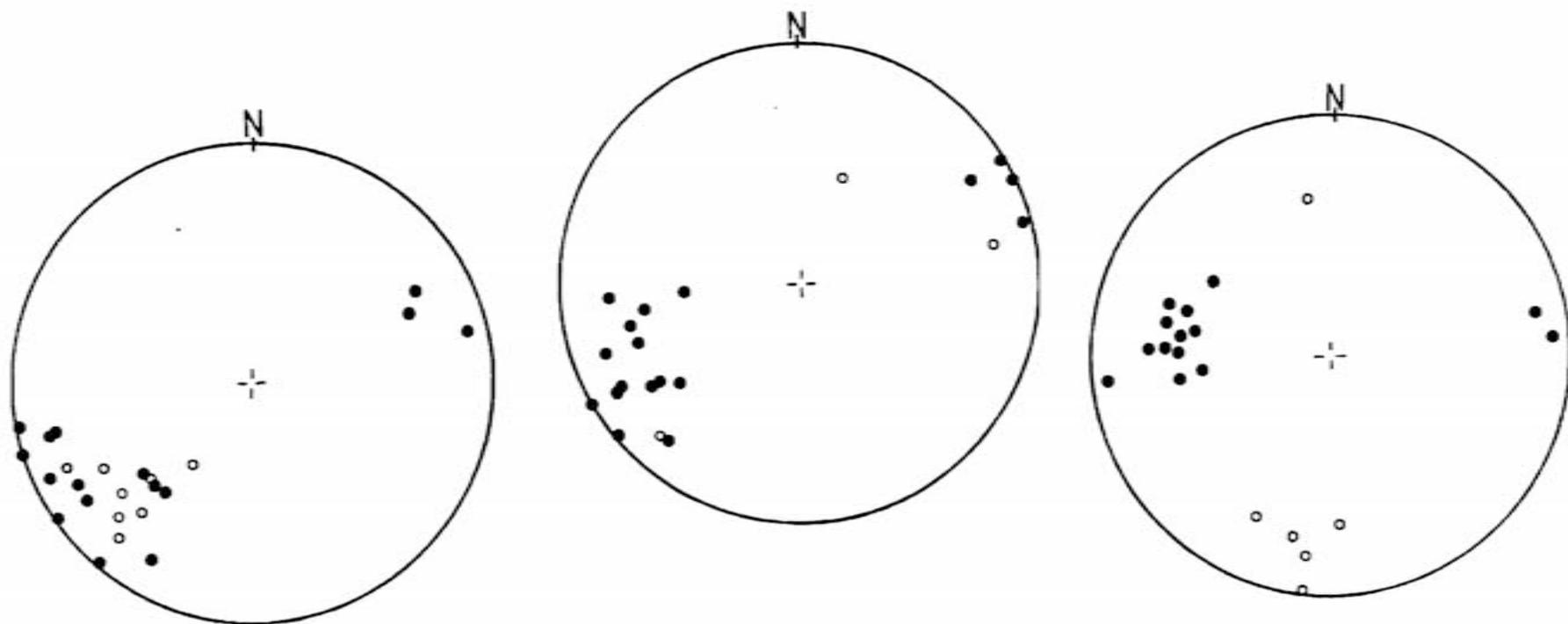


Figure I.7 : Secteur de Chateau-Lambert : pôles des fluidalités planaires repérées sur minéraux (formations homogènes) et sur enclaves (brèches magmatiques). (canevas de Wulff-hémisphère inférieur). En creux sont reportées les structures d'écoulement des volcanites encaissantes.

Figure I.6 : Secteur à l'Ouest des Croix; Pôles des fluidalités planaires (en plein) repérées sur minéraux (formations homogènes) et sur enclaves (brèches magmatiques). En creux sont reportées les structures d'écoulement des volcanites kératophyriques encaissantes. Canevas de Wulff-hémisphère inférieur.

Figure I.8 : Secteur Pransière-Hieucon : pôles des fluidalités planaires (en plein) repérées sur minéraux (formations homogènes) et sur enclaves (brèches magmatiques). (canevas de Wulff- hémisphère inférieur. En creux sont reportés les structures d'écoulement des volcanites encaissantes.

2. Organisation des fluidalités planaires (fig.I.5-6-7-8)

a) Le secteur à l'Ouest du Col des Croix

Dans ce secteur, le contact entre les faciès plutoniques et l'encaissant volcanosédimentaire dévono-dinantien se fait par l'intermédiaire d'une zone de brèches magmatiques extrêmement spectaculaire, qui feront l'objet du chapitre VIII (3ème partie). L'ensemble des mesures de structures planaires relevées dans ce secteur ont été reportées sur la fig.I.6. Elles concernent :

- les fluidalités planaires d'écoulement de faciès homogènes monzonitiques relevées sur minéraux ;
- les fluidalités planaires dans certaines brèches magmatiques fluidales relevées sur enclaves ;
- les fluidalités planaires des volcanites kératophyriques encaissantes relevées sur les fiammes.

Le stéréogramme de la figure I.6 montre :

- d'une part, l'organisation planaire bien réglée des faciès plutoniques;
- d'autre part, la concordance entre les orientations d'écoulement des plutonites et les structures planaires de l'encaissant dont on peut penser qu'elles représentent peu ou prou le plan horizontal original de mise en place.

Par ailleurs, il convient de signaler dans cette zone la présence d'enclaves sédimentaires de type grauwackes dans les formations plutoniques. L'ensemble de ces éléments suggèrent que ce secteur occidental représente le toit de l'ensemble intrusif.

b) Le secteur de Château-Lambert

Comme pour le secteur précédent, les mesures des fluidalités ont été reportées sur stéréogramme (fig.I.7). La structure fluidale planaire apparaît ici encore bien réglée. On peut toutefois remarquer que la direction moyenne se rapproche d'une position méridienne par rapport au secteur occidental. Comme dans ce dernier, la plupart des mesures donnent des pendages vers l'Est. Par contre, la concordance des structures magmatiques des plutonites et des volcanites encaissantes ne se retrouvent pas ici. Le petit nombre de mesures, ainsi que leur grande variabilité rend une interprétation hasardeuse.

c) Le secteur Pransière-Hieucon

Dans ce secteur le plus oriental, les orientations relevées font ressortir une disposition planaire submérienne à pendage est dominant (fig.I.8).

Dans cette zone, le contact avec les formations encaissantes n'est jamais observable : de nombreux filons de microgranite appartenant à l'association des Crêtes et d'expression plus tardive jalonnent les zones de contact. Cependant, des mesures de structures d'écoulement réalisées plus au Nord sur des volcanites montrent une nette discordance avec la disposition submérienne des plutonites.

3. Autres informations (fig.I.9)

Un ensemble d'informations recueillies sur le terrain ont été reportées sur la figure I.9 : elles correspondent à ce que Gagny et Cottard (1980) appellent les "faits divers" de l'organisation magmatique.

Les zones où affleurent les formations de brèches magmatiques apparaissent réparties de façon uniforme sur l'ensemble du cortège plutonique. Mais, l'existence de brèches magmatiques de type stoping dans le secteur occidental, au contact avec les formations volcanosédimentaires encaissantes suggèrent là encore une position structurale élevée (cf. chapitre VIII).

Dans la zone centrale, la position des cumulats est particulièrement intéressante. En effet, l'alignement des différents pointements de roches d'origine cumulative (cf. chapitre III) se fait selon une direction parallèle aux fluidalités planaires observées dans ce secteur. Ceci suggère pour cette zone plus orientale une position structurale plus basse. Par ailleurs, l'existence d'intrusions composites, localisées à la Tête des Sapins (cf. chapitre VII) laisse à penser que nous sommes là en présence d'une zone d'alimentation.

D. CONCLUSION : LES RELATIONS GRANITE PORPHYROÏDE DES BALLONS - CORTÈGE PLUTONIQUE SEPTENTRIONAL

La cartographie des différentes fabriques enregistrées par les magmas met en évidence des faits qui, jusqu'alors, n'avaient pas été pris en compte dans l'interprétation de la pétrogenèse du massif des Ballons :

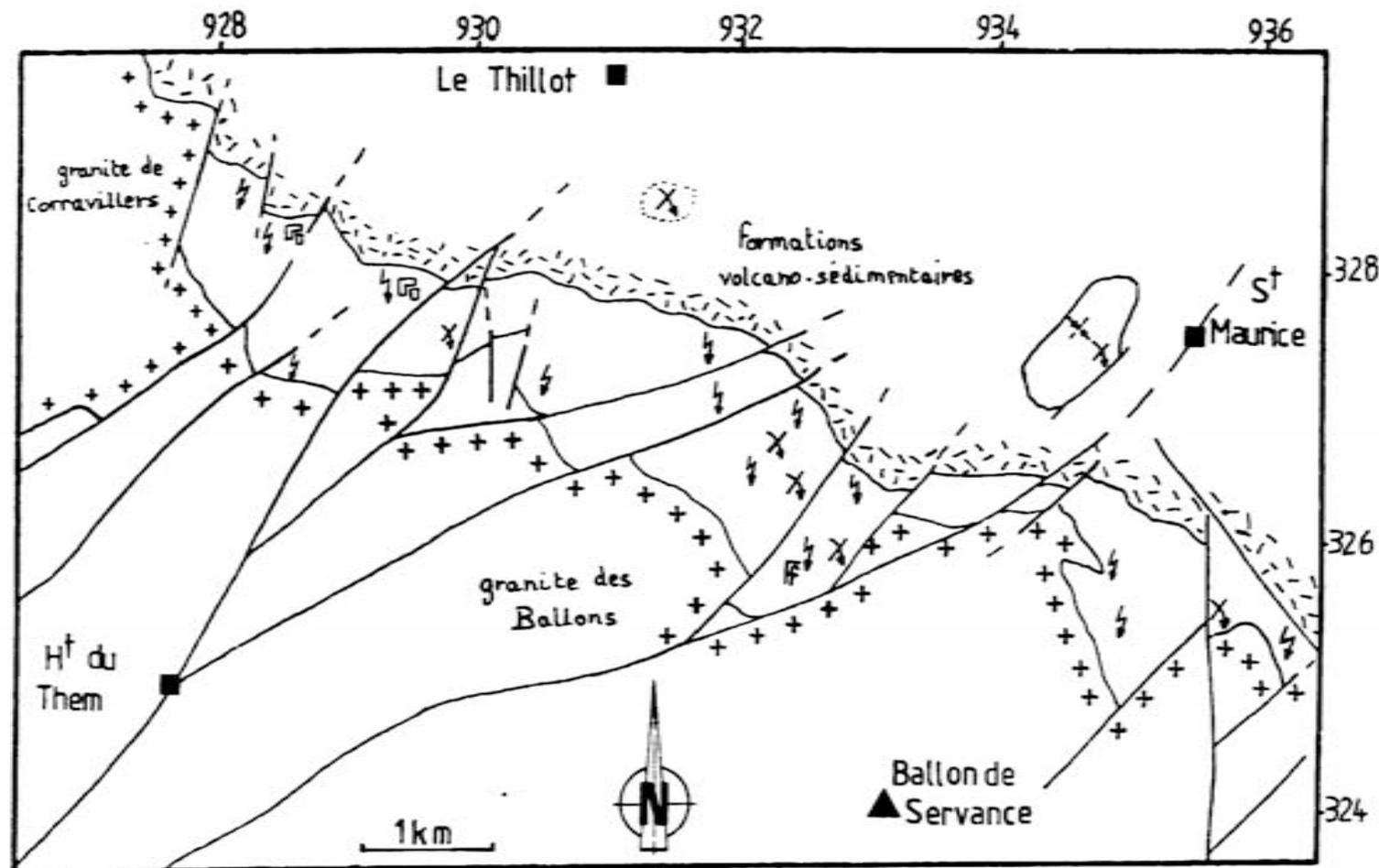


Figure I.9 : Carte des "faits divers" de l'organisation magmatique des plutonites septentrionales du massif des Ballons. Les figurés utilisés sont conformes à la symbolique proposée par Gagny et Cottard (1980).
 ⚡ : bréchification magmatique. ☐ : phénomène de stoping. FF : intrusion composite. X : phénomène de cumulat. ⚡ (avec lignes horizontales) : différenciation dans les caisses filoniennes.

- une discordance angulaire existe entre les fabriques d'écoulement des plutonites situées en bordure nord et celles du granite des Ballons. Elle permet de dissocier de façon extrêmement nette ces deux ensembles. Les plutonites situées en bordure **nord**, plus anciennes, présentent une organisation relativement homogène selon des plans subverticaux orientés N.140 à N.180.E. Le granite porphyroïde, quant à lui, a des fluidalités planaires magmatiques subverticales et de direction est-ouest, parallèlement à l'allongement du massif.
- Ce même granite présente une fabrique diastrophique marquée par des fluidalités imbriquées et des protofilons (Blanchard, 1978, 1979) dans des plans subverticaux d'orientation N.10 à N.30.E. Cette nouvelle direction, acquise après la mise en place par écoulement, fossilise une direction tectonique contemporaine de la fin de cristallisation du granite.

En conclusion, il apparaît que le granite des Ballons et les plutonites septentrionales correspondent à deux ensembles distincts dont les histoires de mise en place ne sont pas communes. Par ailleurs, il apparaît évident que des relations étroites existent entre les structures acquises par les magmas, pendant (et postérieurement à) leur écoulement, et les structurations tectoniques régionales.

*o*o*o*

CHAPITRE II

CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS MAGMATIQUES AU CARBONIFÈRE DANS LES VOSGES MÉRIDIONALES

- RELATIONS MAGMATISME - TECTONIQUE -

L'essentiel des données et interprétations de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication en collaboration avec Claude GAGNY : Proposition d'un âge namurien pour le granite porphyroïde des Ballons, témoin vosgien du plutonisme à potentialité molybdifère au Carbonifère supérieur. C.N.Soc.Sav. Perpignan, 1981, III, p.287-296.

A. INTRODUCTION

La mise en place d'un corps magmatique est le plus souvent guidée soit par un cadre tectonique passif acquis lors d'une phase antérieure soit par une tectonique active qui contrôle alors la fabrique d'écoulement du magma. L'application d'une nouvelle tectonique différente - voire l'évolution de la tectonique active - pourra être enregistrée par le magma lors de la fin de sa cristallisation (fabrique diastrophique). Dans le but d'établir une chronologie des événements magmatiques dans les Vosges méridionales -but de ce chapitre -, il apparaît essentiel de connaître non seulement la nature des contacts entre les différentes unités intrusives mais également les guides tectoniques successifs que l'on peut mettre en évidence par une synthèse des résultats acquis dans des domaines aussi variés que la géologie structurale et la lithostratigraphie.

B. CHRONOLOGIE RELATIVE DES INTRUSIONS

Lors de son étude sur la géologie du massif des Ballons et de ses minéralisations cuivre-molybdène associées, Mouillac (1974) a effectué une recherche systématique des contacts entre les différentes unités cartographiables (fig.II.1). La succession des intrusions sur la bordure nord du granite des Ballons est la suivante :



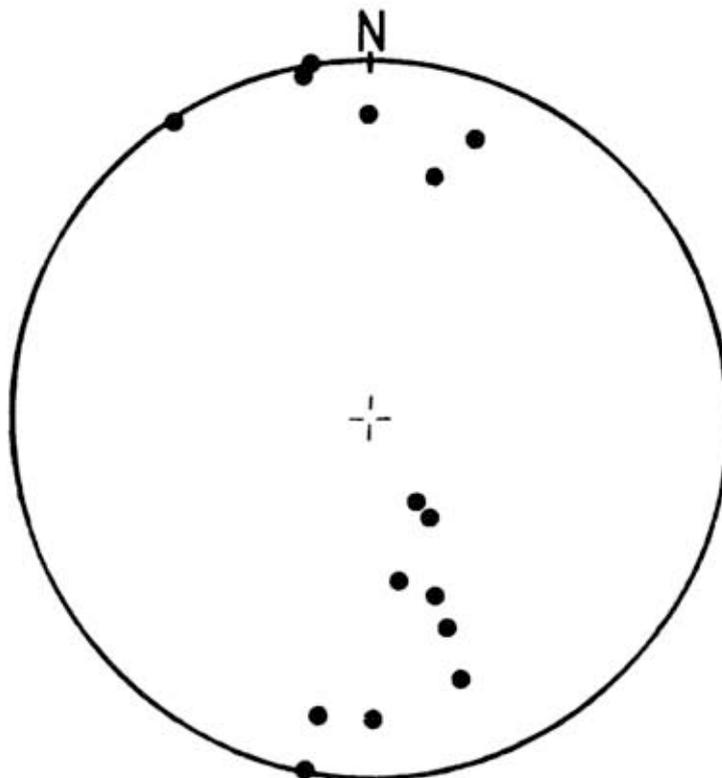
Figure II.1 : Contact entre les plutonites septentrionales et le granite des Ballons. Chemin forestier sur le flanc sud du Hieucon. Le manche du marteau est orienté vers le Nord, la pointe vers l'Est.

Figure II.2 : Stéréogramme des pôles des filons de lamprophyres sur le secteur septentrional du massif des Ballons. Canevas de Wulff hémisphère inférieur.

1. Ensemble plutonique gabbro-dioritique suivi par les intrusions de syénites quartzifères ;
2. Granite porphyroïde des Ballons ;
3. Granite de Corravillers ;
4. Microgranites de l'association des Crêtes (microgranite du Couard et filons associés).

Seuls, les pointements de leucogranites intrusifs dans le granite des Ballons (leucogranites de la Vieille Hutte et du Haut-du-Them) ne peuvent être calés, sur les seuls arguments de terrain, par rapport aux autres intrusions.

Par ailleurs, nos propres levés, outre le fait de confirmer les observations de Mouillac, ont fait ressortir l'importance du développement de lamprophyres filoniens dans l'ensemble de la région. Ces lamprophyres, qui sont des minettes présentant fréquemment des faciès sphérolitiques, sont intrusifs dans tous les faciès. Ce magmatisme semble représenter la dernière manifestation intrusive dans cette partie des Vosges méridionales. La disposition de ces filons n'est pas quelconque; les mesures d'orientation, reportées sur la fig. II.2, font ressortir une dominante directionnelle N.80.E, à pendage variable (30 à 90 °).



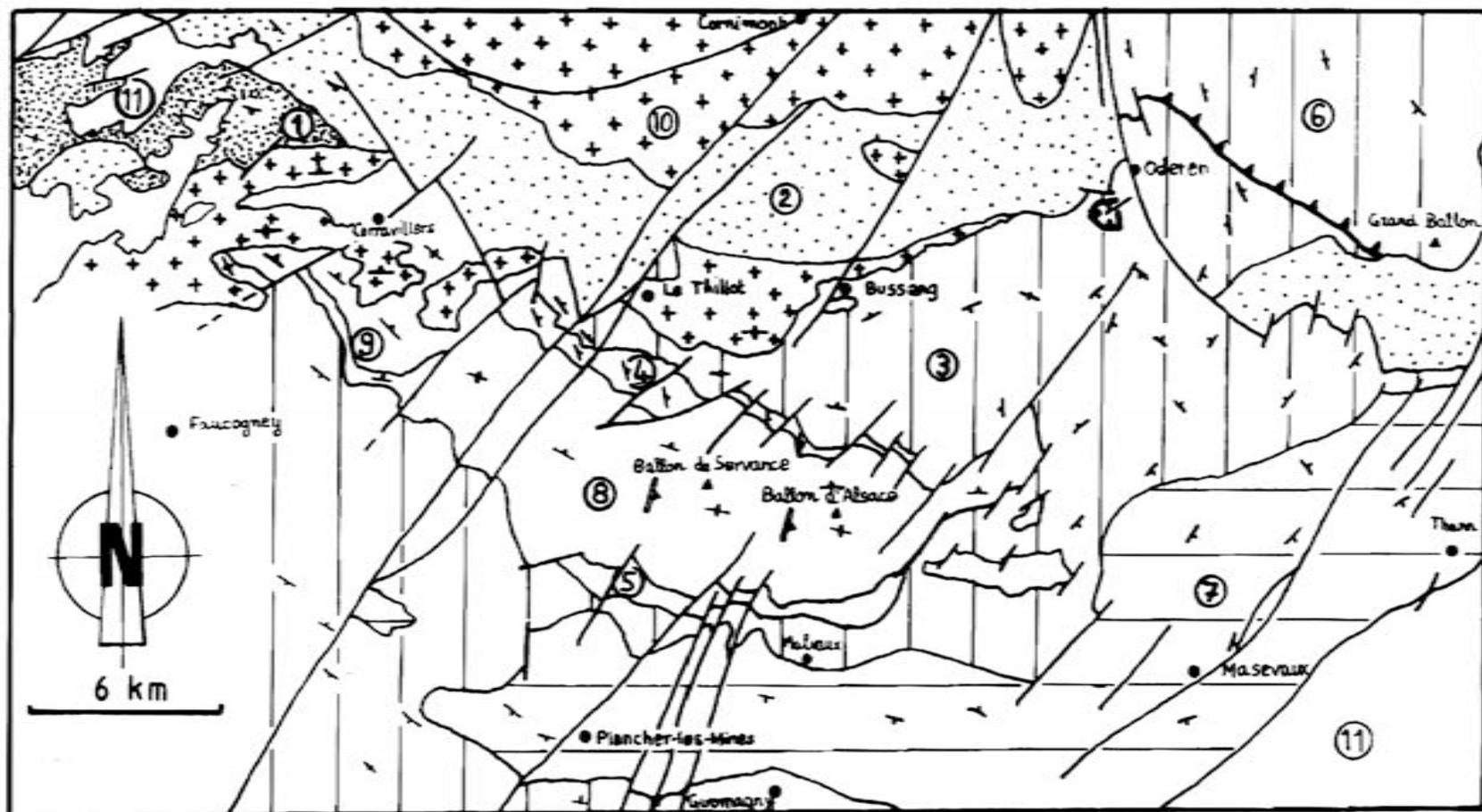


Figure II. 3 : Carte synthétique des directions structurales dans les Vosges méridionales (d'après Fluck- Von Eller, modifiée.)
 1 gneiss et migmatites du Val d'Ajol. 2 granite fondamental et granito-gneiss (Hameurt 1970). 3 série volcanosédimentaire d'Oderen, Malvaux et Plancher-Bas. 4 plutonites septentrionales. 5 plutonites méridionales. 6 série schisto-grauwackeuse du Markstein. 7 série volcanosédimentaire de Thann-Giromagny. 8 granite des Ballons. 9 granite de Corravillers. 10 granites et microgranites (dont magmatisme des Crêtes). 11 terrains post Dévono-Dinantien.

Une telle direction avait été mise en évidence dans le sud du massif des Ballons par Guérin (1967). Ce fait apparaît donc comme ayant une réalité régionale que nous essayerons de relier à un contexte tectonique connu (cf. infra).

Enfin, signalons que les levés cartographiques de la structure ouest du massif des Ballons (1)(région de Corravillers - cf. fig.II.3) ont conduit à faire ressortir le caractère intrusif des microgranites des Crêtes (orientés Est-Ouest) dans le granite de Corravillers orienté à N.140-150 E.

C. DONNEES DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE ET DE LA GEOLOGIE STRUCTURALE REGIONALE DANS UN CADRE CHRONOLOGIQUE

Les études lithostratigraphiques entreprises sur les terrains dévonodiniens des Vosges méridionales ont conduit dans un premier temps à définir des séries caractérisées par un style de sédimentation et de magmatisme. Ce sont les séries de Thann, d'Oderen et du Markstein (Ruhland, 1961 ; Gagny, 1968) ; de Plancher-Bas, de Giromagny et de Malvaux (Fourquin, 1973 ; Coulon et al., 1975, 1979) (fig. II.3).

L'ensemble de ces travaux, qui intègre les études de Stussi (1967-1970) sur le magmatisme effusif viséen, ont conduit notamment à mettre en évidence :

- une phase tectonique intraviséenne (2) (phase vosgienne : Bébien Gagny, 1979) à la limite Viséen inférieur-Viséen supérieur. Cette phase sépare les séries inférieures anisotitanées (Stussi, op. cit., Bébien, 1980) d'Oderen et de Malvaux, à volcanisme et sédimentation marine développés, des séries supérieures isotitanées de Thann et Giromagny à volcanisme ignimbristique dominant. A cette phase tectonique, caractérisée par un style compressif, semble devoir être rapportés des plissements orientés N.135-150 E (Blanalt et von Eller, 1965).

(1) Ces levés ont été effectués dans le cadre du projet ENERGEROC (INAG). Ce projet a pour but l'implantation d'un échangeur thermique profond (4000 m) dans des zones à flux de chaleur élevé.

(2) Dans les Vosges méridionales, le viséen moyen est inconnu. Si certains événements magmatiques peuvent lui être rapportés, (en relation directe avec la phase intraviséenne), aucune datation par microfaunes n'a conduit à la mise en évidence de l'existence de dépôts de cet âge.

- La phase tectonique sudète (à la limite Viséen supérieur-Namurien). Celle-ci correspond à une phase de compression nord-sud qui induit les plissements et chevauchements de direction générale est-ouest. Cette phase de plissement est immédiatement suivie par une tectonique cassante d'abord méridienne à rejets verticaux importants, puis orientée N.10 à N.30.E, marquée par des décrochements sénestrorsum. L'important charriage de la ligne des klippen (cf. fig. II.3) qui met en contact chevauchant la série du Markstein sur la série de Thann et d'Oderen serait à rapporter à cette phase (Coulon et al., 1979).

A ce stade de notre propos, il est utile de mentionner ici la contribution de Fourquin (1966) qui apporte des éléments de datation à valeur stratigraphique pour le magmatisme plutonique des Ballons. Cet auteur observe que les faciès situés en bordure sud du massif des Ballons (cf. fig.II.3) sont intrusifs avec métamorphisme de contact dans les séries rapportées au Viséen inférieur et se retrouvent remaniés dans les brèches (dites du Crémillot) datées de la base du Viséen supérieur. Cet auteur précise par ailleurs que le granite des Ballons est de mise en place postérieure à ces faciès.

Sur la base de ces données bibliographiques et de nos propres observations rapportées au chapitre précédent, il était intéressant de discuter les relations entre le magmatisme, dans ses manifestations plutonique, hypovolcanique et volcanique, et l'existence d'un cadre tectonique évolutif.

D. DISCUSSION : LES RELATIONS MAGMATISME - TECTONIQUE

La simple comparaison des données de la Pétrologie Structurale des roches éruptives avec celles fournies par l'étude de l'évolution de la tectonique régionale permettent d'envisager une chronologie des événements magmatiques.

Au Viséen inférieur, mise en place de l'ensemble plutonique basique et intermédiaire qui affleure actuellement en position septentrionale par rapport au granite des Ballons. L'orientation planaire d'écoulement que l'on peut y observer est semblable aux directions de la phase vosgienne. Par ailleurs, ces plutonites, mises en place à un niveau structural élevé, ne provoquent aucun métamorphisme de contact

dans les séries du Viséen supérieur. L'existence d'un important chevelu filonien doléritique dans les zones de contact (cf. infra) suggère même une relation directe entre ce magmatisme plutonique et les coulées basiques des séries viséennes encaissantes (cf. chapitre X).

Au moment du paroxysme sudète, vraisemblablement au cours du Namurien, se met en place le granite porphyroïde des Ballons, dans une structure est-ouest récemment acquise par la tectonique de cette phase. Le magma granitique, dont l'écoulement a été enregistré par une structuration planaire orientée N.90-100, fossilise en fin de cristallisation, l'évolution de la tectonique sudète en présentant des fluidalités imbriquées et des protofilons subméridiens.

Cette tectonique profonde, orientée N.10-N.30.E, acquise à la fin de la phase sudète, servira de guide de mise en place pour la lame du granite des Crêtes, postérieur au granite des Ballons, et tenu pour Westphalien. Pour leur part, les microgranites orientés est-ouest (région du Thillot et de Corravillers, fig. II.3) apparentés au granite des Crêtes - ils en représentent les équivalents de niveau structural élevé - pourraient avoir profité d'une rémanence de la structuration est-ouest.

Enfin, en ce qui concerne le magmatisme lamprophyrique, sa mise en place selon une direction N.80.E, conjuguée à la direction N.10-N.30E pourrait s'interpréter en terme d'une **compression** plus tardive orientée NE.SW, d'âge inconnu.

Un tel schéma interprétatif qui privilégie les relations entre tectonique et magmatique rend cependant bien compte des faits d'observations. Ces conclusions viennent à l'appui d'une liaison magmatique des plutonites en bordure nord avec les volcanites du Viséen inférieur et d'une indépendance par rapport au granite porphyroïde des Ballons. Les données de la Pétrologie Structurale confirment bien ce dernier point en évoquant clairement qu'il n'existe aucun continuum de mise en place entre les plutonites basiques en bordure nord et le granite.

En ce qui concerne les plutonites situées en bordure sud (fig.II.3) le calage stratigraphique proposé par Fourquin (cf. supra) conduirait à les dater de la phase sudète précoce. Elles seraient dans leur majorité postérieures au plutonisme en bordure nord et antérieures au granite des Ballons.

Venant à l'appui de ces interprétations d'une chronologie du magmatisme des Ballons, un autre argument peut être avancé. A quelques kilomètres au Nord de Thann (fig.II.3) affleure un important volcanisme rhyolitique ; la rhyolite du Molkenrain. Dès 1968, Gagny avait montré sur des arguments géochimiques et minéralogiques, l'identité magmatique de cette rhyolite et du granite des Ballons. L'âge de cette rhyolite avait été donné pour Namurien à Westphalien inférieur en raison de sa disposition en nappe discordante sur les séries viséennes (Gagny, 1968) fig.87, p.362) et de ses relations avec des formations plus récentes. Ces données confirment l'âge Namurien du magmatisme du type granite des Ballons. Il convient de signaler que les interprétations récentes (Coulon et al, 1975, 1979 ; Point, 1975) ne retiennent pas la présence d'une discordance et de ce fait, n'individualisent pas la nappe rhyolitique terminale du Molkenrain, l'intégrant ainsi dans les séries sous-jacentes du Viséen supérieur.

Cependant, les zones d'émission envisagées pour ce volcanisme rhyolitique sont d'orientation N.10 à N.30.E et apparaissent donc liées à la phase tectonique sudète. Ceci représente indiscutablement un argument supplémentaire pour un âge Namurien de ces volcanites. Il y aurait ainsi cohérence d'âge pour les deux expressions volcanique et plutonique de magmatisme du type granite des Ballons.

E. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

Les données géochronologiques récentes dont nous disposons sont en bon accord avec le schéma chronologique établi sur les relations tectonique-magmatisme.

En effet, les données isotopiques Rubidium-Strontium (Pagel, 1981) obtenues sur le massif des Ballons fournissent les âges suivants :

- Pour les plutonites en bordure Sud: 339 ± 18 ma avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7055 \pm 0,0003$ (isochrone roche totale) , compatible avec un âge viséen moyen.
- Pour le monzogranite 323 ± 19 m.a avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7068 \pm 0,0006$ (isochrone roche totale). Ceci confirme l'âge namurien du granite des Ballons. Il est à noter égale-

		VOLCANISME	PLUTONISME	TECTONIQUE
WESTPHALIEN			Granite des Crêtes FPM: N10-30E	
310-305 M.A.				
NAMURIEN		Rhyolite du Molkenrain ZE N10-30E	Granite des Ballons FI-P: N10-30E subvert. FPM: E-W subvert.	t. cassante N10-30E subv. t. cassante N-S subv
325 M.A.				
V I S E E N	Sup ^r	séries orogéniques isotitanées		plis E-W
	Moyen		Plutonites en bordure Sud	
	Inf ^r	séries pré- orogéniques anisotitanées	Plutonites en bordure Nord FPM: N140-170E	plissements N135-150E
335-340 M.A.				

Tableau II.1 : Tableau récapitulatif des événements tectoniques et magmatiques dans les Vosges méridionales.
 FPM : Fluidalité Planaire Magmatique d'écoulement (mise en place).
 FI-P : Fluidalités Imbriquées - Protofilons.
 ZE : Zones d'Emission.

ment que des isochrones internes (roche totale, orthose, biotite) donnent des âges de 313,315 et 319 m.a.

- Pour les plutonites situées en bordure nord, les données ne peuvent pas s'interpréter en terme d'isochrone.

En ce qui concerne le granite des Crêtes, des données rubidium-strontium récentes (France-Lanord, 1982) confirme le schéma chronologique établi. En effet, l'âge obtenu à partir de l'étude d'un litage magmatique du granite des Crêtes, est de 302 ± 8 m.a avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7137 \pm 0,0003$. Cet âge Rb-Sr concorde avec l'âge westphalien proposé par l'approche de Pétrologie Structurale.

F. CONCLUSIONS

L'ensemble des observations de Pétrologie Structurale (orientation des fluidalités, fluidalités imbriquées, protofilons...) associées à d'autres données (géochimie, géologie structurale, relations avec le volcanisme...) sont autant d'arguments pour établir une chronologie des événements magmatiques dans les Vosges méridionales.

L'essentiel des résultats, consigné dans le tableau II.1 montre clairement que :

- Les grandes directions tectoniques, dont on retrouve la trace dans les séries plissées, sont des guides fondamentaux de la mise en place des magmatites ;
- Un magma, en l'occurrence le granite des Ballons, est capable d'enregistrer l'évolution d'une tectonique en développant des fabriques superposées.

Par ailleurs, les données isotopiques Rb-Sr confirment pleinement le schéma chronologique. Ainsi, la pétrologie structurale des roches éruptives apparait comme un outil, certes peu sophistiqué, mais efficace, pour dater les phénomènes de mise en place.

En ce qui concerne les plutonites situées en bordure nord, l'homogénéité structurale qu'elles développent leur confère une identité magmatique propre. Par ailleurs, les relations privilégiées qu'elles montrent avec les volcanites du Viséen inférieur en font un objet de choix d'études de pétrologie et de pétrologie structurale pour une meilleure compréhension du magmatisme des Vosges méridionales.

- DEUXIEME PARTIE -

PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES FORMATIONS
PLUTONIQUES SITUÉES EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS

INTRODUCTION

A LA DEUXIEME PARTIE

Au cours des levés cartographiques des fabriques magmatiques, nous avons été amené à mettre en évidence l'existence de nombreux faciès différents par leur grain, leur couleur, leur pourcentage de minéraux ferromagnésiens, leur mode de gisement, etc... La complexité des agencements de ces différents faciès, le développement des brèches magmatiques (jusqu'alors sous-estimé), l'absence de continuité dans les affleurements (qui interdit le plus souvent l'observation des contacts entre les faciès) n'a pas pu permettre la réalisation d'une cartographie de faciès précise.

La diversité des faciès rencontrés nous a contraint à des regroupements et donc à des coupures dont nous nous efforcerons au cours de cette deuxième partie, de justifier la validité.

Ainsi, trois ensembles regroupant chacun plusieurs faciès ont été individualisés :

- un ensemble de roches grenues, sombres dont l'étude pétrographique a montré qu'il s'agissait de gabbros et de diorites à texture de cumulats : ces roches représentent l'unité (1) cumulative gabbro-dioritique (chapitre III).

(1) Le terme unité n'est pas utilisé ici avec une connotation géographique, mais au sens d'ensemble présentant des caractères pétrographiques communs

- un ensemble de roches mélanocrates microgrenues (rarement grenues) caractérisées par l'abondance de minéraux ferromagnésiens hydratés : ces roches constituent l'unité dolérite-microdiorite diorite (chapitre IV)
- un ensemble de roches leucocrates microgrenues à grenues, caractérisées par une fraction feldspathique importante montrant notamment le développement d'une phase potassique : ces roches sont regroupées dans l'unité monzodiorite-monzonite (quartzique) (chapitre V).

La terminologie employée est celle préconisée par la "I.U.G.S-Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks" (Streckeisen 1976, 1979). Les termes syénite et syénodiorite employés dans la plupart des travaux antérieurs sont remplacés par monzonite et monzodiorite.

Dans l'étude de chaque unité, seront précisés :

- la localisation, l'aspect à l'affleurement des roches considérées ;
- les caractères minéralogiques et texturaux d'échantillons choisis comme représentatifs ;
- les caractères chimiques des roches totales.

Enfin, à partir de l'étude des caractères pétrographiques texturaux, minéralogiques et chimiques de ces différentes unités, des conclusions concernant l'évolution des paramètres physico-chimiques contrôlant la cristallisation de ces roches seront tirées.

Quelques précisions pour orienter le lecteur ...

Des données analytiques sont présentées en illustration dans le texte. Quant il s'agit de données de minéraux, celles-ci correspondent à des analyses ponctuelles de phases considérées comme représentatives et non à des moyennes. L'intégralité des données sur les minéraux sont reportées en annexe.

Les illustrations texturales ont été réalisées à la chambre claire sur binoculaire Wild. Les figurés utilisés pour l'ensemble de ces illustrations sont les suivants :

- contour épais et pointillé lâche pour l'orthopyroxène (Opx)
- contour épais, craquelures et clivages pour le clinopyroxène (Cpx)
- contour fin, clivages et pointillé serré pour l'amphibole (Amph)
- hachures régulières figurant les clivages, pour la biotite (Bi)
- pas de figuré pour le plagioclase frais, pointillé serré pour le plagioclase altéré (Pl)
- noir pour les minéraux opaques (Opa)
- contour fin, pas de figuré pour le quartz (Q).

*o*o*o*

CHAPITRE III

PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DE L'UNITÉ GABBRODIORITIQUE CUMULATIVE

Le contenu de ce chapitre a fait l'objet d'une publication en collaboration avec J. BEBIEN, à paraître au Bulletin de Minéralogie, 1982.

A. PRESENTATION

1. Aspect à l'affleurement

L'ensemble des faciès regroupés sous le terme d'unité cumulative correspond à des roches sombres, noires à vert-sombre, largement cristallisées, à prédominance de minéraux ferro-magnésiens. En l'absence de litages visibles à l'affleurement, le caractère d'accumulation de ces roches n'est détectable qu'après une étude microscopique: ce caractère est par ailleurs confirmé au vu des compositions chimiques.

Ces cumulats, découverts pour la plupart lors de cette étude, forment de nombreux petits gisements de taille pluridécamétrique, dont la forme, en l'absence de contacts observables sur le terrain, est le plus souvent impossible à préciser. Les affleurements sont d'une grande monotonie excepté lorsqu'apparaît de façon abondante la biotite en lattes pluricentimétriques cloisonnantes ou le plagioclase qui éclaircit alors la teinte de la roche. Aucune orientation préférentielle des minéraux n'est visible macroscopiquement. Localement, les affleurements de cumulats à biotite sont recoupés à l'emporte-pièce par des filonets quartzofeldspathiques centimétriques anastomosés (cf. infra § D).

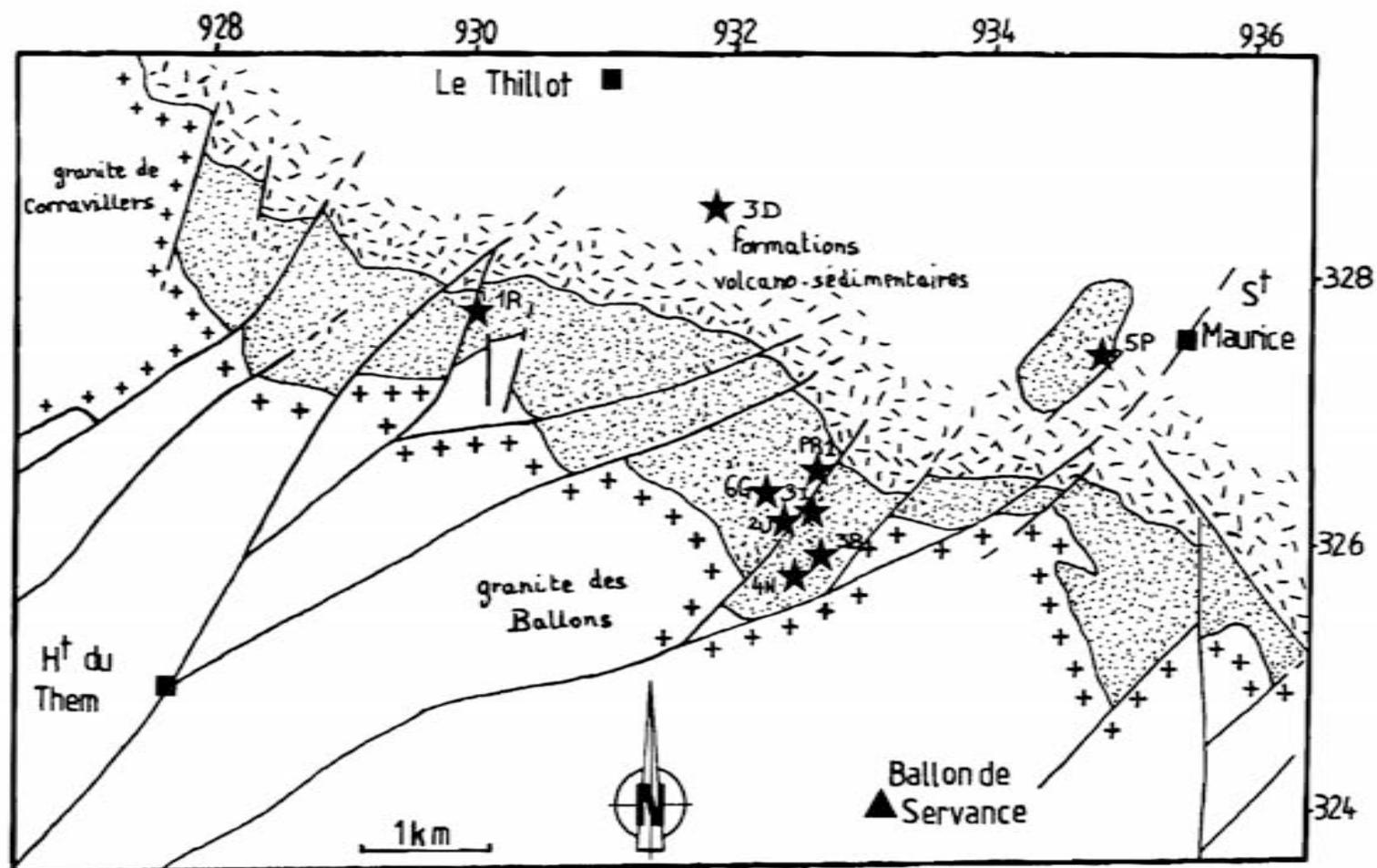


Figure III.1 : Localisation des affleurements de cumulats cités dans le texte. Les numéros d'échantillons correspondent aux analyses du tableau III.5.

2. Localisation (fig. III.1)

La région de la maison forestière de la Pransière fournit quelques beaux affleurements de cumulats, soit le long de la départementale n° 135, soit au bord des chemins forestiers de la Tête des Noirs Etangs ou de la Tête des Sapins. Sur le flanc Nord de la Tête des Noirs Etangs, un affleurement de gabbros a été dégagé lors du traçage d'un nouveau chemin forestier.

Signalons également les gisements du col des Croix décrit par Zarayan (1959), de la Montagne de Couard sur son flanc Ouest, de la Tête du Lait à l'Ouest de Saint Maurice.

Au Nord-Ouest du col des Croix, au Pré-Martin, des pierres volantes d'un gabbro vert-sombre ont été observées, mais aucun affleurement n'a été découvert.

B. CARACTERES TEXTURAUX, MINERALOGIQUES ET CHIMIQUES

1. Typologie

La teinte sombre de ces roches traduit l'importance de la fraction minérale ferro-magnésienne : celle-ci peut dans certains cas représenter jusqu'à 60 % du volume de la roche.

Texturalement, ces cumulats se caractérisent par la présence de minéraux subautomorphes en grains de dimension relativement faible (1 à 2 mm) : plagioclase calcique (bytownite, labrador), clinopyroxène, et parfois orthopyroxène. Ces grains sont emballés par des minéraux plus développés et le plus souvent zonés : amphibole, parfois associée à du clinopyroxène, plagioclase plus acide (andésine) et biotite à tendance poecilitique. Apatite, abondante dans certains cas, et minéraux opaques, rares voire exceptionnels, sont associés uniquement à ces dernières phases.

Ces textures sont très semblables à celles d'orthocumulats (Wager et al, 1960) dans lesquels plagioclase calcique, clinopyroxène et orthopyroxène représentent la paragenèse cumulus alors que l'amphibole, le plagioclase plus acide et la biotite, ainsi que l'apatite et les phases opaques associées constituent l'essentiel du matériel intercumulus.

Les termes cumulus et intercumulus sont utilisés ici dans un sens purement descriptif, à l'exclusion de toute signification pétrogénétique rigoureuse : ils ne rendent compte que de la forme et du mode d'association des différentes phases minérales. Toutefois, la distinction entre phases cumulus et intercumulus est rendue délicate par :

- la destabilisation des phases cumulus, pro parte au profit de matériel intercumulus, illustrée par l'intense résorption du plagioclase calcique et la transformation du clinopyroxène en amphibole. Ce dernier point assigne à ces roches un caractère de cumulats à structures réactionnelles (Jackson, 1971). Ainsi, localement, les phases typiquement cumulus ne sont observables qu'à l'état de reliques ;
- la présence de certaines phases, comme le clinopyroxène, apparaissant à la fois dans les matériels cumulus (grains sub-automorphes) et intercumulus (syncristallisation avec l'amphibole).

D'autre part, les caractères texturaux primaires sont partiellement masqués par le développement d'une paragenèse de base température à séricite, chlorite, calcite, épidote.

En tenant compte de réserves formulées ci-dessus, nous avons pu distinguer trois types de cumulats (types A, B et C, tabl. III.1) en nous basant sur la nature des phases intercumulus.

Tableau III.1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques minéralogiques des différents types de cumulats. Se reporter au tableau III.5 pour la composition chimique et la localisation des échantillons. Le plagioclase, non reporté dans ce tableau, figure dans les trois types de cumulats sous forme de bytownite (phase cumulus) et d'andésine oligoclase (An₅₀ - An₂₅) en minéraux intercumulus (cf. texte).

N° Référence Echantillons	6G-1R-2U-3I	4N-PR1-3B	5P-3D	
Type	A	B	C	
Orthopyroxène	hypersthène cumulus	absent	absent	M I N E R A U X C U M U L U S
Clinopyroxène	salite $Al_2O_3 < 1\%$ $TiO_2 \sim 0,1\%$ intercumulus	diopside $Al_2O_3 > 3\%$ $TiO_2 \sim 0,5\%$ cumulus	diopside $Al_2O_3 \sim 4\%$ $TiO_2 > 0,5\%$ cumulus	
Amphibole	hornblende hastingsitique + magnésio hornblende intercumulus	hornblende actinotique + actinote intercumulus	magnésio-hastingsite hornblende tschermakitique; magnésio hornblende intercumulus	I N T E R C U M U L U S
Biotite	magnésienne % modal : 2 à 3 % intercumulus	magnésienne poecilitique % modal : > 20 % intercumulus	absente	
Minéraux opaques	magnétite % modal < 1 %	magnétite % modal < 1 %	titanomagnétite + ilménite (+ sulfures) } 3 %	

2. Nature et composition chimique des phases minérales

Orthopyroxène : Ce minéral n'a été reconnu que dans le type A (éch.6G fig. III.2). Bien que présentant une altération poussée en bastite, son caractère cumulus ne fait pas de doute. Il se présente en quantité variable suivant les lames minces. Il est incolore, sa composition chimique (tableau III.2) en fait un hypersthène. Cette phase, découverte par Zarayan (1959) dans les faciès du massif des Ballons, reste exceptionnelle.

Le clinopyroxène est une phase ferromagnésienne bien développée dans certains échantillons. Il se présente sous deux aspects différents:

- dans certains échantillons, il apparaît en grains sub-automorphes de 1 à 2 mm bordé d'une auréole de hornblende traduisant une destabilisation (fig.III.3, éch.4N, type B) ;
- dans l'échantillon 1R (type A, fig.III.4), le clinopyroxène xénomorphe présente des figures de syncristallisation avec la hornblende. Un contrôle à la platine de Fedorof a permis de préciser que les deux phases minérales cristallisaient avec un axe C commun.

Ces deux habitus du pyroxène calcique (subautomorphe ou en syncristallisation avec l'amphibole) tendent à lui conférer respectivement un caractère cumulus prononcé et un caractère de phase intercumulus.

Cette dualité dans la nature texturale s'observe également sur le plan chimique (tableau III.2) :

- dans le type A, le clinopyroxène est pauvre en Al_2O_3 (<1%) et TiO_2 (< 0,1 %) ;
- dans les types B et C, il est notablement plus riche en Al_2O_3 (3 à 4 %) et en TiO_2 (\approx 0,5 %).

D'autre part, l'enrichissement en fer reste modéré. Seuls, les pyroxènes du type B présentent un éventail de composition allant des diopsides aux salites (fig. III.5).

Aux coeurs des clinopyroxènes, sont observables des amas de smectites (éch. 6G) témoignant de l'existence d'anciennes olivines totalement transformées (fig. III.2). Ce minéral, non encore signalé

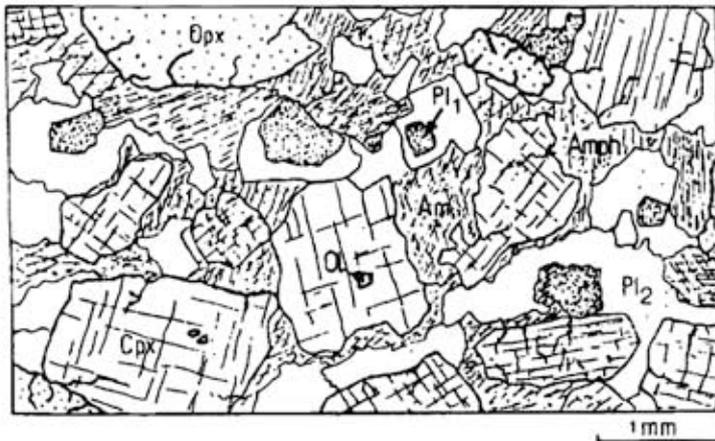


Figure III.2 : Aspect microscopique des cumulats gabbro-dioritiques. Dans ce gabbro à deux pyroxènes (ech. 6 G, cumulat de type A), la paragenèse précoce est composée d'orthopyroxène (Cpx:hypersthène), de plagioclase calcique (Pl1:An80) et de clinopyroxène (Cpx:salite), à olivines relictuelles (Ol). Entre ces minéraux, se développent l'amphibole (Amph:hornblende magnésio-hastingsitique et magnésiohornblende) et le plagioclase andésine (Pl2). La biotite et les minéraux opaques, rares dans cet échantillon, n'apparaissent pas sur la figure.

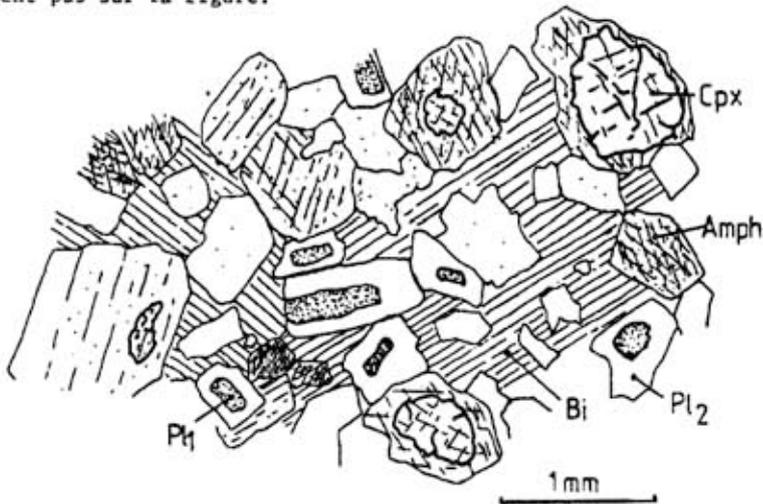


Figure III-3: Aspect microscopique de l'échantillon 4N (vaugnérite, cumulat de type B). Le clinopyroxène (Cpx:diopside) est bordé d'une auréole de hornblende actinotique ou d'actinote (Amph). La phlogopite (Bi) apparaît en plages centimétriques poecilites.

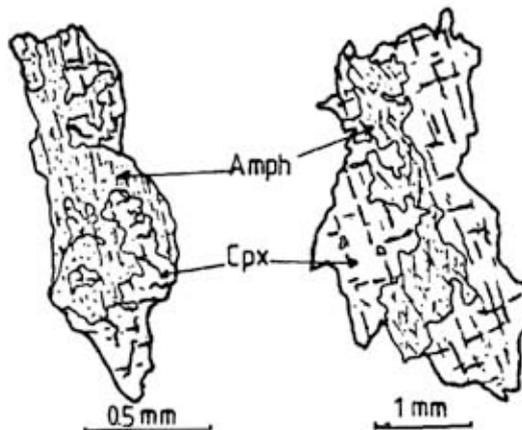


Figure III-4: Echantillon 1R (cumulat de type A)-Aspect microscopique des associations symplectiques de clinopyroxène (Cpx:salite) et d'amphibole (Amph:magnésiohornblende). Les analyses de ces phases sont reportées dans les tableaux III-2 (Cpx) et III-3 (Amph-analyses n° 5 à 8).

	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
N° Réf.	6 G	6 G	1 R	4 N	PR1	5 P
Type	A	A	A	B	B	C
SiO ₂	54,03	51,84	52,79	51,04	52,79	50,34
Al ₂ O ₃	0,51	0,97	0,34	3,80	2,79	3,55
FeO _{tot}	19,61	7,10	6,75	3,95	5,71	6,45
MnO	0,57	0,23	0,37	0,00	0,28	0,08
MgO	23,96	14,94	14,26	16,06	14,71	16,15
CaO	1,30	22,97	24,61	24,15	22,49	21,80
Na ₂ O	0,01	0,25	0,12	0,22	0,64	0,32
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01
TiO ₂	0,00	0,16	0,00	0,46	0,47	0,81
TOTAL	100,01	98,46	99,24	99,68	99,95	99,51
Si	1,990	1,958	1,981	1,881	1,944	1,872
Al ^{IV}	0,010	0,042	0,015	0,119	0,056	0,128
Σ	2,000	2,000	1,996	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,012	0,001	0,000	0,046	0,065	0,028
Fe ²⁺ _{tot}	0,604	0,224	0,212	0,122	0,176	0,200
Mn	0,018	0,007	0,012	0,000	0,009	0,003
Mg	1,314	0,841	0,797	0,882	0,807	0,895
Ti	0,000	0,005	0,000	0,013	0,013	0,023
Ca	0,051	0,929	0,989	0,953	0,887	0,868
Na	0,001	0,018	0,009	0,016	0,046	0,023
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Σ	2,001	2,025	2,019	2,032	2,006	2,040

Tableau III-2: Analyses chimiques représentatives des clinopyroxènes (Cpx:diopside et salite) et de l'orthopyroxène (Opx:hypersthène). Les formules structurales sont calculées sur la base de 6 oxygènes.

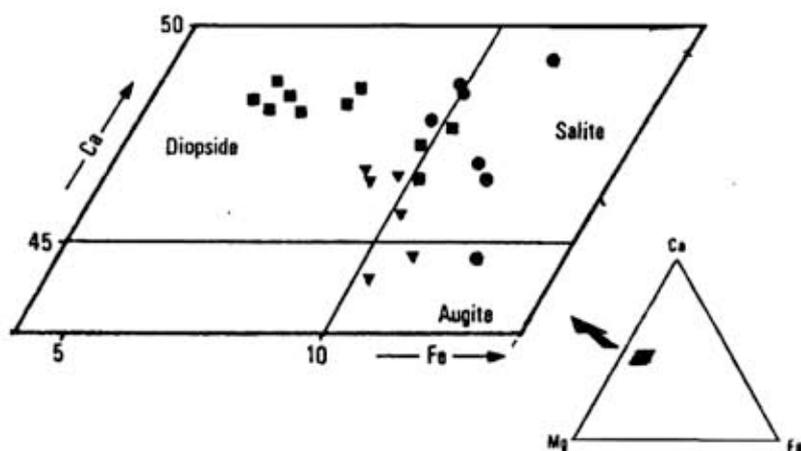


Figure III-5: Compositions des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe-Mg. Les clinopyroxènes de type B (carrés) présentent un léger enrichissement en fer et s'opposent en cela aux clinopyroxènes des types A (cercles) et C (triangles).

à notre connaissance dans le cortège plutonique du massif des Ballons correspond vraisemblablement à une phase cumulus dont la résorption quasi-complète a pu favoriser le développement de pyroxène calcique.

L'amphibole est la phase ferromagnésienne la plus caractéristique de ces cumulats. Présente dans tous les échantillons en quantité importante (20 à 30 % du volume), elle peut atteindre exceptionnellement 60 % du volume (éch. 3 I).

Des variétés différant tant par leur habitus que par leur polychroïsme et leur chimisme sont présentes. En nous référant à la classification de Leake (1978), il est possible de distinguer (voir fig. III.6 et tableau III.3) :

- des amphiboles fortement polychroïques dans les teintes brunes à vert sombre (Ng : brun à brun vert sombre ; Nm : vert olive ; Np : jaune brunâtre clair) ; elles s'observent dans les cumulats de type A et C, il s'agit de magnésio-hastingsites (tabl. III.3, analyse 13), de hornblendes hastingsitiques (analyses 1, 2, 4) ou tschermakitiques (analyse 14), ou de magnésio-hornblende (analyses 3, 5 à 8, 15 à 18) ;
- des amphiboles vert olive à vert jaunâtre (Ng : vert brunâtre Nm : vert franc ; Np : jaune clair) caractéristiques du type B ; elles sont essentiellement d'origine réactionnelle (1), auréolant les clinopyroxènes ; ce sont des hornblendes actinotiques évoluant vers les actinotes (analyses 9 à 12).

A la variation de teinte de polychroïsme des amphiboles correspond un enrichissement en SiO_2 et un appauvrissement important en Al_2O_3 et Na_2O .

D'autre part, différents caractères permettent d'opposer les amphiboles des types A et C :

- le rapport $mg = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$ est nettement plus élevé dans les amphiboles du type C (fig. III.7).

(1) Le terme réactionnel est utilisé ici pour désigner :

- les amphiboles qui se développent en "rongeant" le pyroxène,
- et plus généralement, les amphiboles dont la cristallisation résulte des changements de conditions thermodynamiques et dont le développement a tendance poecilitique permet le "blindage du pyroxène" en voie de résorption.

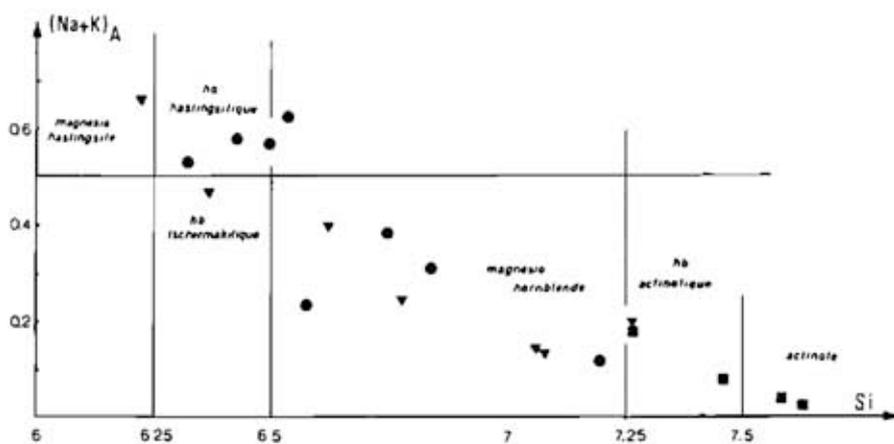


Figure III-6: Composition des amphiboles des types A,B et C dans le diagramme $(Na+K)_A, Si$. Cercles: type A; carrés: type B; triangles: type C. La nomenclature est celle proposée par Leake (1978).

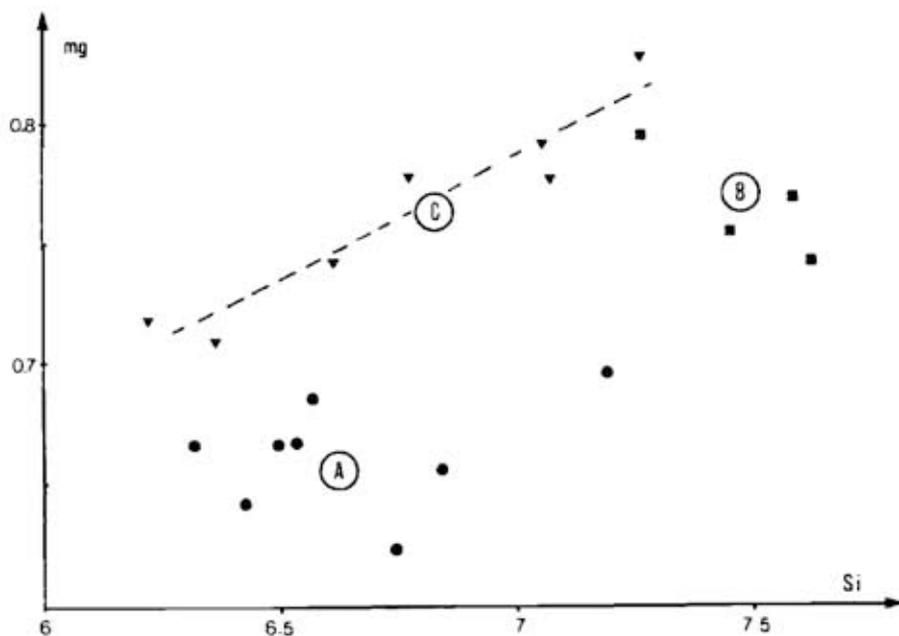


Figure III-7: Composition des amphiboles des types A,B et C dans le diagramme Si, Mg . -mêmes symboles que pour la figure III-6. Noter la nette corrélation des amphiboles de type C.

- les teneurs en TiO_2 sont souvent élevées dans les amphiboles du type A, et elles présentent une corrélation négative avec les teneurs en SiO_2 ; en revanche, les amphiboles de type C restent pauvres en TiO_2 (tableau III.3).
- les teneurs en K_2O sont différentes dans les amphiboles des types A et C ; le rapport K_2O/Na_2O est compris entre 0,36 et 0,68 pour le type A, et entre 0,03 et 0,08 pour le type C (tableau III.3).

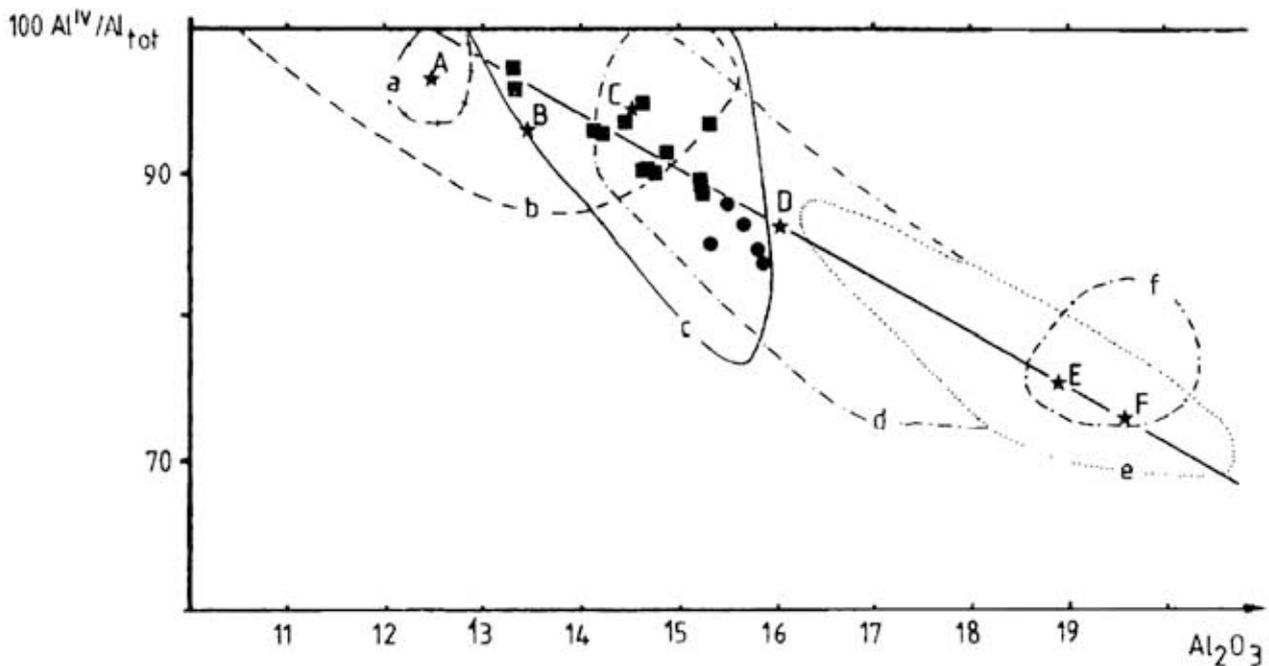


Figure III-8: Diagramme $100 Al^{IV} / Al$ total en fonction de la teneur en Al_2O_3 dans les biotites des cumulats (Gagny, 1968), en fonction de la paragenèse observée. Les aires de dispersion (contours et lettres minuscules) et les points moyens sont reportés

- A: paragenèse à biotite et olivine
- B: " biotite et pyroxène
- C: " biotite et amphibole
- D: " biotite seule
- F: " biotite et muscovite

E: aire de dispersion des biotites de roches métamorphiques
Les biotites des cumulats se placent dans le champ C et correspondent à une paragenèse à biotite et amphibole. Ce diagramme permet de séparer les biotites des cumulats des types A (cercles) et B (carrés).

N° Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
N° Réf. Arhanlil.	6 G	6 G	6 G	6 G	1 R	1 R	1 R	1 R	4 N	4 N	4 N	4 N	5 P	5 P	5 P	5 P	5 P	5 P	5 P
Type	A	A	A	A	A	A	A	A	B	B	B	B	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	47,38	43,80	43,83	42,79	45,66	44,95	46,74	49,00	51,14	52,23	54,32	53,77	42,70	44,68	46,58	47,07	48,97	49,41	50,67
Al ₂ O ₃	10,41	10,56	10,52	10,31	8,40	9,05	7,21	5,12	5,04	3,33	2,37	2,20	14,70	11,76	10,79	9,15	7,37	7,07	5,57
FeO	12,35	12,17	11,90	12,75	14,10	12,05	13,43	12,03	8,34	10,20	10,87	9,79	9,85	11,50	9,87	8,71	8,05	8,89	6,78
MnO	0,19	0,17	0,07	0,14	0,22	0,33	0,32	0,27	0,32	0,36	0,29	0,20	0,08	0,00	0,25	0,17	0,14	0,25	0,19
MgO	13,56	13,59	13,51	12,78	13,02	14,61	14,29	15,41	18,02	17,51	17,53	18,21	13,98	15,54	15,85	16,41	16,96	16,83	18,33
CaO	11,45	11,91	12,42	11,40	11,68	10,87	11,75	11,60	12,35	12,25	12,52	12,64	13,06	13,51	12,90	12,27	11,97	12,16	13,18
Na ₂ O	1,90	1,91	1,78	2,01	1,19	1,36	1,22	0,76	0,86	0,61	0,40	0,34	2,09	1,66	1,50	1,17	0,95	0,91	0,99
K ₂ O	0,79	0,68	0,67	0,83	0,81	0,79	0,64	0,40	0,35	0,21	0,14	0,08	0,35	0,05	0,12	0,12	0,17	0,08	0,17
H ₂ O	2,64	1,27	1,23	2,53	1,57	1,75	1,23	0,47	0,57	0,15	0,21	0,04	0,18	0,16	0,29	0,89	0,62	0,65	0,57
Total	95,67	96,06	95,93	95,54	96,65	95,76	96,83	95,06	96,99	96,85	98,65	96,77	96,99	98,86	98,25	95,96	95,10	96,70	95,96
Si	6,315	6,490	6,530	6,421	6,740	6,566	6,836	7,192	7,260	7,451	7,618	7,581	6,219	6,758	6,615	6,772	7,054	7,072	7,260
Al ^{IV}	1,685	1,510	1,470	1,579	1,260	1,434	1,164	0,808	0,740	0,549	0,382	0,369	1,781	1,642	1,385	1,228	0,946	0,928	0,740
Al ^{VI}	0,141	0,334	0,376	0,244	0,201	0,127	0,078	0,078	0,104	0,011	0,010	0,000	0,741	0,331	0,422	0,326	0,308	0,251	0,193
Fe ³⁺	0,601	0,430	0,213	0,351	0,524	0,981	0,657	0,690	0,451	0,559	0,428	0,502	0,271	0,694	0,554	0,593	0,545	0,543	0,189
Fe ²⁺	0,931	1,073	1,267	1,245	1,211	0,481	0,978	0,779	0,534	0,651	0,842	0,658	0,926	0,666	0,612	0,448	0,419	0,515	0,671
Mn	0,024	0,021	0,009	0,018	0,027	0,041	0,040	0,033	0,038	0,043	0,034	0,024	0,010	0,000	0,030	0,021	0,017	0,030	0,023
Mg	3,008	3,000	2,998	2,857	2,863	3,178	3,112	3,368	3,812	3,719	3,663	3,862	3,033	3,292	3,352	3,516	3,643	3,586	3,917
Ca	0,295	0,141	0,138	0,285	0,174	0,192	0,135	0,052	0,061	0,016	0,022	0,004	0,070	0,017	0,101	0,096	0,067	0,070	0,061
Ca	1,976	1,889	1,981	1,832	1,846	1,702	1,842	1,824	1,877	1,870	1,880	1,975	2,037	2,059	1,961	1,891	1,847	1,864	2,022
Na	0,548	0,548	0,514	0,584	0,340	0,385	0,346	0,216	0,236	0,169	0,109	0,094	0,590	0,457	0,413	0,326	0,265	0,257	0,192
K	0,150	0,128	0,127	0,159	0,152	0,147	0,119	0,075	0,063	0,038	0,025	0,014	0,065	0,009	0,022	0,022	0,031	0,015	0,004
(Na + K) ₂	0,524	0,565	0,622	0,575	0,338	0,234	0,307	0,115	0,176	0,077	0,025	0,033	0,655	0,466	0,396	0,239	0,138	0,131	0,196
H ₂ O	0,863	0,666	0,669	0,842	0,623	0,685	0,656	0,696	0,795	0,755	0,743	0,769	0,317	0,708	0,742	0,772	0,791	0,777	0,878

Tableau III-3: Compositions représentatives des amphiboles des différents types de cumulats. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 23 Oxygènes. Le partage du fer est conforme à la stoechiométrie. Se reporter au texte pour l'explication des n° d'analyses.

Aux trois types de cumulats distingués correspondent donc trois variétés d'amphiboles :

type B : amphiboles riches en Si et pauvres en Na, tardives et essentiellement d'origine réactionnelle.

types A et C : amphiboles comparables par leurs teneurs en Si, mais se distinguant par leurs teneurs en Mg, Ti et K. Ce fait recevra plus loin une explication (cf. §D). Leurs habitus xénomorphes (et parfois poecilitique) en font incontestablement des phases provenant de la cristallisation du liquide intercumulus.

La biotite, absente dans le type C et présente en faible quantité dans le type A, se développe de façon importante dans le type B (jusqu'à représenter 25 % du volume), en grandes lattes pluricentimétriques poecilitiques : un tel habitus est caractéristique des vauugnérites (fig. III.3). Des compositions de cette phase sont reportées dans le tableau III.4. Les valeurs de rapport $Mg/Mg + Fe$, supérieures à 0,66 en font des phlogopites sensu stricto (Heinrich et al, 1953).

Le report de l'ensemble des données chimiques de biotite dans le diagramme Al_2O_3 , $100 Al^{IV} / Al_{total}$ (fig. III.8, Gagny, 1968) apporte des renseignements intéressants :

- il montre que les biotites se situent dans l'aire de répartition correspondant à la paragenèse à biotite et amphibole ;
- il permet de dissocier les phlogopites des types A et B.

Ces dernières présentent des valeurs du rapport $100 Al^{IV} / Al_{tot}$ plus élevées pour des teneurs en Al_2O_3 plus faibles.

Ceci tendrait à prouver que les biotites des cumulats de type B sont de cristallisation relativement précoce (contemporaine, voire antérieure à l'amphibole ?), par rapport aux biotites de type A. Ce problème de succession d'apparition des phases ferromagnésiennes hydratées sera discuté plus loin (§D).

Dans certains échantillons, dans le type A essentiellement (éch. 1R), les minéraux phylliteux ne sont représentés que par de la chlorite (analyse tableau III.4). Sa composition, dans la classi-

fication de Hey (1954) en fait une pynchlorite, reconnue couramment dans les phénomènes d'altération de biotite.

	Bi	Chl	Bi	Bi	Pl cœur	Pl bord	Pl bord
N° éch.	6 G	1 R	4 N	PR1	5 P	1 R	1 R
Type	A	A	B	B	C	A	A
SiO ₂	37,62	27,54	39,56	37,77	47,13	54,49	56,11
Al ₂ O ₃	15,54	19,91	14,15	14,44	32,75	29,05	28,18
FeO Tot.	12,55	20,91	13,33	13,70	0,25	0,18	0,24
MnO	0,02	0,37	0,30	0,27	0,00	0,00	0,00
MgO	16,30	19,34	17,26	16,65	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,18	0,09	0,13	17,49	11,26	10,15
Na ₂ O	0,77	0,00	0,45	0,42	1,93	4,64	5,43
K ₂ O	7,52	0,00	8,48	8,66	0,00	0,17	0,43
TiO ₂	3,04	0,10	2,88	2,69	0,00	0,00	0,00
Total	93,36	88,35	96,50	94,73	99,65	99,79	100,53
Si	5,607	5,620	5,744	5,628	2,180	2,461	2,513
Al IV	2,393	2,380	2,256	2,372	1,785	1,546	1,487
Al VI	0,336	2,407	0,165	0,163			
Fe	1,564	3,567	1,618	1,706	0,010	0,007	0,009
Mn	0,003	0,064	0,037	0,034			
Mg	3,619	5,879	3,733	3,695			
Ti	0,341	0,015	0,314	0,301			
Ca	0,000	0,039	0,014	0,021	0,866	0,545	0,487
Na	0,222	0,000	0,127	0,121	0,173	0,406	0,471
K	1,429	0,000	1,570	1,645	0,000	0,010	0,025

Tableau III - 4 : Compositions chimiques de quelques biotites et plagioclases des cumulats. Formules structurales calculées sur 22 oxygènes (biotite), 28 oxygènes (chlorite), 8 oxygènes (plagioclase).

Plagioclase. Le pourcentage modal de la fraction plagioclase est variable suivant les échantillons étudiés. Ceci se traduit directement dans l'analyse chimique de ces roches notamment par des variations importantes des teneurs en Al₂O₃. L'échantillon 3B (tableau III.5) représente un véritable cumulat à plagioclase.

Dans les trois types A, B et C, le plagioclase présente une dualité d'habitus à laquelle correspond des chimismes contrastés ; en

effet, on peut observer :

- un plagioclase calcique subautomorphe, libre ou en inclusions dans l'amphibole et la biotite, voire au coeur du plagioclase andésine (fig. III.9.10.11). Dans ce dernier cas, le plagioclase calcique est fréquemment transformé en séricite : la limite nette de la zone interne séricitisée représente celle de l'ancien plagioclase calcique automorphe. Ce type d'altération n'affecte pas les bordures (de composition andésine) et est favorisé par la composition basique du plagioclase initial. La composition de ce plagioclase calcique est celle d'une bytownite (Ang_{55} maximum) mesuré optiquement et à la microsonde dans de rares plages exemptes d'altération (tableau III.4).

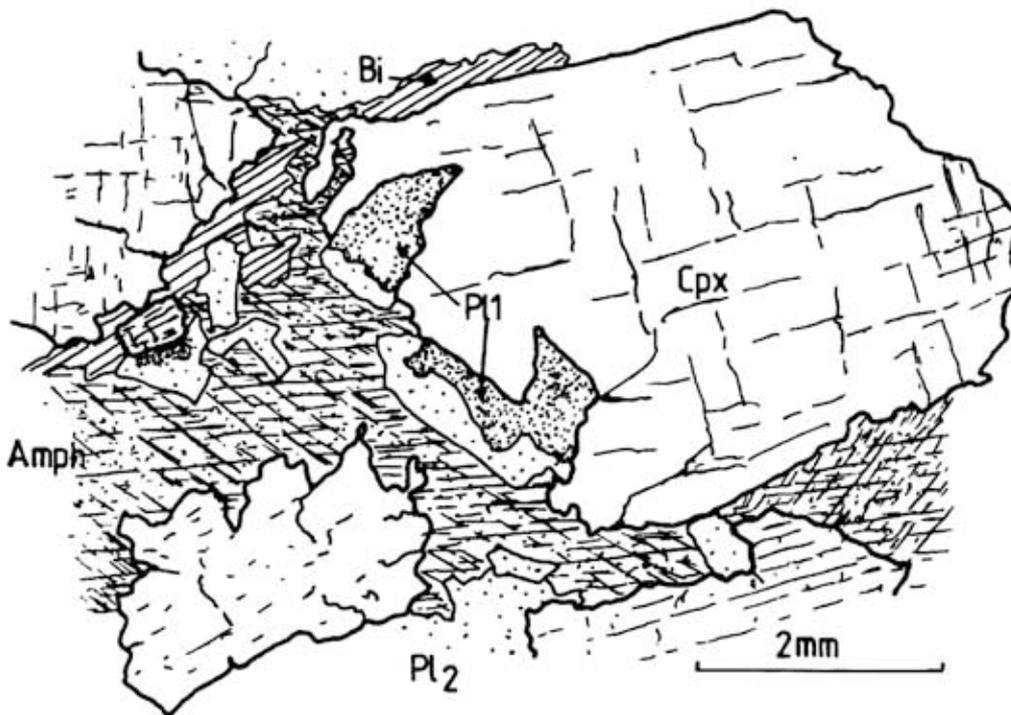


Figure III-9: Echantillon 6G (cumulat de type A). Le plagioclase calcique précoce (P1), séricitisé, est ici associé au clinopyroxène et frangé postérieurement par du plagioclase andésine (P2). L'amphibole (Amph) et la biotite (Bi) apparaissent en plages poecilites.

- un plagioclase zoné, xénomorphe, voire en rares cristaux infra-millimétriques subautomorphes. Cette phase, à caractère interstitiel accusé, peut apparaître en agrégats polycristallins. Les teneurs en anorthite, mesurées optiquement et à la microsonde sont comprises entre An₅₇ et An₃₀ : le zonage de cette phase est régulier et direct.

Ainsi, deux étapes de cristallisation de plagioclase, séparées par un hiatus de composition chimique, peuvent être dégagées :

- cristallisation précoce (antérieure à l'amphibole) en phase cumulus pour le plagioclase calcique ;
- cristallisation synchrone, voire postérieure à l'amphibole, pour le plagioclase zoné andésine, en phase intercumulus.

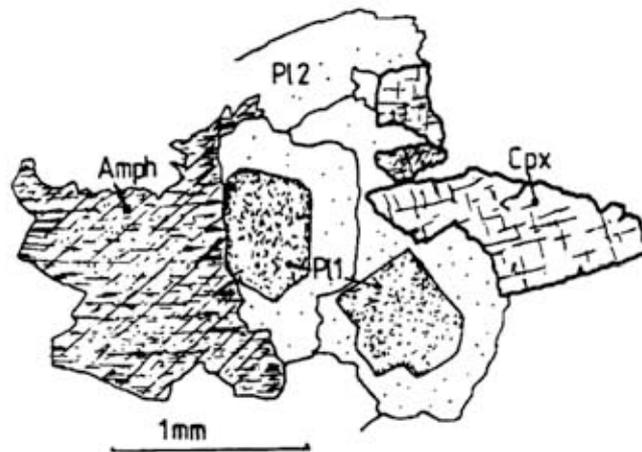


Figure III-10: Echantillon 1R (cumulat de type A). Le plagioclase calcique précoce, totalement transformé en séricite, est reconnaissable par ses faces automorphes. Le plagioclase de type andésine cristallise postérieurement à l'amphibole.

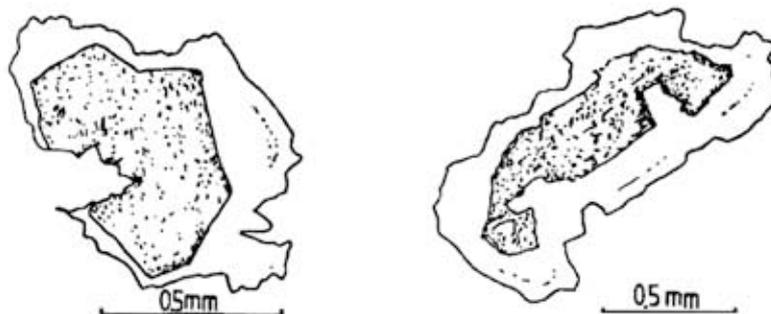


Figure III-11: Echantillon 1R (cumulat de type A). Aspect microscopique de l'habitue du plagioclase calcique précoce (bytownite), auréolé de plagioclase andésine zoné.

Les minéraux opaques sont représentés par des oxydes ferrotitanés et des sulfures, toujours en faibles quantités. Ils renforcent la distinction entre les types A, B et C.

En effet, dans les types A et B, seule la magnétite a pu être mise en évidence, à l'exclusion de toute phase opaque titanée. De plus, le développement de cette phase, en quantité très faible ($\ll 1\%$) semble s'effectuer tardivement.

Au contraire, dans le type C, la titanomagnétite renfermant des exsolutions d'ilménite est présente quelquefois en quantité non négligeable ($\simeq 3\%$). Elle s'observe en grains isolés ou en petites inclusions dans les magnésio-hastingsites et semble de cristallisation plus précoce. Il est à noter également dans ce type la présence de sulfures (pyrite et chalcopyrite).

3. Synthèse des données précédentes : ordre d'apparition des principales phases minérales

Sur le plan textural, l'ensemble des roches de l'unité cumulative apparaît comme des orthocumulats (Wager et al, 1960) dans lesquels il est possible de distinguer, quel que soit le type de cumulat

- une paragenèse précoce restant représentée par des grains subautomorphes de plagioclase calcique, fortement séricitisé, par des minéraux ferromagnésiens comme l'olivine qui ne subsiste plus qu'à l'état de relique, l'orthopyroxène et le clinopyroxène destabilisé partiellement en amphibole. Il n'est malheureusement pas possible de déterminer ici l'importance réelle originelle de cette paragenèse ni l'ordre d'apparition de ces phases. Ces minéraux semblent avoir été libres de toute association et peuvent être considérés comme représentant la paragenèse cumulus.
- une paragenèse développée essentiellement à partir du liquide intercumulus composée d'amphibole, de nature et composition variées, de plagioclase andésine zoné, de biotite éventuellement, de minéraux opaques etc... Dans certains cas, du clinopyroxène peut appartenir à cette deuxième étape de cristallisation

(fig. III.4, éch. 1R) en se développant de façon symplectique avec l'amphibole (il est alors remarquablement pauvre en Al_2O_3 et TiO_2).

L'amphibole se développe en cristaux zonés xénomorphes et semble précéder le plagioclase zoné andésine (fig. III.10). Les oxydes ferro-titanés, lorsqu'ils sont présents, sont fréquemment associés à l'amphibole. La biotite présente systématiquement un caractère poecilitique en se développant en grandes lattes centimétriques à aspect localement cloisonnant. Cette différence de taille avec les autres phases minérales est un obstacle sérieux dans la détermination microscopique du rang d'apparition de cette phase dans la séquence de cristallisation. Néanmoins, certaines relations texturales laissent à penser que la biotite et l'amphibole sont contemporaines. Par ailleurs les données chimiques (fig. III.8) montrent que les biotites des cumulats de type A et B sont compatibles avec une paragenèse à biotite et amphibole.

L'ensemble des observations microscopiques, minéralogiques et texturales permet de proposer une course de cristallisation représentée sur la figure III.12.

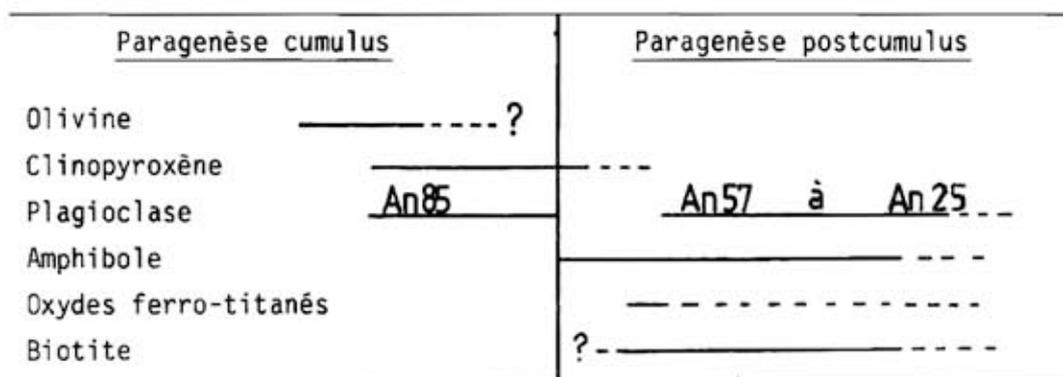


Figure III.12 : Représentation schématique globale de l'ordre d'apparition de différentes phases minérales pour l'ensemble des cumulats. Se reporter au texte par les contrastes d'évolution entre les différents cumulats (présence ou non de biotite, variation de chimisme des amphiboles, etc...). Les pourcentages en anorthite figurant sur cette figure correspondent aux valeurs extrêmes mesurées.

C. COMPOSITIONS CHIMIQUES

Neuf analyses de roches appartenant à l'ensemble cumulatif ont été réalisées (tableau III.5).

Les variations importantes des teneurs en Al_2O_3 et MgO traduisent directement l'abondance des phases cumulus : plagioclase cumulus abondant pour éch. 3B, peu de plagioclase et beaucoup de clinopyroxène pour 4N.

Les variations de K_2O sont, elles liées à la nature des phases appartenant à la paragenèse intercumulus (développement de biotite dans les cumulats de type B).

La position des échantillons dans le diagramme $Al_2O_3 - FeO^* - MgO$ proposé par Besson et Fonteilles (1974) (fig. III.13) illustre de façon très nette les variations du rôle joué par le composant plagioclase. Les cumulats à plagioclases sont décalés vers le pôle Al_2O_3 , tout en possédant sensiblement le même rapport FeO^*/MgO que les

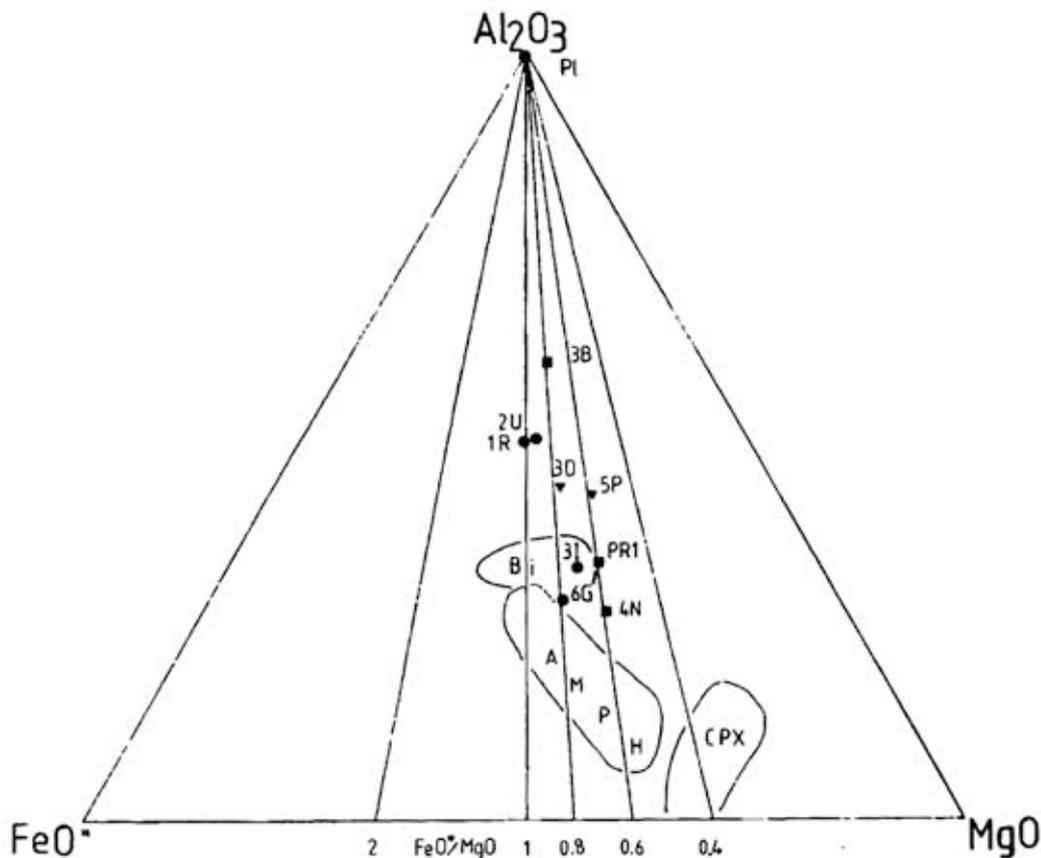


Figure III-13:Composition des différents types de cumulats (cercles:A; carrés:B;triangles:C) et de leurs principales phases minérales dans le diagramme $Al_2O_3 - FeO^* - MgO$.

N° éch.	6 G	3 I	1 R	2 U	4 N	PRI	3 B	5 P	3 D
Type	A	A	A	A	B	B	B	C	C
SiO ₂	46,81	46,17	47,50	49,73	48,24	50,23	49,51	46,34	47,81
Al ₂ O ₃	10,19	10,56	16,58	15,34	9,51	10,87	19,56	14,77	14,99
Fe ₂ O ₃ T	12,74	13,29	8,85	9,01	10,84	9,26	6,65	8,26	9,24
MnO	0,19	0,19	0,17	0,16	0,20	0,15	0,07	0,13	0,17
MgO	14,72	14,43	8,64	7,79	15,98	13,68	7,09	12,86	10,89
CaO	9,47	9,06	10,11	10,55	8,62	7,92	7,72	11,12	8,83
Na ₂ O	1,46	1,33	1,69	2,53	1,06	1,57	2,37	1,14	1,63
K ₂ O	1,63	1,26	2,58	1,73	2,42	2,39	3,15	1,57	2,14
TiO ₂	0,68	0,65	0,86	0,79	0,66	0,61	0,53	0,61	0,89
P.F.	1,87	2,76	3,02	2,16	2,55	3,19	3,07	2,98	2,88
Total	99,76	99,70	100,00	99,79	100,08	99,87	99,73	99,78	99,47
Coord. Lambert	X=932,290 Y=326,020	932,535 326,090	930,000 327,210	932,410 325,900	932,610 325,745	932,580 326,255	932,725 325,810	935,080 327,410	931,845 328,225

Tableau III.5 : Composition chimique des cumulats gabbrodioritiques

Echantillon 6G : Gabbromorite. La roche est très sombre à grain grossier. La texture est celle d'un orthocumulat, à hypersthène, salite, reliques d'olivine, plagioclase calcique cimentés par des plages d'amphibole brune (hornblende hastingsitique), de plagioclase andésine et de rare biotite.

Echantillon 3I : Cet échantillon récolté au voisinage du précédent renferme environ 60 % d'amphibole ("hornblendite"). Le plagioclase y est entièrement séricitisé. La biotite y apparaît en petites plaques disséminées sans orientation préférentielle.

Echantillon 1R : Ce gabbro riche en plagioclases, étudié par Zarayan (1959), est une roche compacte, verdâtre. Les associations symplectiques entre salite et magnésio-hornblende y sont remarquables. Les deux générations de plagioclase sont nettement visibles, la biotite est totalement chloritisée.

Echantillon 2U : Ce gabbro présente une texture d'orthocumulat à plagioclase. Les plagioclases précoces sont cimentés par de l'amphibole zonée (brune à brun vert), du plagioclase andésine. La biotite est totalement absente.

Echantillon 4N : Méladiorite à pyroxène. Ce faciès dioritique présente une paragenèse précoce fortement résorbée. Au contraire, l'amphibole (hornblende actinotique et actinote) et surtout la biotite (phlogopite) y sont largement développées. Les caractères minéralogiques et chimiques de cette diorite en font une méla-vaugnérite (au sens de Gagny, 1978) (André, 1981).

Echantillon PR1 : Méladiorite à pyroxène. De même nature que l'échantillon 4N, cette diorite mérite également l'appellation de mélavaugnérite.

Echantillon 3B : Diorite riche en plagioclase. Ce faciès présente une texture de cumulat à plagioclase. Le grain est grossier, la biotite se développe en plages poécilitiques centimétriques. Ce faciès pourrait correspondre à un passage latéral du faciès 4N, suggérant ainsi des litages magmatiques par variations de proportions des phases minéralisées.

Echantillon 5P: Ce gabbro se présente à l'affleurement comme une roche compacte noire à vert sombre. La texture est celle d'un orthocumulat. Le plagioclase calcique est fortement séritisé ; l'amphibole est zonée (tschermakite à magnésio-hornblende) ; la biotite est absente. Des grains d'opagues (magnétite, titanomagnétite) sont disséminés dans la roche.

Echantillon 3D : Ce gabbro affleure en panneaux intrudés par des stocks de microgranite (appartenant au cortège des Crêtes). Tout comme l'échantillon précédant, on peut observer des grains de minéraux opaques dissiminés. Le pyroxène ne subsiste qu'à l'état de reliques aux coeurs des amphiboles vert sombres.

cumulats ferromagnésiens du même type. Les variations de la fraction plagioclase cumulus, dans un type de cumulat donné, ainsi que dans l'ensemble de la formation gabbroïque traduit vraisemblablement un litage de celle-ci, mais à une échelle telle qu'elle n'est pas décelable sur le terrain.

D. CONDITIONS DE CRISTALLISATION DE L'UNITE CUMULATIVE

1. Généralités - influence de la pression d'eau

L'abondance des minéraux ferromagnésiens hydratés en phase intercumulus constitue un des traits les plus caractéristiques de ces cumulats. De plus, l'existence d'une paragenèse précoce, notamment à plagioclase calcique, suivie d'une paragenèse essentiellement hydratée reflète l'importance du rôle joué par l'eau lors de la cristallisation de ces roches.

Les travaux expérimentaux menés sur des roches de composition basaltique à des pressions d'eau élevées sont nombreux : Yoder et Tilley, 1962, Holloway et Burnham 1972, Egglér 1972, Helz 1973, 1976, Allen et Boettcher 1978, etc...

La comparaison des résultats de ces travaux expérimentaux avec nos observations permet d'appréhender les conditions physico-chimiques de la cristallisation des cumulats.

2. Comparaison avec les données expérimentales

D'après les données de Yoder et Tilley (1962) et Egglér (1972) pour des pressions totales de 5 Kb, l'ordre de cristallisation plagioclase - pyroxène - amphibole (observé dans les cumulats étudiés) n'est compatible qu'avec des pressions d'eau inférieures à 3 Kb (fig. III.14). Au contraire, l'inversion de l'ordre de cristallisation plagioclase - amphibole requiert, selon ces mêmes auteurs, des pressions d'eau supérieures à 4,5 Kb. Cette pression d'eau élevée est sans doute celle à laquelle ont cristallisé les minéraux appartenant à la paragenèse post-cumulus des cumulats étudiés.

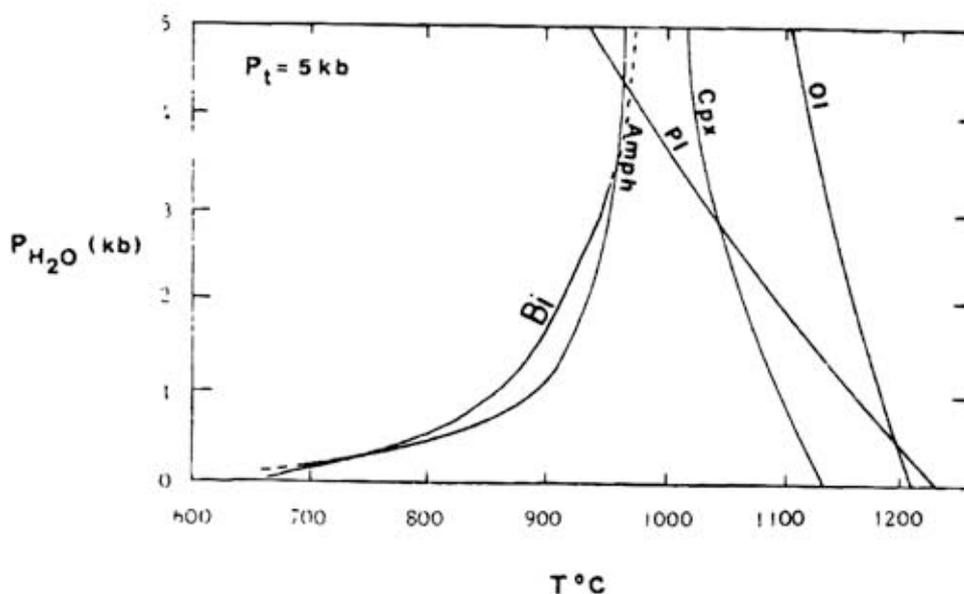


Figure III-14: Représentation schématique des courbes de stabilité des minéraux silicatés dans un magma basaltique à $P_{total}=5\text{kb}$ et P_{H_2O} allant de 0 à 5 kb, d'après les données expérimentales de Yoder et Tilley (1962), Egger (1972) et Turner et Verhoogen (1960). - in Pons (1982), complété.

La présence dans l'ensemble des cumulats étudiés d'un plagioclase calcique est incompatible avec un développement de phases ferromagnésiennes hydratées formées à pression d'eau élevée. Ce plagioclase calcique précoce, accompagné vraisemblablement par les phases ferromagnésiennes anhydres (olivine - orthopyroxène) ne semble pouvoir s'être développé qu'à partir d'un magma à teneur en eau faible.

Les compositions des phases minérales, et notamment des amphiboles apportent des renseignements tout à fait intéressants.

Les travaux de Helz (1973 et 1976) portant sur différents basaltes à $p_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$ dans des conditions de fugacité d'oxygène correspondant aux tampons Q - F - M (quartz - fayalite - magnétite) et H - M (hématite - magnétite) ont montré :

- que la teneur en Al^{IV} était fonction de la température de cristallisation des amphiboles ;
- que la teneur en Ti était principalement fonction de la fugacité d'oxygène ;

- que cette teneur en Ti croissait de façon linéaire avec la température entre 700 et 970°C, puis augmentait rapidement entre 970 et 1000°C, pour les expériences faites sous tampon Q - F M. Au contraire, les amphiboles formées sous tampon H - M ne renferment que peu de Ti quelque-soit la température.

Ces différents résultats expérimentaux sont tout-à-fait comparables avec nos propres données.

D'autre part, le calcul des coefficients de distribution du fer et du magnésium réalisé à partir de couples clinopyroxène - hornblende brune précoce ayant cristallisé de façon concomittante (éch. 1R, fig. III.4) donne des valeurs de Cpx-Hb

$$K_D \text{ Mg-Fe} = 1,90 \quad (\text{ONUKI, 1966})$$

De telles valeurs correspondent à des températures d'équilibre et donc ici de cristallisation, comprises entre 950° et 1000°C.

De telles relations texturales, typiques d'une syncrystallisation, ont été mises en évidence lors des travaux expérimentaux de Helz (1973) et ce à des températures comprises entre 970° et 1000°C, tout-à-fait compatibles avec nos propres résultats.

3. Précisions sur les modalités d'évolution des types de cumulats B et C

Si la comparaison des résultats expérimentaux et de nos propres données rend bien compte de l'évolution globale des conditions de cristallisation des cumulats étudiés ici, des modalités différentes peuvent être cependant dégagées pour les types B et C.

En ce qui concerne le type B, il a été montré (André, 1981) qu'il correspondait, de par ses caractères minéralogiques et chimiques à une méla-vaugnërite (au sens de Gagny, 1978). L'important développement de biotite poëcilitique, suivant de peu^{le} (voire contemporaine du) développement d'une amphibole de type hornblende actinotique, résulte de la destabilisation et de la résorption de la paragenèse précoce anhydre (plagioclase calcique, clinopyroxène). Il apparaît que le développement des minéraux ferromagnésiens hydratés résulte

d'une réaction entre la phase résiduelle (liquide intercumulus) riche en eau et le clinopyroxène cumulus. Il est à noter également que :

- la distribution de l'aluminium en position tétracoordonnée entre amphibole et biotite montre que ces phases sont à l'équilibre (Gobartschev, 1970) ;
- la position des biotites dans le diagramme $100 \text{ Al}^{\text{IV}} / \text{Al}_{\text{total}}$; Al_2O_3 confirme que l'assemblage minéralogique biotite - amphibole correspond à une paragenèse.

Ainsi, cette roche, qui appartient de façon indiscutable à l'ensemble cumulatif des plutonites situées en bordure Nord des Balcons atteste, si cela était encore nécessaire, d'une part de l'origine magmatique des vauugnérites, d'autre part du caractère cumulatif de ces roches si particulières.

En ce qui concerne les cumulats de type C, plusieurs observations permettent de mettre en évidence une forte fugacité d'oxygène lors de la cristallisation de la paragenèse post-cumulus :

- la présence en abondance (relativement aux types A et B) et l'apparition précoce d'opaques ferrotitanés, ainsi que la faible teneur en TiO_2 des amphiboles (Helz 1973, et tableau III.3)
- l'évolution du rapport $\text{mg} = \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}$ des amphiboles. la figure III.7 illustre les comportements contrastés des amphiboles du cumulat de type C comparées aux amphiboles des cumulats de type A et B. Ces dernières ne présentent pas de corrélation nette entre teneur en Si et valeur du rapport mg à l'instar des amphiboles de type C. Une telle corrélation est typique d'une évolution sous fugacité d'oxygène croissante.

Les amphiboles de type C se distinguent également par leur faible teneur en K_2O (0,1 % contre 0,8 % , type A et 0,4 % type B). Cette particularité est à mettre en relation avec la faible teneur en K_2O du liquide magmatique (absence de biotite dans le type C). Il est à noter également que même les amphiboles de type B, qui cristallisent en concurrence avec la biotite, ont des teneurs en K_2O supérieures à celles de type C (tabl. III.3).

E. CONCLUSIONS

L'étude des associations minéralogiques, de l'évolution du chimisme des phases minérales et de leurs conditions de stabilité dans les différents cumulats montre que ceux-ci ont cristallisé d'abord sous faible pression d'eau (cristallisation d'un plagioclase calcique notamment) puis sous forte pression d'eau (apparition en abondance de phases ferromagnésiennes hydratées), sous des fugacités d'oxygène différentes (fortes pour le type C) et à partir de liquides magmatiques à teneur en K_2O élevée (types A et B) ou faible (type C).

Il nous paraît important de souligner ici le rôle de marqueur joué par la phase plagioclase qui en présentant une dualité de nature texturale, couplée à une dualité de composition chimique, révèle une importante discontinuité dans l'évolution de la pression d'eau. L'intense résorption de la paragenèse précoce et l'important développement des phases hydratées sont autant d'arguments convergents.

*0*0*0*

CHAPITRE IV,

PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DE L'UNITÉ DES DOLÉRITES, MICRODIORITES ET DIORITES

A. PRESENTATION

1. Les dolérites (fig. IV.1)

Les dolérites affleurent bien dans la région de la Tête Niqueuse dans la partie haute de l'édifice plutonique (cf. 1ère partie). On peut les observer soit au contact direct avec les volcanites viséennes composées de kéraatophyres, soit en panneaux décamétriques ou en enclaves anguleuses dans un matériel monzonitique. Les relations entre ces différentes unités seront abordées dans la troisième partie de ce mémoire. Un affleurement de dolérite a été également découvert dans la région de la Pransière (éch. 2X) dans la zone des gabbros: son gisement est vraisemblablement filonien (ou en sill ?) mais le manque d'observations, en raison des mauvaises qualités d'affleurements ne permet pas de trancher.

Par contre, les dolérites associées à l'ensemble plutonique du Pont-Jean sont incontestablement filoniennes, et forment un petit complexe filonien intrusif dans un faciès dioritique grenu. Une étude détaillée de Pétrologie Structurale de l'un de ces filons est présentée dans la troisième partie de ce mémoire.

Les dolérites sont des roches sombres, noires à vertes, le plus souvent aphyriques : seuls, quelques filons sont porphyriques ; les phénocristaux de plagioclase et de ferromagnésiens sont cependant

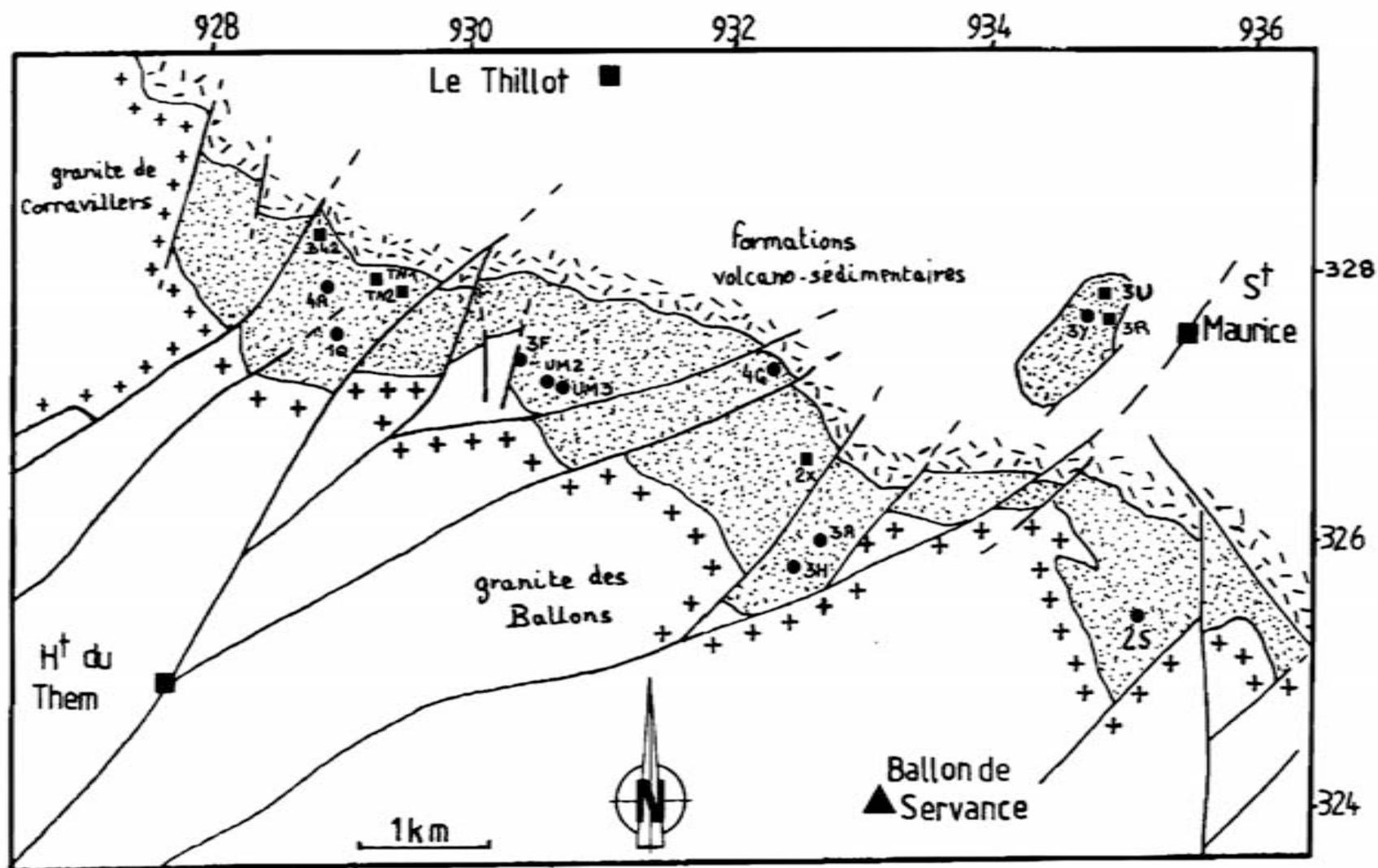


Figure IV-1: Localisation des échantillons de dolérites (carrés), diorites et micro-diorites (cercles) cités dans le texte. Se reporter au tableau IV-3 pour les analyses chimiques et une localisation plus précise.

toujours de taille réduite (1 à 2 mm maximum).

2. Les diorites et microdiorites (fig. IV.1)

Les appellations diorites et microdiorites recouvrent une gamme étendue de faciès pétrographiques aux gisements variés. Peuvent être ainsi reconnus :

- des faciès grenus sombres, nettement orientés ; ces roches ont reçu l'appellation de diorite. La variété de l'assemblage minéralogique ferromagnésien permet d'y distinguer des diorites à pyroxène, amphibole et biotite ; des diorites à amphibole et biotite, des diorites à amphibole seule.
- des faciès microgrenus, jamais porphyriques, le plus souvent orientés (bien que cela ne soit que rarement décelable sur l'affleurement) : ces faciès ont reçu l'appellation de microdiorite. On les observe le plus souvent en enclaves dans des matrices monzodioritiques, l'ensemble constituant l'essentiel des formations de brèches magmatiques. Cependant, exceptionnellement, du matériel microdioritique peut être observé en enclave dans une diorite à pyroxène (Etang de la Peau, cf. fig. I.3)

Cette distinction entre diorites et microdiorites est essentiellement liée aux conditions de cristallisation et de refroidissement de ces roches : en effet, l'étude pétrographique montrera que la minéralogie de cet ensemble est constante, et que seules les variations texturales permettent de le scinder.

B. CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES DOLERITES

1. Composition minéralogique

Le plagioclase des dolérites se présente le plus souvent en lattes très fines, mal individualisées. Sa composition maximale déterminée optiquement est An_{65} . Plus rarement, on peut observer le plagioclase en individus plus trapus, zonés dont le coeur, toujours fortement altéré, interdit toute détermination. Les zones de bordure non altérées montrent des compositions allant de Labrador An_{52} à de

à de l'andésine An₄₅.

Lorsque la dolérite est filonienne, le plagioclase apparaît en phénocristaux millimétriques (maximum mesuré An₈₀) fortement séricitisés, et en microlites de labrador présentant un spectre de composition de An₆₈ à An₅₀.

Le clinopyroxène n'est présent que dans un nombre restreint d'échantillons. Il se présente en cristaux trapus, toujours auréolés d'une couronne d'amphiboles vertes. Dans les filons doléritiques, le clinopyroxène apparaît en phénocristaux très limpides. Les compositions de cette phase, reportées dans le tableau IV.1 et la fig. IV.6, sont celles de diopside et de salite.

N° éch.	Clinopyroxène		Amphibole		
	TNI	3U	3U	TNI	
SiO ₂	52,47	50,21	49,55	42,19	
Al ₂ O ₃	0,94	3,19	5,51	11,54	
FeO T	6,64	5,99	14,64	14,52	
MnO	0,40	0,11	0,45	0,65	
MgO	14,25	16,15	14,04	10,70	
CaO	24,96	23,21	12,88	13,00	
Na ₂ O	0,39	0,26	0,60	1,59	
K ₂ O	0,00	0,09	0,20	0,73	
TiO ₂	0,10	0,52	0,14	2,07	
Total	100,15	99,73	98,01	96,99	
Si	1,956	1,869	Si	7,186	6,365
Al IV	0,041	0,131	Al IV	0,814	1,635
Σ	1,997	2,000	Al VI	0,127	0,417
Al VI	0,000	0,009	Fe 3+	0,449	0,000
Fe	0,207	0,186	Fe 2+	1,321	1,831
Mn	0,013	0,003	Mn	0,055	0,083
Mg	0,791	0,896	Mg	3,032	2,405
Ti	0,003	0,015	Ti	0,015	0,235
Ca	0,996	0,925	Ca	2,001	2,101
Na	0,028	0,019	Na _B	0,000	0,000
K	0,000	0,004	K	0,037	0,140
	2,038	2,057	(Na+K) _A	0,206	0,605

Tableau IV -1 : Compositions chimiques de quelques minéraux appartenant à l'unité dolérite-microdiorite-diorite. Pour les analyses roche totale des échantillons correspondants se reporter au tableau IV-3. Les formules structurales sont calculées sur la base de 6 oxygènes pour les pyroxènes et 23 pour les amphiboles; pour ces dernières le partage du fer est réalisé conformément à la stoechiométrie.

L'amphibole est le minéral ferromagnésien le plus répandu. Dans les dolérites filoniennes, cette phase se développe autour du clinopyroxène ou cristallise en petites plages interstitielle dans la méso-tase : c'est une amphibole vert-sombre à vert-jaunâtre, à fort polychroïsme, à composition de magnésio-hornblende (Leake, 1978) (tableau IV.1). Au contraire, dans les dolérites massives de la Tête Niqueuse, l'amphibole ne se développe pas seulement autour du clinopyroxène, mais apparaît également en grains subautomorphes entre les lattes de plagioclase. Elle possède alors un fort polychroïsme, Ng et Nm : vert-brunâtre ; Np : vert-jaunâtre clair) ; sur le plan chimique, cette amphibole est caractérisée par de faibles teneurs en SiO_2 (< 43 %) et de fortes teneurs en Na_2O et TiO_2 ($\text{Na}_2\text{O} > 1,5 \%$; $\text{TiO}_2 \approx 2 \%$) (tableau IV.1). Les variations de composition conduisent à nommer cette amphibole par différents termes : magnésio-hastingsite ou hornblende pargasitique. De plus, il est à signaler que certains cristaux présentent une bordure vert-bleue correspondant à une magnésio-hornblende (fig. IV.7 et IV.8).

Les minéraux opaques, généralement peu abondants, sont représentés par de la magnétite dans les dolérites massives et par l'association magnétite-ilménite dans les dolérites filoniennes.

La biotite, totalement absente dans les dolérites filoniennes, reste exceptionnelle dans les dolérites massives. Elle apparaît en taches, sans forme définie, associée étroitement à l'amphibole, et fréquemment chloritisée.

2. Textures

Les dolérites massives sont des roches à grain très fin, paraissant isotropes. Les textures sont intergranulaires : l'agencement de lattes de plagioclase, qui s'appuient les unes sur les autres, ménage des interstices dans lesquels cristallisent le clinopyroxène, l'amphibole et les minéraux opaques (fig. IV.2).

Certains échantillons laissent apparaître des textures fluidales : fort curieusement, les plagioclases y sont plus trapus et c'est

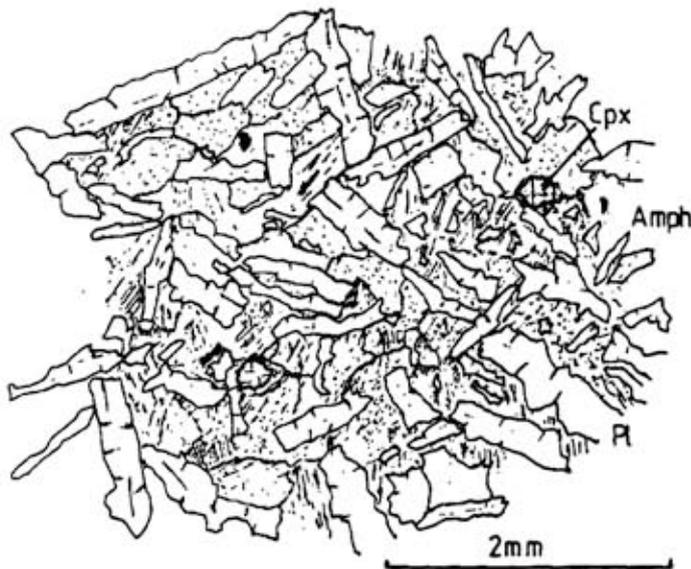


Figure IV-2: Aspect microscopique de la dolérite de la Tête Niqueuse. (éch. TN2-analyse Tableau IV-3). Les lattes de plagioclase (Pl:labrador) s'appuyant les unes sur les autres ménagent des interstices dans lesquels cristallisent le clinopyroxène (Cpx:diopside-Fig.IV-6), l'amphibole (Amph:magnésiohastingsite-fig.IV-7) et les minéraux opaques.

l'amphibole qui prend alors un habitus aciculaire et marque ainsi la fluidalité.

Les textures fluidales sont, par contre, le lot de toutes les dolérites filoniennes (fig. IV.3). Les phénocristaux intratelluriques ainsi que les microlites de plagioclase de la mésostase y sont nettement orientés.

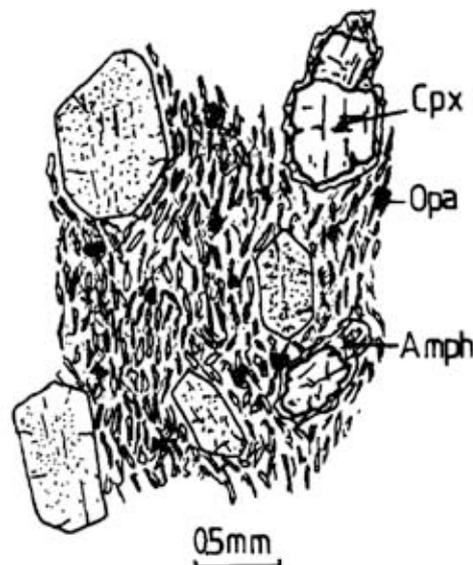


Figure IV-3: Aspect microscopique des dolérites fluidales (éch. 3R-analyse tableau IV-3). Les phénocristaux intratelluriques: plagioclase (Pl: bytownite), clinopyroxène (Cpx:diopside-fig.IV-6) baignent dans une mésostase orientée composée de microlites de plagioclases (labrador An68 à An50) et d'amphibole (magnésiohornblende).

3. Compositions chimiques

Six analyses de dolérites sont reportées dans le tableau IV.3. Les échantillons 3R et 3U sont des dolérites filoniennes intrusives dans la diorite du Pont-Jean. Les autres analyses correspondent à des dolérites en massif ou en stock (TN1, TN2, B42) voire en gisement filonien supposé (2X).

Toutes ces roches sont caractérisées par des teneurs relativement élevées en MgO et relativement faibles en fer et titane. Les variations des teneurs en alumine, corrélées à celles de CaO sont à relier à la plus ou moins grande abondance du plagioclase par rapport à l'amphibole.

L'abondance relative des minéraux opaques entraînent des variations dans le rapport FeO^*/MgO (tableau IV.3).

C. CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES DIORITES ET MICRODIORITES

1. Composition minéralogique

Le plagioclase est un constituant important des diorites et microdiorites. Il se présente soit en phénocristaux (dans les diorites) pouvant atteindre des tailles de 3 à 4 mm, soit en lattes trapues inframillimétriques (dans les microdiorites).

Quelquesoit son habitus, le plagioclase est toujours zoné de façon importante et présente le plus souvent un coeur totalement séritisé à contours sinueux et lobés. Les phénocristaux développent des macles polysynthétiques et de Carlsbad irrégulières et présentent fréquemment une bordure d'andésine An_{30} , voire d'oligoclase An_{25} (fig IV.4). Les phénocristaux maclés ne renferment jamais d'autres phases minérales en inclusions.

Le clinopyroxène n'est pas systématiquement présent en quantité notable dans tous les échantillons étudiés : fréquemment, il ne subsiste qu'en minuscules plages reliques au coeur des amphiboles (fig. IV.5). Lorsqu'il est bien développé, on le rencontre en cristaux limpides trapus étroitement associés aux minéraux opaques ferrotitanés.

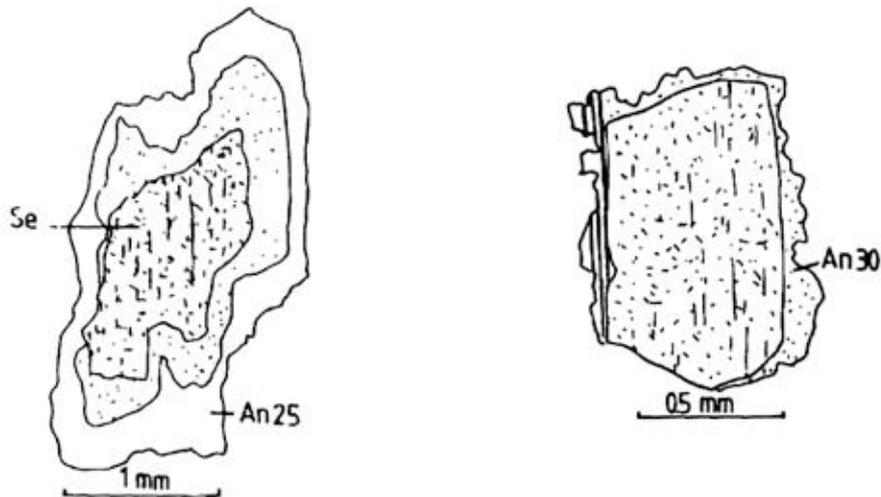


Figure IV-4: Aspect microscopique du plagioclase des diorites et microdiorites (éch. 3F). Le coeur est totalement transformé en séricite. Plusieurs étapes de croissance cristalline sont décelables. La couronne périphérique est constituée d'oligoclase An25. Se: séricite.

Sa transformation en amphibole est un fait général : cependant, dans un échantillon de microdiorite, il est parfaitement conservé sous forme de minuscules grains trapus étroitement associés aux bordures des plagioclases.

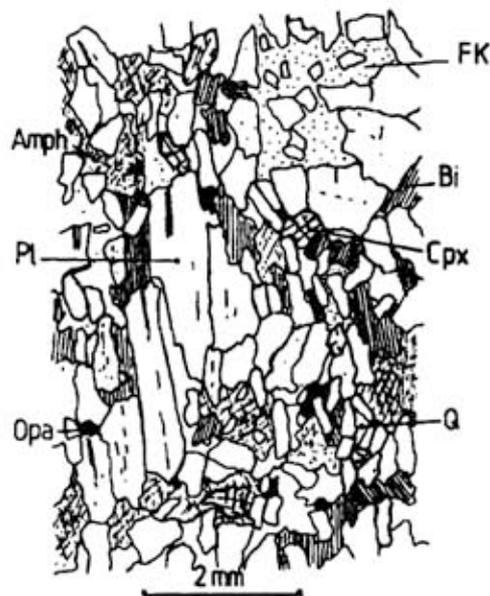


Figure IV-5: Aspect microscopique des microdiorites (éch. 4A - analyse tableau IV-3). La texture est microgrenue fluidale. Le clinopyroxène est bordé d'une auréole d'amphibole, le feldspath potassique apparaît localement en plages poecilites.

Des analyses de cette phase sont reportées dans le tableau IV.2. Dans le diagramme Ca-Fe-Mg (fig. IV.6), les points représentatifs se situent dans le domaine des salites, et montrent un léger enrichissement en fer, par rapport aux clinopyroxènes de dolérites (diopsides).

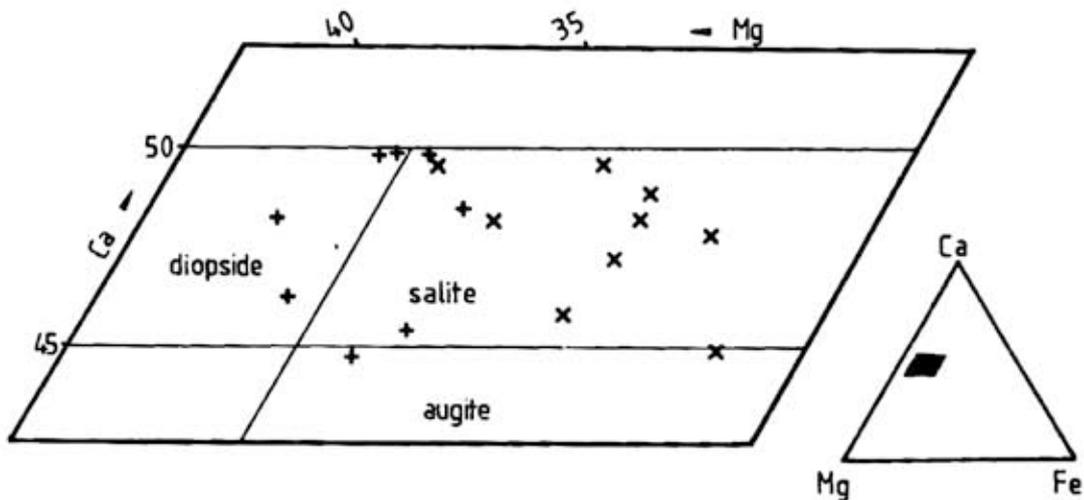


Figure IV-6:Composition des clinopyroxènes de dolérites(plus) et microdiorites et diorites (croix) dans le diagramme Ca-Fe-Mg.L'intégralité des analyses est reportée en annexe.

Les amphiboles sont des silicates ferro-magnésiens les plus abondants dans les microdiorites et diorites. Dans certains échantillons, l'amphibole est la seule phase ferromagnésienne présente. Elle est alors fortement polychroïque dans les bruns vert à verts brunâtre et sa composition est celle d'une hornblende tschermakitique (éch. 4G).

Lorsqu'elle est associée au clinopyroxène, l'amphibole se développe en plages xénomorphes, parfois légèrement zonées. Elle est toujours étroitement associée aux minéraux opaques. Sa composition est

celle d'une magnésio-hornblende (fig.IV.7 et tableau IV.2).

Une amphibole plus tardive, fibreuse, présentant des teintes verdâtre à vert-jaunâtre peut apparaître dans certains échantillons. Sa composition est alors celle d'une hornblende actinotique.

Le diagramme $(Na + K)_A / Si$ illustre bien la variété de composition de ces amphiboles (fig. IV.8).

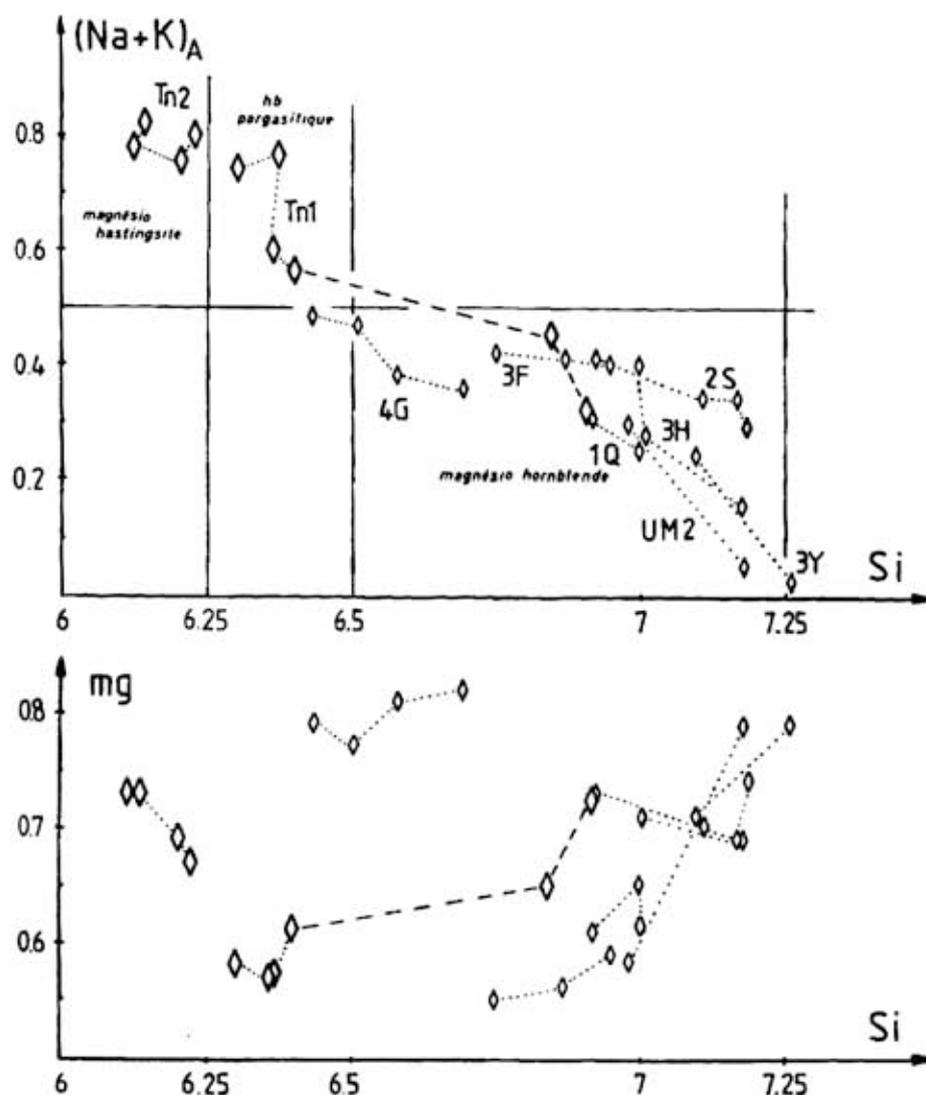


Figure IV-7: Diagramme $(Na+K)_A, Si$ illustrant la variété de composition des amphiboles de dolérites (grands losanges) et microdiorites et diorites (Petits losanges). Les pointillés relient les compositions provenant d'un même échantillon.

Figure IV-8: Diagramme mg, Si . Même légende que pour la figure IV-7.

Dans le diagramme mg/Si (fig.IV.8), les amphiboles de l'échantillon 4G sont largement à l'écart des autres en présentant un rapport mg élevé. Ceci illustre bien le fait que le chimisme d'une amphibole est fonction de la nature des phases qui co-précipitent avec elle ou qui se sont développées antérieurement. Ainsi, dans l'échantillon 4G, les oxydes de fer et titane, qui sont de cristallisation très précoce, ont appauvri le liquide magmatique en fer ; en conséquence directe, l'amphibole développe une tendance magnésienne forte.

Dans les autres échantillons de diorites et microdiorites analysés, l'évolution générale se traduit par une augmentation du rapport mg (cf. fig.IV.8 et tabl.IV.3). Outre cette évolution globale, il faut remarquer que dans un échantillon donné, les amphiboles montrent une tendance magnésienne (augmentation du rapport mg). Une telle évolution qui avait déjà été soulignée lors de l'étude des cumulats de type C (cf. chapitre III), est à mettre en relation avec d'une part, une augmentation des conditions d'oxydation lors de la cristallisation de cette phase, ainsi qu'avec l'appauvrissement du liquide magmatique en fer consécutif à la cristallisation d'oxydes de fer. Les deux mécanismes sont bien évidemment non indépendants (cf. Czamanske et Mihalic, 1972 ; Czamanske et Wones, 1973, par exemple).

Les minéraux opaques apparaissent en quantité importante dans les microdiorites et diorites. Ils sont représentés par de l'ilménite et de la magnétite riche en titane, toujours fortement hématisée. Dans certains échantillons, des sulfures tardifs ont été observées.

Ces phases opaques apparaissent en grains isolés ou associés intimement aux silicates ferro-magnésiens.

Dans les faciès les plus évolués, enrichis en fer et titane, des ilménites très riches en MnO ont été détectées à la microsonde (cf. tableau IV.2). De telles quantités de MnO n'ont jamais été observées dans les faciès moins évolués. Une telle augmentation de MnO dans l'ilménite suggère, comme l'étude des amphiboles le montre, une évolution vers des conditions de cristallisation plus oxydantes (fugacité d'oxygène croissante) (Czamanske et Mihalic, op. cit.).

N° éch.	CLINOPYROXENES		AMPHIBOLES		BIOTITES		OPAQUES	
	3F	UM2	3F	UM2	3F	UM2	3H	
SiO ₂	52,28	52,53	44,88	46,54	35,87	36,06	0,00	
Al ₂ O ₃	0,70	0,62	8,30	7,02	14,30	15,01	0,00	
Fe ₂ O ₃	10,03	9,84	17,97	16,96	20,02	19,27	29,87	
MnO	0,58	0,91	0,50	0,00	0,30	0,27	20,67	
MgO	12,45	12,88	10,35	11,23	10,79	12,43	0,13	
CaO	23,93	22,92	12,13	11,75	0,00	0,00	0,15	
Na ₂ O	0,32	0,39	0,90	0,95	0,10	0,13	0,06	
K ₂ O	0,00	0,00	1,01	0,72	9,18	8,42	0,00	
TiO ₂	0,06	0,09	1,21	1,28	4,00	3,27	47,08	
Total	100,35	100,18	97,26	96,47	94,56	94,88	97,96	
Si	1,970	1,977	Si	6,752	6,981	Si	5,556	5,511
Al IV	0,030	0,023	Al IV	1,248	1,019	Al IV	2,444	2,489
Σ	2,000	2,000	Al VI	0,224	0,221	Al VI	0,166	0,214
Al VI	0,001	0,004	Fe 3+	0,387	0,315	Fe	2,592	2,462
Fe	0,316	0,310	Fe 2+	1,869	1,804	Mn	0,039	0,035
Mn	0,019	0,029	Mn	0,063	0,000	Mg	2,489	2,830
Mg	0,699	0,722	Mg	2,320	2,509	Ca	0,000	0,000
Ti	0,002	0,003	Ti	0,137	0,144	Na	0,030	0,038
Ca	0,966	0,924	Ca	1,955	1,887	K	1,813	1,641
Na	0,023	0,028	Na _B	0,045	0,113	Ti	0,466	0,376
K	0,000	0,000	K	0,193	0,138			
	2,026	2,020	(Na+K) _A	0,411	0,301			

Tableau IV - 2: Composition chimique de quelques minéraux de roches appartenant à l'unité dolérite -microdiorite -diorite. Pour les analyses roche totale des échantillons correspondants, se reporter au tableau IV -3. Les formules structurales sont calculées sur la base de 6 oxygènes pour les pyroxènes et 23 oxygènes pour les amphiboles; pour ces dernières le partage du fer est réalisé conformément à la stoechiométrie.

La biotite apparait dans la plupart des diorites et microdiorites, en quantité importante dans certains échantillons. Elle se présente en cristaux largement poecilitiques, incluant le pyroxène et le plagioclase ; des opaques lui sont fréquemment associés. Les compositions reportées dans le tableau IV.2 montrent qu'il s'agit de biotite relativement riche en fer et présentant fréquemment un déficit en K_2O , imputable à un début de chloritisation.

Le feldspath potassique est localement présent dans certains échantillons. Il apparait alors très tardivement en flaques poecilitiques cimentant les autres minéraux (fig. IV.5).

Du quartz (< 2 % du volume), en plages interstitielles, peut être observé également. Celui-ci ne présente jamais de relations texturales de type symplectique avec le feldspath potassique.

2. Textures

Lorsque les faciès sont grenus, une tendance porphyroïde peut se dessiner avec le développement de grands cristaux de plagioclases demi-centimétriques.

D'une manière générale, la texture est microgrenue fluidale (fig. IV.5).

3. Compositions chimiques

Dix analyses de diorites et microdiorites sont présentées dans le tableau IV.3.

Les variations importantes de la teneur en $Fe_2O_3_{total}$ (correlée avec la teneur en TiO_2) ne s'accompagnent pas de variations en sens contraire des teneurs en MgO . Les fluctuations du rapport FeO^*/MgO traduisent donc l'abondance relative des minéraux opaques, de cristallisation précoce, par rapport aux autres phases.

La plus ou moins grande abondance de biotite (voire l'absence) et de feldspath potassique se traduit par des fluctuations de la teneur en K_2O .

N° éch.	DOLERITES						MICRODIORITES ET DIORITES									
	TN2	TN1	B42	2X	3R	3U	UM2	4A	UM3	3F	2S	1Q	3Y	3A	4G	3H
SiO ₂	47,83	49,68	52,49	52,11	49,14	49,35	53,16	49,91	52,35	49,27	51,65	49,53	52,33	48,08	49,67	48,77
Al ₂ O ₃	15,96	17,04	16,45	14,73	15,82	14,72	17,07	17,63	16,71	16,69	16,80	17,20	16,76	16,92	16,45	17,34
Fe ₂ O ₃ *	9,58	9,31	9,14	8,66	10,74	10,86	7,67	9,27	8,71	10,94	9,64	10,72	11,01	12,23	12,82	12,56
MnO	0,18	0,19	0,15	0,14	0,18	0,19	0,14	0,17	0,16	0,17	0,16	0,21	0,21	0,17	0,19	0,19
MgO	9,96	6,10	5,08	8,59	7,91	8,07	6,02	6,45	5,98	5,88	5,02	5,10	4,97	5,00	5,14	5,00
CaO	9,13	10,46	6,20	8,60	9,29	9,21	6,63	6,41	7,37	6,17	9,04	7,16	4,53	8,34	6,03	7,28
Na ₂ O	2,20	3,92	4,14	2,85	2,55	1,96	3,57	3,41	3,44	3,23	3,46	3,36	4,89	3,26	4,74	3,85
K ₂ O	1,75	1,07	2,73	1,72	1,61	2,18	2,39	2,76	1,83	2,38	2,02	2,42	1,64	2,43	0,96	2,43
TiO ₂	1,09	1,01	1,09	0,64	0,93	0,89	0,75	1,07	0,89	1,32	1,10	1,42	1,58	1,57	1,84	1,54
P.F	2,21	1,07	1,97	1,86	2,15	2,36	2,22	2,86	2,07	3,97	1,12	2,42	2,27	1,87	1,93	0,98
Total	99,89	99,85	99,44	99,90	100,32	99,79	99,62	99,94	99,51	100,02	100,01	99,54	100,19	99,87	99,77	99,94
FeO*/MgO	0,86	1,37	1,62	0,91	1,22	1,21	1,15	1,29	1,31	1,67	1,73	1,89	1,99	2,20	2,24	2,26

Tableau IV - 3 : Compositions chimiques des dolérites, microdiorites et diorites. Dans l'analyse, tout le fer est exprimé sous forme de Fe₂O₃.

FeO : tout le fer exprimé sous forme de FeO.

Echantillon TN2 : Dolérite massive (x = 929,390 ; y = 327,410).

Cette roche très sombre à l'affleurement présente une texture intergranulaire (fig. IV.2). La paragenèse est la suivante : labrador, diopside, magnésio-hastingsite, rares opaques.

Echantillon TN1 : Dolérite en enclave dans une matrice monzonitique (x = 929,400 ; y = 327,490). La paragenèse est identique à celle de l'échantillon TN2. Le développement de biotite est cependant observable au contact (cf. 3ème partie) . La texture est localement fluidale.

Echantillon 2X : Dolérite à grain fin (x = 932,585 ; y = 326,210) à texture intergranulaire.

Echantillon 3R et 3U : Dolérites filoniennes (cf. 3ème partie, ch.X)

3R : x = 934,965 ; y = 327,505 / 3U : x = 934,940 ; y = 327,510

La texture est microgrenue porphyrique fluidale. Les phénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et amphibole baignent dans une mésostase de microlites de plagioclases orientés et d'amphiboles.

Echantillon UM2 : Enclave microdioritique dans un ciment monzodioritique.

x = 930,700 ; y = 326,929 La texture est microgrenue fluidale.

Echantillon UM3 : Faciès dioritique homogène prélevé au voisinage de l'échantillon UM2.

Mêmes coordonnées La texture est microgrenue fluidale

Echantillon 4A : Diorite sombre ; x = 929,110 ; y = 327,730

Ce faciès renferme de petites enclaves microdioritiques de même composition minéralogique : clinopyroxène, plagioclase, amphibole, biotite. La texture est nettement fluidale.

Echantillon 3F : Diorite sombre à pyroxène prélevée au contact avec le granite des Ballons

x = 930,435 ; y = 326,920. La paragenèse est la suivante : clinopyroxène, plagioclase, amphibole, biotite, oxydes de fer et de titane.

Echantillon 2S : Enclave microdioritique ; x = 935,310 y = 325,630.

La texture est microgrenue fluidale.

Echantillon 1Q : Microdiorite à pyroxène ; x = 929,430 ; y = 326,870.

Echantillon 3Y : Diorite x = 934,940 ; y = 327,510. Ce faciès sert d'encaissant aux filons de dolérite (éch. 3R et 3U). La texture est largement grenue, la biotite absente.

Echantillon 3A : Enclave microdioritique x = 932,620 ; y = 325,800.

Ce faciès appartient aux zones de brèche magmatique de la Tête des Sapins. La texture est microgrenue fluidale (cf. ch. VII).

Echantillon 3H : Microdiorite prélevée dans les filons composites de la Tête des Sapins (cf.

Chap.VII) x = 936,610 ; y = 325,745.

Echantillon 4G : Enclave microdioritique dans un ciment monzodioritique.

x = 932,900 ; y = 326,810. Les minéraux opaques ferrotitanés sont très développés en petits grains automorphes.

D. CARACTERES PETROLOGIQUES DE L'UNITE DOLERITE-MICRODIORITE, DIORITE
SYNTHESE DES DONNEES ET DISCUSSION

L'ensemble des dolérites, microdiorites et diorites présente des caractères évolutifs tant sur le plan minéralogique que sur le plan chimique. Le caractère microgrenu et l'absence de textures de cumulats permettent, en première approximation, de considérer les analyses chimiques obtenues comme représentant la composition de liquides magmatiques. A l'aide de quelques représentations graphiques simples, nous allons tenter de faire ressortir les caractéristiques pétrologiques dominantes de cette unité.

1. Evolution chimique

Les dolérites sont des roches magnésiennes et calciques relativement pauvres en fer et titane. Elles représentent des roches peu évoluées chimiquement. Les microdiorites et diorites présentent une corrélation positive nette entre leurs teneurs en FeO^* (et TiO_2) et leur rapport FeO^*/MgO (fig. IV.9 et IV.10). Le rapport FeO^*/MgO varie de 1,15 à 2,26, et corrélativement les teneurs en FeO^* augmentent de 6,90 à 11,13 % ; celles en TiO_2 de 0,75 à 1,84 %.

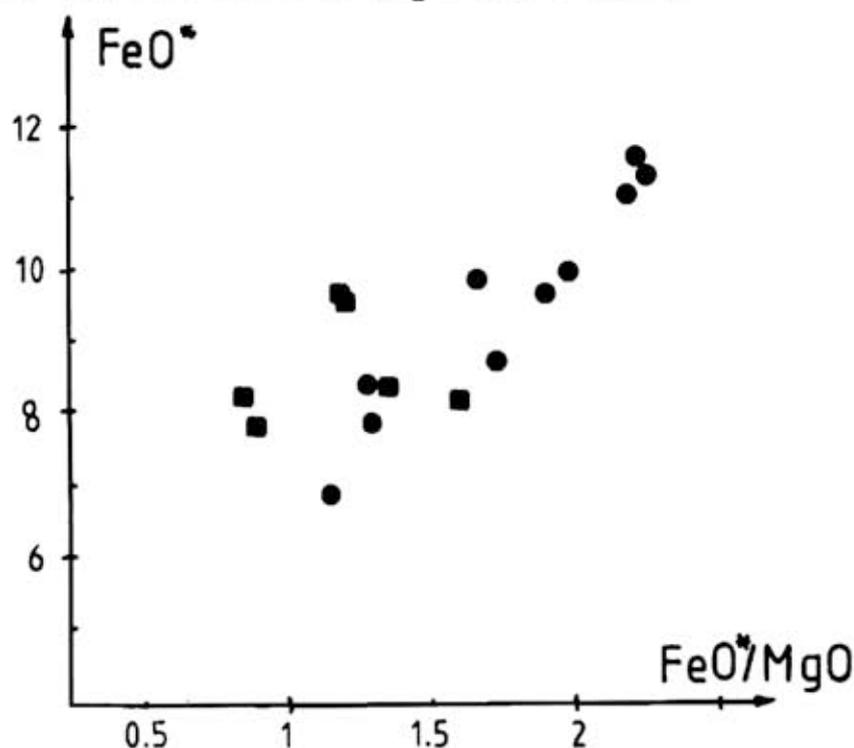


Figure IV-9: Diagramme FeO^* , FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974). Explications dans le texte - analyses tableau IV-3. Carrés: dolérites; cercles: diorites.

Cet enrichissement en fer ("Fenner Trend") est une caractéristique importante de ce matériel dioritique. La tendance générale de ces faciès est de constituer une association anisotitanée au sens de Bebien (1980) (fig. IV.10).

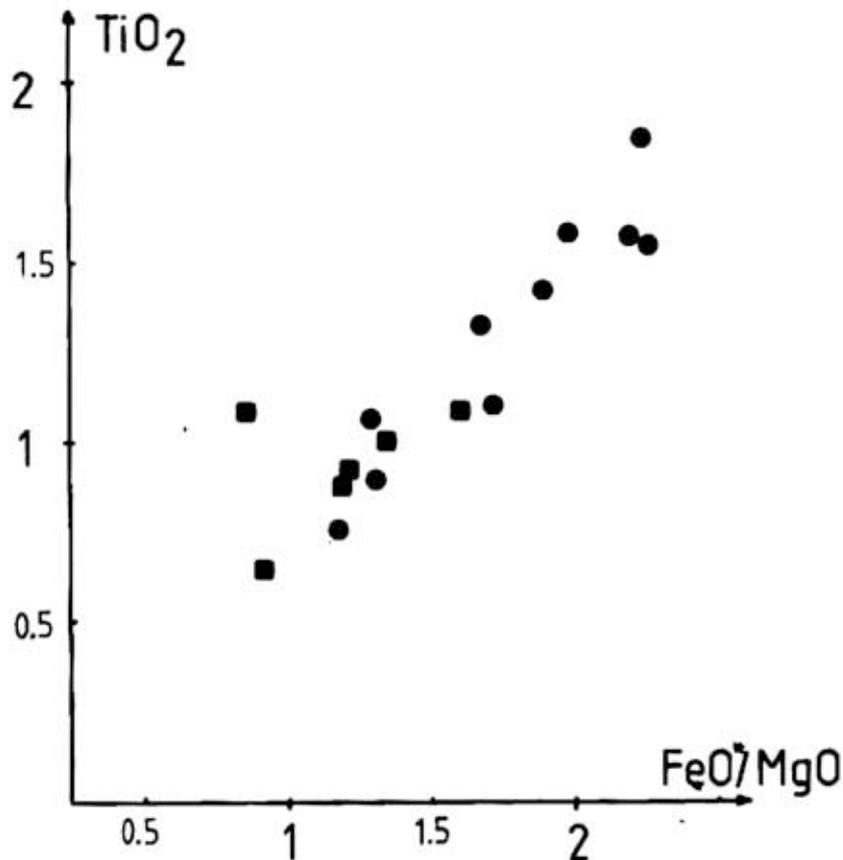


Figure IV-10: Diagramme TiO_2 , FeO^*/MgO . Noter la similitude avec la figure IV-9 et la bonne corrélation TiO_2-FeO . Explications dans le texte. Carrés : dolérites; cercles: diorites et microdiorites.

2. Evolution minéralogique

Sur le plan minéralogique, les variations se traduisent au cours de la différenciation par l'apparition de biotite et d'opacques ferro-titanés. Pour une espèce minérale donnée, les variations de composition chimique sont notables.

Le diagramme $Al_2O_3 - FeO^* - MgO$ a été choisi (fig. IV.11) car on peut y représenter les roches et différentes espèces minérales

de façon suffisamment écartée pour dégager les tendances chimiques majeures. D'autre part, le caractère plus ou moins différencié des roches y apparait en terme du rapport FeO^*/MgO .

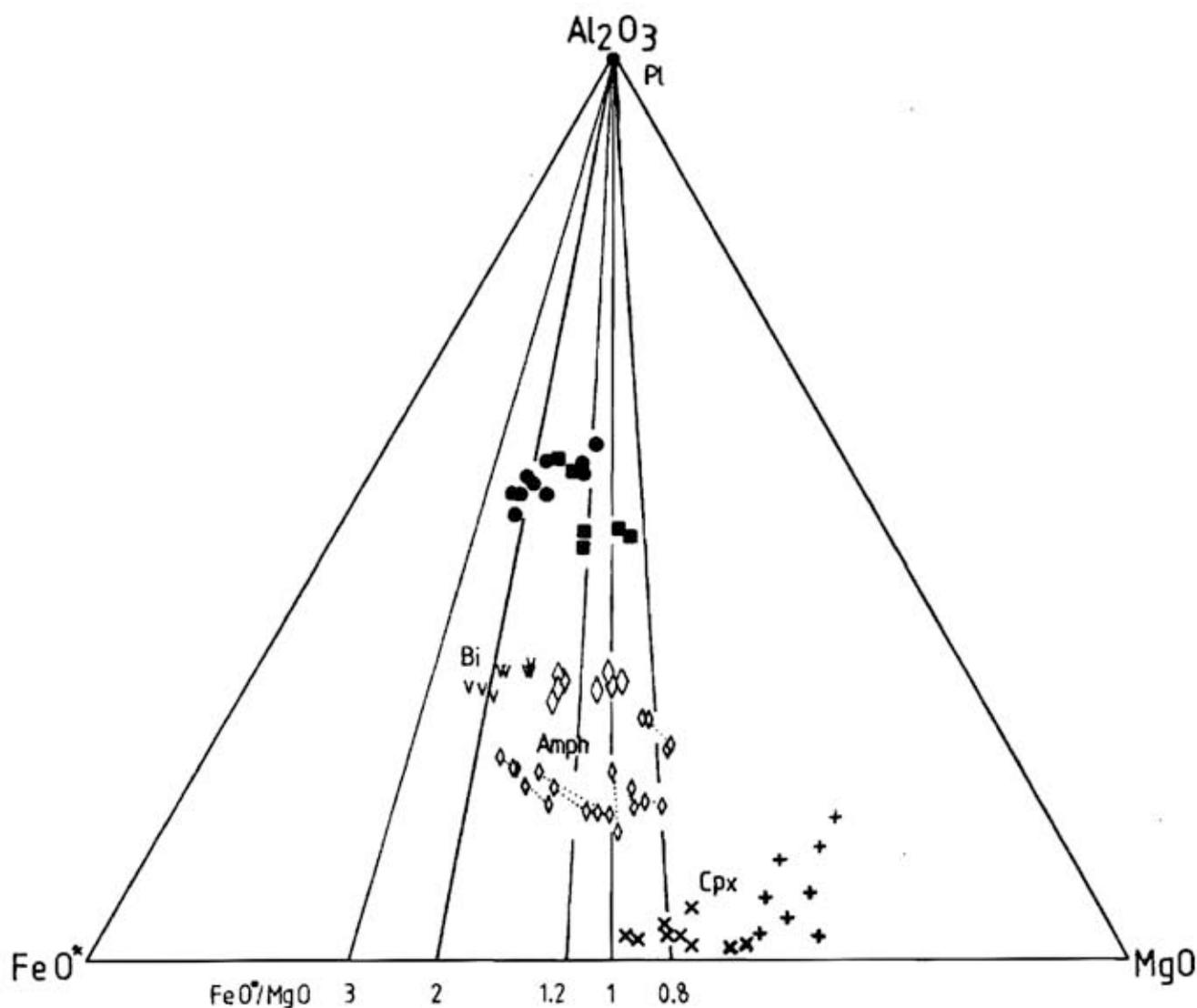


Figure IV-11: Diagramme Al_2O_3 - FeO^* - MgO . Ce diagramme permet de visualiser:
-l'enrichissement en fer des clinopyroxènes(Cpx) des dolérites (plus) aux microdiorites et diorites (croix);
-la variété de composition des amphiboles de dolérites (grands losanges) et microdiorites et diorites (petits losanges);
-l'enrichissement en fer des microdiorites et diorites (cercles) séparés des dolérites (carrés).

Cette représentation des roches et minéraux appelle les remarques suivantes :

- Les diorites apparaissent décalées vers le pôle Al_2O_3 par rapport aux dolérites. Ce fait s'explique par les variations de l'abondance de la fraction plagioclasique (pôle Al_2O_3) par rapport aux minéraux ferromagnésiens.
- les clinopyroxènes présentent des variations de composition importantes. Dans les dolérites, cette phase apparaît comme riche en MgO et Al_2O_3 , alors qu'avec l'évolution du rapport FeO^*/MgO , elle s'enrichit en fer dans les diorites.

La composition des pyroxènes, et notamment leur teneur en Al_2O_3 a fait l'objet de nombreux travaux (Kushiro, 1960 ; Lébas, 1962; Yagi et Onuma, 1967 etc...). Il ressort de ces travaux que les principaux facteurs contrôlant la teneur en Al_2O_3 des clinopyroxènes soient la pression et la composition chimique du liquide initial. Il apparaît ici peu probable que la pression ait joué un rôle important. De plus, aucun lien ne peut être fait entre la teneur en Al_2O_3 du clinopyroxène et de la roche hôte.

Par contre, l'enrichissement en fer des clinopyroxènes, bien que faible, peut être directement relié à la différenciation de la roche-hôte. Il est à noter également que cet enrichissement en fer va de pair avec une baisse de la teneur en calcium (cf. fig. IV.6). Ces variations semblent donc imputables à la différenciation globale de l'unité dolérite-microdiorite.

- La composition des amphiboles apparaît liée au fait qu'elles cristallisent soit en phases précoces (dolérites), soit essentiellement aux dépens du clinopyroxène (diorites). Dans le premier cas, leur composition, notamment en ce qui concerne les teneurs en fer et magnésium, semble suivre le chimisme de la roche-hôte. Au contraire, dans la diorite, l'évolution des amphiboles semble dictée par la composition du pyroxène à partir desquels elles se développent.

Cependant, nous avons vu (cf. supra) que les conditions de fugacité d'oxygène variables conditionnaient également les varia-

tions compositionnelles (rapport mg).

E. CONCLUSIONS

L'unité dolérite-microdiorite-diorite représente une série évolutive allant de termes calciques et magnésiens vers des termes progressivement enrichis en fer et titane. Le "fenner trend" lisible sur les compositions des roches totales se concrétise minéralogiquement par un enrichissement en fer des clinopyroxènes et à un moindre taux des amphiboles, pour lequel le chimisme est également guidé par les conditions physicochimiques de cristallisation (fugacité d'oxygène notamment).

*O*O*O*

CHAPITRE V

PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DE L'UNITÉ DES MONZODIORITES ET MONZONITES (QUARTZIQUES)

A. PRESENTATION

Les monzodiorites et monzonites correspondent à des roches leucocrates, à grain grossier à fin, caractérisées par le développement de feldspath potassique. Ces roches servent le plus souvent de ciment dans les brèches magmatiques, et il est rare de les rencontrer sans enclaves. Relativement plus abondantes dans la partie ouest de la région étudiée (fig. V.1), les monzonites quartziques sont localement très difficiles à différencier sur le terrain des roches volcaniques acides tuffacées de l'encaissant volcano-sédimentaire. A ces faciès plutoniques les plus évolués sont parfois associés des filons et bouffées décimétriques de matériel quartzofeldspathique à allure pegmatitique. L'expression de ces liquides résiduels témoigne du rôle important des fluides lors de la cristallisation de ces roches. Ce caractère de sursaturation prend une part importante dans les mécanismes de bréchification magmatique (cf. 3ème partie).

Il ne semble pas exister de faciès faisant la transition entre les diorites grenues (cf. chapitre précédent) et l'unité monzodiorite monzonite. En effet, ce dernier ensemble correspond à des roches très feldspathiques et pauvres en minéraux ferromagnésiens, ce qui permet aisément de les différencier des diorites, toujours sombres à l'affleurement.

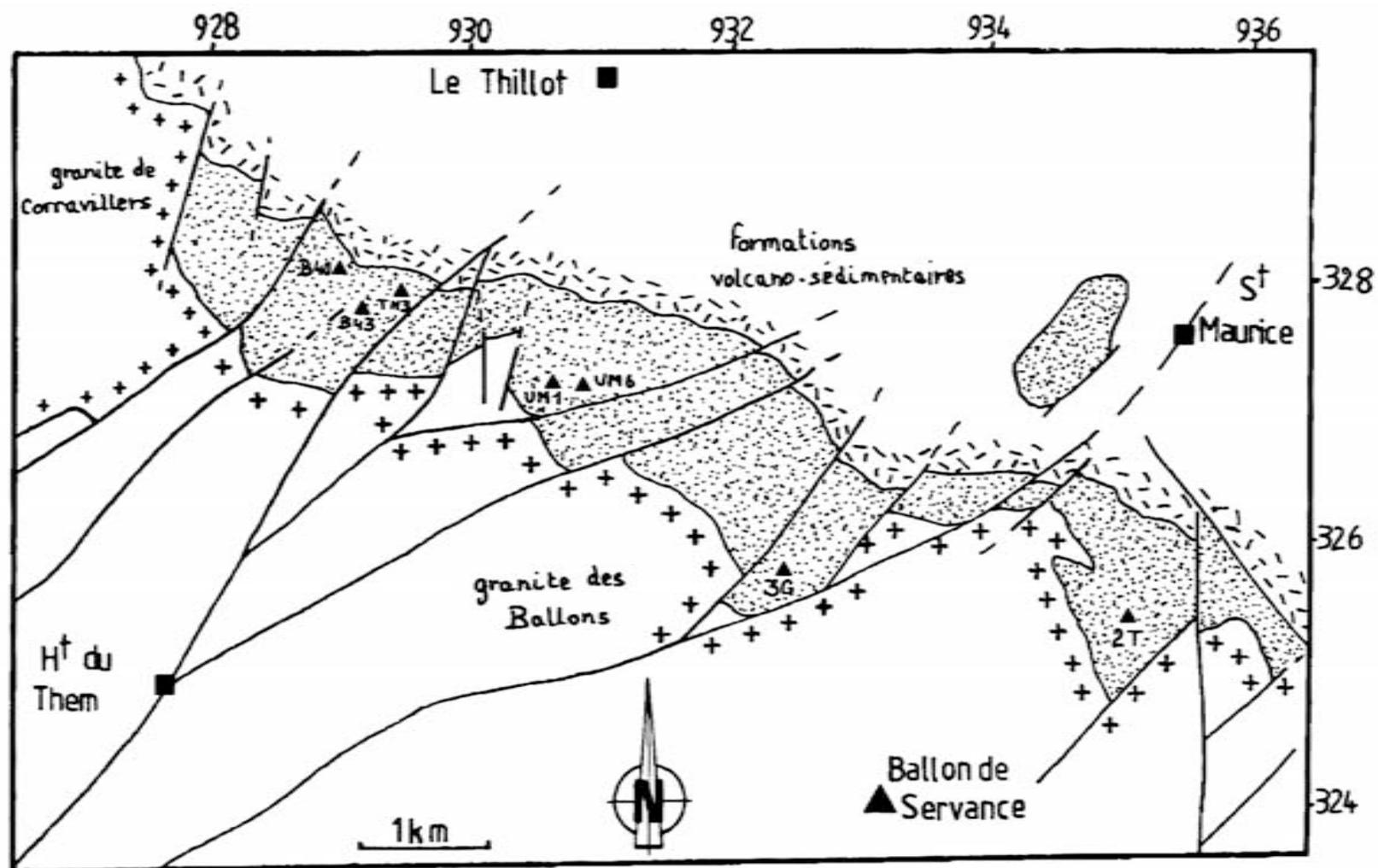


Figure V-1: Localisation des échantillons de monzonites et monzonites (quartziques) cités dans le texte. Se reporter au tableau V-2 pour les analyses chimiques.

B. CARACTERES PETROGRAPHIQUES, MINERALOGIQUES et TEXTURAUX

1. Composition minéralogique

Outre la fraction feldspathique (feldspath potassique et plagioclase), on peut observer dans cette unité pétrographique de la biotite, de l'amphibole et parfois du clinopyroxène.

Le clinopyroxène n'a été observé que dans des plages d'orthose à tendance poëcilitique, en grains trapus, de taille nettement inférieure au millimètre . Il est limpide et frangé d'une auréole d'amphibole verte : ceci tendrait à prouver, d'une part qu'il a pu avoir un développement important avant d'être destabilisé, et d'autre part que l'orthose n'a cristallisé qu'après le début de sa résorption (fig. V.2).

Son chimisme, reporté dans le tableau V.1, est celui d'une salite proche des augites.

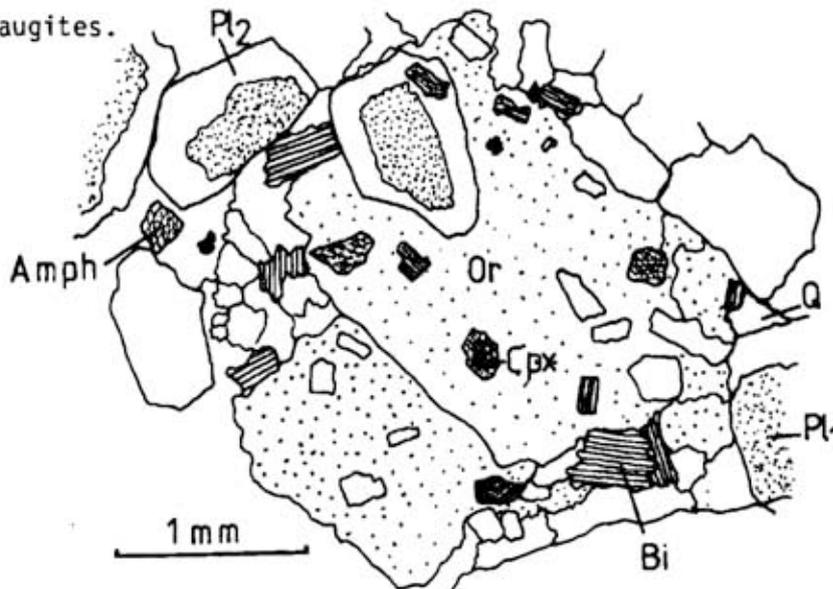


Figure V-2: Echantillon UM6. Aspect microscopique des monzodiorites. Le clinopyroxène (Cpx) subsiste en petits grains bordés d'amphibole (magnésiohornblende) dans l'orthose (Or) à tendance poëcilitique. Le quartz apparaît en position interstitielle. Les plagioclases zonés (Pl1-2, An30-An18) présentent un cœur séricitisé.

L'amphibole apparaît en cristaux trapus de 0,5 à 1 mm, ou en plages poëcilitiques dans les faciès monzonitiques quartzifères. Son polychroïsme est très important : Ng vert sombre à brunâtre ; Np jaune brunâtre clair. Elle renferme fréquemment des inclusions d'apatite trapues.

	Cpx	Amph	Amph	Bi
N°éch.	UM 6	UM 6	TN 3	UM 6
SiO ₂	52,23	46,50	50,27	36,61
AbO ₃	1,18	6,37	4,62	14,79
FeO	9,78	16,74	12,92	19,93
MnO	1,02	0,46	0,85	0,45
MgO	13,50	12,43	14,96	12,43
CaO	21,75	12,02	12,10	0,00
Na ₂ O	0,48	1,13	0,70	0,03
K ₂ O	0,04	0,61	0,40	8,63
TiO ₂	0,25	1,09	0,88	2,75
Total	100,22	97,45	97,69	95,62
Si	1,949	6,888	7,250	5,571
Al ^{IV}	0,051	1,112	0,750	2,429
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,035	0,223
Fe ³⁺]0,305	0,604	0,519]2,535
Fe ²⁺		1,463	1,033	
Mn	0,032	0,057	0,104	0,058
Mg	0,751	2,743	3,214	2,817
Ti	0,007	0,121	0,095	0,315
Ca	0,869	1,907	1,869	0,000
Na	0,035	0,325	0,196	0,009
K	0,002	0,115	0,073	1,674

Tableau V-1: Compositions de quelques phases minérales des monzodiorites et monzonites.

Les formules structurales sont calculées pour le clinopyroxène (Cpx) sur 6 oxygènes, par l'amphibole (Amph) sur 23 oxygènes, pour la biotite (Bi) sur 22 oxygènes.

Le partage du fer est réalisé conformément à la stoechiométrie.

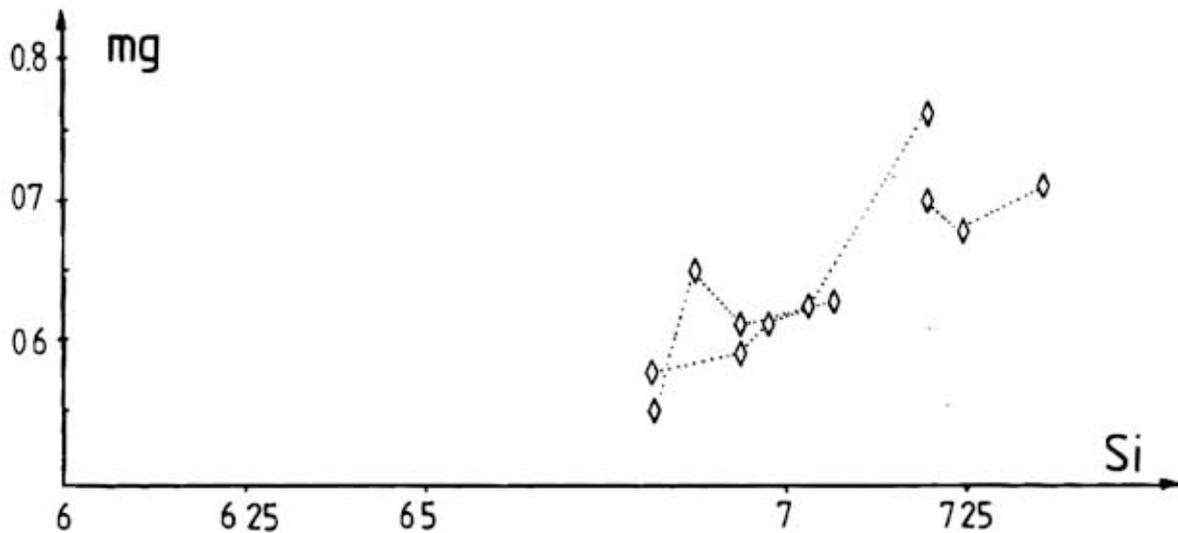
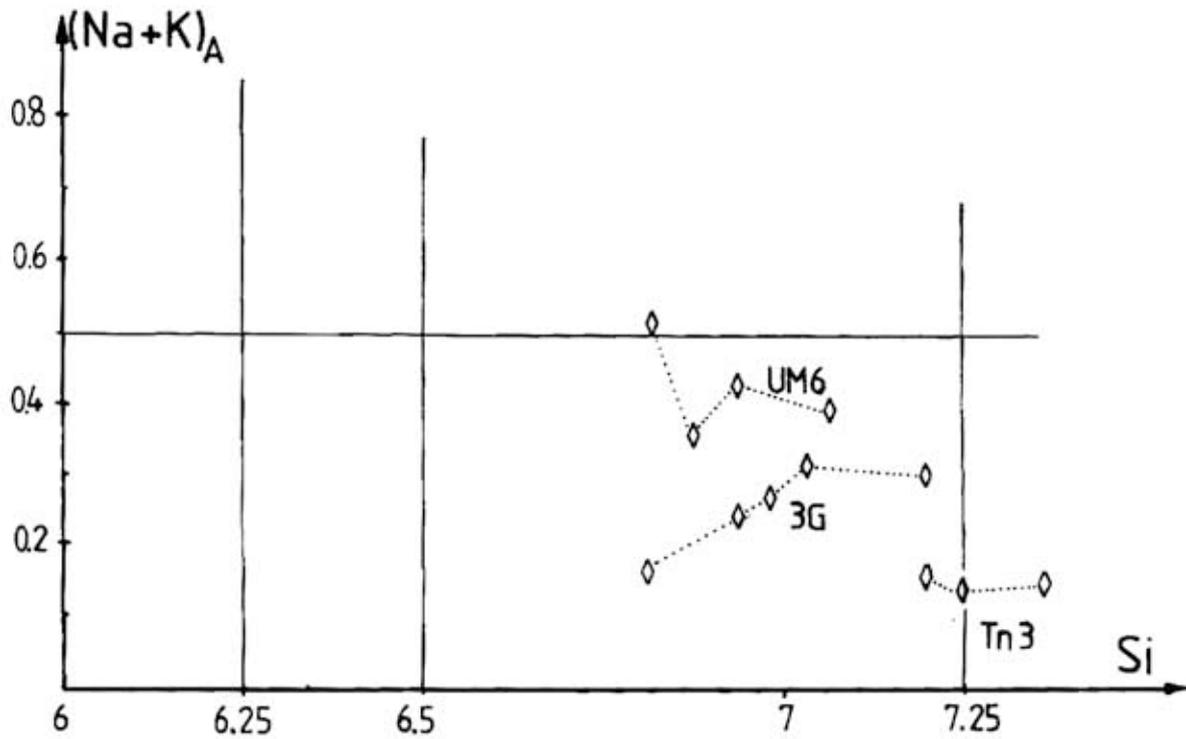


Figure V-3: Compositions des amphiboles des monzodiorites et monzonites dans le diagramme $(Na+K)_A, Si$. La nomenclature utilisée est celle proposée par Leake (1978). Les analyses sont reportées en annexe.

Figure V-4: Compositions des amphiboles des monzodiorites et monzonites dans le diagramme $mg = Mg/Mg+Fe \text{ tot}, Si$. L'évolution des monzodiorites au monzonites se marquent par une augmentation de la teneur en MgO . Les analyses sont reportées en annexe.

Sa composition est celle d'une magnésio-hornblende dans les faciès monzodioritiques et monzonitiques et d'une hornblende actinotique dans les faciès monzonitiques les plus évolués (cf. tableau V.1). L'évolution de composition de cette phase entre les monzodiorites et les monzonites quartziques est importante, et se marque constamment par une diminution de la teneur en Na, K, Al, mais par une augmentation de la valeur du rapport mg (figures V.3 et V.4). Cette tendance magnésienne des amphiboles est encore ici à mettre en relation avec des conditions d'oxydation croissante lors de la cristallisation de ces roches.

La biotite est présente dans tous les faciès de l'unité monzodiorite - monzonite, mais son abondance est variable. Elle forme des plaquettes millimétriques, regroupées en agrégats localement tordus. Une chloritisation très intense est observable dans de nombreux échantillons. Sa composition, reportée dans le tableau V.1, est celle d'une biotite pauvre en silice et relativement riche en fer. Aucune variation de composition n'est notable entre les faciès monzodioritiques et monzonitiques quartziques.

Le plagioclase est représenté par de l'oligoclase en cristaux millimétriques fortement zonés. Dans les monzodiorites, il s'agit d'oligoclase An_{30} au coeur, zoné de façon directe jusqu'à An_{18} . Parfois, le coeur de ces cristaux est très altéré, à contours nets, témoignant de l'existence d'un plagioclase précoce plus calcique (fig. V.2). Dans les faciès plus évolués, le plagioclase est un oligoclase (An_{20} maximum) qui évolue vers une albite An_{3-5} . Les macles polysynthétiques sont courantes.

L'orthose est un constituant important de cette unité monzodiorite - monzonite. Son abondance et son habitus sont très variables.

Elle peut apparaître :

- en cristaux millimétriques maclés Carlsbad, présentant des figures de syneusis. Des inclusions de petits plagioclases y sont fréquemment observables.

- en cristaux millimétriques, à bords flous et à tendance poecilitique englobant alors toutes les autres espèces minérales. Dans les faciès les plus évolués, une association symplectique feldspath-potassique-quartz (texture graphique) est courante.
- en phase interstitielle : l'orthose y est alors associé avec le quartz et remplit les vides laissés libres entre les autres phases. Ces deux phases correspondent à la fin de la cristallisation magmatique.

2. Textures

Sur le plan minéralogique, les roches composant l'unité des monzodiorites-monzonites sont caractérisées par un développement important de la fraction feldspathique. Les minéraux composant cette fraction, plagioclase seul ou plagioclase + feldspath potassique, sont agencés de façon extrêmement compacte et définissent une fluidité planaire accusée. Les espaces libres sont occupés par les phases ferromagnésiennes, amphibole et biotite en cristaux toujours plus petits que les feldspaths, et par les opaques.

Des arguments portant sur les déformations des minéraux militent en faveur d'une origine mécanique pour une telle texture que nous qualifierons de texture de compactage (fig. V.5 et V.6).

- les feldspaths développent des macles courbes ; certains cristaux sont brisés ;
- les biotites sont déformées jusqu'à présenter des kinks ; de cohésion moins importante de par leurs structures cristallographiques, elles présentent des glissements de feuillets.
- le quartz, lorsqu'il est présent, cristallise en plages interstitielles, mais ne présentent pas de déformation, ce qui laisse penser que le compactage et l'expulsion consécutive de liquides résiduels a cessé avant la cristallisation de cette phase.

Dans les monzonites quartziques où les textures de compactage sont plus faiblement marquées, les plagioclases sont fréquemment corrodés et altérés.

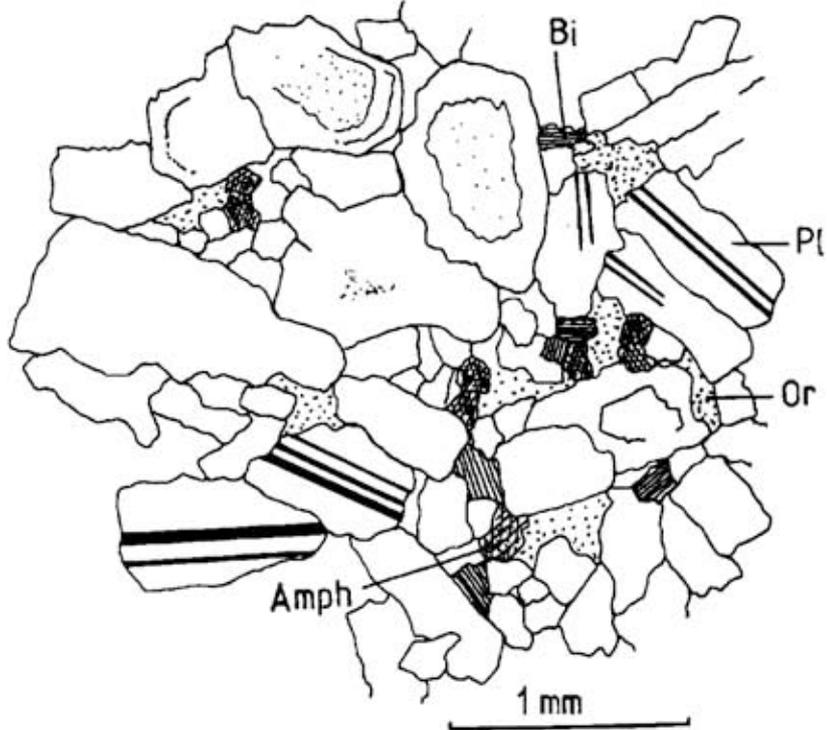


Figure V-5: Echantillon UMI (analyse tableau V-2). Aspect microscopique: l'orthose (Or) apparaît ici en plages interstitielles cimentant les autres minéraux.

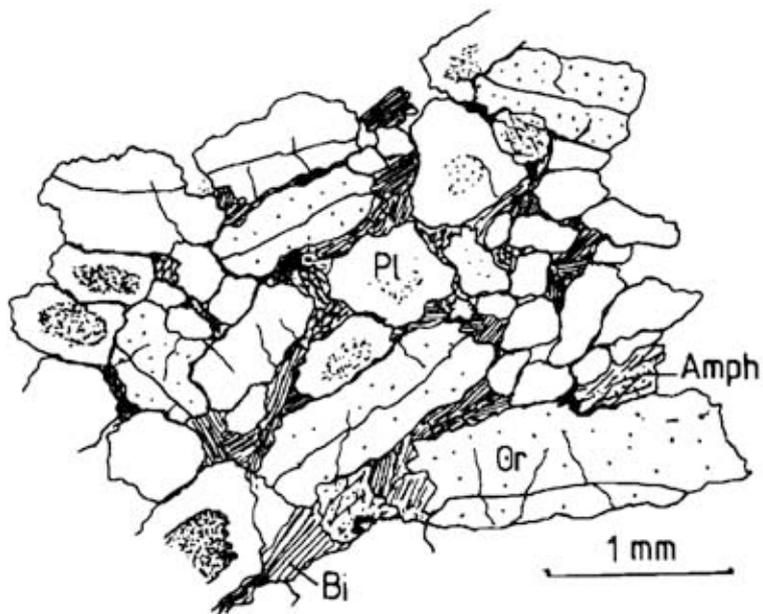


Figure V-6: Echantillon 3G (analyse tableau V-2). Les plagioclases (Pl) et l'orthose (Or) développent des macles courbes. Les biotites (Bi) sont déformées.

3. Compositions chimiques

Sept analyses de monzodiorites et monzonites sont reportées dans le tableau V.2.

La caractéristique chimique essentielle de ces roches est leur extrême richesse en alumine, dont les variations sont directement à relier aux taux de compactage variable et allant en décroissant des monzodiorites aux monzonites. Corrélativement, la teneur en silice augmente, traduisant la part plus importante prise par le quartz en position interstitielle.

N° Réf.	3G	UM 1	B 43	UM 6	B 40	2 T	TN 3
SiO ₂	55.46	57.02	57.31	59.44	60.21	62.54	63.57
Al ₂ O ₃	19.80	18.71	16.28	17.16	16.57	14.74	16.23
Fe ₂ O ₃ _{tot}	5.98	6.33	4.95	6.14	5.85	4.98	4.99
MnO	0.07	0.13	0.08	0.13	0.12	0.06	0.08
MgO	2.28	2.15	2.11	2.03	2.53	3.20	1.46
CaO	3.59	3.32	5.39	2.29	3.05	4.72	1.76
Na ₂ O	5.35	7.02	4.06	4.03	4.11	2.83	5.15
K ₂ O	4.59	2.06	3.78	6.21	4.43	4.79	3.68
TiO ₂	0.92	0.72	0.78	0.82	0.82	0.61	0.71
P.F	1.00	2.23	4.10	1.36	1.52	1.24	1.45
Total	99.04	99.69	98.84	99.61	99.86	99.71	99.08

Tableau V.2 : Composition chimique roche totale de monzodiorites et monzonites (quartziques).

La somme des alcalins est toujours forte, mais le rapport Na₂O/K₂O est très variable. Cela est dû d'une part au plus ou moins grand développement d'orthose interstitielle (alors en association avec le quartz) et d'autre part à des variations relatives du

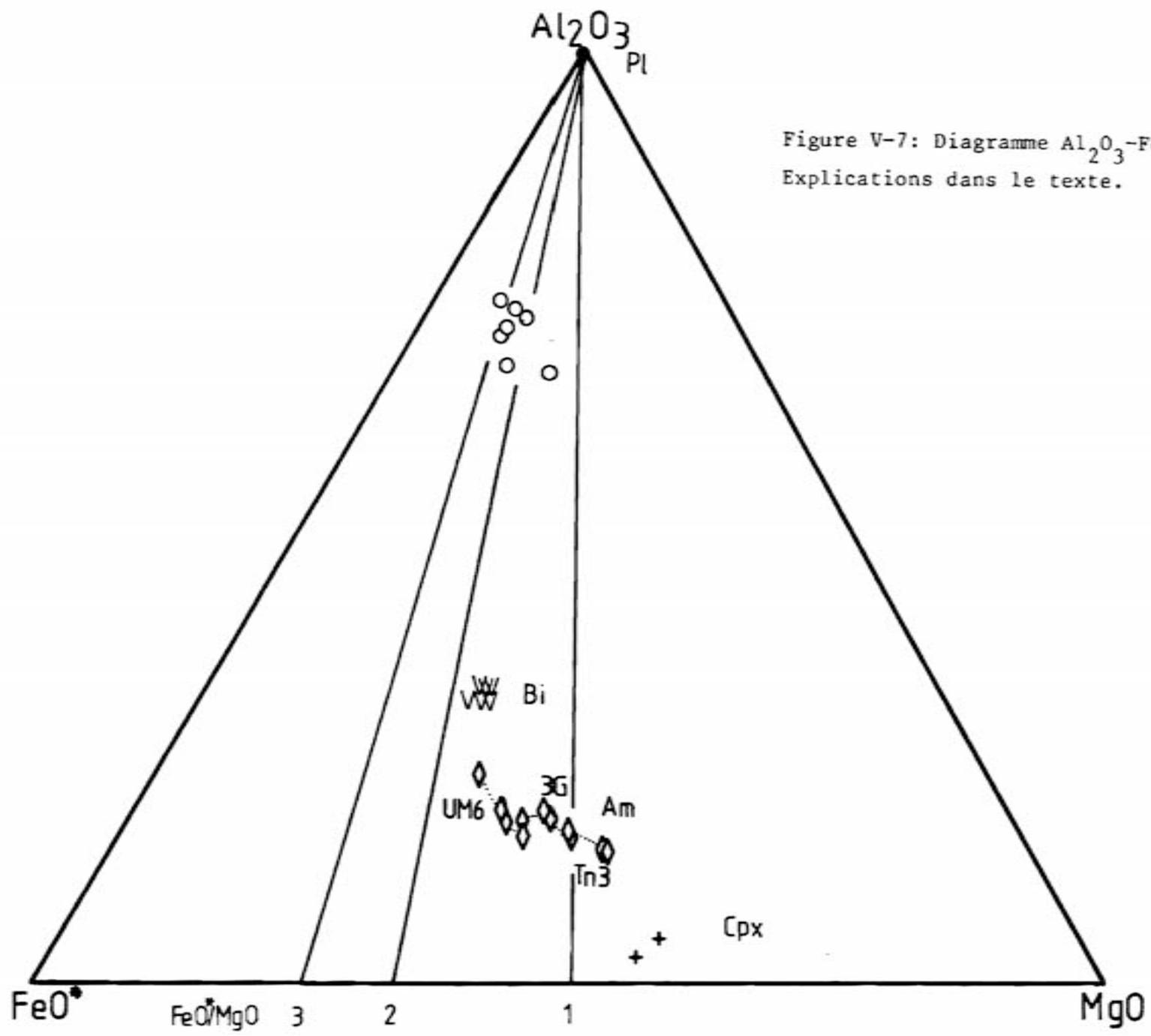


Figure V-7: Diagramme Al_2O_3 - FeO - MgO .
 Explications dans le texte.

rapport plagioclase/orthose. En toute rigueur, l'analyse UM 1 ne peut correspondre à une monzodiorite : elle représente en fait un faciès passant en continuité avec le faciès UM 6. Ces brusques variations du pourcentage plagioclase/orthose traduisent vraisemblablement l'intervention de phénomènes mécaniques (flottation de plagioclases, existence de planchers visqueux...) lors de l'histoire magmatique de ces roches.

Les teneurs en TiO_2 sont toujours inférieures à 1 % et ne montrent pas de variations notables.

Dans le diagramme $Al_2O_3 - FeO^* - MgO$, ont été portés les points représentatifs des roches et les principales phases ferromagnésiennes. On peut remarquer qu'aux amphiboles les plus magnésiennes correspondent les faciès les plus évolués.

C. CONCLUSIONS

L'unité monzodiorite - monzonite (quartzique) représente un ensemble de roches dans lequel se dessine une évolution allant de termes très riches en feldspaths, à texture de compactage, vers des termes plus siliceux où le matériel interstitiel (feldspath potassique + quartz) prend une part plus importante. A cette évolution texturale se superpose une évolution minéralogique. On peut noter :

- la disparition du pyroxène dans les termes les plus évolués ;
- la tendance magnésienne développée par les amphiboles, qui traduit une augmentation des conditions d'oxydation avec la différenciation.

L'apparition dans les monzonites quartziques de matériel pegmatitique (en filonets et poches) révèle une sursaturation en fin de cristallisation du magma.

CHAPITRE VI

APPROCHE DES MÉCANISMES DE DIFFÉRENCIATION
À LA LUMIÈRE DES DONNÉES PÉTROGRAPHIQUES ET MINÉRALOGIQUES
(CONCLUSIONS À LA DEUXIÈME PARTIE)

A. INTRODUCTION - but du chapitre

Les données chimiques (éléments majeurs) sur le massif des Ballons sont très nombreuses et permettraient, à première vue, une approche géochimique précise de la différenciation du massif. Mais, la grande diversité de provenance et d'âge des analyses, ainsi que l'ignorance de la pétrographie et minéralogie de la plupart des échantillons analysés rapportés dans la bibliographie, nous ont conduit à n'utiliser, outre nos propres données, que les résultats les plus récents, provenant d'un échantillonnage systématique de la totalité du massif réalisé par le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.N.R.S - Nancy) (Pagel, 1981).

Elaboré à partir des données chimiques et minéralogiques sur les plutonites situées en bordure Nord du massif des Ballons, ce chapitre a pour but de préciser les modalités de leur différenciation. Les résultats obtenus lors des études pétrographiques et minéralogiques seront utilisés en tant que révélateurs des tendances chimiques mises en évidence à partir d'un nombre limité de représentations graphiques dont nous justifierons l'utilisation. Les enseignements ainsi dégagés permettront de discuter les interprétations proposées lors des travaux antérieurs.

Pour se faire, cinquante deux analyses "roche totale" seront utilisées :

- neuf analyses nouvelles de gabbros et diorites à textures de cumulats, cette unité cumulative n'ayant pas été mise en évidence par les études antérieures;
- vingt six analyses de diorites, microdiorites et dolérites dont seize nouvelles;
- dix sept analyses de monzodiorites, monzonites et monzonites quartziques dont sept nouvelles.

B. EXISTENCE D'UNE SERIE DE DIFFERENCIATION

1. Rappels des caractères chimiques et minéralogiques de chaque unité

L'étude pétrographique et minéralogique a permis de faire ressortir les caractères chimiques et minéralogiques de chaque unité

- l'unité gabbro-dioritique cumulative se compose de cumulats ferromagnésiens abondants et feldspathiques plus rares, dont la minéralogie (deux générations successives de plagioclase, résorption de la paragenèse précoce et développement de phases ferromagnésiennes hydratées) témoigne d'un brusque changement des conditions physicochimiques lors de la cristallisation.
- l'unité dolérite - microdiorite - diorite représente une série évolutive allant de termes calciques et magnésiens vers des termes progressivement enrichis en fer et titane. Cette évolution chimique globale est lisible dans la composition des phases minérales, notamment le pyroxène.
- l'unité monzodiorite - monzonite (quartzique) se compose d'un ensemble de roches alumineuses (riches en feldspath) évoluant vers des faciès sursaturés en silice. Là encore, une évolution minéralogique se dessine, marquée tant par des variations compositionnelles des phases que par des variations dans les proportions de celles-ci (disparition du pyroxène, apparition du quartz, etc...).

2. Différentiation par cristallisation fractionnée

Un faisceau d'arguments milite en faveur de l'existence d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée dominant pour cette série magmatique :

- la continuité générale de la série sur le plan pétrographique: gabbros, diorites, monzodiorites, monzonites, monzonites quartziques ;
- l'existence de faciès à texture de cumulats ;
- les variations observées dans la composition de différents espèces minérales, corrélées avec les variations des roches-hôtes.

L'existence de cumulats conduit tout naturellement à se préoccuper de la nature des liquides résiduels qu'ils ont pu générer. Dès à présent, il est important de préciser que la mise en évidence de variations des conditions physicochimiques de la cristallisation des cumulats (notamment des variations de pression d'eau) conduisent à admettre que la différenciation ne s'est pas effectuée en système clos.

C. CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE DES PLUTONITES

L'ensemble des données "roche totale", projeté dans un diagramme $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ est présenté fig. VI.1. Au vu de ce diagramme, les coupures pétrographiques effectuées apparaissent justifiées :

- les faciès gabbroïques s'étirent parallèlement à l'axe des abscisses, selon qu'il s'agit de cumulats ferromagnésiens ou feldspathiques ;
- les faciès de l'unité dolérite - microdiorite - diorite se placent dans le prolongement de l'unité cumulative : les deux domaines se chevauchent partiellement par l'intermédiaire des faciès doléritiques magnésiens.
- les points représentatifs de l'unité monzodiorite-monzonite se placent dans un domaine totalement disjoint, allongé parallèlement à l'axe des ordonnées, témoignant d'une évolution vers la sur-saturation, à MgO constant. Le brusque changement de pente et la nette disjonction observable entre les deux unités dioritique et monzodioritique laissent présager d'importantes variations des conditions d'évolution.

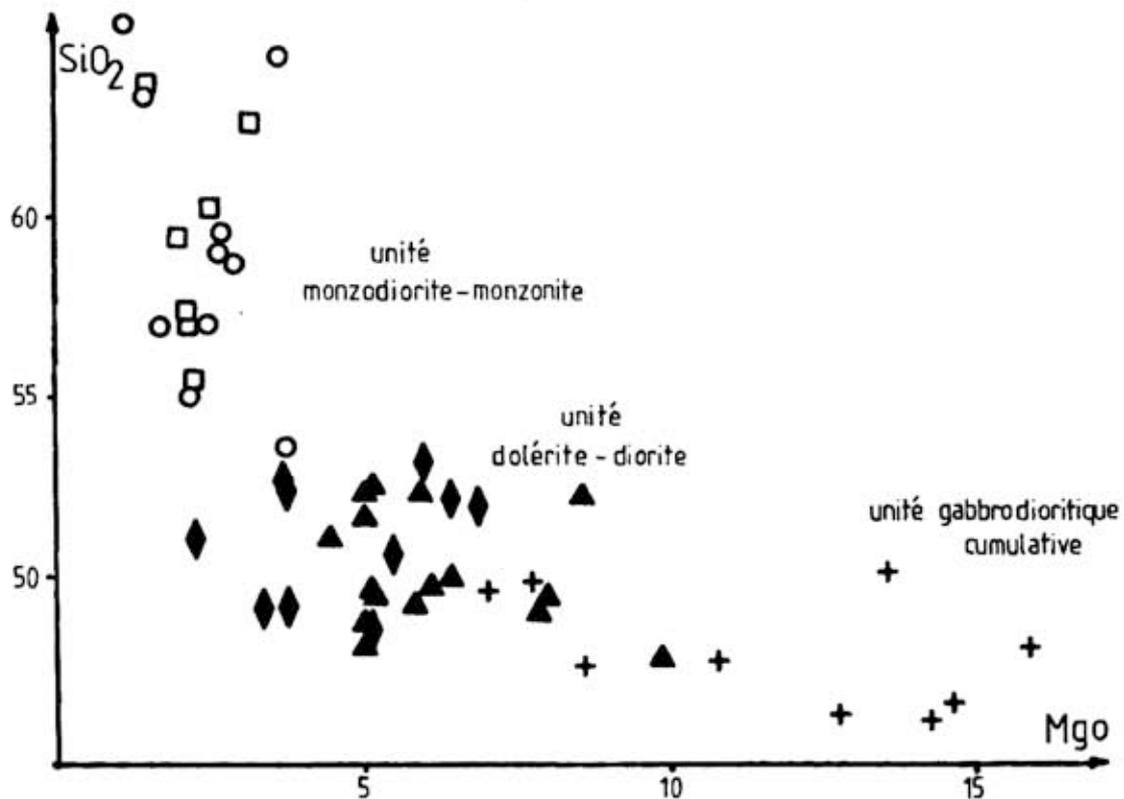


Figure VI-1: Diagramme SiO_2, MgO . Symboles ouverts: unité monzodiorite-monzonite; symboles fermés: unité dolérite-diorite; plus: unité cumulative. Les cercles et les losanges correspondent aux analyses C.R.P.G. répertoriées en annexe (explications dans le texte).

Le rapport $\text{FeO}_{\text{total}} / \text{MgO}$ (ou FeO^*/MgO indifféremment) est utilisé comme indice de différenciation. Ce choix est justifié :

- à priori, par le fait qu'il permet de séparer et d'individualiser les roches cumulatives (ferromagnésiennes ou feldspathiques) à $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$ faible des autres roches à FeO^*/MgO variable dont on peut penser qu'elles représentent, peu ou prou, des équivalents de liquides magmatiques à différents stades d'évolution ;
- à posteriori, car il s'est avéré que les variations du rapport $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$, combiné avec d'autres éléments, permettaient un étalement intéressant des points représentatifs ;
- par le fait que cet indice ne prend en compte, et sous forme de rapport, que des éléments considérés comme peu mobiles dans les phénomènes d'altération, d'hybridation ou de métamorphisme.

Les variations du rapport FeO^*/MgO pour les différentes unités pétrographiques sont les suivantes :

- de 0,5 à 1, pour les cumulats gabbroïques et dioritiques,
- de 0,8 à 2,5 pour les dolérites, microdiorites et diorites,
- de 2 à 3,5 pour les monzodiorites, monzonites et monzonites quartziques.

Quelle que soit la représentation rectangulaire utilisée (fig. VI.2.3.4 et 5), les points représentatifs des cumulats sont groupés dans un domaine bien individualisé. La position des dolérites, microdiorites et diorites, dans ces mêmes diagrammes, appelle quelques commentaires :

- dans le diagramme SiO_2 , FeO^*/MgO (Fig. VI.2), celles-ci définissent une lignée d'évolution à silice constante (parallèle à l'axe des abscisses). Le diagramme K_2O , FeO^*/MgO (fig. VI.3) révèle également une évolution à K_2O constante.

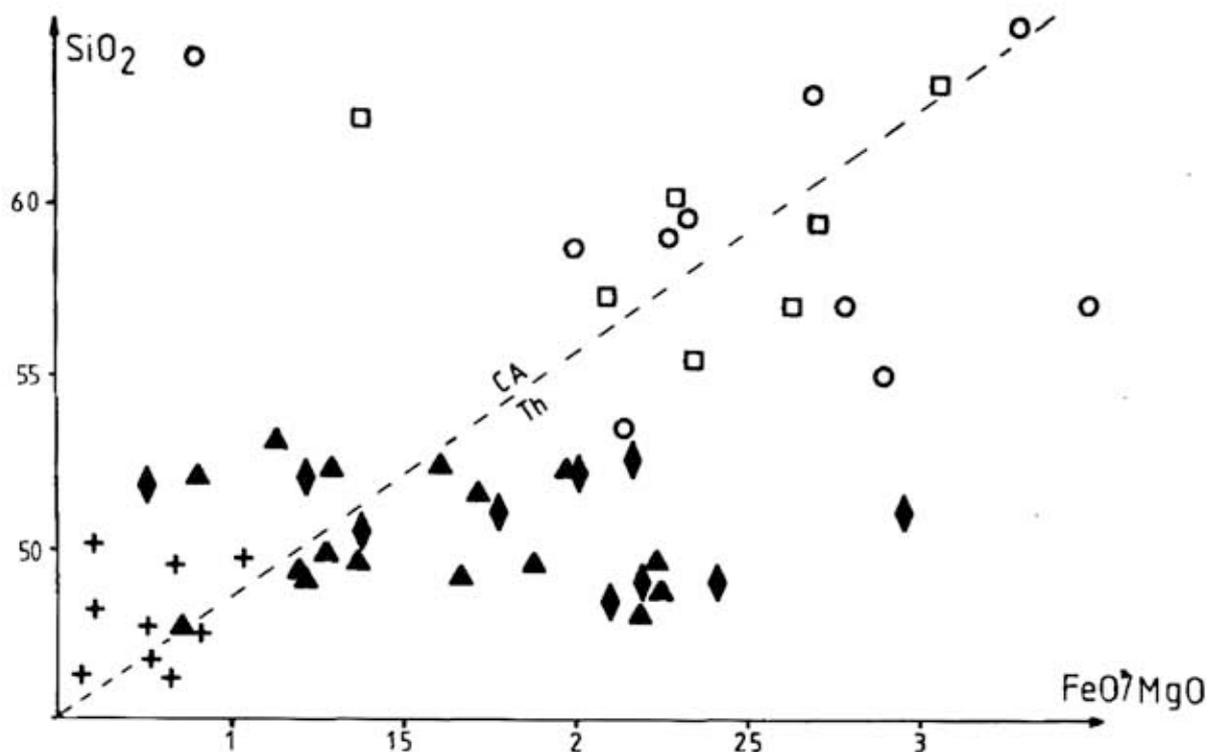


Figure VI-2: Diagramme SiO_2 , FeO/MgO . La limite séparant les domaines des champs calcoalcalins (CA) et tholéitiques (Th) a été reportée (Miyashiro, 1974). Mêmes symboles que figure VI-1.

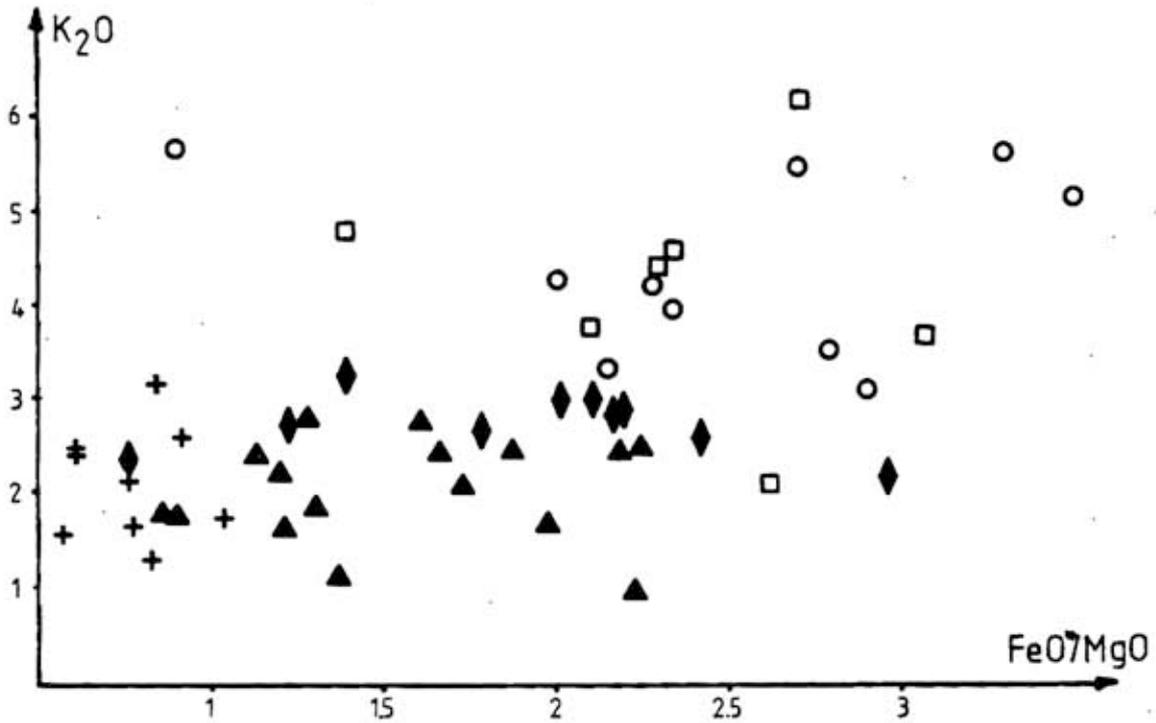


Figure VI-3: Diagramme $K_2O, FeO/MgO$. Mêmes symboles que figure VI-1

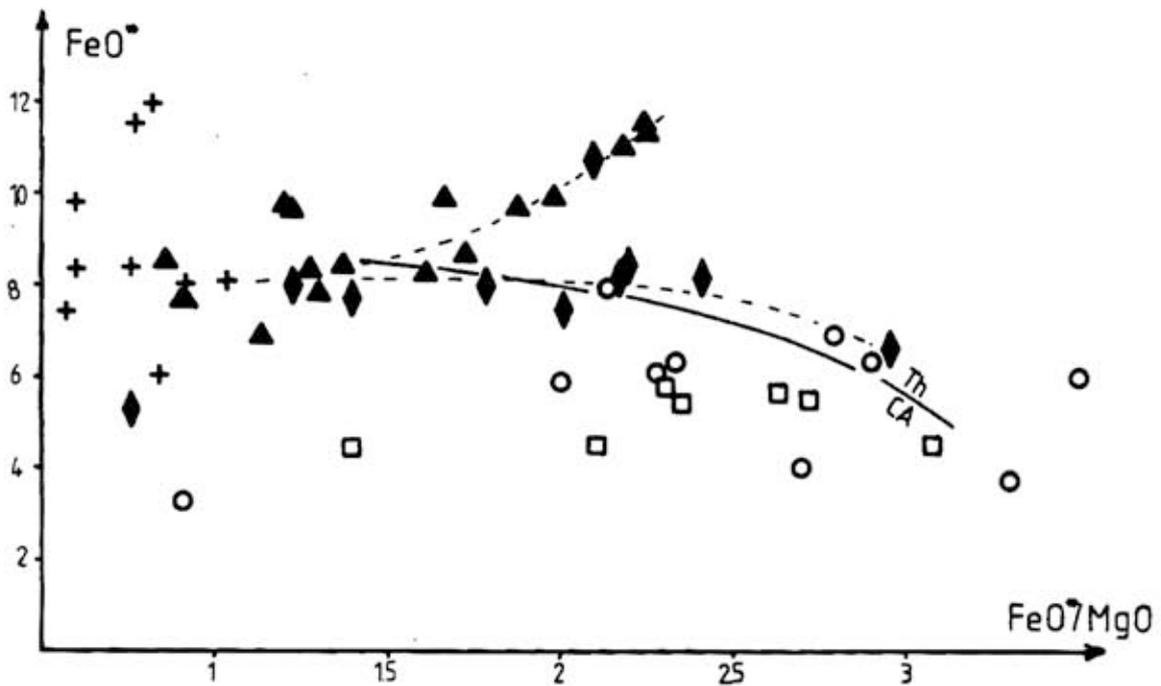


Figure VI-4: Diagramme $FeO, FeO/MgO$. La droite séparant les domaines calcoalcalins (CA) et tholéitiques (Th) a été reportée (Miyashiro, 1974). Mêmes symboles que figure VI-1.

- Par contre, les diagrammes FeO^* , FeO^*/MgO (fig. VI.4) et TiO_2 , FeO^*/MgO (fig. VI.5) mettent en évidence une partition dans ce groupe dioritique, entre d'une part des faciès qui présentent un net enrichissement en fer et titane (cf. chap. IV) et d'autre part des faciès qui présentent une évolution à fer et titane quasi-constants. Remarquons tout de suite que la première lignée correspond à l'échantillonnage effectué pour cette étude, de faciès appartenant aux zones de brèches magmatiques ou voisins de celles-ci, alors que la deuxième lignée correspond à l'échantillonnage systématique effectué par le C.R.P.G. de Nancy, dont nous avons pour information, qu'il interessait les "faciès homogènes" (Pagel, 1981, p.90)...

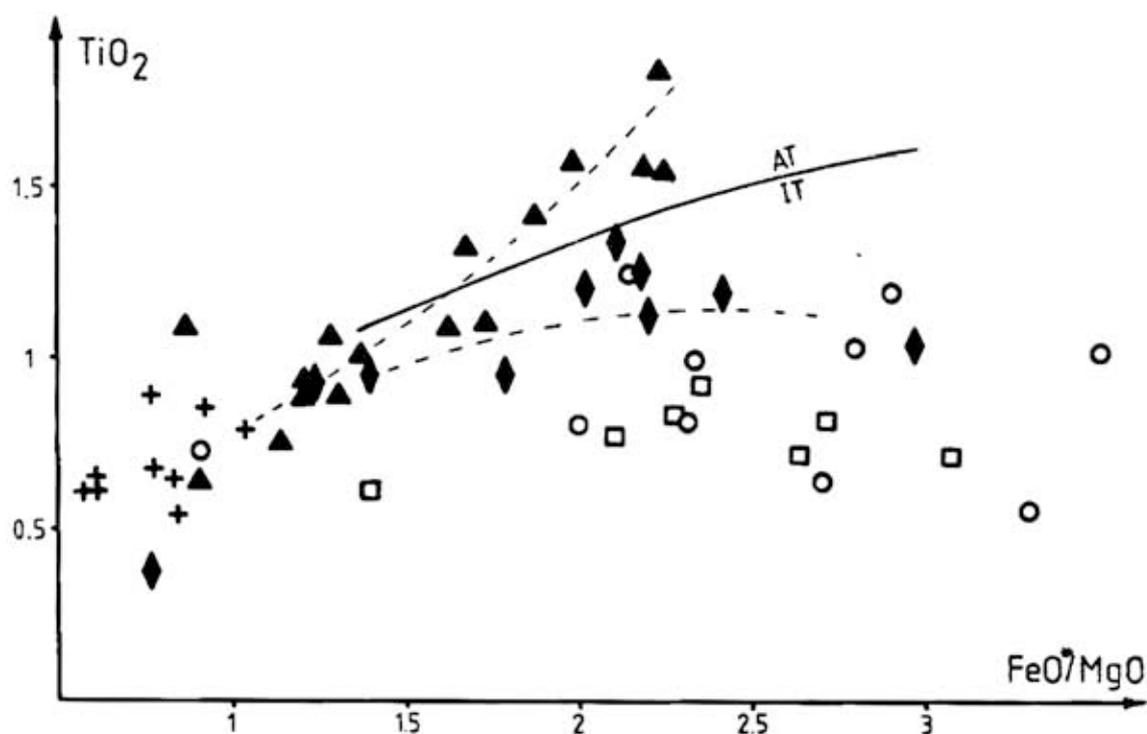


Figure VI-5: Diagramme TiO_2 , FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974). La droite séparant les associations isotitanées (IT) et anisotitanées (AT) a été reportée (Bébién, 1980). Mêmes symboles que figure VI-1.

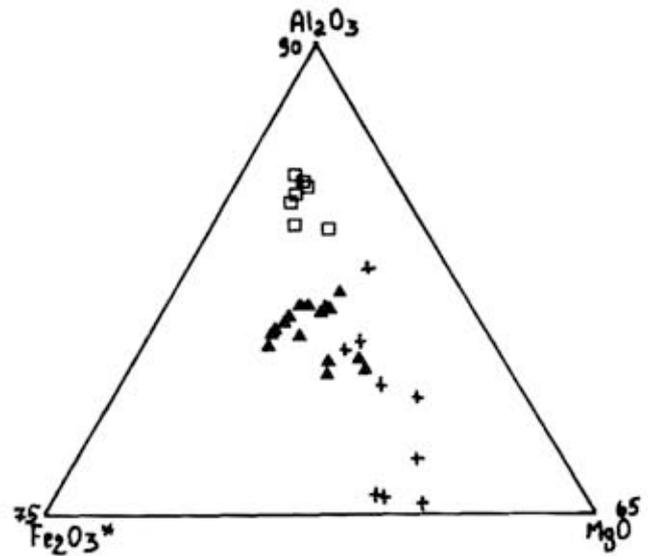
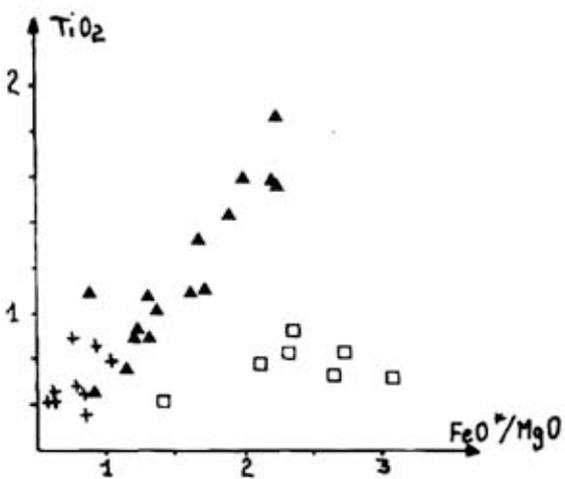
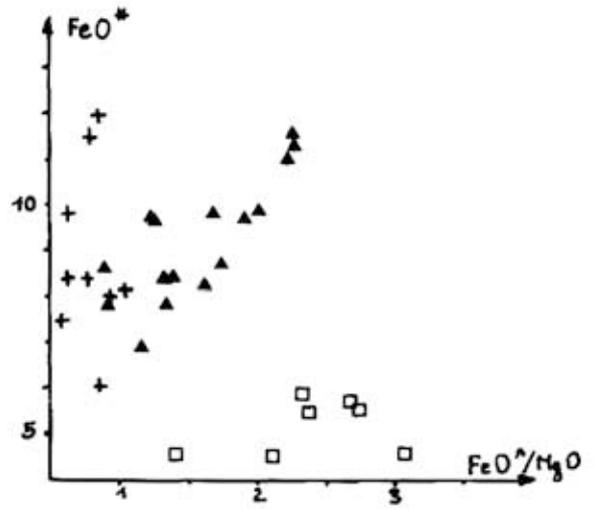
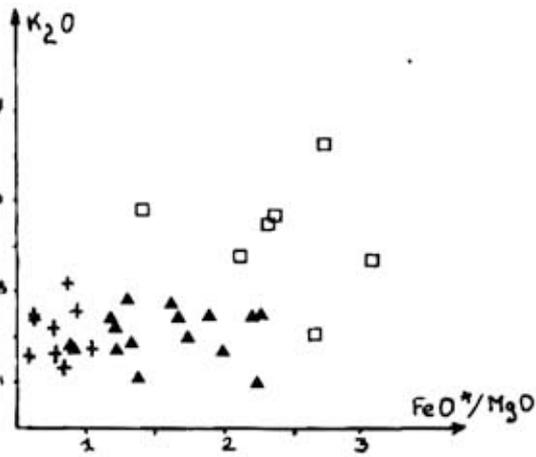
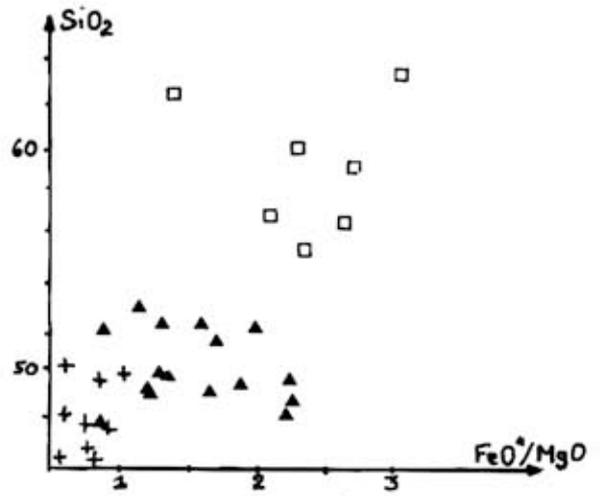
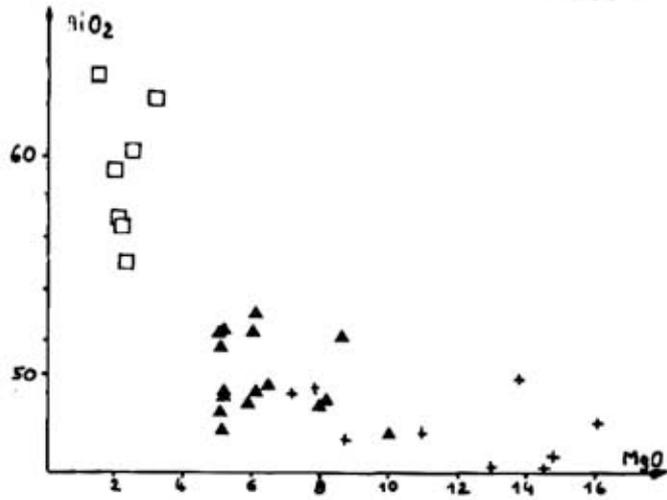
Faut-il pour cela en conclure que ces deux lignées représentent l'expression de la différenciation de deux magmas distincts ? Il apparaît plus plausible de considérer que nous sommes en présence de magmas cogénétiques ayant évolué dans des chambres magmatiques distinctes sous l'influence de conditions physico-chimiques de cristallisation contrastées.

Notons à ce sujet que les faciès montrant une évolution à fer et titane quasi-constant sont systématiquement plus riches en K_2O , dont on sait qu'il représente un élément très mobile et donc un possible contaminant en provenance de l'environnement sialique (cf. infra)

En ce qui concerne les monzodiorites et monzonites, les diagrammes faisant intervenir des éléments comme SiO_2 (fig. VI.2) ou K_2O (fig. VI.3) conduisent à une forte dispersion des points. Ceci s'explique par le simple fait que ces éléments (SiO_2 et K_2O) correspondent pour leur plus grande part, à des phases qui cristallisent en fin d'évolution et apparaissent ainsi peu discriminants. Par contre, dans les diagrammes FeO^* , FeO^*/MgO (fig. VI.4) et TiO_2 , FeO^*/MgO (fig. VI. 5), les points représentatifs apparaissent plus resserrés selon l'axe des ordonnées et chevauchent largement le domaine des diorites suivant l'axe des abscisses. Dans ces deux diagrammes, les analyses provenant de l'échantillonnage C.R.P.G se distinguent systématiquement des analyses de notre propre échantillonnage (cf. note infra-paginale).

Notre échantillonnage a été réalisé soit sur des faciès homogènes, soit dans des zones de brèches magmatiques. Dans ces dernières, les prélèvements ont été effectués de façon à minimiser les risques de contamination entre enclaves et matrice. Par sciage précis puis concassage grossier, nous avons pu éliminer les xéno-cristaux présents dans les enclaves, ainsi que les microenclaves présentes dans les matrices correspondantes.

Page 104 sont reportées les figures VI.1 à VI.6 dans lesquelles ne sont pointés que les échantillons prélevés par nous-mêmes.



Il était tentant de projeter l'ensemble de ces données géochimiques dans un diagramme qui permette de caractériser la nature de la lignée de différenciation. Nous avons choisi pour cela le diagramme triangulaire $Al_2O_3 - Fe_2O_3^* - MgO$ préconisé par Besson et Fonteilles (1974) dans lequel les positions des différentes séries magmatiques de référence ainsi que celles de leurs cumulats respectifs sont connus. De plus, vers les pôles de ce diagramme, vont se positionner certaines espèces minérales, intéressant la différenciation des faciès étudiés :

- les plagioclases au pôle Al_2O_3 ;
- les minéraux magnésiens (forstérite, diopside, etc...) vers le pôle MgO ;
- les oxydes de fer au pôle $Fe_2O_3^*$.

Ce diagramme est présenté figure VI.6. Les lignées de différenciation tholéiitique et calcoalcaline y sont reportées. La dualité de comportement lors de l'évolution des termes différenciés intermédiaires de composition dioritique apparaît nettement avec :

- une branche qui se calque sur la lignée de différenciation calcoalcaline ;
- une branche qui présente un "Fenner Trend", et définit ainsi une tendance typiquement tholéiitique, bien que légèrement décalée vers le pôle Al_2O_3 par rapport à la lignée de référence. Les échantillons 3B et 55 (notés sur la figure VI.6) se situent dans le prolongement direct de la branche à affinité tholéiitique : ils en constituent des cumulats possibles et probables.

Ainsi, cumulats mis à part, les différents faciès semblent pouvoir être considérés, d'après leur position dans le diagramme de Besson - Fonteilles, comme représentant les différents liquides successivement différenciés, à affinité calco-alcaline pour certains, à affinité tholéiitique pour d'autres.

A ce stade des observations, deux hypothèses peuvent être formulées :

1ère hypothèse : nous sommes en présence d'un bimagmatisme à expression simultanée, dans lequel les deux séries de différenciation sont intimement imbriquées.

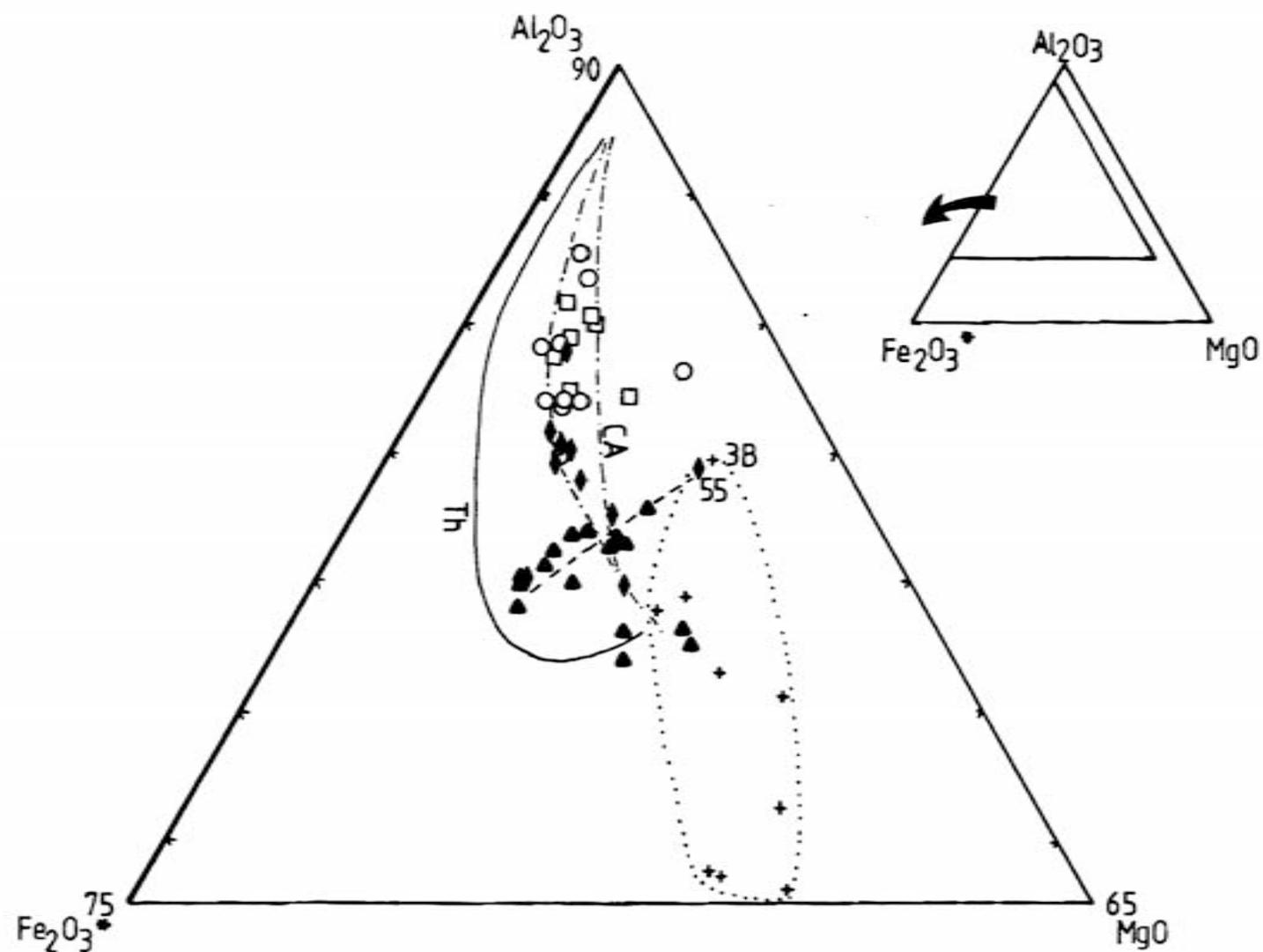


Figure VI-6: Diagramme $Al_2O_3, Fe_2O_3^*, MgO$ (Besson et Fontelles, 1974). Les parcours de différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines permettent la comparaison avec les différentes tendances évolutives observées (cf. texte). Mêmes symboles que figure VI-1.

Deuxième hypothèse : nous sommes en présence d'une série de différenciation à partir d'un magma unique : les différents "trends" mis en évidence correspondent alors à des différenciations dans des chambres magmatiques distinctes et non reliées entre elles, dans lesquelles régnaient des conditions physicochimiques différentes.

Pour trancher entre ces deux hypothèses, nous allons nous intéresser aux modalités de fractionnement des différentes espèces minérales, susceptibles d'expliquer les deux tendances chimiques observées : ceci nous amenera tout naturellement à des considérations sur la souche magmatique primaire.

D. MODALITES DE FRACTIONNEMENT - LA SOUCHE MAGMATIQUE

Pour illustrer le rôle joué par les différents minéraux dans l'établissement de la différenciation, nous avons choisi la représentation graphique proposée par de La Roche et Leterrier (1973) : celle-ci correspond à une transposition (projection) du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley (1962). Elle présente de nombreux avantages :

- les parcours de différenciation des séries de référence y sont connus ;
- l'étalement des points y est important et directement corrélable avec le fractionnement des minéraux ;
- les points représentatifs des espèces minérales silicatées et des oxydes y sont très écartés les uns des autres.

1. Les données brutes

A partir de cette représentation graphique, (fig. VI.7), les commentaires suivants peuvent être faits :

- les faciès gabbrodioritiques sont situés de part et d'autre de la projection du plan critique de saturation en silice ; l'allongement de la courbe enveloppe est parallèle à cette droite ;
- les faciès de l'unités dolérite-microdiorite-diorite se situent également de part et d'autre de la "droite critique" mais avec une tendance à se placer dans le domaine sous-saturé au fur et à mesure de la différenciation ;

- La projection du plan critique est franchie avec les faciès de l'unité monzodiorite-monzonite (quartzique).

Pris globalement, l'ensemble des points peut être considéré comme représentant une série de différenciation dont le parcours, bien que légèrement décalé vers le domaine sous-saturé, est similaire à celui de la série tholéitique. D'autre part, la position des termes différenciés, qui évoluent vers une sursaturation, interdit toute appartenance à la série alcaline.

Dans le détail, il apparaît que les termes dioritiques qui présentent une évolution calco-alcaline, à fer et titane constants (fig. VI.4,5 et 6) se disposent dans le diagramme R1-R2 de part et d'autre du plan critique, grosso modo, selon une direction parallèle à l'axe des abscisses. Cette "tendance à l'alcalinité", qui ne se marque par aucune évolution du paramètre R2 est un argument en faveur d'une contamination par apport d'éléments alcalins (K, Na notamment). La figure VI.3 faisait déjà ressortir ce caractère plus potassique de ces termes hybridés.

2. Modalités du fractionnement

Le passage des dolérites aux microdiorites et diorites est marqué par un enrichissement important en fer et titane. L'interprétation de cette évolution dans le cadre d'un processus de cristallisation fractionnée implique une séparation de phases situées dans le diagramme R1-R2 (fig. VI.7) sur la "droite critique". Un fractionnement d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase calcique peut rendre compte de ce phénomène. La dérive générale dans le champ sous saturé, dans la mesure où elle se calque avec une différenciation (baisse corrélative du paramètre R2) peut être à relier avec le fractionnement d'orthopyroxène, minéral situé dans le "domaine saturé".

L'origine des termes différenciés suppose un brusque changement des processus de fractionnement. Ces roches sont situées dans le "domaine saturé et sursaturé" du diagramme. Leur formation à partir d'un magma basique implique un fractionnement de minéraux situés en domaine sous-saturé : amphibole, biotite, oxydes de fer et de titane.

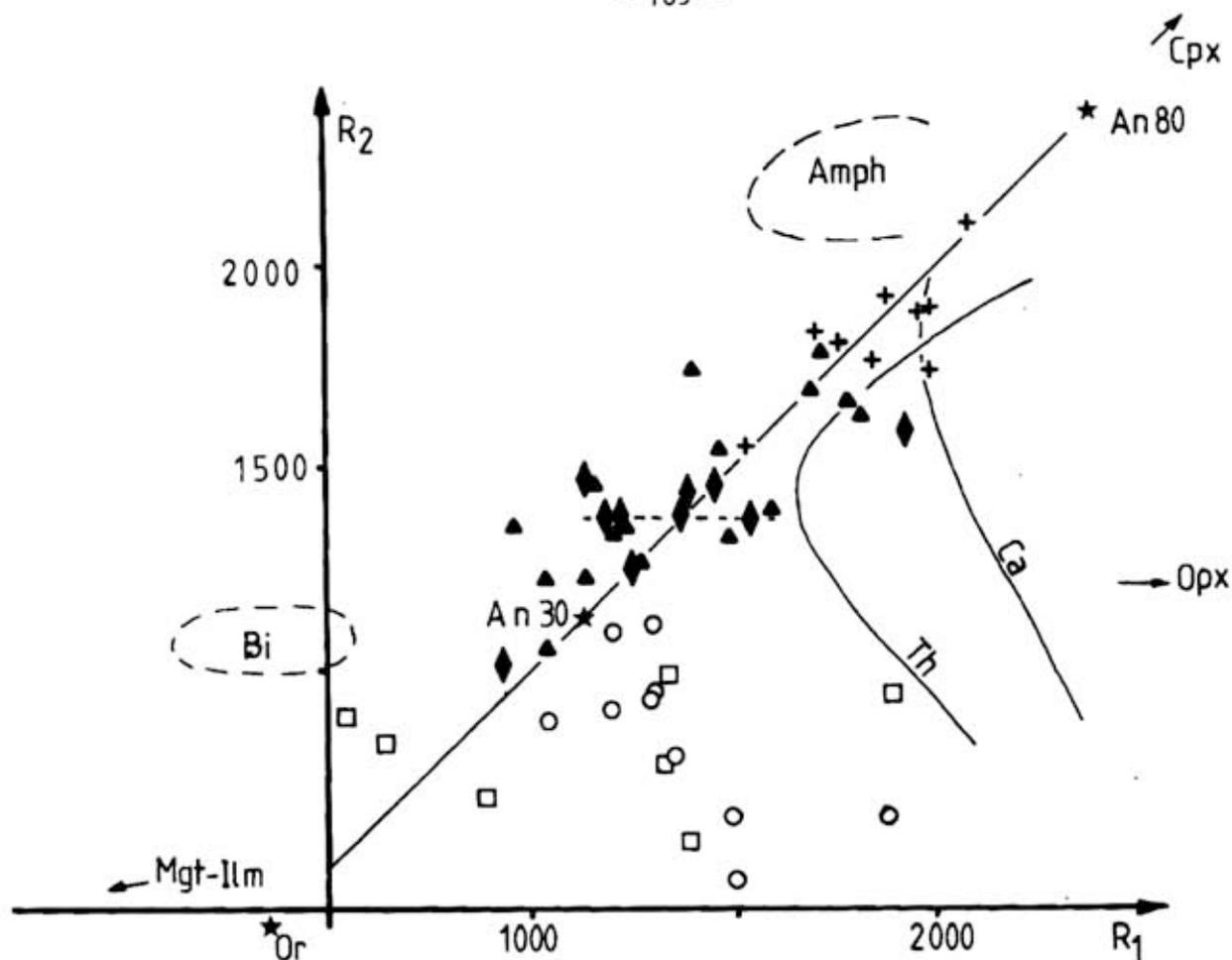


Figure VI-7: Diagramme R1-R2 (De La Roche, Leterrier 1973)

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

Les différentes espèces minérales jouant un rôle dans les processus d'évolution ont été reportées (cf. texte). A noter la similitude d'évolution des plutonites situées en bordure nord du massif des Ballons et de la série tholéitique (Th). (Ca: série calcoalcaline).

Ilm: ilménite; Mgt: magnétite; Bi: biotite; Or: orthose; An30: andésine-oligoclase; An80: labrador-bytownite; Cpx: clinopyroxène; Opx: orthopyroxène. Mêmes symboles que figure VI-1.

Deux modalités de fractionnement contrastées apparaissent donc nécessaire pour expliquer les "trends" observés :

- le fractionnement de minéraux anhydres (olivines, clinopyroxène, plagioclase calcique, orthopyroxène) ;
- le fractionnement de minéraux hydratés (amphibole, biotite) et/ou d'oxydes de fer et de titane.

L'étude des cumulats permet de préciser ces mécanismes.

3. Les cumulats gabbrodioritiques à amphibole et biotite : enregistreurs des conditions d'évolution

Un tel contraste dans les processus de fractionnement implique un changement radical des conditions physico-chimiques lors de la différenciation. En effet, le passage brutal du fractionnement de minéraux anhydres au fractionnement de minéraux hydratés ne peut se faire que par une augmentation importante de la pression d'eau. Les cumulats, qui, à ce titre, doivent représenter les fractions enrichies en minéraux fractionnés, sont ici les marqueurs de cette évolution. En effet, l'étude pétrographique, minéralogique et chimique de l'unité gabbrodioritique cumulative (cf. chapitre III, André - Bébien, 1982) a montré que ceux-ci comportaient en association :

- une paragenèse à plagioclase calcique + clinopyroxène ± olivine ± orthopyroxène dont la cristallisation ne peut que conduire au développement d'une lignée de différenciation comparable à celle observée dans l'unité dolérite - microdiorite - diorite ;
- une paragenèse à amphibole ± biotite ± oxydes de fer et de titane + plagioclase acide, dont le développement provoque la formation de liquides résiduels enrichis en alumine et silice et appauvris en fer et titane (unité monzodiorite - monzonite).

La succession de ces deux paragenèses dans la même roche reflète la modification brutale de la pression d'eau lors de la cristallisation de ces cumulats. Un tel phénomène entraîne la résorption de la paragenèse précoce et un important développement des phases hydratées qui contrôlent alors les modalités de la différenciation.

L'augmentation de la pression d'eau au cours de l'évolution des cumulats gabbro-dioritiques peut avoir de multiples causes :

- elle peut correspondre à un enrichissement progressif en H₂O du magma résiduel, en réponse à la cristallisation de phases anhydres ;
- elle peut être provoquée par une ascension rapide du magma à un niveau structural élevé ;
- elle peut traduire un apport de matière en provenance de l'environnement sialique (transfert gazeux).

Ces différents processus ont bien sûr pu intervenir de façon simultanée. Cependant, l'intensité de résorption de la paragenèse précoce anhydre, et l'existence de "tendances alcaline" au sein des termes différenciés permet de supposer que le phénomène de transfert gazeux a joué un rôle important ; en même temps que l'eau, ont pu être introduits d'autres éléments, comme le potassium. Un tel phénomène d'incorporation à pression intermédiaire de fluides et d'alcalins (potassium notamment) en provenance de la croûte continentale a déjà été envisagé par Maury (1976) dans l'évolution des séries alcalines du Mont Dore. Dans le cadre de cette interprétation, il est important de préciser que l'intense mobilisation du socle sialique (présence d'un abondant volcanisme rhyolitique durant tout le carbonifère supérieur) et le contexte dynamique de mise en place de ces formations (existence d'un diastrophisme - cf. 1ère partie - et présence de brèches magmatiques) sont autant de facteurs ayant pu favoriser des phénomènes de "contamination".

Dans de tels contextes de cristallisation et de différenciation dynamiques, il apparaît que les successions d'assemblages minéralogiques (i.e. paragenèses successives), formés dans des conditions physico-chimiques contrastées, puissent servir de marqueurs phénoménologiques au même titre que l'apparition de certaines phases minérales dans les terrains métamorphiques.

4. Considérations sur la souche magmatique - discussion

Lorsque l'on s'intéresse à des séries magmatiques dont on a pu montrer qu'elles dérivent de processus de différenciation complexes (cristallisation fractionnée et contamination), il convient d'être très prudent quant à la caractérisation de la souche magmatique.

D'une manière très générale, on peut avancer que la seule caractérisation du processus de différenciation d'une série magmatique ne peut suffire pour déterminer la nature du magma - parent duquel cette série est issue. Cependant, certains garde-fous restent à notre disposition. En effet, si les magmas peuvent être générés à différents niveaux structuraux (et donc dans un large domaine de pression et température), dans des contextes géotectoniques variés, et par

fusion à différents taux de matériaux de composition variable, il n'en reste pas moins vrai qu'une série magmatique présentant une affinité tholéiitique peut difficilement dériver d'une souche parentale alcaline. A l'opposé, le développement d'un "trend calco-alcalin" peut fort bien se réaliser à partir d'une souche tholéiitique. Les exemples sont nombreux et les interprétations... presque aussi nombreuses. Citons, pour l'origine de la série calco-alcaline, ("Bowen Trend"), les hypothèses de contamination crustale (Tilley, 1950) de fractionnement de magnétite (Osborn, 1959), de fractionnement d'amphibole (Best et Mercy, 1967 - Pons, 1982).

En ce qui concerne les plutonites septentrionales du massif des Ballons, il est possible d'avancer que les premiers liquides différenciés (unité dolérite - microdiorite - diorite) sont compatibles avec la cristallisation fractionnée d'un basalte tholéiitique. Il est clair que ces premiers produits formés ne représentaient sur le terrain qu'un volume restreint (suffisamment restreint pour échapper à un échantillonnage systématique qui ne se préoccupe que des "faciès homogènes") ; leur existence n'en n'est pas moins fondamentale car elle permet avec sûreté de rejeter l'hypothèse proposée par Pagel et Leterrier (1980) et Pagel (1981). Selon ces auteurs, les ensembles éruptifs septentrional et méridional du massif plutonique des Ballons (cf. 1ère partie) se sont développés à partir d'un magma basique alcalin d'origine mantellique. Ils interprétaient les évolutions des faciès nord et sud comme résultant de la cristallisation fractionnée d'un magma primaire de type basalte shoshonitique ; enfin, ils proposaient de classer ces séries magmatiques dans le groupe du magmatisme subalcalin potassique (Orsini, 1976). Il faut remarquer que ces auteurs ne prenaient en compte que le magmatisme sous son expression plutonique sans le corréler aux innombrables manifestations volcaniques exprimées tout au long du Viséen dans cette région.

Par ailleurs, sur la base de cette corrélation entre plutonisme et volcanisme, Bébien et Gagny en 1978, avaient montré l'existence d'une affinité tholéiitique pour les plutonites situées en bordure nord du massif des Ballons et d'une affinité calco-alcaline pour

l'ensemble plutonique méridional. Ils rapprochaient cette distinction de celle faite par Stussi (1970) entre un volcanisme pré-orogénique (exprimé essentiellement au Viséen inférieur) et un volcanisme orogénique (exprimé essentiellement au Viséen supérieur).

Nous croyons, pour notre part, avoir apporté des éléments qui permettent de valider l'interprétation proposée par Bébien et Gagny (1978) en ce qui concerne notamment les faciès plutoniques septentrionaux du massif des Ballons. Nous nous proposons dans la quatrième partie d'aborder les relations de ces plutonites avec les faciès volcaniques basiques du Viséen inférieur.

E. CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, ont été développés les aspects géochimiques de l'ensemble des faciès étudiés sur les plans pétrographiques et minéralogiques dans la deuxième partie de ce mémoire. Ceci nous a permis notamment :

- de préciser les liens entre les différentes unités reconnues dans cet ensemble plutonique ;
- de valider le processus de cristallisation fractionnée en tant que mécanisme dominant contrôlant la différenciation ;
- de mettre en évidence, notamment par l'étude des cumulats, les variations des conditions physico-chimiques lors de la différenciation. A ce titre, il nous paraît fondamental de souligner l'importance de la connaissance approfondie des assemblages paragénétiques pour leur rôle de marqueur phénoménologique en tant qu'enregistreur de conditions thermodynamiques données.

L'ensemble de plutonites situées en bordure nord du massif des Ballons sont donc interprétées comme résultant de la cristallisation fractionnée d'un magma tholéiitique. Le fractionnement de minéraux anhydres entraîne un enrichissement en fer (Fenner - Trend) et titane des premiers produits de la différenciation. Des interactions, de type transfert gazeux d'éléments mobiles (notamment le potassium), avec l'environnement sialique fortement mobilisé est susceptible d'expliquer les caractères particuliers de cette suite de différenciation. Le fractionnement de minéraux hydratés (amphibole, biotite) rend compte de l'évolution des produits ultimes de type monzodioritique et monzonitique.

- TROISIEME PARTIE -

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES PHÉNOMÈNES
DE BRÉCHIFICATION MAGMATIQUE ET D'ÉCOULEMENT
DANS LES CAISSES FILONIENNES

INTRODUCTION A LA TROISIEME PARTIE

Cette troisième partie du mémoire a pour objet l'étude de phénomènes-unités visant à expliciter les modalités de mise en place des magmatites dans leur gisement. Elle se subdivise en deux sous parties :

- l'une (chapitre VII et VIII) ayant trait aux phénomènes de bréchification magmatique. A partir d'observations réalisées à différentes échelles (microscopique à mésoscopique) sont précisés les processus de formation de brèches magmatiques, en relation avec la dynamique de mise en place des magmas.

Le chapitre IX correspond à la synthèse de nos observations corrélées aux données de la bibliographie, et conduit à expliciter le rôle de marqueurs paléotectoniques des formations de brèches magmatiques.

- L'autre (chapitre X) a pour objet l'étude de l'écoulement d'un magma basaltique dans une caisse filonienne. L'adéquation des structures magmatiques internes à la caisse filonienne et de modèles d'écoulement de fluides à rhéologie variable nous permettent de proposer pour ce filon un mécanisme d'intrusion télescopique en utilisant un nouveau concept : celui des intra-épontes.

Après avoir brièvement résumé le contenu de cette troisième partie, il convient de signaler au lecteur que ces études de Pétrologie Structurale de phénomènes-unités, outre leur intérêt en elles-mêmes, apportent des arguments précieux pour établir une pétrogenèse de l'ensemble des plutonites septentrionales du massif des Ballons. Ceci fera l'objet du chapitre XII.

CHAPITRE VII

UN MÉCANISME DE FORMATION DE BRÈCHES MAGMATIQUES : LES FILONS COMPOSITES DE LA TÊTE DES SAPINS

A. PRESENTATION DU SECTEUR DE LA TÊTE DES SAPINS

La Tête des Sapins est un sommet boisé situé au Sud de la maison forestière de la Pransière (fig. VII.1). Ce secteur correspond à un compartiment limité par des failles :

- au Nord-Ouest, la faille de la Pransière orientée N.45.E
- au Sud-Est, la faille du Buzon, orientée N.45.E et jalonnée par un filon de microgranite des Crêtes.

Les flancs Ouest et Sud de la Tête des Sapins forment des affleurements (de bonne qualité mais d'accès difficile) d'une formation de brèche magmatique qui associe un matériel microdioritique sombre en enclaves dans un ciment leucocrate monzodioritique (fig. VII.2). Cette brèche magmatique est remarquablement homogène sur le plan des faciès pétrographiques qui la composent, mais présentent des hétérogénéités de structure (taille du grain, forme des enclaves) qui la rendent particulièrement intéressante pour une étude de Pétrologie Structurale.

Au Nord Est, la brèche magmatique de la Tête des Sapins est limitée par un faciès monzodioritique à monzonitique ("syénite du Buzon"). Le contact n'est jamais observable.

Au Sud, la formation bréchique est en contact avec des cumulats vagnéritiques. Dans la zone du contact entre ces deux ensembles, ont été observés des filons composites, dans lesquels sont associés les deux types pétrographiques (microdiorite et monzodiorite) qui constituent l'ensemble de la brèche magmatique. L'existence de ces filons par lesquels s'effectue l'injection des magmas atteste de la postériorité de mise en place de la formation bréchique par rapport aux cumulats vagnéritiques sous-jacents.

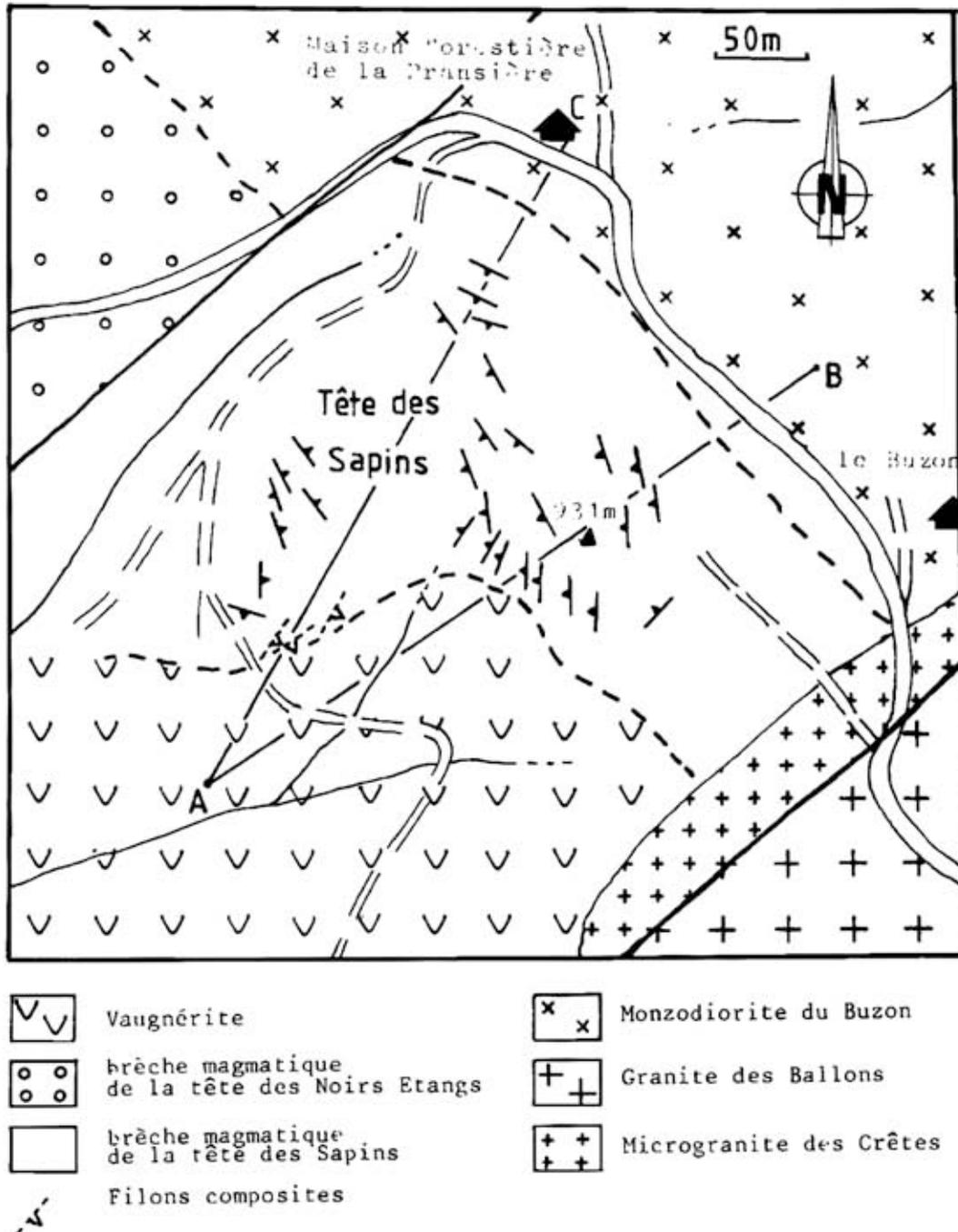


Figure VII-1: Carte géologique et structurale du secteur de la Tête des Sapins. Le pendage des plans de fluidalités est indiqué par le chiffre de la dizaine (par exemple 6: pendage compris entre 60 et 69° inclus). A-B et A-C: traces des coupes de la figure VII-4.

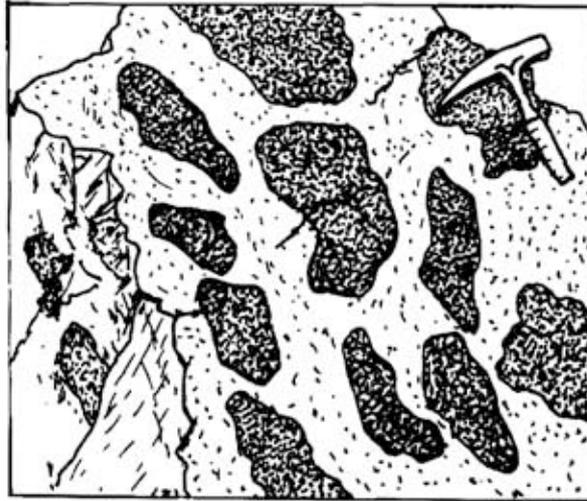


Figure VII-2: Aspect à l'affleurement des brèches magmatiques de la Tête des Sapins. (Flanc Sud Ouest de la Tête des Sapins proche de la zone d'alimentation. Cf figure VII-1.)

Dans un premier temps, sera développée l'organisation structurale de la Tête des Sapins sur la base des données fournies par les structures magmatiques d'écoulement de l'association des magmas dioritiques et monzodioritiques.

La structure détaillée d'un filon composite et de son passage à la brèche magmatique sera précisée dans un deuxième temps. A partir des observations réalisées à l'échelle macroscopique et microscopique, nous essayerons d'analyser le mécanisme de la bréchification et la déformation par écoulement subie par les magmas.

Enfin, la troisième partie sera consacrée à une étude chimique et minéralogique détaillée de l'interface magma dioritique - magma monzodioritique dans un filon composite, afin de préciser les modalités des échanges thermiques et chimiques décelables.

B. ORGANISATION STRUCTURALE DE LA TETE DES SAPINS

Les orientations reportées sur la figure VII.3 correspondent aux fluidalités planaires mesurées sur les enclaves.

L'ensemble de ces observations montre :

- a) La disposition relativement bien réglée des zones Nord et Est, avec une mise en éventail des fluidalités planaires qui présentent des pendages orientés le plus souvent vers l'Ouest. Cette disposition en

éventail se caractérise sur la fig. VII.3 par une mise en zone. Celle ci permet de définir un axe (support du vecteur d'écoulement ?) orienté N.80.E à pendage 50 W.

- b) La mauvaise concordance d'ensemble des mesures effectuées dans les zones proches des filons nourriciers (zone sud-ouest). Le régime particulier des conditions d'écoulement dans cette zone d'alimentation est susceptible de rendre compte de ces observations. En effet, la concurrence entre le système de contrainte lié à la pression d'injection des magmas et celui lié à la réaction de l'encaissant peut engendrer localement des écoulements désorganisés. Cependant, une partie des mesures réalisées dans cette région sud-ouest, définissent une mise en zone autour d'un axe N.80.E à pendage 70.E. Cet axe peut être interprété comme porteur du vecteur d'écoulement fortement redressé à l'aplomb de la zone d'alimentation.

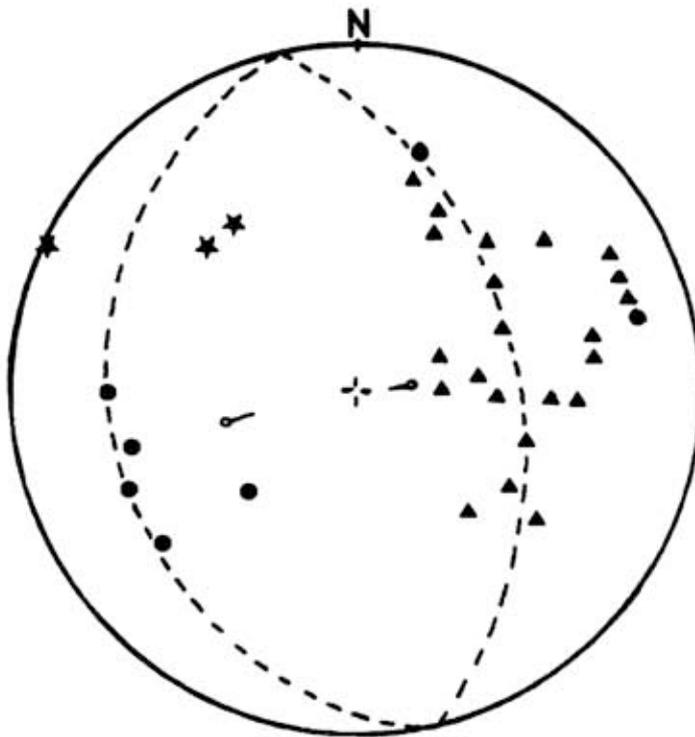


Figure VII-3: Organisation des plans des fluidalités planaires des enclaves de la Tête des Sapins; projection stéréographique sur canevas de Wulff-hémisphère inférieur; 32 mesures.

- fluidalités planaire zone Sud Ouest.
- ▲ fluidalités planaires zones Nord et Est
- ★ filon composite
- ⊕ axes déduits de la mise en zone des fluidalités planaires.

Afin d'illustrer l'organisation spatiale proposée pour ce secteur de la Tête des Sapins, deux coupes schématiques sont présentées fig. VII.4.

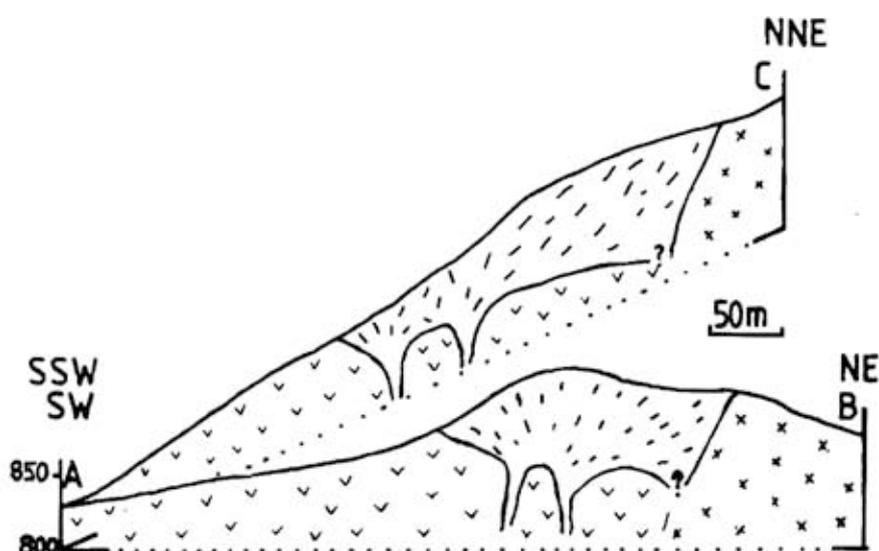


Figure VII-4: Coupes schématiques précisant l'organisation structurale de la brèche magmatique de la Tête des Sapins (Cf figure VII-1 pour la localisation.)

C. MECANISME DE FORMATION DE LA BRECHE MAGMATIQUE DE LA TETE DES SAPINS

1. Données pétrographiques sommaires sur les différents faciès

L'encaissant des filons composites est constitué par un cumulat vaugnéritique étudié au chapitre III (cumulat de type B). Macroscopiquement, cette roche est caractérisée par la présence de grandes biotites centimétriques cloisonnantes.

Les enclaves sont formées d'une microdiorite sombre à plagioclase (An40), amphibole, biotite et minéraux opaques (cf. chapitre IV). La matrice de la brèche magmatique est représentée par un faciès monzodioritique leucocrate à plagioclase (An20), amphibole, biotite, feldspath potassique et rares opaques (cf. chapitre V).

2. Structure d'un filon composite

De très belles observations sur les filons composites peuvent être réalisées sur une paroi rocheuse exposée au Sud, à une dizaine de mètres du bord du chemin forestier qui contourne la Tête des Sapins par le Sud. Ces observations, réalisées sur plusieurs filons composites, sont synthétisées fig. VII.5 .

a) Relations microdiorite-monzodiorite

Dans la caisse filonienne, dont la puissance est d'ordre métrique, le contact microdiorite - monzodiorite est franc et rectiligne. Parallèle à ce contact, les deux faciès développent une nette structuration planaire. Localement, des enclaves très allongées de microdiorite peuvent être observées au voisinage du contact. Celles-ci témoigneraient d'une différence de vitesse d'écoulement (et donc de déformation) entre les deux matériaux lors de l'injection dans la caisse filonienne.

Dans la partie supérieure, le filon s'évase. Le contact entre les deux faciès devient sinueux, lobé, puis extrêmement contourné jusqu'à se refermer sur lui-même et ainsi individualiser des enclaves microdioritiques décimétriques dans la matrice monzodioritique. Les enclaves ainsi générées sont très bien calibrées et peu déformées. La fluidalité de la monzodiorite encaissante est nettement déviée au contact des enclaves.

Ainsi, dans la zone évasée, on passe d'un filon-composite où deux magmas sont juxtaposés, à une brèche magmatique, où le magma microdioritique est enclavé mécaniquement dans le magma monzodioritique.

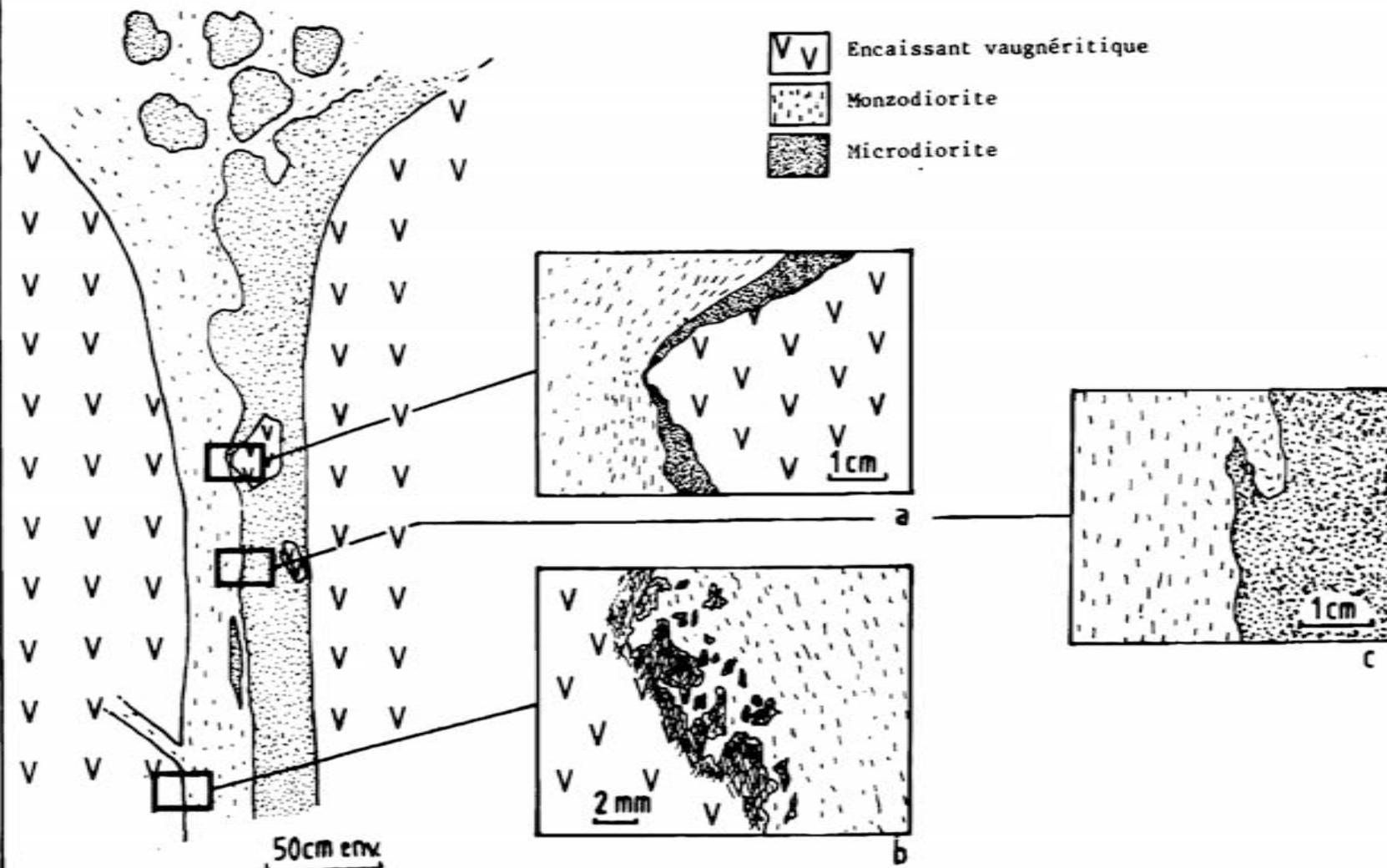
b) Relations microdioritique - encaissant vaugnéritique

A l'éponte qui met en contact la microdiorite et l'encaissant, ce dernier développe une bordure réactionnelle à amphiboles d'environ deux millimètres de puissance, témoignant ainsi du contraste de température important lors de l'injection.

Par ailleurs, la microdiorite renferme des enclaves décimétriques anguleuses d'encaissant. Ces enclaves présentent également une "bordure de réaction" ; elles se comportent comme des corps rigides et dévient la fluidalité de la microdiorite : leurs mouvements semblent se traduire essentiellement par des rotations (fig. VII.5a).

Figure VII-5: SCHEMA DE LA STRUCTURE INTERNE D'UN FILON COMPOSITE

Relations entre les différents faciès, à partir d'observations effectuées sur les parois rocheuses en x= 932,610; y=325,745. (cf. Figure VII-1)



c) Relations monzodiorite - encaissant vaugnéritique

Le contact entre ces deux faciès est net, tranché. La fluidalité planaire de la monzodiorite est parallèle à l'éponte. L'encaissant développe ici également une bordure réactionnelle très riche en amphibole d'une puissance de 3 à 5 millimètres. Cette bordure de recuit peut être localement déchiquetée en micro-enclaves (fig.VII.5b). La monzodiorite se met en place également sous forme de petites injections latérales de puissance centimétriques. L'absence de microdiorite dans ces filonets latéraux témoignerait de l'ouverture plus tardive de ceux-ci.

d) Conclusions

Ces différentes observations sur la structure d'un filon composite et sur les relations entre les faciès en présence conduisent aux remarques suivantes :

- Les matériaux monzodioritique et microdioritique sont contemporains;
- Leur injection simultanée dans des caisses filoniennes conduit à la formation de brèches magmatiques;
- Au moment de l'injection, l'encaissant vaugnéritique était cristallisé, en voie de consolidation, voire même refroidi.

3. Approche de la rhéologie des magmas lors de l'injection

Le calcul des viscosités des magmas lors de leur injection dans la caisse filonienne nécessite la connaissance de la température, de la teneur en eau et de l'état de cristallisation des corps en présence. Des estimations de ces paramètres peuvent être faites à partir des observations texturales.

L'absence de bordure figée dans les enclaves suggère que les deux magmas étaient en équilibre thermique. Par ailleurs, l'important développement des phases précoces hydratées, tant dans la microdiorite que dans la monzodiorite indique une teneur en eau non négligeable. L'intense altération tardimagmatique dans la monzodiorite va également dans le sens d'une sursaturation en fin de cristallisation.

Les deux magmas étaient à des températures inférieures à leur liquides, que l'on peut estimer à 900 °C ($\pm 50^\circ\text{C}$), compte tenu des remarques précédentes et des données expérimentales sur les solidus de roches de composition voisine (Wyllie, 1971 - Robertson et Wyllie, 1971a et b).

A une telle température, il apparaît clair que le magma dioritique est plus proche de son solidus que le magma monzodioritique. Aussi, pour les deux magmas respectivement, sera pris en compte un volume de cristaux de 35 % et de 20 %. (Ce paramètre influe en fait très peu sur le résultat).

A partir de ces estimations de température, ont été calculées les viscosités de chaque magma pour des teneurs en eau compatibles avec les observations. Les résultats sont reportés dans le tableau VII.1. La méthode de calcul est celle de Bottinga et Weil (1972) simplifiée par Shaw (1972).

	2 % H ₂ O	3 % H ₂ O	4 % H ₂ O	5 % H ₂ O
diorite 900° C 35 % minéraux formés	1,72 10 ⁴	7,16 10 ³		
monzodiorite 900°C 20 % minéraux formés			1,84 10 ⁴	7,44 10 ³

Tableau VII.1 : Valeurs des viscosités des magmas dioritique et monzodioritique en fonction de la teneur en H₂O.

De telles valeurs ne sont bien évidemment à retenir qu'à titre indicatif. Par ailleurs, dans l'étude des mécanismes de déformation des magmas lors de l'écoulement (cf. infra), ce n'est pas tant la valeur absolue de la viscosité qui est à prendre en compte que le rapport des viscosités entre une enclave (ou une population d'enclave) et sa matrice.

Nous retiendrons que, dans le cas qui nous préoccupe, le rapport R

$$R = \frac{\text{Viscosité d'une enclave}}{\text{Viscosité de sa matrice}}$$

est voisin de l'unité, au moment de l'injection. Il est évident, que les températures de solidus des deux magmas étant différentes, le rapport R ne peut que croître avec la cristallisation et jusqu'à la consolidation totale de l'ensemble de la formation bréchique.

4. Conditions de déformation de la brèche magmatique de la Tête des Sapins

Les matériaux hétérogènes que constituent les brèches magmatiques sont des objets de choix pour l'étude des conditions de déformation. Dans

notre cas, nous avons de plus la chance de pouvoir observer différents stades de la déformation des enclaves lors de leur écoulement, depuis leur zone de formation à l'émission des filons composites jusqu'à leur position actuelle dans le gisement.

Ainsi, l'observation de la forme des enclaves, des fabriques des enclaves et de leur matrice, comparée aux résultats expérimentaux, nous permettra d'éclairer les processus de déformation lors de la mise en place.

a) Evolution de la forme des enclaves

Au voisinage de la zone d'émission, les enclaves bien calibrées (de taille décimétrique à pluridécimétrique) ont une forme généralement arrondie (fig. VII.2). Elles se présentent comme des corps peu déformés et sont assimilables, à ce stade, à des portions de magma dioritique dans le magma monzodioritique. Pour réduire les énergies de surface, les enclaves tendent vers une forme sphérique à l'image de gouttelettes d'huile dans du vinaigre.

Lorsque l'on s'éloigne des zones d'émission, en se dirigeant vers le Nord-Est (cf. fig. VII.1) et en montant dans la topographie (cf. fig. VII.4), les enclaves se présentent comme des corps déformés, en forme de galettes. Des observations faites dans des plans proches de la normale au plan de fluidalité planaire montrent que les enclaves présentent des sections elliptiques, avec un rapport $\frac{a(\text{grand axe})}{b(\text{petit axe})}$ voisin de 5. Les rares faces d'observation situées dans le plan de fluidalité planaire ne permettent pas de mettre en évidence une fluidalité linéaire.

b) Evolution des fabriques des enclaves et de la matrice

Les affleurements situés proche des filons composite montrent des fluidalités de la matrice monzodioritique contournées au contact des enclaves (fig.VII.2). En un point donné, lorsqu'une structuration planaire se dessine, les enclaves apparaissent fréquemment obliques par rapport à celle - ci (fig.VII.6).

Dans ces mêmes zones, les enclaves présentent des textures microgrenues dans lesquelles aucune orientation des minéraux n'est décelable.

Au contraire, lorsque les enclaves sont très déformées -i.e loin des zones d'émission- leurs structures planaires sont bien exprimées et rigoureusement parallèles aux structures observables dans la matrice monzodioritique.

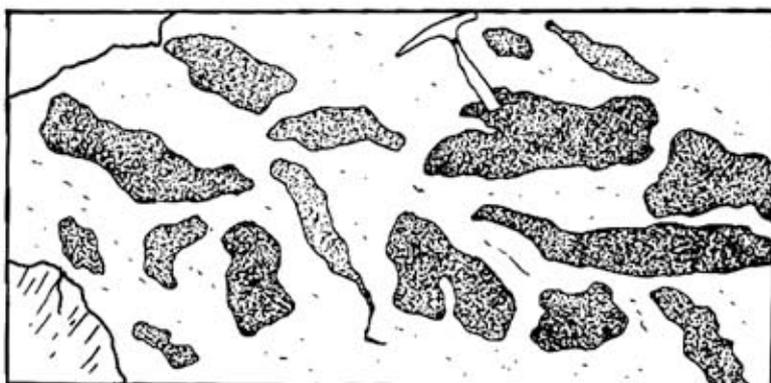


Figure VII-6: Enclaves de microdiorite en position oblique par rapport au plan de fluidalité planaire. (Flanc Ouest de la Tête des Sapins.)



Figure VII-7: Enclave vaugnéritique non déformée dans la brèche magmatique de la Tête des Sapins.

Par ailleurs, des structures mineures, tels que des phénomènes de filter-press (Propach, 1973) ou la présence d'enclaves de vaugnérite non déformées loin des zones d'émission (fig. VII.7) attestent d'une part de l'inhomogénéité du régime d'écoulement de l'ensemble enclaves-matrice et d'autre part de l'importance des distances de transport lors de l'écoulement.

D. A LA RECHERCHE D'UN MODELE DE DEFORMATION

1. Synthèse des données d'observation

L'ensemble des observations de terrain appellent les commentaires suivants :

- a. La brèche magmatique de la Tête des Sapins résulte de la mise en place de deux magmas contemporains ; la désagrégation mécanique du magma dioritique en enclaves dans la matrice monzodioritique s'effectue à l'émission de filons composites nourriciers.
- b. L'ensemble enclaves-matrice subit un écoulement puisqu'on retrouve des enclaves à plusieurs centaines de mètres de leur lieu de formation, lorsque l'on s'éloigne des zones d'émission vers le Nord-Est en montant dans la topographie. Les enclaves sont alors déformées en galettes.
- c. La brèche magmatique de la Tête des Sapins est une formation plutonique, qui se met en place sur un plancher vaugnéritique et qui avait vraisemblablement un toît aujourd'hui érodé.

2. Apport des données expérimentales

Comme le souligne très justement Marre (1973, 1982), il est très difficile d'identifier sur le terrain si l'on est en présence d'une déformation par cisaillement simple (glissement) ou par cisaillement pur (aplatissement). En effet, la reconnaissance d'un des deux types de déformation précités n'est possible que lorsque l'on connaît avec exactitude le repère de déformation, i.e l'orientation du plan de glissement maximum (cisaillement simple) ou du plan d'aplatissement (cisaillement pur). Cela nécessite sur le terrain de pouvoir observer les contacts entre les formations, ce qui est malheureusement rare.

Les travaux de Gay (1968a et b), partant sur l'étude de la déformation de fluides inhomogènes, permet cependant d'avoir une estimation du taux de la déformation finie. Sur la figure VII.8a, sont reportées les

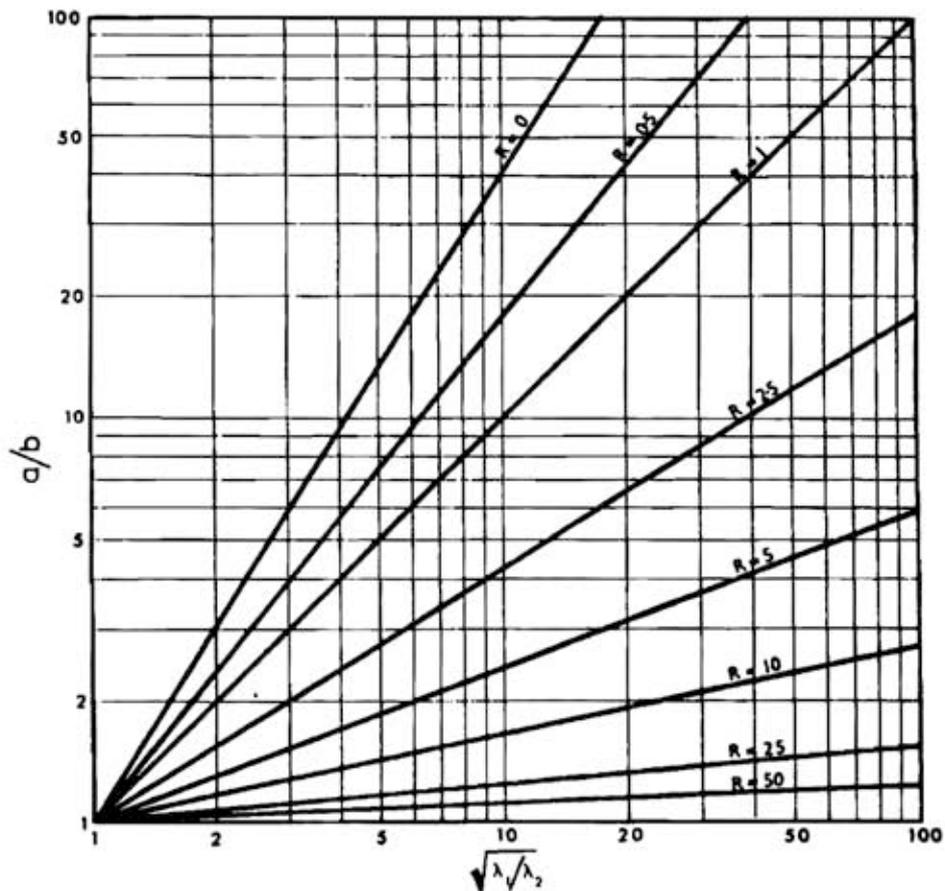


Figure VII.8a: Variation du rapport des axes d'une particule déformable lors d'un cisaillement pur. a/b = rapport des axes de la particule; $\sqrt{\lambda_1/\lambda_2}$ = rapport des axes de l'ellipse des contraintes; R = rapport des viscosités entre la particule et sa matrice.

variations des rapports a/b d'une particule initialement circulaire pendant un cisaillement pur, pour différents rapports de viscosité particule/matrice. Si l'on se place dans le cas d'un rapport de viscosité voisin de l'unité (estimation argumentée au §B3), à un rapport a/b de 5 correspond un taux d'aplatissement de 5 ($\sqrt{\lambda_1/\lambda_2} = 5$). Autrement dit, un cube de brèche magmatique d'un mètre d'arête se transformera en un parallélépipède de 20 cm de hauteur après déformation !

Par ailleurs, si l'on interprète une telle déformation en terme de cisaillement simple, l'abaque construit par Gay (1968a) (fig.VII.8b) nous donne une intensité de cisaillement γ voisine de 2, pour un rapport de viscosité considéré comme égal à l'unité.

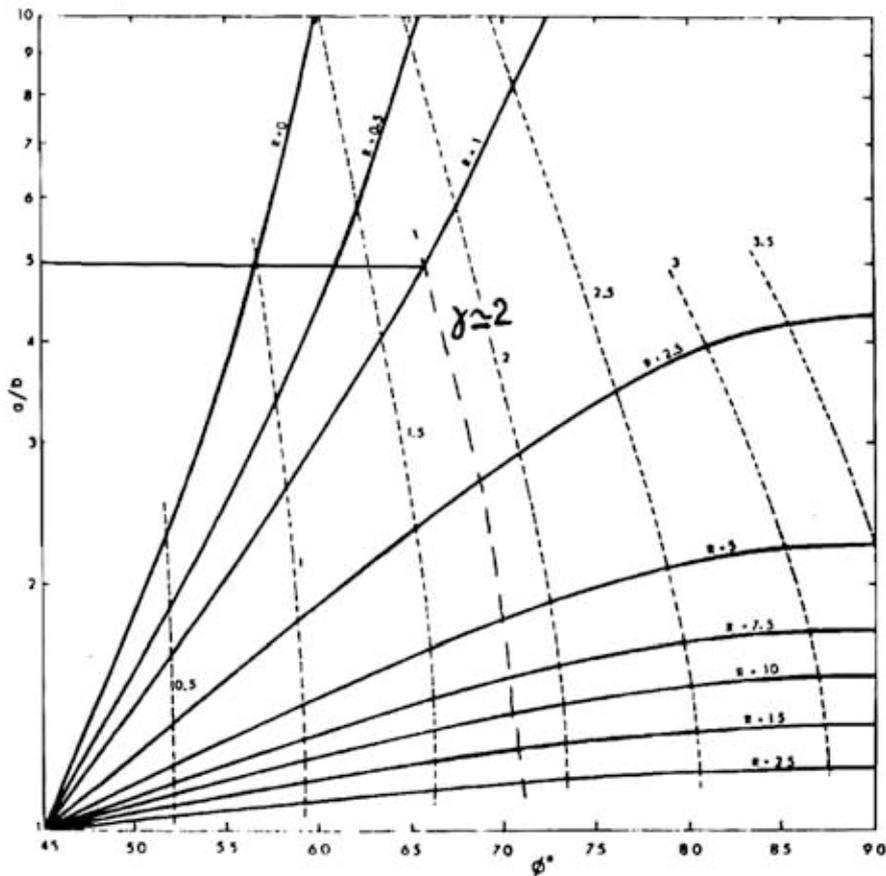


Figure VII.8b: Parcours de déformation par cisaillement simple pour des particules déformables de forme initialement sphérique. Les courbes en trait gras représentent les parcours de déformation et sont calculées numériquement (Gay,1968) pour les différentes valeurs de R indiquées. Les lignes en tiretés représentent les courbes d'égale intensité de cisaillement simple pour chaque γ . a/b = rapport des axes des particules.

3. Conclusions : proposition d'un modèle de déformation

S'il est clair, d'après les observations de terrain que la brèche magmatique s'est écoulée sur une distance importante, il ne paraît pas évident que l'intense déformation des enclaves soit à rapporter uniquement à une déformation par cisaillement simple. Sans qu'il soit définitivement

possible de trancher, il paraît raisonnable de faire intervenir également un mécanisme d'aplatissement, notamment dans les parties hautes de la formation bréchique, en relation avec la proximité d'un toit offrant une forte résistance à la mise en place. Un schéma illustrant ce modèle est présenté fig. VII.9.

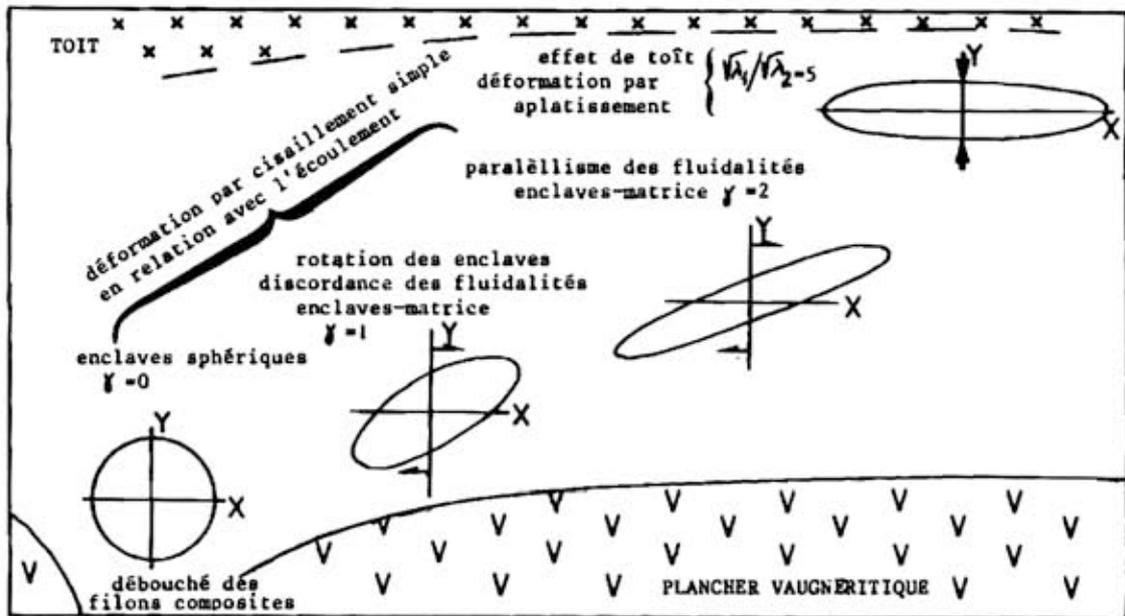


fig.VII.9 : Modèle de déformation de la brèche magmatique de la Tête des Sapins

Le scénario de mise en place de la brèche magmatique peut se résumer en quatre stades :

Stade 1 : Injection simultanée des deux magmas microdioritique et monzodioritique et individualisation d'enclaves grossièrement sphériques (cf. fig. VII.2)

Stade 2 : Initialisation de la déformation par écoulement de l'ensemble enclaves + matrice, se marquant par des rotations d'enclaves et par des discordances locales entre fluidalité de la matrice et allongement des enclaves (cf. fig. VII. 6)

Stade 3 : Déformation de plus grande intensité de l'ensemble enclaves + matrice. La forme des enclaves peut alors être assimilée à l'image de l'ellipsoïde de déformation de l'ensemble. On tend vers un parallélisme entre contacts enclaves-matrice, fluidalités internes des enclaves et fluidalités de la matrice (cf. fig. VII.7).

Stade 4 : Dans la partie sommitale, les magmas sont bloqués par un toit résistant à la mise en place. La déformation résultante peut être schématisée par un aplatissement de grande intensité.

E. ETUDE CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE DE L'INTERFACE MAGMA-MAGMA DANS LA CAISSE FILONIENNE

1. Position du problème

L'objectif de ce paragraphe est de préciser à partir d'une étude minéralogique et chimique d'un filon composite la nature et l'importance des échanges thermiques et chimiques entre les deux liquides magmatiques au voisinage de leur interface. Ce problème des relations entre magmas contemporains a été abordé sur des associations de type granite-basalte, où le fort contraste de chimisme suggérait à priori des échanges importants (Wiebe, 1973 ; Yoder, 1973 ; Gamble, 1979). Par ailleurs, des études expérimentales sur la diffusion chimique des éléments majeurs entre des liquides de compositions variées ont été effectuées au laboratoire (Yoder, 1971 ; Alibert, 1980).

Les résultats de ces différentes études, comparés à ceux exposés dans ce chapitre nous conduiront à discuter l'importance des mécanismes de diffusion entre magmas à mise en place contemporaine.

Pour notre étude, un échantillonnage complet d'un profil d'un filon composite a été effectué. De plus, trois sondages carottés ont été réalisés entre les zones dioritique et monzodioritique dans le but d'obtenir des prélèvements aussi représentatifs que possible pour le dosage des éléments majeurs et mineurs*.

2. Données pétrographiques au voisinage de l'interface

a) La zone microdioritique

La texture de la zone microdioritique est microgrenue fluidale. Cependant, au voisinage de l'interface, la taille du grain diminue sur une épaisseur de 1 à 2 mm. Dans cette frange, le pourcentage volumique de biotite et de minéraux opaques augmente de façon nette tandis que l'amphibole se raréfie. Les minéraux opaques (magnétite et titanomagnétite) apparaissent également surconcentrés dans cette zone.

Le plagioclase se présente en lattes de tailles comprises entre 0,1 et 0,3 mm. Le coeur de ces plagioclases est toujours totalement transformé en séricite ; la bordure est en revanche zonée et limpide. Cette phase minérale est un excellent marqueur de la fluidalité planaire, parallèle au plan d'interface.

*Le dosage des éléments majeurs et mineurs a été réalisé par quantométrie au Centre de Recherches Pétrographiques et géochimiques (CNRS) de Vandoeuvre (A. Govindaraju).

Au cœur de certaines amphiboles, peuvent être observés des agrégats microcristallins fortement réfrigents qui correspondent vraisemblablement à un ancien pyroxène destabilisé.

b) La zone monzodioritique

La texture de la zone monzodioritique est microgrenue fluidale. Aucune variation texturale n'est observable au voisinage de l'interface. Les feldspaths, de taille comprise entre 0,5 et 2 mm se présentent fréquemment en individus aux contours arrondis, développant des macles courbes.

Dans la zone de contact, le pourcentage volumique de feldspath potassique et d'opagues baisse de façon sensible, alors que celui du plagioclase augmente.

c) Le zonage des plagioclases

L'étude du zonage des plagioclases au voisinage de l'interface permet de mettre en évidence l'existence des échanges chimiques entre les deux magmas.

Cette étude n'a pu se faire que sur les zones externes des cristaux en raison de la forte transformation en séricite qui affecte systématiquement les coeurs de ces minéraux. C'est également cette séricitisation qui interdira de procéder à des calculs de bilans chimiques globaux. En effet, la répartition de l'altération est fonction du pourcentage volumique des plagioclases d'une part, et d'autre part de la basicité de ceux-ci. En effet, comme l'ont montré Bébien et Gagny (1982), l'intensité de la séricitisation est étroitement liée à la teneur en anorthite des plagioclases.

Les résultats obtenus, reportés sur la fig.VII.10, suggèrent très fortement un transfert de Ca du magma dioritique vers le magma monzodioritique. Par ailleurs, l'existence d'une zone microdioritique à grain plus fin à l'interface semble à mettre en relation avec une perte de chaleur du magma dioritique vers le magma monzodioritique. Un tel phénomène est susceptible d'entraîner une surfusion du magma dioritique, dont il a été montré (Lofgren, 1972) qu'elle conduisait à la cristallisation de plagioclase plus sodique.

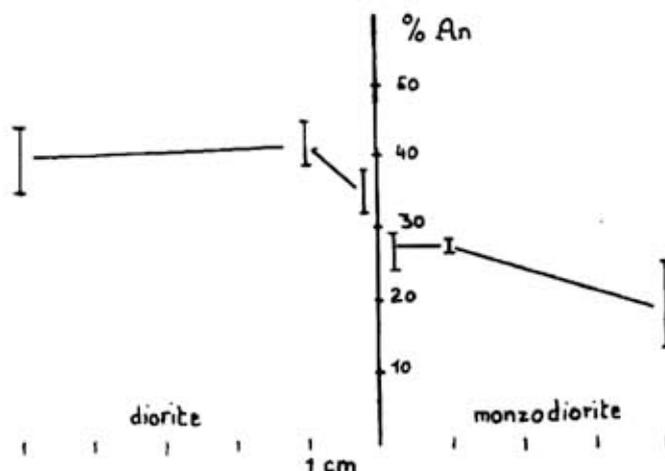


Figure VII-10: Zonage des plagioclases au voisinage de l'interface (fourchettes des mesures à la microsonde.) Les fourchettes de variations correspondent aux écarts entre les valeurs extrêmes mesurées.

Dans la zone monzodioritique, les plagioclases présentent une structure complexe qu'il n'a pas été possible d'étudier en détail compte tenu de la forte séricitisation. Néanmoins, on peut remarquer que :

- Les fourchettes d'étalement des teneurs en anorthite sont plus resserrées au voisinage de l'interface ;
- Les teneurs en anorthite sont en moyenne plus élevées dans la zone de contact.

3. Estimation du temps de solidification du filon composite

L'histoire du refroidissement et de la cristallisation d'un filon composite est vraisemblablement très complexe. Il est cependant possible d'estimer, à partir d'un certain nombre d'hypothèses qu'autorisent les observations pétrographiques, le temps au bout duquel le filon composite se serait solidifié. Pour se faire, nous avons utilisé la méthode exposée par Jaeger (1968), en utilisant les données suivantes :

- température du filon composite $T_0 = 850^\circ$
- demi-largeur du filon composite $a = 25 \text{ cm}$
- diffusivité thermique dans l'encaissant et le magma $k = 0,01 \text{ cm}^2/\text{s}$
- température de solidification $T = 700^\circ\text{C}$.

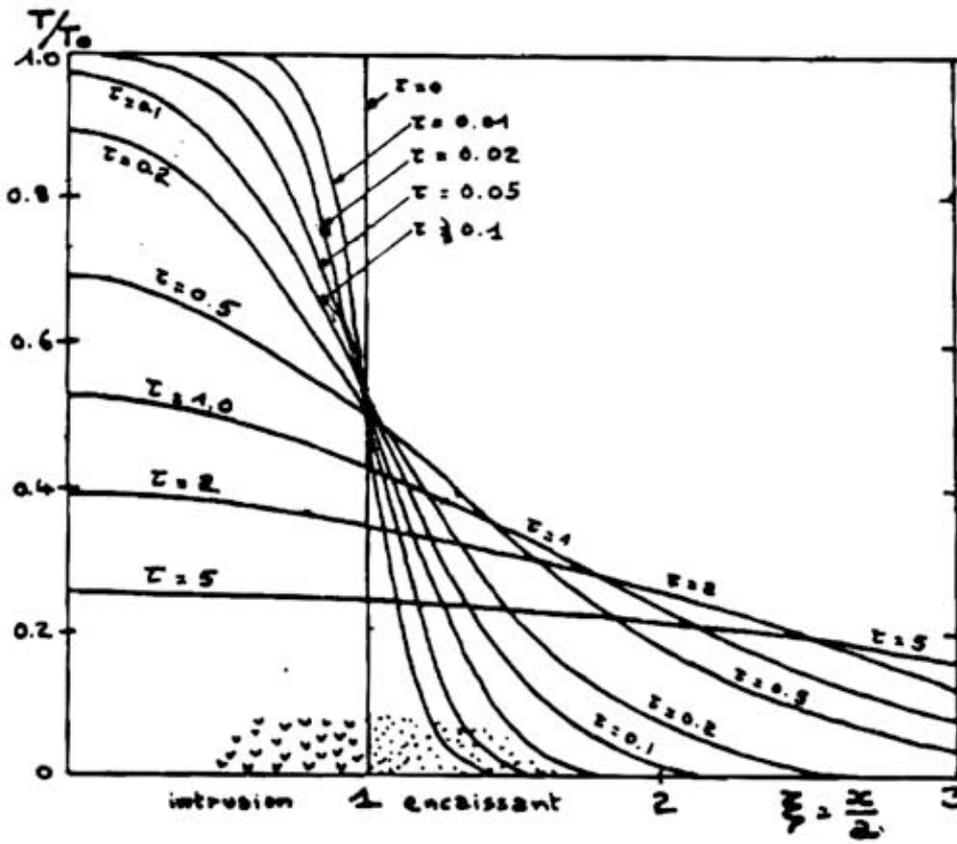


Figure VII-11: Abaque permettant le calcul de la température en tout point d'une intrusion et de son encaissant. (Jaeger 1968)

$$T/T_0 = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erf} \frac{\xi+1}{2\sqrt{\tau}} - \operatorname{erf} \frac{\xi-1}{2\sqrt{\tau}} \right]$$

- T_0 : température initiale du magma
- T : température en un point donné
- t : temps après l'intrusion
- k : diffusivité thermique
- x : distance du centre de l'intrusion
- a : demi-épaisseur de l'intrusion

La température en tout point de l'intrusion et de son encaissant est donnée par la formule : (Carslaw et Jaeger, 1959 ; et abaque figure VII.11)

$$T/T_0 = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erf} \frac{\xi+1}{2\sqrt{\tau}} - \operatorname{erf} \frac{\xi-1}{2\sqrt{\tau}} \right]$$

où $\xi = \frac{x}{a}$ (x = distance du centre de l'intrusion)

$$\tau = \frac{kt}{a^2} \quad (t = \text{temps})$$

et erf u est une fonction erreur dont les valeurs sont connues pour tout u (cf. Jaeger 1968).

En se plaçant en magma statique et en considérant que l'intrusion s'est faite instantanément dans un encaissant froid*, il ressort des calculs que le centre de l'intrusion est à une température de 700°C au bout de 46 heures après l'intrusion. Cette dernière valeur doit être considérée uniquement comme une estimation ; elle permet de rester dans les limites d'un "bons sens géologique" sur lequel pourront s'appuyer des interprétations ultérieures. Il est à remarquer que des valeurs du même ordre de grandeur ont été proposées par Wiebe (1973) pour la sodification d'un filon composite associant basalte et granite. Il est bien évident que les hypothèses simplificatrices nécessaires au calcul ne peuvent fournir qu'une valeur approchée vraisemblablement sous estimée (on ne tient pas compte, notamment, de la chaleur latente de cristallisation).

4. Echanges chimiques au voisinage de l'interface.

a) Les données brutes roches totales

Les profils de variations des compositions chimiques au voisinage de l'interface entre microdiorite et monzodiorite sont reportés sur la fig. VII.12 (cf. également tableau VII.2).

*Ces hypothèses simplificatrices sont nécessaires pour le calcul. Il est bien clair que avec l'écoulement des magmas, l'encaissant vaugnéritique est réchauffé. Il a été montré (Laffite 1958, Jaeger 1961) que cela influençait peu la valeur calculée par ailleurs (d'un facteur 2 tout au plus). L'hypothèse d'un encaissant froid reste donc utilisable.

	3H2	4M	4L	4K	4J	4I	3G2
SiO ₂	48,59	51,78	48,96	55,96	56,53	55,37	55,32
Al ₂ O ₃	16,94	17,81	18,01	20,47	20,51	19,99	19,63
Fe ₂ O ₃ T	12,44	7,21	10,08	3,93	4,75	6,29	6,07
MnO	0,17	0,21	0,21	0,05	0,07	0,06	0,06
MgO	4,67	5,07	5,37	1,92	1,87	1,84	1,98
CaO	7,15	7,59	7,22	4,59	4,09	3,60	3,71
Na ₂ O	3,73	4,15	3,78	5,37	5,19	5,02	4,87
K ₂ O	2,45	1,80	2,47	3,32	3,97	4,29	4,58
TiO ₂	1,56	1,54	1,74	0,79	0,83	0,84	0,89
P ₂ O ₅	0,41	0,47	0,49	0,29	0,23	0,18	0,22
P.F.	1,08	1,97	1,30	2,11	1,35	1,38	1,35
Total	99,19	99,60	99,63	98,80	99,39	98,86	98,68
Ba	1248	623	958	2143	2676	2862	2997
Rb	133	83	135	118	133	141	157
Sr	512	573	488	730	668	622	620
	DIORITE			INTERFACE		MONZODIORITE	

Tableau VII - 2 : Compositions chimiques de la diorite et de la monzodiorite au voisinage de l'interface. Les analyses 3H et 3G correspondent à des échantillons prélevés hors de la zone de l'interface et considérés comme " non contaminés ".

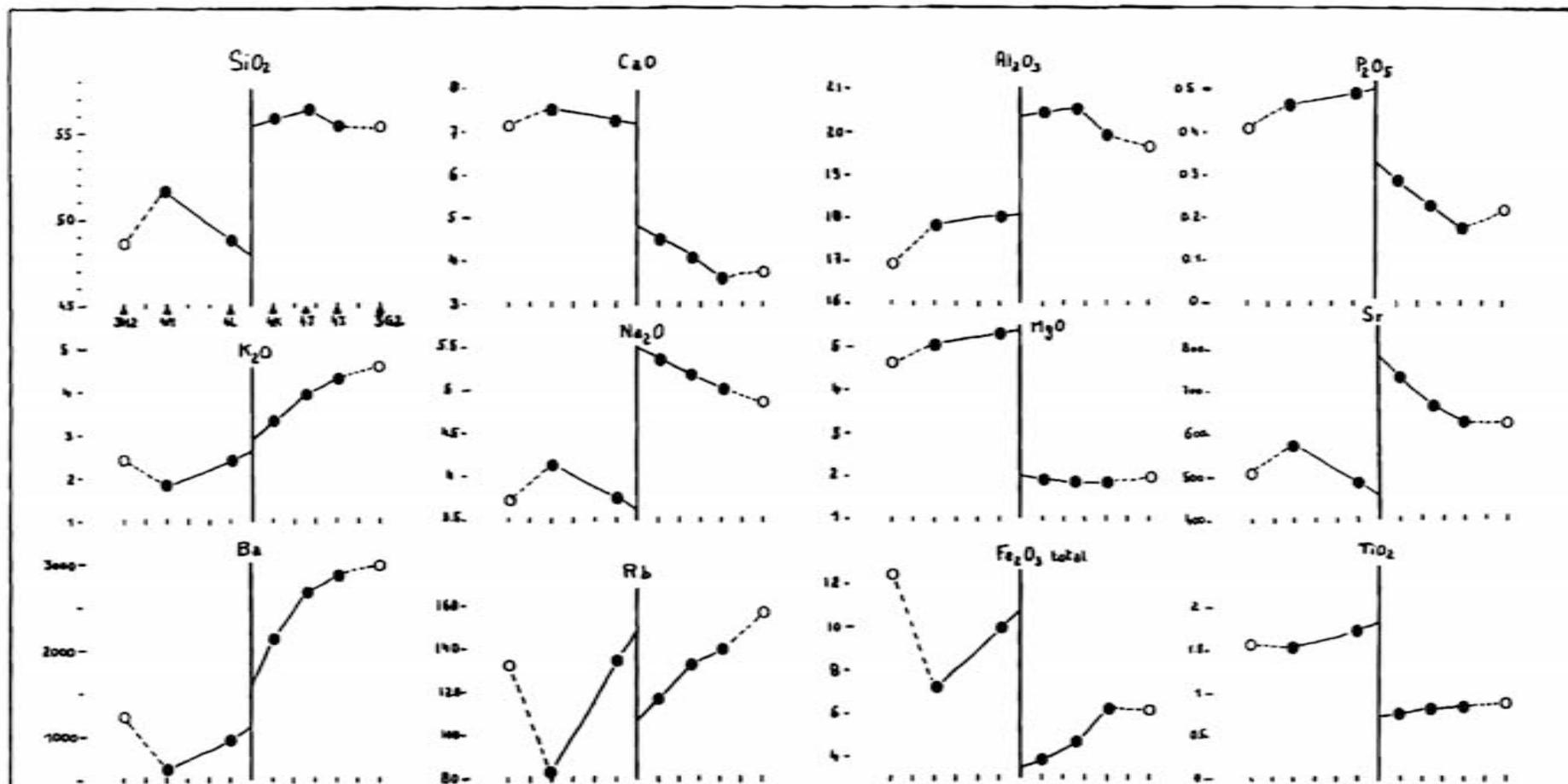


Figure VII-12: Variations chimiques (analyses roches totales) à l'interface entre monzodiorite et microdiorite. En abscisse une division représente environ 5mm. Les cercles pleins correspondent aux échantillons prélevés à l'interface. Les cercles en creux représentent des échantillons prélevés hors de la zone de l'interface. Les analyses sont reportées dans le tableau VII-2.

Les observations pétrographiques (augmentation de la biotite dans la microdiorite et diminution du feldspath potassique dans la monzodiorite) suggéraient des échanges, notamment d'alcalins. De tels échanges, que la fig. VII.12 met en évidence de façon nette, n'ont pu se produire que lorsque monzodiorite et microdiorite étaient encore à un stade magmatique. Par ailleurs, le calcul du temps de solidification du filon composite indique que les échanges chimiques que l'on observe se sont développés en un laps de temps de l'ordre de la journée après la mise en contact des deux magmas.

L'examen de la fig. VII.12 laisse apparaître qu'au voisinage du contact, la monzodiorite est appauvrie en K, Ba, Rb, Fe et enrichie en Ca, Na, Sr et P. Au voisinage de la monzodiorite, la microdiorite s'enrichit en K, Ba, Rb, Fe et Ti à un moindre degré, tandis qu'elle s'appauvrit en Si, Ca, Na et Sr.

b) Les données sur minéraux

Des analyses microsonde sur les phases ferromagnésiennes (biotite et amphibole) ont été réalisées dans la zone de contact. Les résultats reportés dans le tableau VII.3 montrent que les compositions des phases ne varient pas de façon sensible ni dans la zone microdioritique, ni dans la zone monzodioritique. Les variations des éléments lisibles en analyse roche totale correspondent donc à des variations des pourcentages modaux des différentes phases minérales au voisinage de l'interface.

c) Discussion et interprétation

Les phénomènes de diffusion entre deux liquides magmatiques ont pour conséquence première la production dans la zone de contact, de liquides de composition intermédiaire, résultant d'une tendance à la réduction des gradients chimiques initiaux. Un tel phénomène général peut être illustré par les gradients de K_2O , Ba (fig.VII.12), voire celui de CaO. En revanche les comportements de Rb, Na_2O , Sr et Fe_2O_3 vont dans le sens d'une diffusion à contre gradient thermique (phénomène de "up-hill diffusion"), qu'il convient d'expliquer. Dans le but d'interpréter de tels comportements de certains ions, nous allons, dans un premier temps, tenter d'effectuer des corrélations entre éléments d'une part, et entre éléments et minéralogie d'autre part.

N° éch.	3H2		4L		4K		3G2	
	Bi	Amph	Bi	Amph	Bi	Amph	Bi	Amph
SiO ₂	36.92	47.53	36.59	47.71	35.76	47.38	35.92	49.06
Al ₂ O ₃	14.89	6.69	14.49	6.89	14.30	6.12	13.91	5.08
FeO	19.02	15.80	19.88	15.41	18.75	16.16	18.60	14.00
MnO	0.28	0.27	0.42	0.35	0.23	0.31	0.22	0.44
MgO	12.11	12.51	11.87	12.49	12.03	12.95	11.68	13.89
CaO	0.03	12.63	0.00	11.87	0.01	11.95	0.00	12.15
Na ₂ O	0.08	1.00	0.14	1.07	0.15	0.85	0.12	0.74
K ₂ O	9.12	0.64	9.43	0.69	8.53	0.64	9.30	0.40
TiO ₂	3.85	1.03	4.45	1.30	4.06	1.52	4.43	0.90
Total	96.36	98.09	97.27	97.78	93.83	97.89	94.19	96.70
DIORITE			INTERFACE			MONZODIORITE		

Tableau VII-3: Analyses chimiques des biotites amphiboles de part et d'autre de l'interface. Se reporter à la figure VII-12 pour la localisation des échantillons.

Dans cet ordre d'idées, le simple examen de la fig. VII.12 nous autorise les remarques suivantes :

- Les comportements de K, Ba et Rb sont similaires et à relier aux variations de la teneur en feldspath potassique et biotite respectivement dans la monzodiorite et la microdiorite.
- Les gradients de concentration de Na et Sr sont identiques et illustrent d'une part, la forte "affinité" du Sr pour le plagioclase, et d'autre part, les variations modales de ce minéral.
- Les profils de concentration de Fe et Ti sont semblables et peuvent être liés à la répartition de la biotite et des minéraux opaques.
- Les travaux expérimentaux ont montré que la mobilité d'un cation donné pouvait être influencée par la diffusion d'autres cations. Un tel phénomène est certes susceptible d'expliquer les profils obtenus dans notre étude par Na ou Sr. Cependant, il nous semble ici plus plausible de faire intervenir des phénomènes de cristallisation de phases minérales spécifiques pour expliquer les diffusions à contre gradient.

En effet, il est vraisemblable de penser que le transfert de K, Ba et Rb en provenance du magma monzodioritique (directement lié au fort gradient initial) a induit la cristallisation précoce de biotite dans la zone de bordure du magma dioritique. Cette cristallisation de biotite a pour effets d'appauvrir le magma dioritique en K, Ba et Rb et de maintenir un gradient de concentration favorisant la poursuite du transfert de K, Rb et Ba en provenance du magma monzodioritique.

Dans un tel schéma interprétatif, le début de la cristallisation de feldspath potassique dans la monzodiorite, combiné au refroidissement de la zone de bordure de la microdiorite, est susceptible de stopper le mécanisme de diffusion.

Un mécanisme semblable engageant les minéraux opaques peut être invoqué pour rendre compte de la répartition du fer et du titane.

Dans le magma monzodioritique, la perte de K et l'apport de Na et Ca conduisent à la cristallisation d'un plagioclase plus calcique, vraisemblablement par augmentation du solidus de la zone de bordure.

L'ensemble des phénomènes observés peuvent être interprétés en termes de diffusion d'éléments entre deux liquides silicatés partiellement cristallisés et pour la partie magmatique résiduelle, hautement polymérisée. Dans de telles conditions, le rôle des phases fluides (en phase vapeur) ne doit pas être négligeable. Par manque de données sur ce problème, il est impossible de préciser le rôle exact joué par l'eau. Toutefois, les données expérimentales (Yoder, 1973 ; Smith 1974 ; Alibert, 1980) montrent que l'introduction d'eau dans un système favorise la diffusion de la plupart des espèces ioniques. Le fait que dans notre étude, les éléments considérés comme hygromagmaphiles (K, Rb) sont ceux qui présentent les migrations les plus évidentes, est peut être à mettre en relation avec l'expression d'une phase fluide dans le magma monzodioritique en fin de cristallisation.

Quoiqu'il en soit du mécanisme réel de la diffusion, il appert que celle-ci est favorisée par la cristallisation de phases spécifiques dans la zone de contact magma-magma, dans la mesure où celle-ci permet la conservation d'un fort gradient chimique.

F. CONCLUSIONS

L'étude, à différentes échelles, des relations entre les différents faciès observés dans le secteur de la Tête des Sapins, a permis de préciser :

- Le mécanisme de formation de la brèche magmatique par l'intermédiaire de filons composites d'alimentation ;
- L'organisation structurale de l'ensemble de la formation bréchique mise en place sur un plancher vaugnéritique ;
- L'intensité de la déformation de l'ensemble enclave-matrice sous l'action combinée d'un écoulement et d'un aplatissement en relation avec un toit de gisement aujourd'hui disparu ;
- La nature des échanges chimiques entre les deux magmas. Ceux-ci sont limités à une zone centimétrique à l'interface et mettent en jeu l'ensemble des cations à des degrés divers. Ceux-ci s'expliquent par la cristallisation spécifique de certaines phases minérales, notamment la biotite et les minéraux opaques.

De telles associations de faciès pétrographiques, dont les études de terrain montrent qu'ils possèdent une histoire magmatique de mise en place, d'écoulement et de cristallisation commune, sont nombreuses dans la littérature (cf. chapitre IX). Afin de clarifier notre propos (en opposition avec le contenu du chapitre suivant), nous avons choisi de donner à de telles associations de magmas contemporains l'appellation de brèche magmatique dynamique plastique. Cette désignation recouvre bien le caractère d'association intime de magmas (brèche magmatique) en liaison avec les phénomènes de mise en place (dynamique) sous un état rhéologique donné (plastique).

*o*o*o*

CHAPITRE VIII

BRÉCHIFICATION MAGMATIQUE AU TOIT DU COMPLEXE : LE SECTEUR DE LA TÊTE NIQUEUSE

A. PRESENTATION DU SECTEUR

La Tête Niqueuse est un sommet boisé culminant à 744 mètres, qui surplombe la **vallée de la Moselle** et forme la **limite** est de la surface d'érosion glaciaire du plateau de Corravillers (fig. VIII.1 et fig. I.3 p.18)

Les affleurements de ce secteur sont assez nombreux mais en général de piètre qualité ; un vigoureux brossage est bien souvent nécessaire pour dégager mousses et lichens, avant de pouvoir faire des observations de pétrologie structurale.

Les faciès pétrographiques sont nombreux et à l'intérieur de chaque subdivision reconnue à l'affleurement, plusieurs types différant essentiellement par leur grain, sont reconnaissables. Dans l'esquisse géologique présentée figure VII.1, nous nous sommes bornés à distinguer cinq faciès principaux ; ce choix s'est trouvé justifié à postériori par l'étude pétrographique et minéralogique (cf. 2ème partie). Ce sont :

- des volcanites kératophyriques, le plus souvent tuffacées voire à tendance ignimbrétique ;
- des dolérites massives ;
- des faciès monzonitiques, le plus souvent quartziques auxquels sont associés des pegmatites (cf. infra) ;
- des faciès dioritiques, mésocrates, microgrenus à grenus ;
- enfin , des lamprophyres, en gisement filonien, présentant une texture sphérolitique discrète.

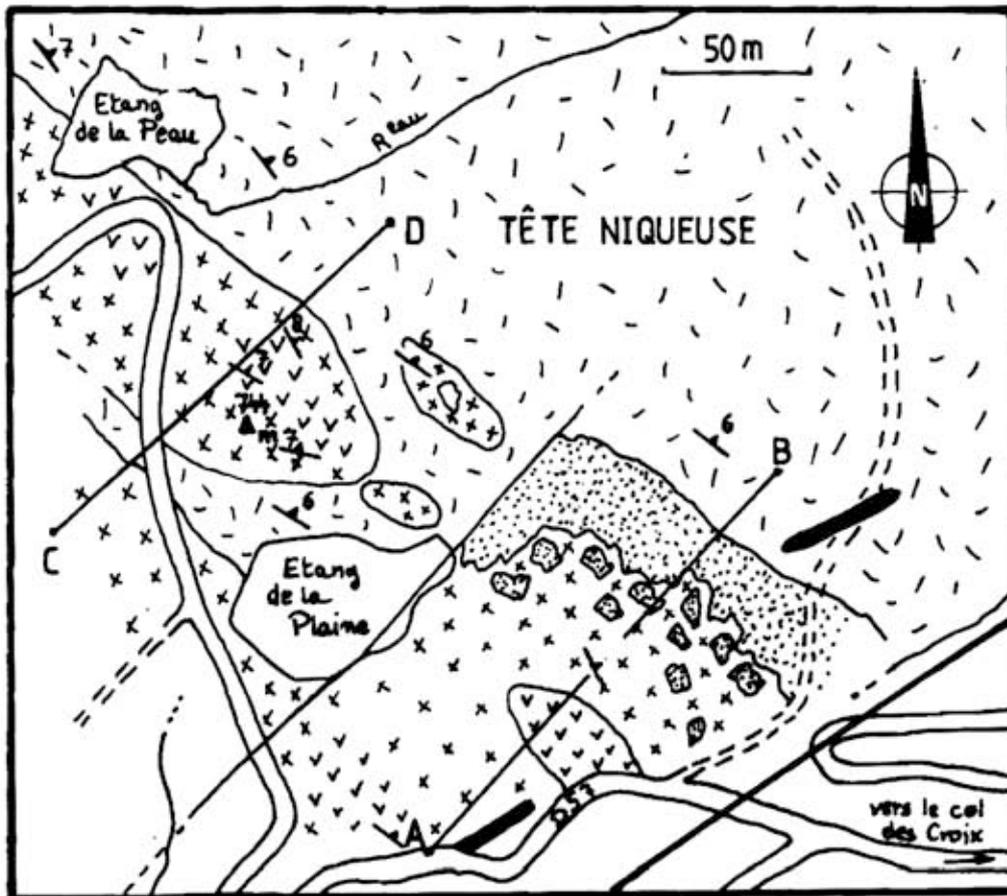


Figure VIII-1: Esquisse géologique et structurale du secteur de la tête Niqueuse.

-  lamprophyre
-  volcanisme k eratophyrique
-  monzonite
-  diorite
-  dolérite

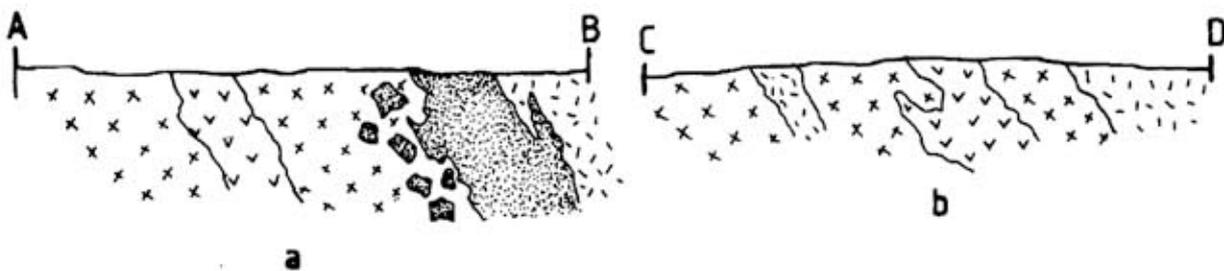


Figure VIII-2: Coupes schématiques illustrant les relations structurales entre les différents faciès de la tête Niqueuse.

B. ORGANISATION STRUCTURALE DE LA TETE NIQUEUSE

Les contacts entre les différents faciès pétrographiques ne sont observables que dans la zone des brèches magmatiques qui associent les dolérites massives en enclaves anguleuses dans un ciment monzonitique quartzique. Cependant, les mesures d'orientation des structures planaires magmatiques tant dans les faciès grenus et microgrenus que dans les volcanites kératophyriques permettent de dégager l'architecture d'ensemble de ce secteur.

Les diorites et monzodiorites se présentent dans la zone nord-ouest (fig. VIII.1 et 2b) en gisements allong es N.130-140 E. La concordance de structure entre les structures internes de ces faciès, leur allongement et les volcanites encaissantes conduisent à interpreter ces corps magmatiques grenus et microgrenus comme des sills ou des laccolites de faible puissance (50 à 100 m) mis en place à un niveau structural  lev e et "interstratifi es" dans l'encaissant volcanique. L'imbrication observée sur le terrain entre des faciès dioritiques et des faciès monzonitiques montrent que la structure de ces corps, que nous désignerons par le terme d' epiplutonite*, n'est pas simple. Deux hypothèses peuvent être proposées pour leur génèse :

- Les épiplutonites correspondent à des magmas mis en place sous forme de sills et diff erenci es dans leur gisement ;
- Les magmas dioritiques et monzonitiques mis en disponibilité à partir de chambres magmatiques distinctes, se sont inject es simultanément en profitant des mêmes structures.

Bien que, en l'état actuel des données sur la structure interne de ces corps, nous ne puissions pas rejeter définitivement cette deuxième hypothèse, notre préférence va à un mécanisme de différenciation interne pour expliquer la génèse des épiplutonites. L'étude des relations entre le volcanisme et le magmatisme viséen inférieur, développée dans la quatrième partie, validera pro parte cette interprétation.

* Cette terminologie d' epiplutonite est de Cl. GAGNY, en r ef erenc e au caractère plutonique de ces magmas exprim e cependant dans un contexte subvolcanique.

Dans la partie Sud-Est de la Tête Niqueuse, le contact entre plutonites et volcanites se fait par l'intermédiaire d'une zone de dolérites massives (cf. chapitre IV et fig.VIII.1 et 2a). Celles-ci sont intrudées et démantelées en enclaves par un magma monzonitique quartzique (fig.VIII.3). Les dolérites constituent donc un véritable écran à la mise en place des magmas monzonitiques sous forme d'épiplutonites. A ce titre, elles peuvent être interprétées comme le restant d'une carapace doléritique démantelée; les observations de Pétrologie Structurale réalisées sur les brèches magmatiques à différentes échelles (cf. infra) vont nous permettre d'aller plus avant dans l'interprétation de la structure de ce secteur.

C. LES BRECHES MAGMATIQUES DE LA TETE NIQUEUSE

Les brèches magmatiques de la Tête Niqueuse montrent une association de deux roches différentes :

- l'une est mélanocrate : le faciès type en est une dolérite magnésienne à grain fin et texture intergranulaire (cf. chapitre IV) ;
- l'autre est leucocrate : il s'agit d'une monzonite quartzique et de ses ultimes différenciés à tendance pegmatitique .

Dans un premier temps, nous allons nous attacher à présenter une collection d'observations réalisées tant sur le terrain qu'au microscope afin de caractériser les structures résultant de l'association de ces deux faciès (§ 1 à 4). La synthèse de ces données nous permettent de proposer une organisation d'ensemble de la brèche magmatique de la Tête Niqueuse (§ 5) et plus avant d'en discuter les processus pétrogénétiques (§ 6).

1. Organisations à l'échelle de l'affleurement

Sur certains affleurements, les brèches présentent un aspect tout à fait désordonné (fig. VIII.3). Les enclaves sont de toutes tailles, à contours anguleux et aux formes très irrégulières. Le plus souvent, aucune fluidalité d'enclaves n'est observable.

Cependant, lorsque le rapport volumique enclave/matrice diminue (1), les enclaves qui présentent un allongement ont tendance à se paralléliser. Certaines enclaves montrent alors des déplacements qui traduisent des effets de rotation et de cisaillement (fig. VIII.4).

Dans certaines zones, les dolérites n'apparaissent plus en enclaves



Figure VIII-3: Aspect à l'affleurement des brèches magmatiques de la tête Niqueuse. Des enclaves doléritiques de toutes tailles, aux formes anguleuses, sont emballées dans une matrice monzonitique (plan d'observation vertical, orienté N100E).

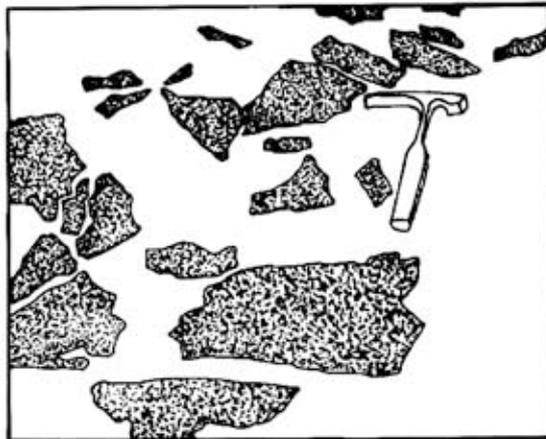


Figure VIII-4: Aspect à l'affleurement des brèches magmatiques de la tête Niqueuse. Localement, les enclaves de section parallélépipédique dessinent une orientation fruste.

mais en masses décamétriques découpées par un réseau serré de filonets acides de teinte blanchâtre. La puissance de ces filonets est variable, millimétrique à décimétrique. Leur organisation n'est pas quelconque : ils se disposent en un réseau grossièrement orthogonal et peuvent individualiser des enclaves de sections rectangulaires (fig. VIII.5).



Figure VIII-5: Dolérite de la tête Niqueuse: illustration du mode de désagrégation selon un réseau de filonnets acides de puissance variable, organisés en plans suborthogonaux.

Un lever systématique des orientations de ces filonets acides a été effectué sur un affleurement, au bord du chemin forestier qui contourne la Tête Niqueuse par l'Est, à 50 m de la D.57. (cf. fig.VIII.1). Le stéréogramme de ces orientations de filonets (fig. VIII.6) fait ressortir l'existence de deux directions privilégiées de fracturation perpendiculaires, l'une subhorizontale, l'autre orientée N.160-180.E subverticale. Une troisième direction N.85 à N125 E à pendage supérieur à 70° apparaît également. Cette organisation en plans suborthogonaux est vraisemblablement à relier avec l'expression de diaclases de rétraction thermique lors du refroidissement de la carapace doléritique.

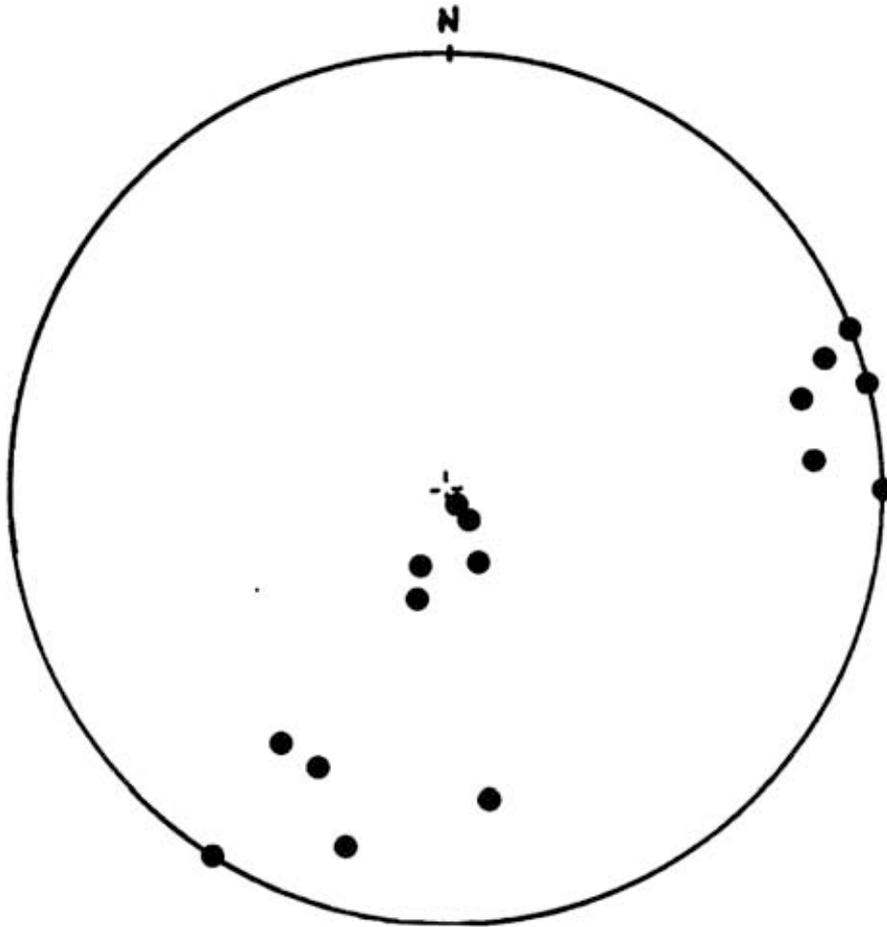


Figure VIII-6: Organisation des filonnets acides bréchifiant la dolérite de la tête Niqueuse. Explications dans le texte.
Canevas de Wulff-hémisphère inférieur.

La direction N160-180 E subverticale paraît avoir une réalité structurale au niveau de l'ensemble de la formation bréchique : en effet (1) c'est selon cette direction que s'expriment les filonets acides les plus puissants, (2) c'est également selon cette direction que l'on peut observer de véritables couloirs de bréchification séparant deux masses doléritiques décamétriques (fig. VIII.7).



Figure VIII-7: Couloirs de bréchification. Celui-ci est orienté N160E à pendage subvertical. Dans le couloir, les enclaves sont de toutes tailles et ne présentent pas d'orientation particulière.

2. Quelques remarques sur la forme et la taille des enclaves

Il est fréquent d'observer des essaims d'enclaves métriques peu déplacées les unes par rapport aux autres, et traduisant la désagrégation d'une masse doléritique plus importante. Ce morcellement apparaît également actif sur des enclaves de taille plus petite, décimétrique voire centimétrique (fig. VIII.8). L'injection de matériel leucocrate se fait encore selon des plans grossièrement perpendiculaires.

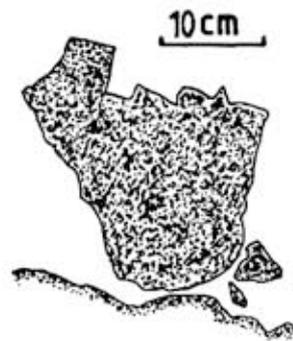
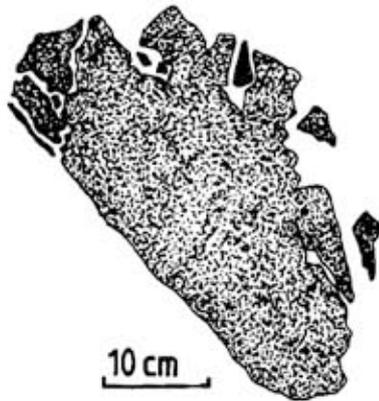
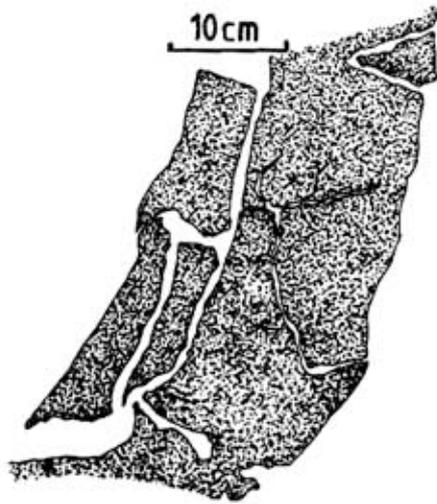


Figure VIII.8: Illustration du morcèlement d'enclaves par individualisation de filonets quartzofeldspathiques.

Figure VIII.9: Enclave doléritique à forme mixte, à contours anguleux et sinueux.

D'autre part, lorsque les enclaves sont initialisées de façon précoce leurs contours anguleux ont tendance à s'émousser, comme en témoigne l'existence d'enclaves à bordure arrondie d'un côté et anguleuse sur les autres faces (fig.VIII.9).

Ces observations montrent à l'évidence que la formation d'enclaves par désagrégation de masses plus importantes est un phénomène continu ; ceci rend également compte de la présence, sur un affleurement donné, d'enclaves de toute taille.

3. Variations pétrographiques et texturales de la matrice

Le matériel leucocrate constituant la matrice de la brèche magmatique de la Tête Niqueuse montre une évolution pétrographique et texturale nette

- lorsque le rapport enclave/matrice est inférieur ou égal à l'unité, il s'agit d'une monzonite quartzique à grain moyen.
- lorsque le rapport enclave/matrice est très supérieur à l'unité, le matériel leucocrate n'est plus représenté alors que par des filonets, il s'agit d'un matériel plus évolué quartzofeldspathique aplitique.

Cette évolution du composant leucocrate s'observe à l'échelle de l'ensemble de la formation bréchique, mais également à l'échelle de l'affleurement.

En effet, lorsqu'une enclave se morcelle, le matériel leucocrate qui s'injecte dans les fissures correspond à la seule fraction non cristallisée - i.e. le magma résiduel -. Ce phénomène de filter-press (Propach, 1973 est clairement illustré par les barrages de phénocristaux de feldspath aux étranglements des filonets (fig. VIII.10).

Par ailleurs, la présence des fréquentes poches pegmatitiques atteste de l'expression en abondance d'une phase fluide en fin de cristallisation du magma monzonitique (fig. VIII.11).

4. Variations pétrographiques et texturales en bordure des enclaves

La dolérite de la Tête Niqueuse est décrite sur les plans minéralogiques, texturaux et chimiques au chapitre IV, p. 67. Rappelons ici que le faciès type est une roche compacte, sombre à grain fin. La texture est intergranulaire ; la composition du plagioclase est comprise entre An₆₅ et An₄₅.

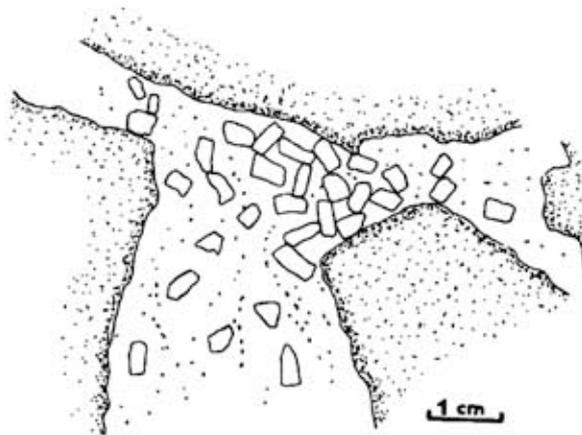


Figure VIII-10: Illustration du phénomène de Filter-press (Propach, 1973)
Les phénocristaux de placioclases restent bloqués entre les enclaves; seul le liquide résiduel quartzofeldspathique peut s'injecter en filonnets.

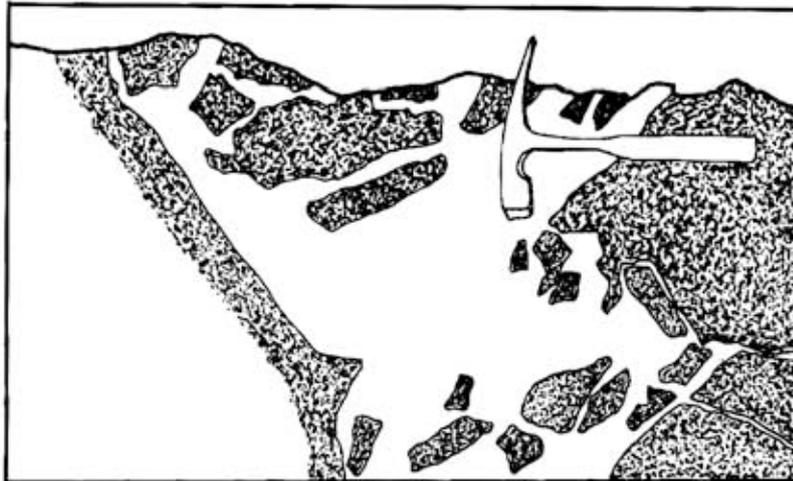


Figure VIII-11: Poche pegmatitique dans la matrice monzonitique de la brèche magmatique de la tête Niqueuse, témoin de la richesse en fluides des derniers liquides résiduels.

Sur le terrain, il est fréquent d'observer en bordure d'enclave une zone très sombre qu'il avait été tentant d'interpréter comme une bordure figée (André, 1979).

Cependant, des observations précises et nombreuses sur des bordures d'enclaves font apparaître des variations minéralogiques et texturales qui conduisent à nuancer cette interprétation.

De la bordure vers le centre d'une enclave, on peut observer (fig.VIII-12) :

- une zone (1) à grain inframillimétrique soulignée par le développement en abondance de minéraux opaques (magnétite à rare ilménite exsolvée). Dans cette zone, les plagioclases ont une allure polygonale et sont cimentés par de la chlorite : ils ne sont ni maclés, ni zonés; leurs compositions sont celles d'une andésine (An_{40} à An_{30}).
- une zone (2) dans laquelle les amphiboles lorsqu'elles ne sont pas altérées peuvent apparaître en petits amas millimétriques dessinant des mouches sombres sur l'échantillon. Localement, des structures particulières de forme ocellaire, associant des plagioclases en couronne autour d'un agrégat d'amphibole, peuvent être observées. Au delà de cette zone, on retrouve le faciès banal de dolérite à texture intergranulaire non transformée - zone (3) -.

Les variations minéralogiques et texturales observées à la bordure des enclaves correspondent à la surimposition d'une texture à tendance polygonale à une ancienne texture magmatique. Ces observations peuvent être interprétées comme résultant d'un phénomène de recuit localisé du matériel doléritique cristallisé au contact du magma monzonitique. L'altération chloriteuse des minéraux colorés témoignent là encore de l'existence d'une phase fluide dans le magma monzonitique. Un tel phénomène a été mis en évidence dans certaines enclaves, dans le massif de Ploumanac'h (Barrière, 1977).

Par ailleurs, il a été montré que le phénomène de démantèlement des enclaves était continu ; par voie de conséquence, les contacts entre dolérite et magma monzonitique n'ont pas été initialisés au même moment. L'observation des bordures d'enclaves à "forme mixte" (figure VIII.9) montre que les variations texturales sont réalisées sur une puissance plus importante sur les contacts émoussés et arrondis que sur les contacts anguleux. L'intensité du phénomène de recuit apparaît donc lié à la durée de mise en contact dans un régime thermique donné entre la dolérite cristallisée et le magma monzonitique.

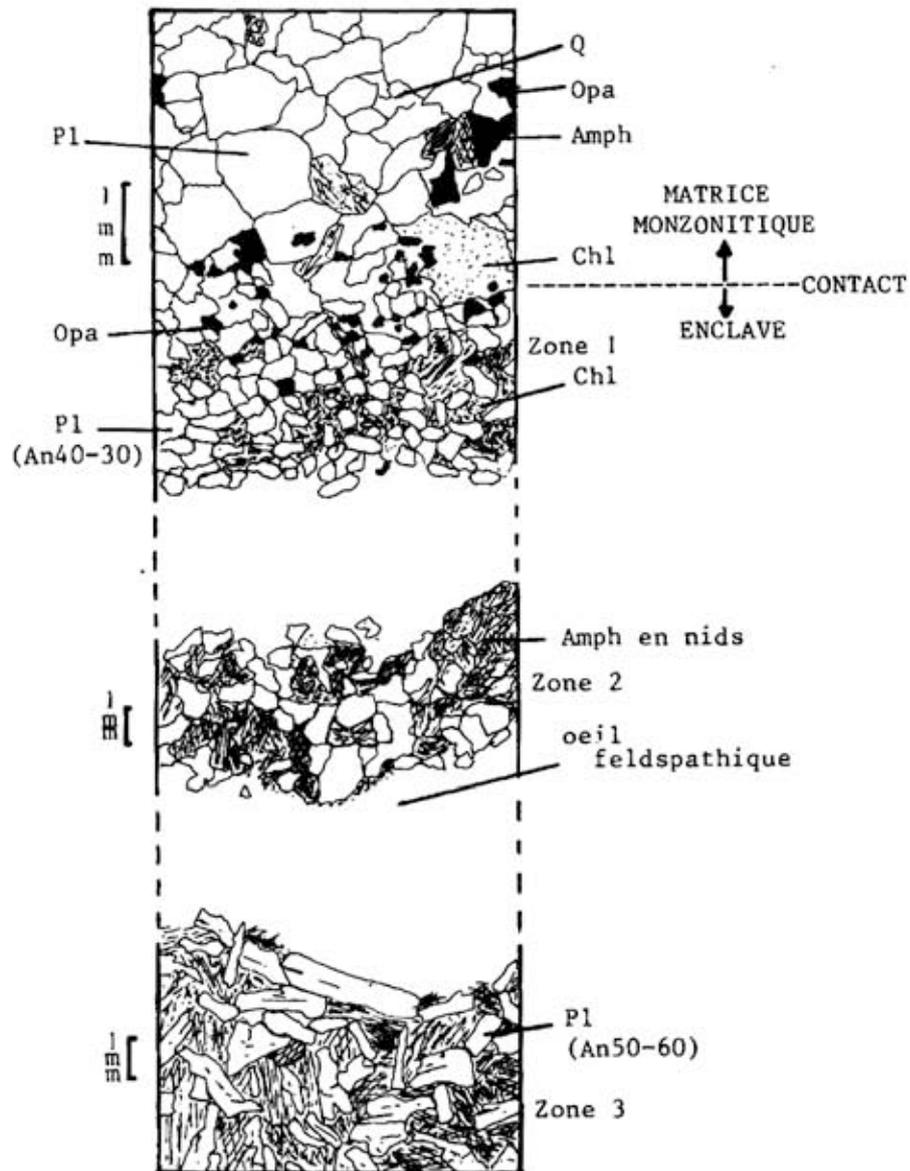


Figure VIII-12: Synthèse des observations relatives aux variations texturales en bordure d'enclaves.

- Zone 1 : développement d'une texture à tendance polygonale.
- Zone 2 : développement d'yeux feldspathiques et de nids d'amphiboles.
- Zone 3 : dolérite à texture intergranulaire.

5. Organisation d'ensemble de la brèche magmatique de la Tête Niqueuse.

La brèche magmatique de la Tête Niqueuse résulte du démantèlement progressif en enclaves de taille variable d'une carapace doléritique cristallisée, au contact d'un magma monzonitique.

Les enclaves apparaissent le plus souvent peu déplacées les unes par rapport aux autres. Cependant, lorsqu'une fluidalité d'enclaves existe, elle est concordante avec d'une part les fluidalités de la monzonite, exempte d'enclaves, et les orientations des couloirs de bréchification d'autre part. Il est également à noter que cette orientation est proche de celle des fluidalités d'écoulement des volcanites kératophyriques voisines.

La différence de densité entre le magma monzonitique et les enclaves autorise à penser que ces dernières ont pu décanter après leur individualisation. Malheureusement, la recherche du vecteur paléo-g n'a pas permis d'aboutir. Seule une zonalité à l'échelle de la formation a pu être mise en évidence (fig. VIII.13).

6. Mécanisme de formation des brèches magmatiques de la Tête Niqueuse.

a) Eléments du problème

L'aspect des brèches magmatiques de la Tête Niqueuse indique qu'elles résultent de la mise en contact d'un matériel consolidé et d'un magma riche en fluides (cf. supra). L'environnement structural de cette formation de brèche suggère que celle-ci correspond au démantèlement d'un niveau doléritique qui représentait un fragment de l'enveloppe de la chambre magmatique. Le magma monzonitique représente une fraction évoluée, générée par différenciation dans cette chambre (cf. chapitre VI et XII). La genèse des brèches magmatiques est liée au démantèlement de cette (ou ces) chambre(s) magmatique(s) et à l'expression au niveau structural subvolcanique de produits plus ou moins évolués en voie de cristallisation.

L'étude de Pétrologie Structurale a mis en évidence la nature orthogonale du débit de la carapace doléritique. Un tel débit est certainement lié à l'expression d'un diaclasage précoce de la dolérite en relation avec son refroidissement. L'aspect actuel de la brèche peut être interprété comme résultant de l'ouverture et du remplissage de ces diaclases d'origine thermique par le magma monzonitique. Dans le cadre d'une telle interprétation la compréhension du processus de bréchification passe par une réponse à la question suivante : "Quel est le moteur de la désorganisation du matériel doléritique ?"

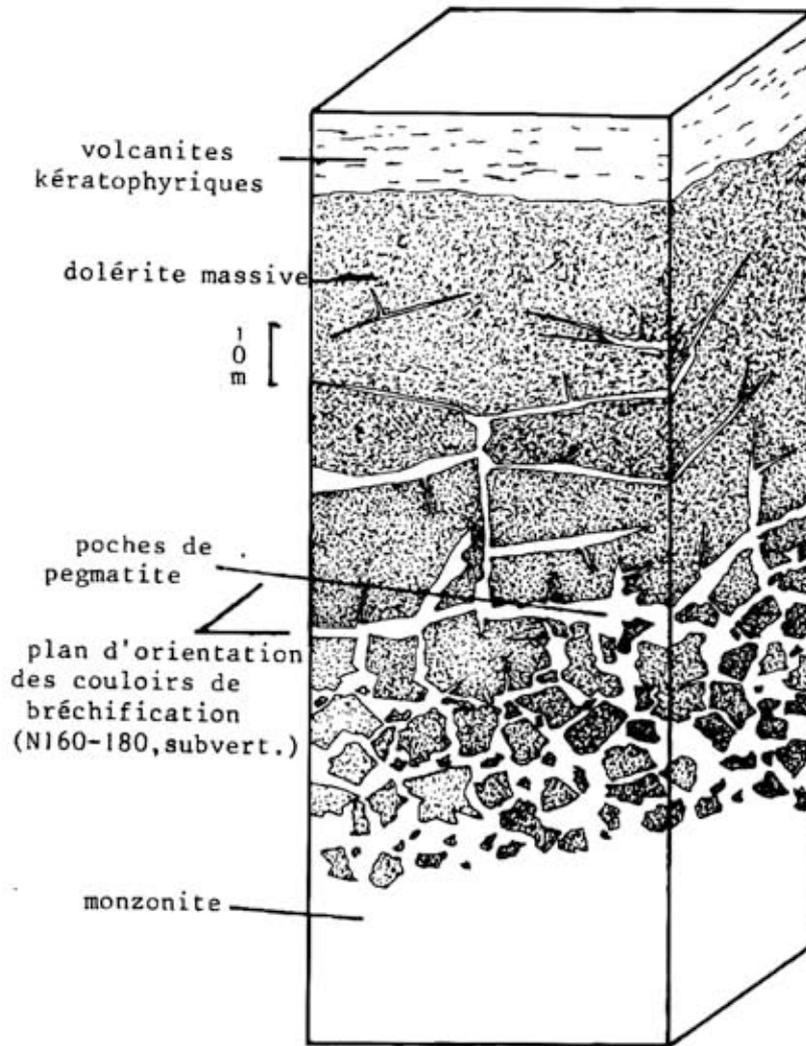


Figure VIII-13 : Bloc-diagramme illustrant la zonalité de la formation de brèche magmatique de la tête Niqueuse.

Dans le but de répondre à cette question, nous allons discuter les différentes hypothèses proposées dans la littérature.

b) Apport des données de la bibliographie et discussion.

De telles associations entre roches consolidées et magma acide ont été largement décrites dans la littérature (Bagnolds, 1951 - Elwell, 1958 Elwell, Skelhon et Drysdall, 1962 - Chapman, 1962 - Blake, 1966 - Pitcher et Berger, 1972 - Myers, 1975 - Bussel et Mac Court, 1977).

L'ensemble des interprétations proposées par ces différents auteurs font largement référence à la notion de "magmatic stoping" tel que l'a défini Daly en 1912 : "Acid batholithic magma has reached its present position in the earth's crust largely through the successive engulfment of suites of blocks broken out of the roof and walls of the batholith" (Daly, 1912, cité par Reynolds, 1954).

Il apparaît clair que pour Daly, le phénomène de stoping est un des processus majeurs favorisant l'ascension des corps magmatiques. Sans vouloir discuter ici le rôle exact de ce processus dans l'édification des batholites granitiques, nous nous contenterons de faire remarquer que les occurrences de stoping tels que les ont décrits les auteurs cités précédemment sont les plus souvent observables dans des contextes structuraux élevés et qu'ils font intervenir des magmas évolués dans lesquels de nombreux indices militent en faveur d'une expression de phases fluides en fin de cristallisation.

Cette remarque nous conduit tout naturellement à rechercher dans l'existence de cette phase fluide démixtée un moteur de la bréchification telle que l'on peut l'observer dans le secteur de la Tête Niqueuse.

Dans cet ordre d'idée, l'application du mécanisme de la fluidisation (Reynolds, 1954) apparaît très séduisante. Pour cet auteur, la présence d'enclaves d'une roche consolidée dans un matériau magmatique peut correspondre à un système de type particules solides-gaz (système fluidisé). Dans une telle interprétation, c'est l'apport de chaleur du magma qui induit la vaporisation des fluides. Si ce phénomène est susceptible de rendre compte de certaines observations géologiques (cf. bibliographie dans Reynolds, 1954 - Kokelaar, 1982 - Taisne 1982), il semble difficilement applicable dans notre cas. En effet, dans les brèches magmatiques de la

Tête Niqueuse, les enclaves sont anguleuses et relativement peu déplacées les unes par rapport aux autres, ce qui s'oppose à un système fluidisé où les particules sont érodées. D'autre part, nous avons montré que la bréchification de la Tête Niqueuse était un phénomène continu, ce qui l'oppose au caractère brutal et explosif d'un système de fluidisation.

Par contre, des travaux récents (Knapp et Norton, 1981) apportent des éléments de discussion intéressants. Ces auteurs ont modélisé l'évolution des contraintes au cours de l'histoire de la cristallisation d'un magma tonalitique hydraté dans un système pluton-encaissant. Ils ont ainsi mis en évidence que, lorsque des domaines cristaux - liquide - vapeur apparaissent, notamment au toit de la chambre magmatique, la pression interne du magma augmentait de façon très importante. Ainsi, une baisse de température de 10°C entraîne, dans le cas étudié par ces auteurs, une augmentation de pression de 1 kb. Cette augmentation de pression est telle que les roches consolidées encaissantes réagissent en rupture fragile. Un tel phénomène est susceptible de s'être produit lors de la formation de la brèche magmatique de la Tête Niqueuse, d'autant plus facilement que le niveau doléritique possédait déjà un réseau de diaclases thermiques. Par ailleurs, il convient de remarquer qu'un tel système "s'auto-entretient" dans la mesure où l'ouverture des diaclases thermiques de l'encaissant doléritique conduit à une baisse de pression qui engendre à son tour la libération d'une phase vapeur.

c) Interprétation

L'ensemble des observations de Pétrologie Structurale de la brèche magmatique de la Tête Niqueuse relève donc de l'enchaînement de phénomènes distincts par leur genèse et qu'il convient donc de hiérarchiser dans le temps et dans l'espace.

Le schéma pétrogénétique suivant peut-être proposé :

1er stade : Initialisation d'une fabrique thermique dans la carapace doléritique

2ème stade : Mise en place du magma monzonitique, et des épiplutonites associées, dans le contexte diastrophique de la phase sudète précoce qui engendre le redressement de l'ensemble volcanoplutonique.

3ème stade : Individualisation d'une phase vapeur en fin de cristallisation, relâchement des contraintes internes du magma monzonitique par ouverture et remplissage des diaclases de retrait thermique générées au stade 1.

D. CONCLUSION

Dans le secteur de la Tête Niqueuse, des faciès évolués monzonitiques et monzodioritiques se sont mis en place de façon concordante dans une couverture volcanique k ratophyrique ou dans un niveau doléritique, représentant le toit de la chambre magmatique. Le démantèlement de cette carapace doléritique consolid e conduit à la formation de spectaculaires brèches magmatiques. Le processus de bréchification est à relier à l'ouverture et au remplissage de diaclases de retraction thermique sous l'action des contraintes internes du magma monzonitique en fin de cristallisation. Les enclaves ainsi g n r es de façon rupturale, n'ont subi qu'un déplacement faible de leur lieu de formation à leur gisement actuel. Pour ces raisons, les brèches magmatiques de la Tête Niqueuse ont été d nomm es : brèches magmatiques statiques fragiles.

*o*o*o*

CHAPITRE IX

LES BRÈCHES MAGMATIQUES ET L'ARCHITECTURE DU COMPLEXE PLUTONIQUE

A. INTRODUCTION

Dans les deux chapitres précédents ont été développées des études localisées sur les brèches magmatiques. Ces phénomènes-unités sont représentatifs de l'ensemble des phénomènes de bréchification magmatique du complexe. Ce chapitre a pour but :

1. d'intégrer la connaissance de ces phénomènes unités dans l'architecture du complexe plutonique situé au Nord du granite des Ballons;
2. de cerner, à partir de données bibliographiques confrontées à nos propres observations, le rôle de marqueurs structuraux et d'indicateurs paléotectoniques des formations de brèches magmatiques.

B. LES BRECHES MAGMATIQUES : TYPOLOGIE ET POSITION STRUCTURALE

1. Typologie des brèches magmatiques

Les chapitres VII et VIII ont montré que, dans le complexe plutonique septentrional du massif des Ballons, étaient présentes des formations de brèches magmatiques montrant une variété importante, non seulement des faciès pétrographiques qui les composent, mais également dans les structures résultant de leur étroite association.

Ainsi, ont pu être définis deux types extrêmes de brèches magmatiques

- Les brèches de type dynamique plastique (cf. chapitre VII)
- Les brèches de type statique fragile (cf. chapitre VIII).

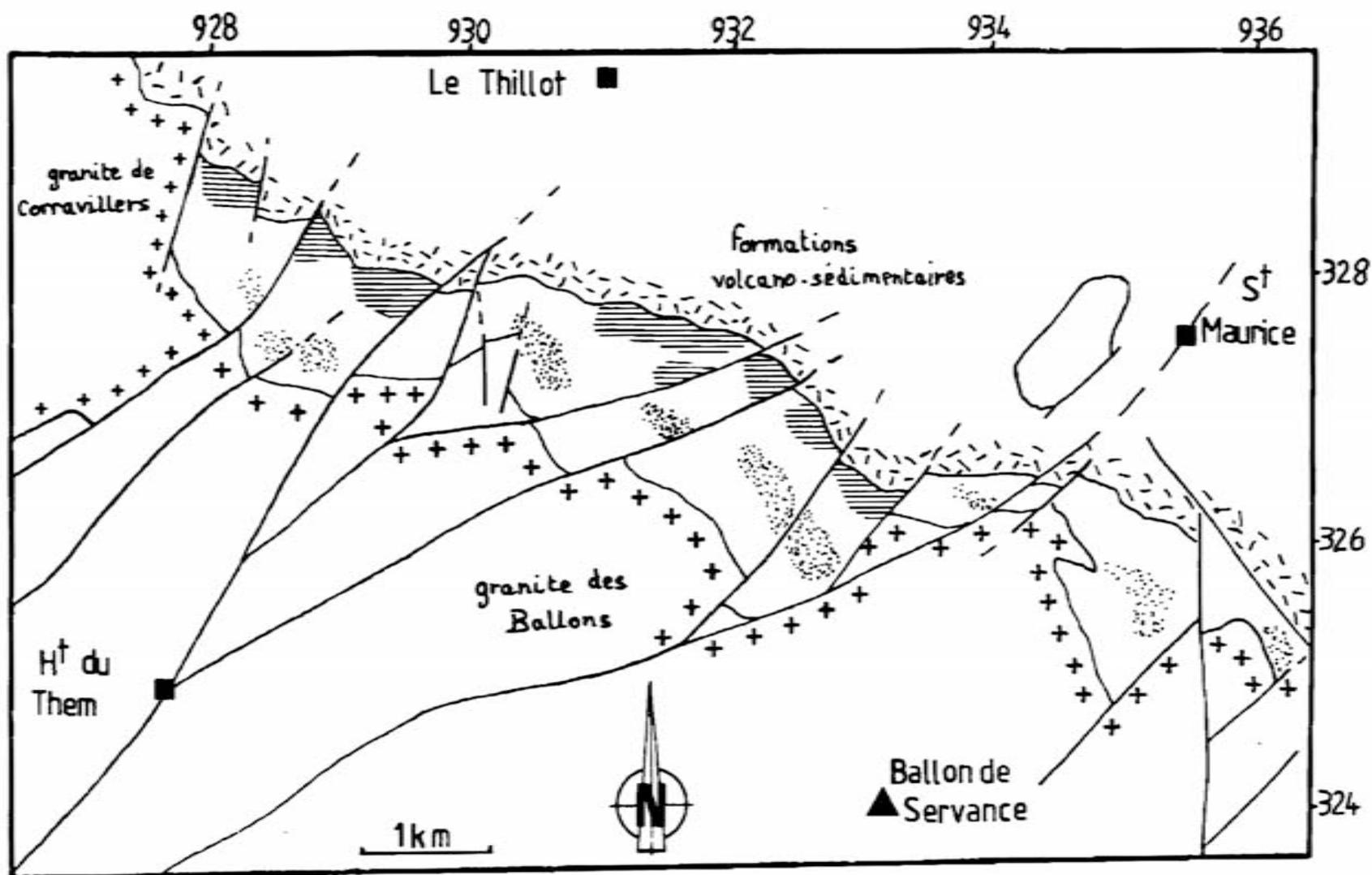


Figure IX-1: Répartition des différents types de brèches magmatiques dans le complexe septentrional du massif des Ballons.

-  Brèche de type dynamique plastique
-  Brèche de type statique fragile.

La terminologie employée fait référence à deux paramètres dont il est relativement aisé de déterminer l'intensité directement sur le terrain

- Le paramètre déformation liée à l'écoulement ;
- Le paramètre viscosité du matériel enclavé.

Sur le terrain, la forme et la taille des enclaves, la nature des contacts matrice-enclaves, ainsi que la plus ou moins grande déformation que celles-ci accusent représentent des informations facilement accessibles, qu'il convient de ne pas négliger.

Le tableau IX.1 récapitule les principaux caractères des deux types de brèches magmatiques présentes dans le cortège plutonique septentrional du massif des Ballons.

2. Position structurale des différents types de brèches magmatiques

La répartition cartographique des brèches magmatiques de type dynamique plastique et statique fragile est représentée figure IX.1.

Les brèches statiques fragiles apparaissent cantonnées dans des zones de contact avec l'encaissant volcanosédimentaire et voient leur développement maximum dans la partie ouest du complexe, dont nous savons qu'elle correspond au toit de l'ensemble intrusif. Nous avons interprété ce type de brèche magmatique dans le secteur de la Tête Niqueuse (chapitre VIII) comme résultant du démantèlement d'un niveau doléritique faisant office de carapace de mise en place précoce. Il semble que cette interprétation puisse être généralisée l'ensemble des formations bréchiques de ce type.

Au contraire, les brèches magmatiques de type dynamique plastique présentent comme l'a montré l'étude réalisée dans le secteur de la Tête des Sapins (chapitre VII) un mode de gisement plutonique. Elles se situent dans la partie interne du complexe, structurellement au dessus des cumulats gabbrodioritiques - et sont vraisemblablement limitées vers le haut par les faciès monzonitiques*.

Ces associations de magmas contemporains traduisent les régimes dynamiques d'écoulement qui s'instaurent dans les parties internes et supérieures de la (des) chambre(s) magmatique(s) lors de la mise en place des magmas dans leur gisement définitif.

*A ce titre, elles sont le reflet d'une structuration de la zone interne d'une chambre magmatique en cours de cristallisation.

		Brèche magmatique dynamique plast. Type: Tête des Sapins (ch. VII)	Brèche magmatique statique fragile Type : Tête Niqueuse (ch. VIII)
E N C L A V E S	Tailles	calibrage décimétrique à multidécimétrique, rarement métrique	variables : décamétriques à centimétriques
	Formes	arrondies, elliptiques à aplaties ou étirées suivant l'importance de la déformation par écoulement ou aplatissement	anguleuses, très rarement arrondies
	bordures	absence de bordure figée contours lobés, flous, sinueux	bordure à grain fin, contours nets, tranchés, possibilité d'un phénomène de recuit
FA BR I QU ES	enclave	paralélisme des fabriques entre l'enclave et sa matrice	texture le plus souvent isotrope
	matrice		fluidalité déviée au contact des enclaves
PE TR OG RA PH IE	enclave	microdiorite et diorite	dolérite
	matrice	diorite et monzodiorite	monzonite et monzonite quartzique
R H E O L O G I E	matériel enclavé	rhéologies très voisines, faibles viscosités avec un rapport voisin de l'unité	- consolidé - comportement fragile - viscosité élevée
	matrice	- Equilibre thermique - comportement plastique identique lors de la déformation	- en voie de cristallisation - riche en fluides - viscosité faible - comportement plastique
Chronologie de mise en place		contemporanéité de mise en place	antériorité de mise en place du matériel basique

TABLEAU IX.1 : Tableau récapitulatif des principaux caractères des deux types de brèches magmatiques définies dans les chapitres VII et VIII

C. CONSIDERATIONS SUR LA PETROGENESE DES BRECHES MAGMATIQUES

Les formations de brèches magmatiques composent un ensemble dont la mise en place s'est effectuée dans un volume restreint, limité à sa base par les cumulats gabbroïques et dioritiques et vers le haut par les assises volcaniques frangées d'une carapace doléritique.

L'existence de faciès dioritiques monzodioritiques ou monzonitiques homogènes, intercalés entre les formations de brèches magmatiques suggère un régime de mise en place multiphasé. Cette complexité - délicate à démêler vu le peu de données d'observations disponibles sur les contacts entre unités - est cependant tempérée par l'unicité structurale mise en évidence par l'étude des fluidalités (cf. 1ère partie Ch.I).

La mise en forme magmatique de l'ensemble peut alors être interprétée comme résultant de la mise en place contemporaine de magmas contrastés -chimiquement et minéralogiquement- dans un volume restreint et selon un guide structural imposé par la phase tectonique vosgienne (cf. chapitre II).

1. Signification des brèches magmatiques à la lumière de quelques données bibliographiques.

Des brèches magmatiques, qui traduisent la mise en contact de magmas cogénétiques et leur mise en place commune (brèches de type dynamique plastique), ont été fréquemment décrites dans la littérature. Les contextes géotectoniques dans lesquels de telles associations magmatiques ont été observées sont variés : contexte ophiolitique, de Guevgueli (Bébien, 1982) ou du Vourinos (Paupy, 1976) ; contexte intraplaque, avec le magmatisme basique de La Sierra Morena occidentale (Pons, 1982).

Dans la Sierra Morena occidentale, le massif de Burguillos del Cerro présente un éventail de matériaux éruptifs allant d'ultrabasites à des termes de composition granitique. L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique conduit Pons à interpréter cet ensemble comme résultant de la différenciation d'un magma basique de nature tholéïtique. Dans cet ensemble éruptif, notamment dans sa partie périphérique, les associations de magmas contemporains sont particulièrement spectaculaires, sous la forme d'enclaves ou de panneaux sombres et fins baignant dans une matrice grenue leucocrate (Pons, 1982, p.102-107). Par ailleurs, les relations géométriques entre structures internes du massif et schistosité de l'en-

caissant militant en faveur d'une mise en place syntectonique de l'intrusion de Burguillos del Cerro. L'ascension diapirique des magmas en cours de différenciation serait ainsi initialisée par l'action de phénomènes orogéniques.

Un tel contexte dynamique de mise en place entraîne alors le démantèlement d'une chambre magmatique primitivement organisée par cristallisation fractionnée et décantation gravitative. Les brèches magmatiques apparaissent alors comme des témoins des phénomènes diastrophiques intervenant lors de la différenciation et de la cristallisation.

Dans le complexe ophiolitique grec du Vourinos (Paupy, 1976) la structuration du haut de la chambre magmatique conduit à la genèse de brèches magmatiques traduisant l'association à un moment donné de la mise en place de magmas cogénétiques à des degrés de différenciation différents. Là encore, le contexte tectonique semble avoir joué un rôle dans l'édification de ces structures.

Mais, dans un contexte voisin, le plus bel exemple de l'action des phénomènes diastrophiques lors de la différenciation d'un magma basique nous est fourni dans le complexe ophiolitique de Guevgueli (Macédoine grecque, Bébien et Gagny 1978, Bébien 1982). Dans cette association de roches mafiques et granitiques, mis en place dans une "déchirure continentale" (André et Bébien, 1982 ; Bébien, 1982), l'empreinte de phénomènes de décrochement contemporains de la cristallisation de la chambre magmatique est conservée, à la fois dans l'organisation des roches filoniennes et dans la structuration de brèches magmatiques associant des roches acides (diorites, tonalites) et basiques (dolérites). Un plissement des gabbros en cours de cristallisation a été clairement mis en évidence : celui-ci engendre l'expulsion du liquide résiduel qui, mis en contact avec des liquides basiques doléritiques, vont constituer les brèches magmatiques.

Là encore, l'intervention de phénomènes tectoniques diastrophiques est responsable de l'organisation structurale du complexe et de la genèse des brèches magmatiques.

2. Conclusions

Les quelques exemples bibliographiques exposés précédemment viennent à l'appui de nos propres données sur les plutonites septentrionales du massif des Ballons, et permettent les deux remarques suivantes :

- Lors de l'organisation structurale d'un massif basique largement différencié, le phénomène de bréchification magmatique traduit la mise en contact de matériaux éruptifs à chimisme et rhéologie contrastés.
- L'association de termes magmatiques cogénétiques à des stades de différenciation variés est favorisée par l'intervention de phénomènes tectoniques régionaux ; les brèches magmatiques apparaissent donc comme des témoins des phénomènes diastrophiques contemporains de la mise en place et de la cristallisation des magmas.

Pour ce qui concerne les plutonites septentrionales du massif des Ballons, il convient de se préoccuper, dans un tel contexte diastrophique de mise en place, de l'origine des différents matériaux éruptifs associés dans les brèches magmatiques. Ce problème sera développé dans le chapitre XII.

*o*o*o*

CHAPITRE X

STRUCTURES D'ÉCOULEMENT DANS UNE CAISSE FILONNIENNE : LE MÉCANISME D'INTRUSION TÉLESCOPIQUE ET LE CONCEPT D'INTRA-ÉPONTES

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication, en collaboration avec Cl. GAGNY, à paraître au Canadian Journal of Earth Sciences.

A. INTRODUCTION

1. Un peu d'histoire...

Vers les années 60, les pétrologues se sont intéressés aux structures magmatiques des corps hypovolcaniques (filons, sills, stocks etc) et comme chaque fois qu'un nouveau champ d'investigation est ouvert, des études descriptives précises ont vu le jour (Drever et Johnston, 1958, par ex.). Celles-ci montraient de façon évidente que les filons que l'on considérait à tort comme des entités homogènes, présentaient notamment des hétérogénéités de répartition des phases minérales qu'il convenait d'expliquer. Faisant suite à ces études principalement descriptives, la recherche de modèles explicatifs, i.e. rendant compte des observations de terrain, a conduit au concept novateur de différenciation par écoulement ("flowage differentiation"), tel qu'exposé par Bhattacharji et Smith (1965). "...In a flowing magma with solid and fluid phases, the solids can segregate to form mineral accumulates because of the inherent flow properties of the mixture. Segregation takes place away from the walls, and toward the central axis of a conduit".

Un tel phénomène, mis en évidence aussi bien dans les roches ultramafiques et mafiques, que dans les roches intermédiaires et acides (Drever et Johnston, 1958 ; Bhattacharji et Smith, 1965 ; Simkin, 1967 ; Gibb, 1968 ; Gagny, 1968, 1978 ; Sabourdy, 1975 ; Bébien et Gagny, 1979, 1980 ; Bébien, 1982, etc...) relève directement de la mécanique

des suspensions. Les multiples causes de la migration axiale des particules solides lors de l'écoulement ont été clairement cernées. Ce sont: l'effet de paroi (Maude et Whitmore, 1956), l'effet Magnus (Bhattacharji 1964, 1967), l'effet Bagnold (Komar, 1972a, suite aux travaux de Bagnold, 1954). Des revues détaillées concernant ces différents effets peuvent être consultées dans Bhattacharji, 1967 ; Gibb, 1968 ; Komar 1972a ; Barrière, 1976 ; Gagny, 1978.

Si les effets Magnus et de paroi sont susceptibles d'expliquer des observations réalisées dans différents conduits naturels (notamment les capillaires sanguins ! - Poiseuille, 1836 ; Vejlens, 1938 -), il apparait que seul l'effet Bagnold permette de rendre compte des faits observés dans des "conduits géologiques" tels que les caisses filonien-

nes. La différenciation mécanique induite par la migration axiale des particules a des conséquences importantes sur l'ensemble de la différenciation des magmas qui transitent par des conduits filoniens (Bébien et Gagny, 1979, 1980 ; Bébien, 1982). Par ailleurs, l'existence même de cette différenciation amène à reconsidérer (1) les problèmes d'échantillonnage du "magma parent" dans un filon (2) les phénomènes de bordure figée (3), les mécanismes d'injections multiples (cf. infra).

2. But de ce chapitre

Dans ce chapitre est développée l'étude d'un filon de dolérite de 2 m de puissance. Ce filon appartient au complexe filonien - inconnu jusqu'alors - intrusif dans la diorite du Pont-Jean (fig.X.1).

L'objectif de ce travail était de préciser l'origine des structures internes acquises par le magma lors de son intrusion dans une caisse filonienne.

Pour cette étude, un échantillonnage continu, orienté, du filon a été réalisé. Six analyses des éléments majeurs sur roche totale ont été effectuées : quatre sur un demi-profil et deux pour vérification de la symétrie de l'ensemble. Des analyses des phases minérales primaires (intratelluriques) et des principales phases de cristallisation plus tardive ont été obtenues à la microsonde.

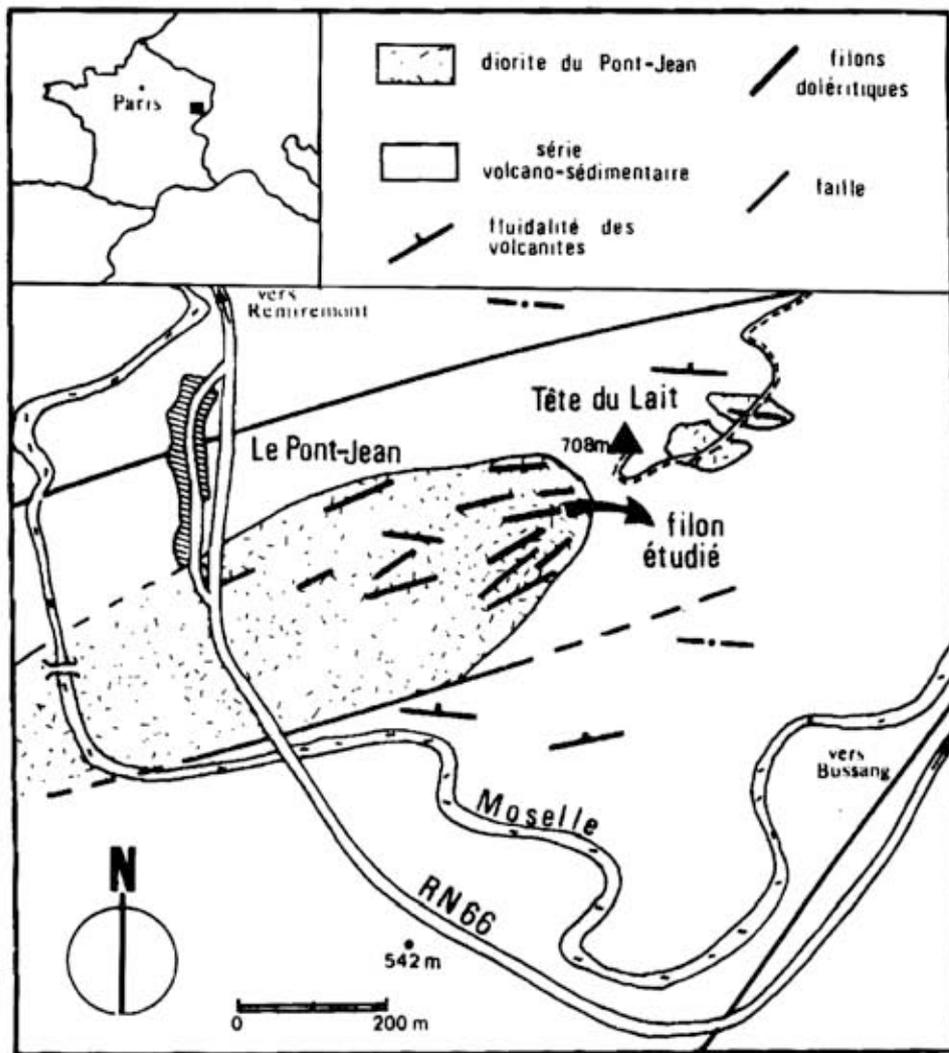


Figure X-1: Localisation et cadre géologique du filon étudié.

Ces techniques classiques ont été avantageusement complétées par des observations, sur lames minces orientées, des fabriques d'écoulement dans les différentes zones de la caisse filonienne.

B. DONNEES PETROLOGIQUES

1. Pétrographie

La paragenèse primaire de cette dolérite est représentée par un clinopyroxène (diopside), un plagioclase calcique (bytownite) et une hornblende verte en phénocristaux dans une mésostase. Cette dernière

contient des microlites de plagioclase calcique, de la hornblende verte et des minéraux opaques (magnétite et titanomagnétite). Une paragenèse secondaire à séricite, chlorite, calcite, épidote est présente mais n'oblitére que légèrement les caractères primaires de la roche.

2. Structure interne du filon

Ce filon présente une organisation complexe mais remarquablement symétrique. Trois faciès emboîtés, aux pourcentages de phénocristaux différents, ont été distingués (fig. X.2).

a) faciès A.

Ce faciès, présent aux deux épontes sur une puissance de 25 à 30 cm, est composé de phénocristaux (0,5 à 2 mm) de hornblende vert-sombre à coeur de clinopyroxène baignant dans une mésostase non orientée de microlites de plagioclase (Labrador, Ang_{55}), de hornblende verte et de minéraux opaques (magnétite et titanomagnétite) en fines baguettes squelettiques.

Dans ce faciès, de l'éponte vers le centre, on peut observer :

- une bordure figée de 1 à 2 mm d'épaisseur,
- une zone pauvre en phénocristaux, de 4 à 6 cm de puissance qui présente des variations récurrentes de grain de mésostase. Dans cette zone, les phénocristaux montrent des figures de rotation,
- une zone centrale dans laquelle l'enrichissement en phénocristaux atteint progressivement 16 % en volume.

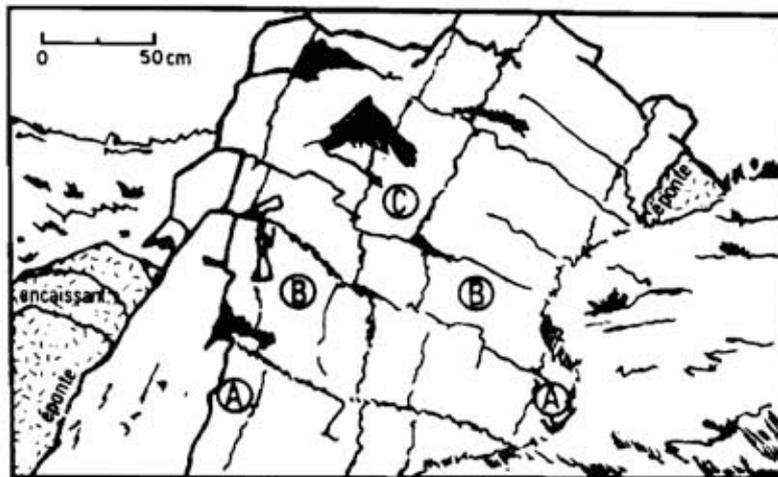


Figure X-2a: Organisation du filon de la Tête du Lait.
Croquis d'affleurement et situation des différents faciès.

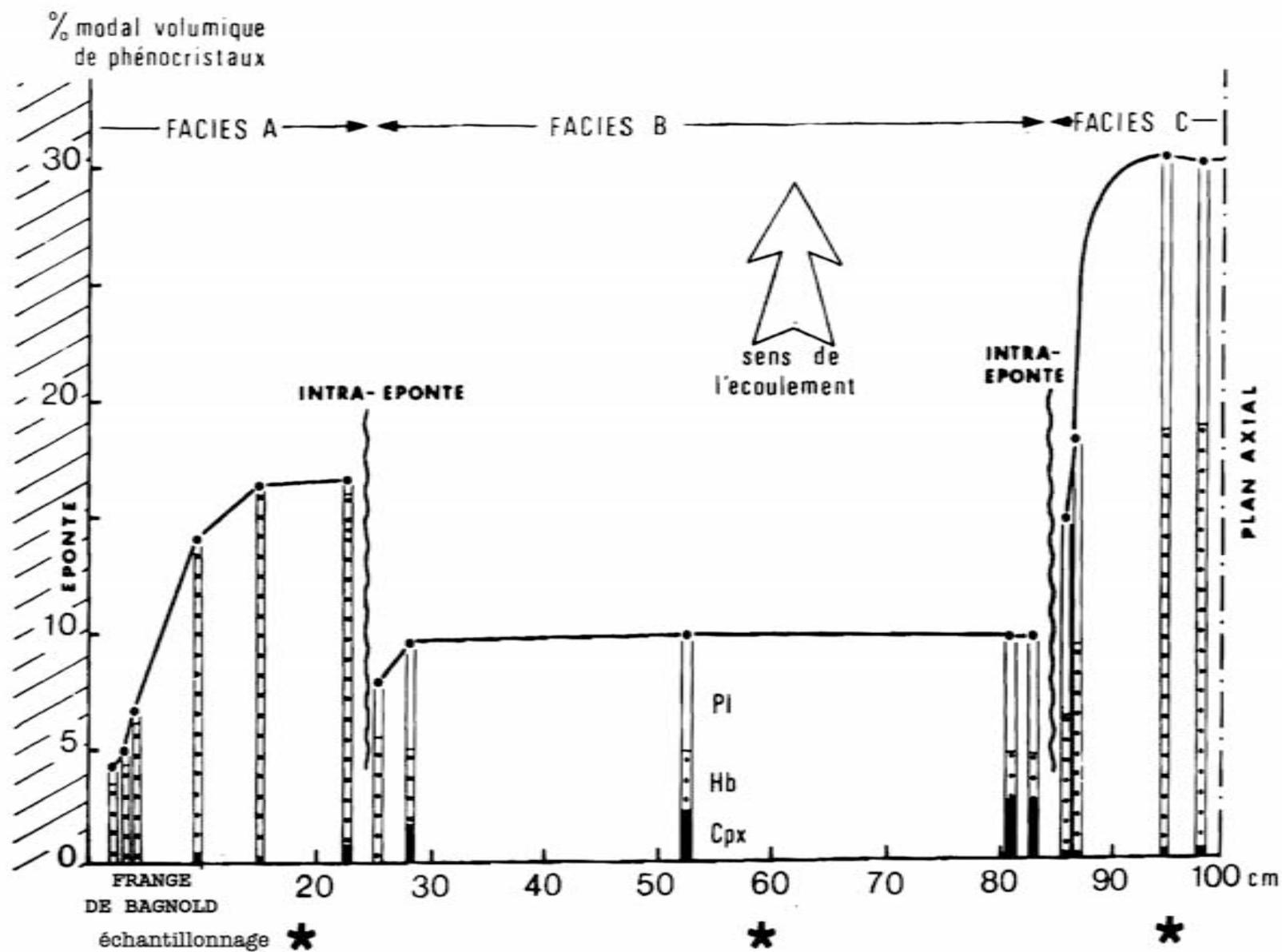


Figure X-2b. Organisation du filon de la Tête du Lait : profil de répartition des phénocristaux dans les différents faciès avec indication de leur nature.

b) faciès B.

Ce faciès, séparé du précédent par une discontinuité que nous étudierons au paragraphe suivant, présente des phénocristaux de clinopyroxène transformés en amphibole (4 - 5 %) et de plagioclase calcique (Labrador, An_{60}) presque totalement transformés en séricite. La mésostase, identique à celle du faciès A, présente une fabrique magmatique planaire d'écoulement parallèle aux épontes. Les variations des pourcentages volumiques des phénocristaux sont représentées sur la figure X.2b.

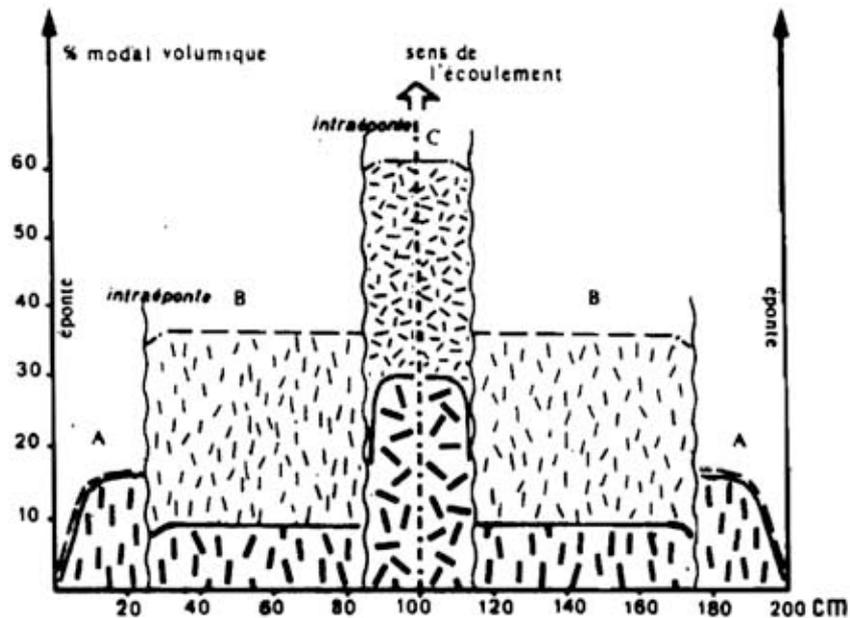


Figure X-2c: Organisation du filon de la Tête du Lait.
Répartition des minéraux ayant participé en tant que particules rigides à l'écoulement.

c) Faciès C.

Une autre discontinuité sépare les faciès B et C. Ce dernier, d'une puissance de 15 centimètres sur une demi-largeur de filon, a un taux de cristallisation plus important avec 18 % de minéraux ferro-magnésiens (amphibole à coeur de pyroxène) et 12 % de plagioclase calcique (labrador, An_{67}). Les variations des pourcentages modaux des phénocristaux sont représentées sur la figure X.2b. La mésostase ne diffère de celle du faciès B que par la taille du grain, deux à trois fois supérieure.

d) Discontinuités entre les faciès : les intra-épontes.

Le passage entre les faciès définis ci-dessus n'est pas progressif. Des discontinuités magmatiques ont été observées (fig.X.3) et engagent à considérer les faciès A, B et C comme des entités magmatiques distinctes s'étant différenciées chacune pour leur propre compte. L'étude de ces discontinuités que l'on appellera désormais INTRA-EPONTES montre à l'évidence la chronologie relative de mise en place des différents faciès A, B puis C.

Intra-éponte A-B (fig. X.3a). Elle se présente sous forme d'un contact rectiligne séparant le faciès A, riche en phénocristaux de minéraux ferro-magnésiens, du faciès B dans lequel sont présents des phénocristaux de plagioclase calcique. Dans ce dernier, la mésostase présente une fluidalité magmatique d'écoulement par orientation des microlites de plagioclase parallèlement à l'intra-éponte, alors que dans le faciès A, elle n'a pas de fabrique orientée. Il est à noter l'absence de bordure figée du faciès B contre le faciès A, ce qui suggère un équilibre thermique.

Ainsi, à température équivalente, le magma B est en écoulement visqueux sous contrainte de sa pression d'injection au moment où le magma A est déjà en place et a une cohésion interne qui interdit sa déformation à l'intra-éponte.

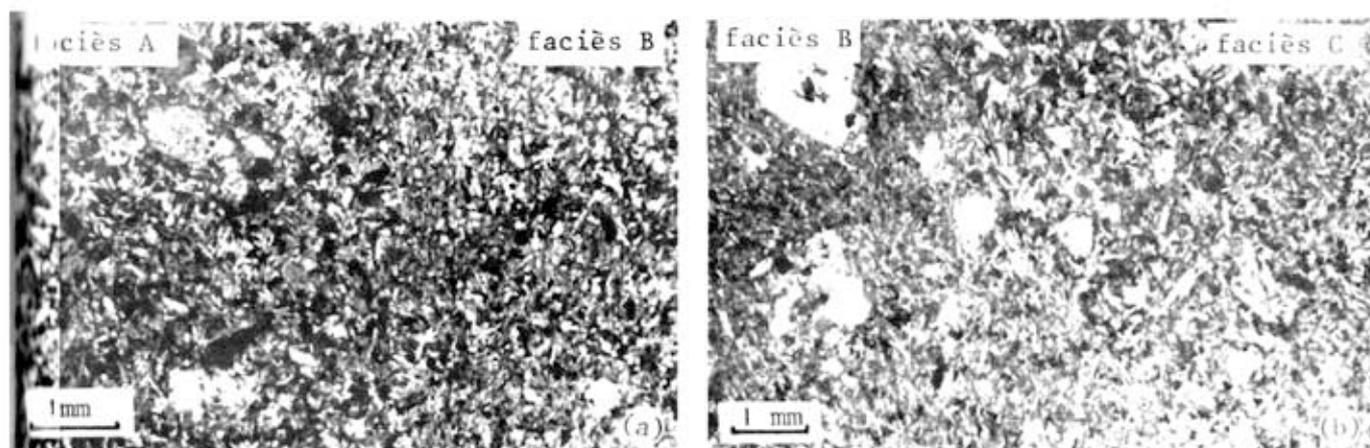


Figure X-3: Microphotographies des intra-épontes.

3a: intra-éponte A-B

3b: intra-éponte B-C

Intra-éponte B-C (fig.X.3b). De tracé plus sinueux, cette discontinuité met en contact le faciès B à fluidalité bien exprimée et le faciès C à mésostase plus largement cristallisée et sans fluidalité apparente sauf au voisinage de l'intra-éponte sur 2 à 3 mm. Dans ce cas aussi,

aucune bordure figée n'est présente.

Le faciès C, lors de sa mise en place, avait une viscosité de type Bingham et son intrusion se faisait sans déformation visqueuse donc, sans acquisition d'une fluidalité d'écoulement (Komar, 1972a et b ; Gagny, 1978). Sa cohésion interne ne permettait une orientation des minéraux que dans les zones à plus fort taux de cisaillement (contrainte supérieure à la cohésion), au contact de l'intra-éponge. Cette dernière a valeur d'"intra-éponge mobile" au sens de J. Bertaux et Cl. Gagny (1978).

L'absence de bordures figées ainsi que l'organisation et la répartition des fabriques suggèrent que la mise en place des différents faciès dans une caisse filonienne unique s'est réalisée en un laps de temps très court. La symétrie de l'ensemble et la répartition des phénocristaux dans les différents faciès emboîtés confirment la chronologie de mise en place A, B puis C. Lors de l'injection, malgré ce télescopage, les trois faciès ont pu se différencier mécaniquement chacun pour leur propre compte (cf. infra).

3. Chimisme des différents faciès et de leurs minéraux constitutifs

Afin de bâtir un modèle de cristallisation dans la caisse filonienne, les différents faciès et leurs principales phases minérales ont été analysés. L'essentiel des résultats, consigné dans le tableau 1, permet de formuler les remarques suivantes :

- Les clinopyroxènes présents dans les trois faciès présentent un chimisme constant. Ce sont des diopsides riches en fer et relativement pauvres en calcium, proches des augites.
- Les phénocristaux d'amphibole proviennent essentiellement de la déstabilisation des clinopyroxènes. Ce sont des hornblendes actinotiques à la limite des magnésio-hornblendes dans la classification de Leake (1978).
- Les amphiboles de la mésostase sont remarquablement identiques dans les trois faciès. Ce sont des actinotes magnésiennes ($Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ voisin de 0,7).
- Les phénocristaux de plagioclase sont extrêmement séricitisés (Bébié, Gagny manuscrit déposé). Des analyses partielles ont pu être obtenues et donnent des compositions de bytownite (An_{80}).

	Phénocristaux			Mésostase	Faciès B	Phénocristaux			Mésostase	Faciès C	Phénocristaux		Mésostase
	Faciès A	Cpx	Hb	Hb		Cpx	Hb	Hb	Cpx		Hb	Hb	
SiO ₂	49.51	50.02	50.35	52.03	49.23	49.93	49.50	51.53	49.35	50.21	49.55	51.17	
Al ₂ O ₃	14.57	3.75	4.53	3.42	15.76	4.23	5.48	4.03	14.72	3.19	5.51	3.81	
Fe ₂ O ₃ *	11.30	-	-	-	10.71	-	-	-	10.86	-	-	-	
FeO*	-	5.84	12.32	12.16	-	5.90	12.50	11.92	-	5.99	14.64	11.88	
MnO	0.22	-	0.54	0.12	0.18	-	0.20	0.77	0.19	0.11	0.45	0.61	
MgO	8.00	16.08	15.00	15.75	7.29	15.54	14.64	15.38	8.07	16.15	14.04	15.94	
CaO	9.45	22.90	12.87	12.58	9.56	23.64	13.33	12.63	9.21	23.21	12.88	12.73	
Na ₂ O	2.55	0.11	0.37	0.29	2.30	0.21	0.50	0.31	1.96	0.26	0.60	0.17	
K ₂ O	1.36	0.06	0.20	0.17	1.93	-	0.16	0.08	2.18	0.09	0.20	0.10	
TiO ₂	0.88	0.25	0.22	0.19	0.93	0.48	0.22	-	0.89	0.52	0.14	0.08	
P.F.	1.98	-	-	-	2.21	-	-	-	2.36	-	-	-	
Total	99.82	99.01	96.40	96.71	100.10	99.94	96.54	96.80	99.79	99.74	98.02	96.48	
Si		1.848	7.360	7.523		1.831	7.268	7.462		1.843	7.186	7.402	
Al ^{IV}		0.152	0.640	0.477		0.169	0.732	0.538		0.138	0.814	0.598	
Al ^{VI}		0.011	0.140	0.105		0.014	0.216	0.150		0.019	0.127	0.052	
Fe ³⁺		0.137	0.277	0.320		0.143	0.102	0.366		0.151	0.449	0.515	
Fe ²⁺		0.042	1.225	1.146		0.036	1.431	1.073		0.012	1.321	0.916	
Mn		0.000	0.067	0.015		0.000	0.025	0.094		0.003	0.055	0.075	
Mg		0.885	3.226	3.393		0.849	3.202	3.317		0.884	3.032	3.434	
Ti		0.007	0.024	0.021		0.013	0.024	0.000		0.014	0.015	0.009	
Ca		0.907	2.014	1.947		0.929	2.096	1.958		0.913	2.001	1.972	
Na		0.008	0.105	0.081		0.015	0.142	0.087		0.019	0.169	0.048	
K		0.003	0.037	0.031		0.000	0.030	0.015		0.004	0.037	0.018	

Tableau X-1: Analyses chimiques représentatives des différents faciès et de leurs minéraux constitutifs. Formules structurales calculées sur 6 oxygènes (Pyroxène) et 23 oxygènes (Amphibole). Le partage du Fer a été calculé par respect de la stoechiométrie. Symbole * : Fer total exprimé sous forme FeO ou Fe₂O₃.

- Les microlites de plagioclase de la mésostase présentent un plus large spectre de composition. Ils varient de An₅₀₋₅₈ dans le faciès A, à An₅₅₋₆₅ dans le faciès B et à An₆₀₋₆₈ dans le faciès C.

Les phénocristaux présentent donc une remarquable homogénéité de composition dans l'ensemble du filon télescopique. La variation de certains éléments (Fe₂O_{3total}, MgO, Al₂O₃, ...) est uniquement à relier à des variations des pourcentages modaux des espèces minérales et surtout au rapport Plagioclase/Amphibole.

C. PHENOMENES DE DIFFERENCIATION MECANIQUE DANS LA CAISSE FILONNIENNE

1. Introduction

R.A. Bagnold (1954) a montré que, lors de l'écoulement d'une suspension de particules dans un conduit, les interactions mécaniques entre les grains produisaient une pression dispersive ("grain dispersive pressure") proportionnelle à la contrainte cisailante et fonction de la concentration en particule.

P.D. Komar (1972a et b), en soulignant l'importance de ce phénomène lors de l'écoulement d'un magma dans une caisse filonienne, a démontré que pour équilibrer la pression dispersive, les concentrations de phénocristaux décroissaient aux épontes afin d'y contrebalancer l'augmentation, et du gradient de vitesse d'écoulement et de la viscosité du magma.

Depuis de nombreux auteurs (Barrière, 1976 ; Komar, 1976 ; Gagny, 1978 ; Bébien et Gagny, 1979) ont souligné l'importance de ces migrations transversales de phénocristaux vers l'axe d'écoulement (effet Bagnold) et leurs conséquences sur les différenciations géochimiques qu'elles entraînent dans les caisses filoniennes.

Dans le cas du filon que nous étudions, le simple examen des courbes de répartition des phénocristaux impose à l'évidence l'intervention de tels phénomènes mécaniques (fig. X.2.b). Les différentes entités séparées par les intra-épontes se comportent de manière indépendante. De plus, les concentrations maximales observées (30 %) sont très éloignées des valeurs mesurées dans d'autres cas (par exemple, 70 % pour le filon n° 9 de Gibb, 1968 ; 60 % dans le cas des cumulats-sandwichs de Bébien et Gagny, 1980).

Nous allons étudier les phénomènes de différenciation mécanique dans les trois faciès afin d'expliquer la répartition des phénocristaux et de formuler des hypothèses sur leurs caractéristiques rhéologiques comparées au moment de leur mise en place. Les résultats acquis complétés par les données pétrologiques et géochimiques permettront de proposer un modèle global d'intrusion pour un tel filon télescopique.

2. Différenciation mécanique dans le faciès A

Pour faciliter la compréhension de l'approche qui va être proposée pour le faciès A, nous précisons dès maintenant notre démarche.

Dans un premier temps, nous montrerons que la répartition des phénocristaux ne correspond pas à un équilibrage de la pression dispersive même si cette dernière représente le moteur de la migration transversale des particules.

Dans un second temps, nous chercherons un modèle de comportement rhéologique qui réponde à un équilibre des forces de viscosité et des forces générées par l'écoulement et qui permette d'expliquer la répartition des phénocristaux.

a) A propos de la pression dispersive.

a.a) Données du problème

Dans le faciès A, d'une demi-puissance de 25 cm environ, les concentrations de phénocristaux croissent graduellement de 4 % (à 2 cm de l'éponte) à 16 % (au coeur, limite de l'intra-éponte A-B).

Lorsque les concentrations de particules sont faibles (< 23 %), R.A. Bagnold (1954) suggère de présenter la pression dispersive (P) par la formule semi-empirique :

$$[1] \quad P = 1,3 (1 + \lambda) \left(1 + \frac{1}{2} \lambda\right) \eta \frac{dU}{dy}$$

où λ : concentration linéaire des grains dans la suspension (phénocristaux dans le magma) est donnée par :

$$[2] \quad \lambda = \frac{1}{\left(\frac{C_0}{C}\right)^{\frac{1}{3}} - 1}$$

avec C : concentration volumique réelle (rapport du volume occupé par les grains sur le volume total)

C_0 : concentration volumique maximale possible en fonction de la taille et de la forme des grains ($C_0 = 0,74$ pour des sphères en disposition "hexagonal compact")

η : viscosité du fluide porteur (magma résiduel)

$\frac{dU}{dy}$: gradient de vitesse d'écoulement

y : axe de coordonnées de l'éponte vers le centre du filon

D'après l'équation [1], toute diminution du gradient de vitesse doit être compensée par une augmentation de la concentration linéaire afin d'équilibrer la pression dispersive. La viscosité joue toujours un rôle faible et ses variations peuvent être négligées en première approximation. Ainsi, dans l'axe de l'écoulement, alors que le gradient de vitesse tend vers zéro ($\frac{dU}{dy} \rightarrow 0$), la concentration linéaire doit tendre vers l'infini ($\lambda \rightarrow \infty$) afin d'annuler tout gradient de pression dispersive. En d'autres termes, la concentration en particules C doit tendre vers le maximum théorique possible C_0 (74 % pour des particules sphériques, par exemple).

a.b) Conservation d'un gradient de pression dispersive en fin d'écoulement

Dans le cas considéré, la concentration reste très inférieure à cette valeur limite ; on peut en déduire qu'un gradient de pression dispersive a subsisté jusqu'à la fin de l'écoulement ou du moins jusqu'à l'acquisition d'une cohésion interne notamment par cristallisation. Ainsi, la courbe de répartition des phénocristaux n'est pas la conséquence d'un équilibrage de la pression dispersive et ne peut pas être utilisée pour apprécier les variations du gradient de vitesse, ce qui permettrait d'approcher les caractéristiques rhéologiques du magma.

b) A la recherche d'un modèle de comportement rhéologique

Pour déterminer les caractéristiques rhéologiques du magma, nous partirons des équations de mouvement d'un fluide (Navier - Stokes) qui permettent de préciser le gradient de vitesse dans une caisse filonienne.

Afin d'obtenir ensuite une image du profil des vitesses, deux méthodes seront utilisées et comparées :

- la première par référence à un modèle d'écoulement d'un fluide pseudoplastique (Wilkinson, 1960) ;
- La seconde par simple intégration numérique à partir des équations de mouvement du fluide.

b.a) Variation du gradient de vitesse

Les équations de mouvement d'un fluide (équation de Navier - Stokes) proposent un modèle d'écoulement basé sur l'équilibre entre les forces qui engendrent cet écoulement (fonction du gradient de pression d'injection) et les forces de viscosité. A partir de ces équations suite à la discussion de P.D. Komar (1976), on peut écrire l'équation d'équilibre des contraintes sous la forme :

$$[3] \quad 1 + (1 + \lambda) \left(1 + \frac{1}{2} \lambda \right) \eta \frac{dU}{dy} = \theta y$$

Le premier terme représente les contraintes de viscosité et le second la contrainte imposée par l'écoulement (θ : force qui engendre l'écoulement). θ n'étant pas connu, il est nécessaire pour estimer les variations du gradient de vitesse $\frac{dU}{dy}$ de comparer ce dernier à sa valeur en un point de référence (choisi arbitrairement ici à 4 cm de l'éponte - référencé "r" ; un autre choix modifie peu les résultats). On a :

$$[4] \quad \frac{dU/dy}{(dU/dy)_r} = \frac{1 + (1 + \lambda_r) \left(1 + \frac{1}{2} \lambda_r \right) \eta_r y}{1 + (1 + \lambda) \left(1 + \frac{1}{2} \lambda \right) \eta y_r}$$

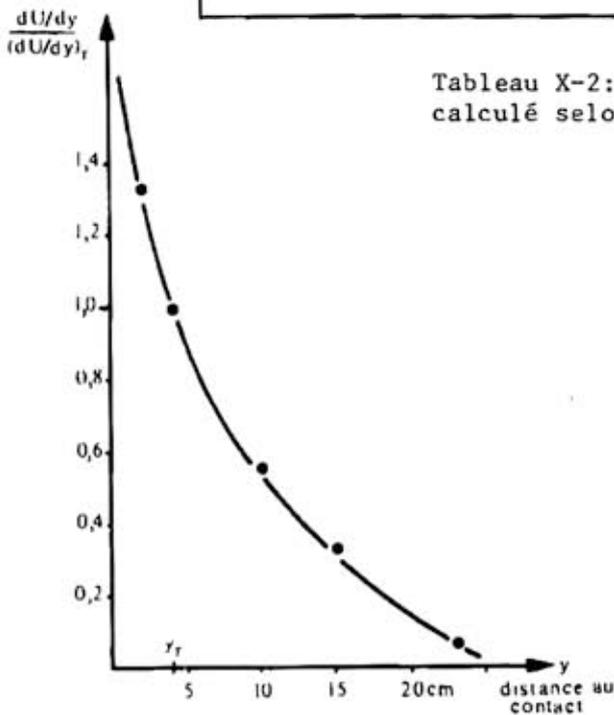
Les résultats obtenus pour le filon étudié sont reportés sur le tableau X.2. La viscosité du magma a été tenue pour constante ($\eta_r/\eta = 1$).

La courbe présentant les variations de $\frac{dU/dy}{(dU/dy)_r}$ en fonction de la distance de l'éponte (fig. X.4) est une courbe de type para-

bolique. Le gradient de vitesse est plus élevé à la position de référence qu'au coeur du faciès A (x 15, environ) ; il augmente encore vers l'éponte du filon.

Distance du contact (cm) (cf. fig 1)	$\frac{y}{y_r}$	% phéno- cristaux	concentra- tion linéaire λ	$\frac{dU/dy}{(dU/dy)_r}$
2	1.21	4.5	0.65	1.333
4	1.00	6.5	0.80	1.000
10	0.71	14	1.35	0.563
15	0.53	16.2	1.52	0.343
23	0.11	16.5	1.54	0.071

Tableau X-2: Valeur du gradient de vitesse relatif calculé selon l'équation [4].



Une courbe parabolique (s.str) signifierait un comportement rhéologique de type Newtonien. A une viscosité de type pseudoplastique, correspondrait une courbe de type parabolique mais dont la représentation logarithmique ne serait pas une droite.

Figure X-4: Profil du gradient de vitesse relatif pour le faciès A. Calcul à partir de l'équation [4].

b.b) Profils de vitesse

* Profil de vitesse par référence à un modèle d'écoulement d'un fluide pseudoplastique

Dans le cas théorique d'un fluide à comportement rhéologique pseudoplastique, la vitesse d'écoulement peut être représentée par la

formule proposée par Wilkinson (1960).

$$[5] \quad U = U_m \frac{3n + 1}{n + 1} \left[1 - \frac{y}{Y} \frac{n+1}{n} \right]$$

dans laquelle : U_m : vitesse maximale dans l'axe du conduit.

Y : demi-largeur du filon.

n : constante qui dépend du degré de pseudoplasticité.

Par dérivation, et en rapportant le gradient de vitesse obtenu à un point de référence indicé "r", on peut écrire :

$$\frac{dU/dy}{(dU/dy)_r} = \left(\frac{y}{y_r} \right)^{1/n}$$

Dans le cas concret étudié, à partir des valeurs rapportées dans le tableau X.2, nous avons construit un diagramme $\text{Log} \frac{dU/dy}{(dU/dy)_r}$ en fonction de $\text{Log} \left(\frac{y}{y_r} \right)$ (Fig.X.5). La droite de régression linéaire calculée est :

$$\text{Log} \frac{dU/dy}{(dU/dy)_r} = 1,165 \log \left(\frac{y}{y_r} \right) - 0,050$$

$$\text{soit : } \frac{dU/dy}{(dU/dy)_r} = e^{-0,050} \times \left(\frac{y}{y_r} \right)^{1,165} = 0,95 \left(\frac{y}{y_r} \right)^{1/0,86}$$

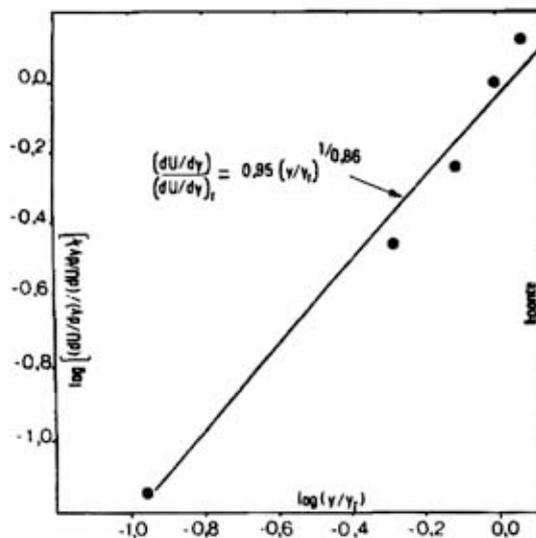


Figure X-5: Diagramme log-log montrant la bonne corrélation linéaire des valeurs du gradient de vitesse relatif et permettant de caractériser le comportement pseudoplastique du magma A lors de l'écoulement.

ce qui donne pour le coefficient n (degré de non idéalité de comportement Newtonien ou degré de pseudoplasticité) une valeur de 0,86.

Ceci permet d'affirmer que le magma a eu un comportement pseudo-plastique assez faiblement marqué.

Le profil de vitesse satisfaisant à de telles caractéristiques rhéologiques (fig.X.6) est exprimé par l'équation suivante (voir équation n° 5)

$$\frac{U}{U_m} = 1,92 \left[1 - \left(\frac{y}{Y} \right)^{2,16} \right]$$

* Profil de vitesse par simple intégration numérique à partir des équations de mouvement du fluide

Il est également possible d'avoir une représentation du profil de vitesse dans la caisse filonienne par simple intégration numérique des valeurs de $dU/dy / (dU/dy)_r$ qui représentent les pentes d'une courbe représentant la fonction intégrée de l'équation 3, de la forme :

$$[6] \quad \frac{\eta U}{\theta Y} = f\left(\frac{y}{Y}, \frac{dU/dy}{(dU/dy)_r}\right) + \text{cte}$$

La figure X.7 représente une image de vitesse obtenue par cette méthode. Cette courbe est comparable à celle tracée à partir du modèle de comportement pseudoplastique. La superposition imparfaite des deux profils calculés résulte du caractère approximatif des approches par le calcul qui négligent les variations de certains paramètres, notamment la viscosité aux approches des éponges.

c) Conclusions

Pour le seul faciès A du filon, à partir de l'exploitation des données sur la répartition des phénocristaux, il est possible de conclure que :

- Le phénomène de migration transversale des phénocristaux est bien la conséquence de l'instauration du gradient de pression dispersive dans la caisse filonienne, mais la répartition finale ne correspond pas à l'équilibrage de cette pression. En effet, nous avons montré qu'un gradient de pression dispersive existait alors que l'écoulement cessait par acquisition d'une cohésion interne.

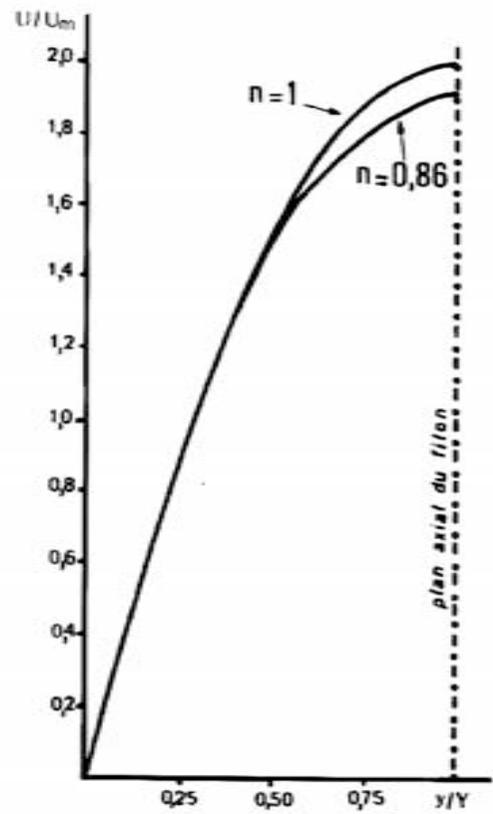


Figure X-6: Pour le faciès A, allure du profil de vitesse calculé à partir de l'équation [5] sur la base d'un comportement pseudo-plastique faiblement marqué ($n=0,86$). Pour comparaison, le profil de vitesse d'un corps à comportement newtonien a été figuré ($n=1$).

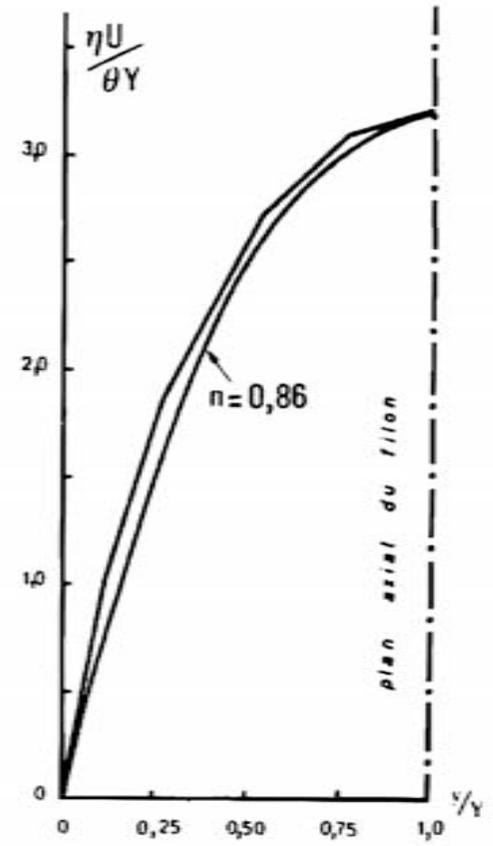


Figure X-7: Allure du profil de vitesse sous la forme $\frac{\eta U}{\theta Y}$ calculé par intégration numérique de l'équation [3]. La courbe calculée par le modèle de comportement pseudo-plastique (Fig. X-6) a été figuré par comparaison.

- Par contre, cette répartition des minéraux peut être expliquée comme la résultante :
 - . d'un état d'équilibre entre les forces de viscosité du magma (suspension de cristaux dans un liquide) et les forces génératrices de l'écoulement liées à la pression d'injection
 - . et d'un comportement pseudo-plastique faiblement marqué ($n=0,86$), lors de la mise en place.

3. Différenciation mécanique dans les faciès B et C

Pour les faciès B et C, nous pourrions mettre en évidence une évolution du comportement rhéologique du magma à partir de l'observation d'organisations spécifiques à chacun d'eux et différentes de celle du faciès A.

Les courbes de répartition des cristaux intratelluriques ne permettront plus de modéliser les phénomènes d'écoulement et de calculer des profils de vitesse. Ainsi, par manque d'éléments précis, nous ne pourrions que proposer des types de comportement rhéologiques non quantifiés.

a) Pour le faciès B

Lors de la mise en place du faciès B, le magma contenait déjà une charge en particules solides de l'ordre de 40 % en volume. En effet phénocristaux et microlites marquent une fluidalité planaire générale acquise par introduction dans la caisse filonienne. Cette fabrique est la signature d'un écoulement visqueux avec déformation de type cisaillement simple.

Une pression dispersive devait donc théoriquement exister. Cependant, en dehors de la zone proche de l'intra-éponge AB, sur 5 cm environ, les concentrations en cristaux restent égales ; aucune migration transversale ne permet de contrôler l'intervention d'une pression dispersive. Il y a, à première vue, contradiction entre présence d'une fluidalité et absence de migration transversale. On ne peut pas évoquer une évolution du comportement rhéologique qui aurait, lors de l'introduction, permis une fluidalité et ensuite aurait interdit par cohésion interne une migration. En effet, une migration aurait dû s'exprimer en même temps que la fluidalité. On est amené à proposer d'une part que la viscosité était de type pseudoplastique avec une valeur très

faible de η (Wilkinson, 1960) et d'autre part que, pour cette valeur, l'orientation des particules est possible alors que la migration latérale ne l'est pas.

Ce type de comportement, rattaché à une viscosité pseudoplastique, est très proche du cas limite avec cohésion interne (viscosité de Bingham) interdisant tout cisaillement, compte tenu de la pression d'injection.

Des confirmations à cette hypothèse sont apportées par l'observation de la zone proche de l'intra-éponge A-B. En effet:

- une frange de Bagnold de très faible puissance existe avec une très légère diminution des concentrations en cristaux ;
- la pression dispersive était bien présente dans cette zone de cisaillement maximum à l'approche de l'intra-éponge rigide (il ne faut pas oublier que le magma peut à la limite avancer dans la caisse filonienne sans se déformer : cas du bouchon de Bingham). En conséquence, on observe des figures de déplacement transversal de gros phénocristaux vers le centre entraînant une dissymétrie dans la fluidalité des microlites (fig.X.8). Ces derniers, par leur petite taille, sont moins sensibles aux forces centripètes exprimées pour annuler la pression dispersive.

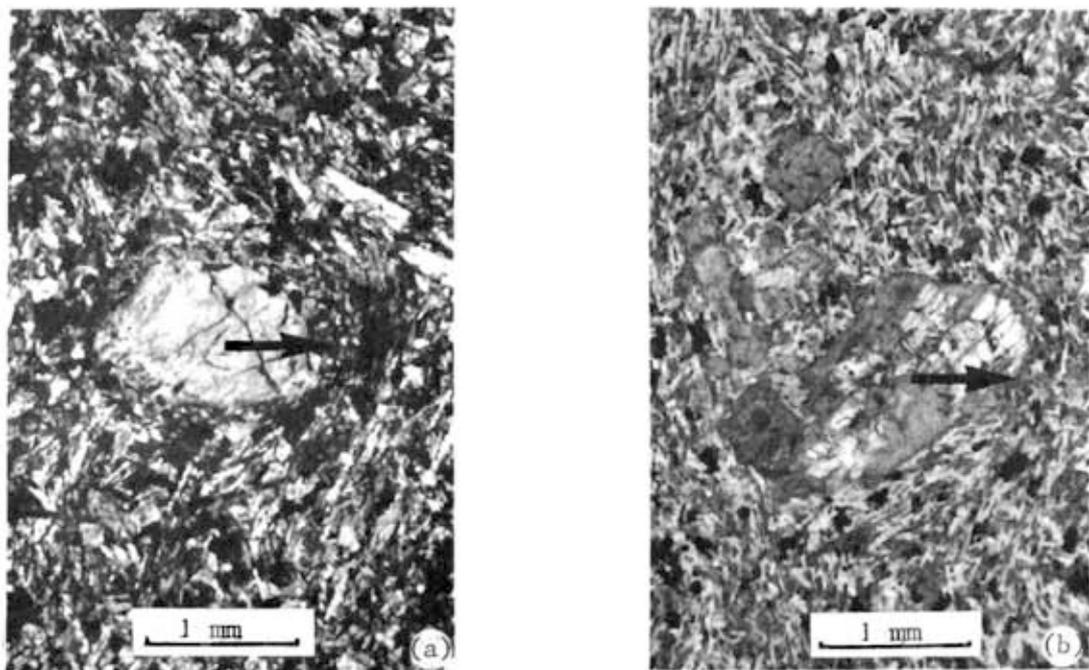


Figure X-8: Microphotographies illustrant les phénomènes de migration transversale de phénocristaux dans le faciès B, à 4cm de l'intraéponge A-B. L'écoulement se fait vers le haut, le coeur du filon est sur la droite des photos.

b) Pour le faciès C

De même que pour le faciès B, phénocristaux et microlites étaient déjà cristallisés lors de la mise en place du magma, car, dans la zone proche de l'intra-éponge B-C, les microlites présentent une belle fluidité magmatique. La charge en cristaux était de l'ordre de 60 % en volume. Ceci entraînait une viscosité de type Bingham à forte cohésion interne expliquant la non orientation des phénocristaux et microlites au cours de l'écoulement et s'opposait à fortiori à toute migration transversale des particules solides. Le magma du faciès C, hors la zone plurimillimétrique de bordure, a été injecté en force dans la caisse comme un bouchon de Bingham (Johnson et Pollard, 1973).

4. Conclusion

Les observations de Pétrologie Structurale permettent de diviser ce filon en trois faciès "emboîtés" qui se sont différenciés mécaniquement lors de leur écoulement dans la caisse filonienne, et ce, chacune pour leur propre compte.

Les effets de cette différenciation mécanique spécifique à chaque faciès sont fonction d'une évolution dans le temps des caractéristiques rhéologiques du magma soumis à l'écoulement (fig. X.9).

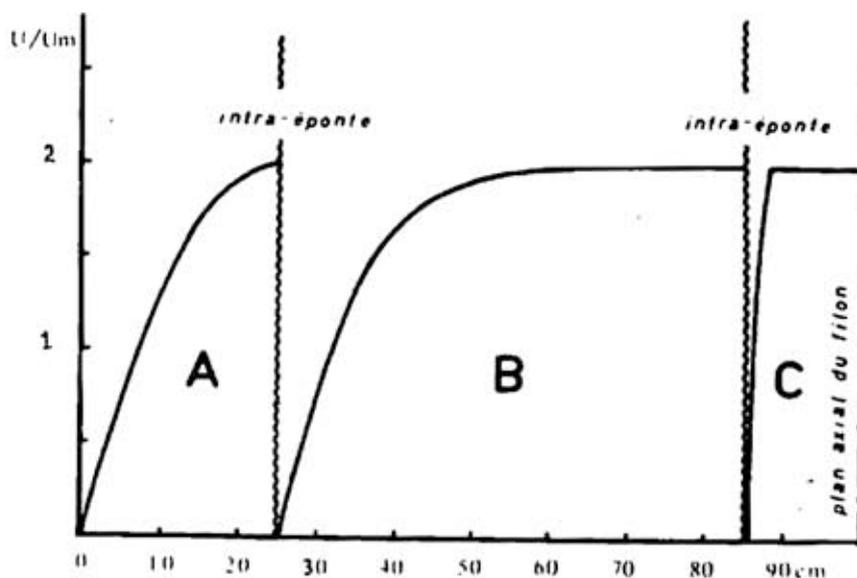


Figure X-9:Allure des profils de vitesse pour les trois faciès.
Faciès A:profil calculé (figure X-6)
Faciès B et C:profils supposés(sur la base des données de Pétrologie Structurale)satisfaisant à un comportement pseudoplastique pour le faciès B et à un comportement rhéologique d'un corps de Bingham pour le faciès C.Les courbes sont arbitrairement rapportées à une même valeur de la vitesse maximale.

- Pour le faciès A, le faible pourcentage de cristallinat (10%) conduit à une répartition des phénocristaux satisfaisant à un écoulement, de caractère pseudoplastique faiblement accusé.
- Pour le faciès B, avec 40 % de cristaux formés, les observations permettent de proposer une viscosité pseudoplastique à très faible valeur de n . L'acquisition d'une fluidalité d'écoulement reste possible alors que la migration transversale des cristaux à peine marquée, se limite, dans certaines zones, aux plus gros phénocristaux.
- Pour le faciès C, avec 60 % de cristallinat, le matériel avait acquis un comportement de type Bingham avec une cohésion interne interdisant l'expression même d'une fluidalité sans toutefois, bien sûr, empêcher l'écoulement qui se fait alors sous forme d'un bouchon rigide.

D. PETROGENESE ET MODELE DE MISE EN PLACE

Les données chimiques obtenues tant sur les roches totales que sur les minéraux sont remarquablement homogènes et permettent d'envisager pour les différents faciès une même identité magmatique. Le filon, dans son ensemble, représente bien une entité pétrologique.

L'étude de la différenciation mécanique des différents faciès permet de préciser que le remplissage de la caisse filonienne s'est effectuée par mise en place d'un magma à taux croissant de cristallisation depuis le faciès A (10 %), puis le faciès B (40 %) jusqu'au faciès C (60 %).

Une course de cristallisation, identique pour les trois faciès, peut se schématiser ainsi (fig.X.10) :

- au stade 1 : cristallisation de clinopyroxène suivi immédiatement par le plagioclase calcique ;
- au stade 2 : destabilisation du clinopyroxène et cristallisation concomittante de la hornblende ($0,6 < Al^{IV} < 1,1$) ;
- au stade 3 : cristallisation de la mésostase débutant par celle du plagioclase (An_{65} à An_{50}) de la hornblende interstitielle ($0,3 < Al^{IV} < 0,5$) et des minéraux opaques en grains.

L'ensemble de ces données chimiques, minéralogiques et de pétrologie structurale peut être schématisé dans un modèle pétrogenétique lié à la mise en place de ce magma (fig.X.10).

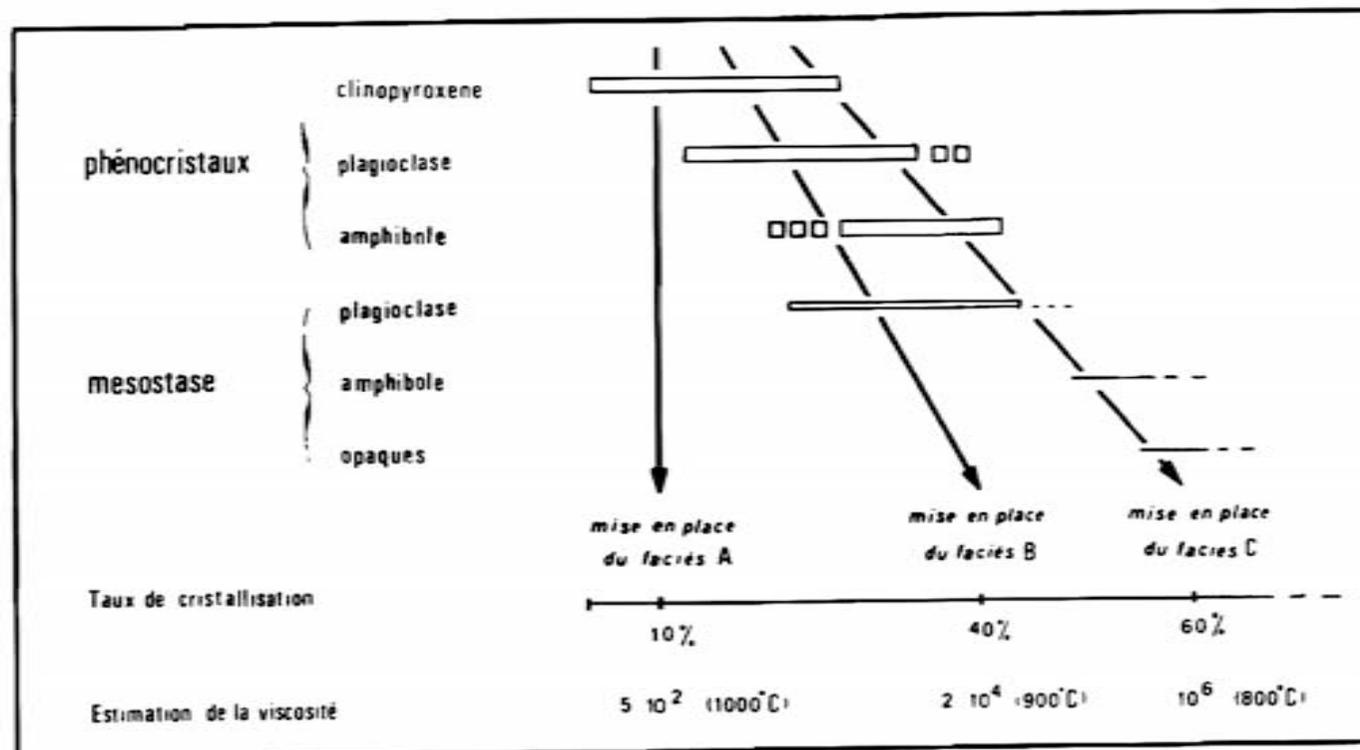


Figure X-10: Illustration du modèle de mise en place (explications dans le texte). Les viscosités ont été calculées selon le modèle de Shaw (1972), en tenant compte du pourcentage de phénocristaux présents dans le liquide magmatique. Symboles ouverts: minéraux ayant participé à l'écoulement.

- Le faciès A s'injecte dans la caisse filonienne alors que seul le pyroxène est cristallisé. La viscosité est faible (de l'ordre de 5.10^2 poises (*) pour une température estimée à 1000°C) et permet en liaison avec une vitesse d'écoulement rapide, une différenciation mécanique importante.
- La cristallisation continue avec le plagioclase et l'amphibole alors que le pyroxène se destabilise. La viscosité augmente avec la baisse de température et l'augmentation de la charge en cristaux. L'alimentation de la caisse correspond alors au faciès B. Sa viscosité est de type pseudoplastique à n faible ; calculée en équivalent newtonien, elle serait de 2.10^4 poises à 900°C . Les cisaillements par écoulement orientent les cristaux mais aucune différenciation mécanique ne peut s'imposer.
- Enfin, le faciès C intrude l'axe de la caisse, sous forme d'un bouchon rigide à viscosité de Bingham. Le magma est alors constitué de 60 % de cristaux et toute déformation par écoulement (fluidalité ou migration transversale) est impossible. L'équivalent newtonien de la viscosité (10^6 poises à 800°C) n'a plus de signification réelle, mais représente cependant une indication d'évolution.

Cette interprétation suppose l'existence d'une chambre magmatique à faible profondeur, dont le vidage progressif s'effectue à différents stades de la cristallisation sans qu'elle soit l'objet elle-même d'une différenciation par décantation. Ce vidage doit donc être rapide ; d'ailleurs, aux intra-épointes, il n'existe aucun critère de trempe entre les différents faciès.

A ce phénomène d'intrusions enchainées, se superpose lors de l'écoulement, des phénomènes de différenciations mécaniques spécifiques de l'état rhéologique de chaque faciès. Ces contrastes de rhéologie sont à l'origine de la formation des intra-épointes. Il ne faut pas nécessairement considérer les intra-épointes comme des discontinuités qui imposent une chronologie syncopée de mise en place, mais plutôt comme des fronts entre deux magmas pénécontemporains à rhéologie contrastée

(*) La viscosité indiquée est calculée par la méthode de SHAW (1972) en tenant compte des phénocristaux présents.

à un niveau d'observation donné ; en effet, rien n'autorise à affirmer que l'écoulement du faciès B, par exemple, avait cessé alors que le faciès C s'intrudait. Cela peut être un argument pour expliquer d'une part la parfaite symétrie observée dans la caisse filonienne et d'autre part, la présence d'intra-éponge mobile entre B et C.

A la terminologie "intrusion multiple", qui privilégie des notions de décalage temporel et impose une chronologie de mise en place, nous préférons le terme d'"intrusion télescopique" à intra-épontes qui soutend la continuité des phénomènes de cristallisation et de mise en place.

E. CONCLUSIONS

Dès qu'il y a intrusion dans une caisse filonienne d'un magma avec phénocristaux et à "faible" viscosité, un phénomène de différenciation mécanique s'instaure et entraîne une variation des caractères pétrologiques et géochimiques par migration des particules solides vers le centre (effet de Bagnold). Ce cas général conduit à étudier une caisse filonienne avec une approche de pétrologie structurale.

Dans le cas étudié ici, les caractères minéralogiques et chimiques sont remarquablement constants dans le profil ; aucune différenciation mécanique d'ensemble ne peut être évoquée. Cependant, l'observation des textures et la mise en évidence d'intra-épontes a permis de scinder le filon en trois faciès "emboîtés". Le phénomène de différenciation mécanique n'intervient que sur des zones très étroites de cisaillement maximum contre l'éponge et contre les discontinuités magmatiques entre faciès. Une étude des fabriques sur les cristaux présents au moment de l'écoulement a conduit à la notion d'injections enchainées d'un même magma à trois étapes successives de sa course de cristallisation et de ses caractéristiques rhéologiques.

Il est évident que les observations réalisées sur un tel profil de filon et à un niveau structural déterminé, ne fournissent que des données locales et représentatives de l'organisation finale du phénomène de mise en place. Des études complémentaires sur les phénomènes de différenciation "en long" dans les caisses filoniennes s'avèrent de plus en plus nécessaires à la bonne compréhension des mécanismes d'écoulement des magmas dans des conduits d'alimentation (filons et complexes filoniens, cheminées volcaniques,...)

BIBLIOGRAPHIE spécifique au chapitre X

- BAGNOLD, R.A. 1954 - Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society of London, 225, pp.49-63.
- BARRIERE, M. 1976 - Flowage differentiation : limitation of the Bagnold effect to the narrow intrusions. Contribution to Mineralogy and Petrology, 55, pp.133-145.
- BEBIEN, J. et GAGNY, Cl. 1979 - Importance of flowage differentiation in magmatic evolution. An exemple from an ophiolitic sheeted complex. Journal of Geology, 87, pp.579-582.
- BEBIEN, J. et GAGNY, Cl. 1980 - Différenciation des magmas ophiolitiques : l'exemple du cortège de Guevgueli. In ophiolites proceedings. International Ophiolite Symposium Cyprus 1979, pp.351-359.
- BEBIEN, J. 1982 - L'association ignée de Guevgueli (Macédoine grecque) Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 479 p.
- BEBIEN, J. et GAGNY, Cl. 1982 - Différenciation magmatique et spilitisation dans les filons : le rôle de la séricitisation (exemple du cortège de Guevgueli, Macédoine grecque). Bulletin de Minéralogie, Manuscrit sous presse.
- BERTAUX, J. et GAGNY, Cl. 1978 - Apport de la Pétrologie Structurale à l'étude de filons de microgranite intrusifs dans les tufs anthracifères (Viséen de la région de Roanne, Loire). Bull. de la Société Géologique de France, 7, t.XX, n° 6, pp.883-887.
- BHATTACHARJI, S. et SMITH, C.H. 1965 - Flowage differentiation. Science, 145, p.150-153.
- BHATTACHARJI, S. 1967 - Mechanisms of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. J. Geol., 75, pp.101-112.
- DREVER, H.I et JOHNSTON, R. 1958 - The petrology of picritic rocks in minor intrusions - a hebridean group. Trans. R. Soc. Edimbourg, 63, pp.459-499.
- GAGNY, Cl. 1968 - Pétrogenèse du granite des Crêtes, Thèse d'Etat, Univ. Nantes, 546 p.

- GAGNY, C.I. 1978 - Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons. 103ème Congrès National des Sociétés Savantes, section Sciences, Nancy, fasc.IV, pp.9-20.
- GIBB, F.G.F. 1968 - Flow differentiation in the xenolithic ultrabasic dikes of the Cuillins and the Strathaird Peninsula, Isle of Skye, Scotland. *Journal of Petrology*, 9, n°3, pp.411-443.
- JOHNSON, A.M. et POLLARD, D.D. 1973 - Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah. I : Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics*, 18, pp.261-309.
- KOMAR, P.D. 1972 a - Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills. *Geological Society of America Bulletin*, 83, pp.973-988.
- KOMAR, P.D. 1972 b - Flow differentiation in igneous dikes and sills profiles of velocity and phenocryst concentration. *Geological Society of America Bulletin*, 83, pp. 3443-3448.
- KOMAR, P.D. 1976 - Phenocrysts interactions and the velocity profile of magma flowing through dikes or sills. *Geological Society of America Bulletin*, 87, pp.1336-1342.
- LEAKE, B.E. 1978 - Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, pp.1023-1052.
- MAUDE, A.D. et WHITMORE, R.L. 1956 - The wall effect and the viscosity of suspension. *Brit. J. Appl. Phys.* 7, 98.
- POISEUILLE, J.L.M. 1836 - Recherche sur les causes du mouvement du sang dans les vaisseaux capillaires. *Ann. Sci. Nat.* 5, p.111-115.
- SABOURDY, G. 1975 - Apport de la géochimie à la connaissance de la Pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales, Massif Central Français. Thèse Ann. Sci. Univ. Clermont Fd, 52 p.
- SIMKIN, T. 1967 - Flow differentiation in the picritic sills of North Skye. Wyllie, P.J. (ed). *Ultramafic and related Rocks*, New York, Wiley.
- SHAW, H.R. 1972 - Viscosity of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction. *American Journal of Sciences*, 272, pp. 870-893.

VELJENS, G. 1938 - Distribution of leucocytes in vascular systems. Acta path. microbiol. Scand. Suppl. 33, pp. 1-241.

WILKINSON, W.L. 1960 - Non-newtonian fluids, fluid mechanics, mixing and heat transfer. New-York, Pergamon Press, 138 p.

*o*o*o*

- QUATRIEME PARTIE -

PÉTROGENÈSE DES FORMATIONS PLUTONIQUES SITUÉES
EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS.
RELATIONS AVEC LE MAGMATISME BASIQUE VISÉEN

CHAPITRE XI

RELATIONS ENTRE PLUTONITES SITUÉES EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS ET MAGMATISME BASIQUE VISÉEN

A. INTRODUCTION : Position du problème

Les travaux de Stussi (1967, 1970) sur le volcanisme associé aux séries volcanosédimentaires viséennes (qui constituent l'encaissant du Massif des Ballons) ont conduit à la mise en évidence de deux associations (cf. introduction générale) :

- L'une, qualifiée de préorogénique composée de diabases, albitophyres et orthophyres ;
- L'autre, orogénique, caractérisée par le développement d'andésites, latites, porphyres trachytiques et rhyolitiques.

Cet auteur mettait également en évidence les analogies chimico-minéralogiques existant entre certaines roches de l'association orogénique (porphyres trachytiques calco-magnésiens) et les faciès grenus monzonitiques et syénodioritiques appartenant au cortège plutonique des Ballons.

Pour sa part, Gagny, dès 1968, avait clairement montré, sur la base d'un parallélisme chimicominéralogique, que les porphyres quartzifères rhyolitiques représentaient les équivalents effusifs du granite à biotite et amphibole des Ballons.

Ainsi, des liens évidents étaient envisagés entre volcanisme et plutonisme dans les Vosges méridionales.

Cependant, la connaissance des faciès grenus du massif des Ballons progressant, de nouvelles suggestions concernant des liens volcanisme-

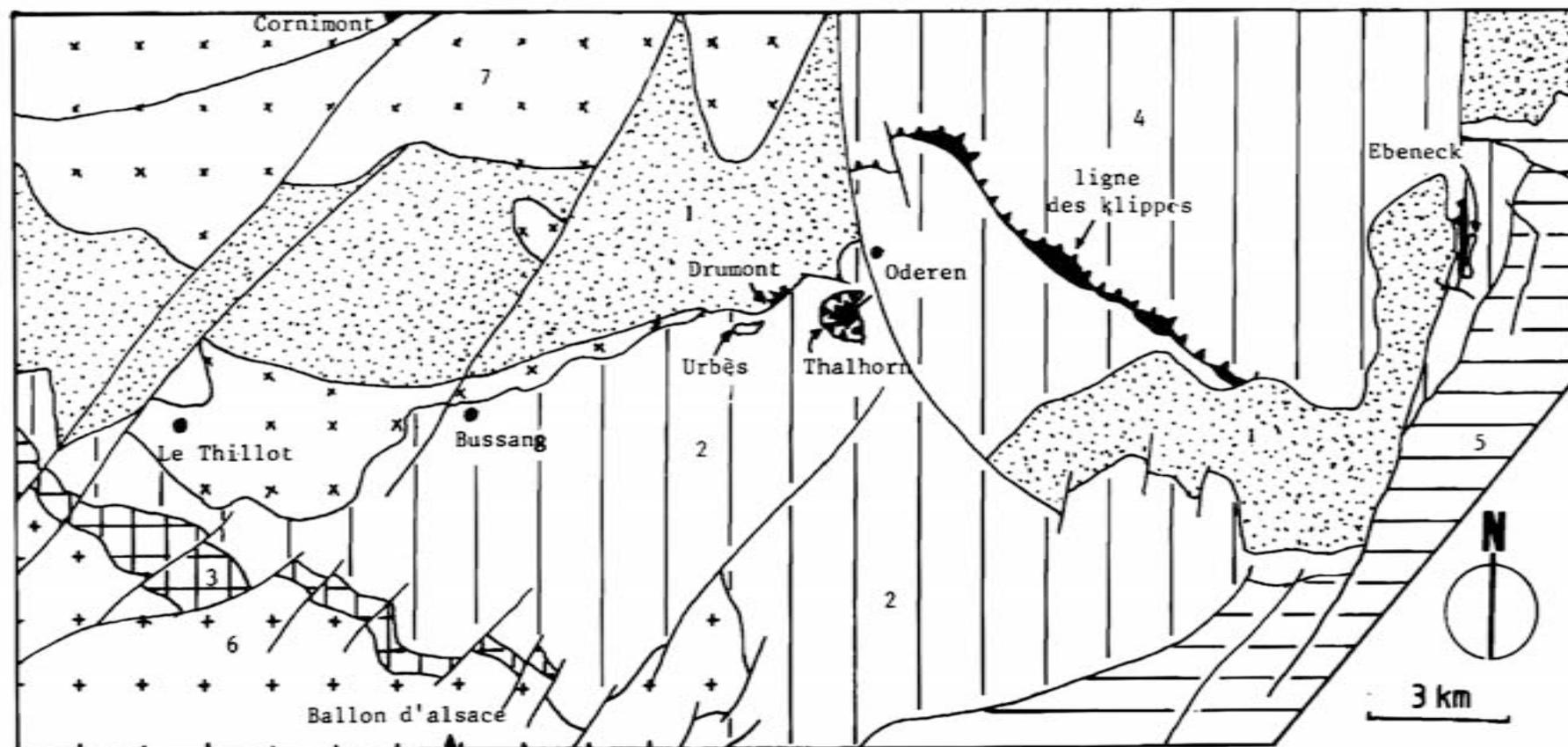


Figure XI.1: Carte structurale du socle des Vosges méridionales, d'après Fluck et von Eller 1972, modifiée. 1: granite fondamentale et granitogneiss. 2: série volcano-sédimentaire d'Oderen et de Malvaux. 3: plutonites septentrionales. 4: série schisto-grauwackeuse du Markstein. 5: série volcanosédimentaire de Thann-Giromagny. 6: granite des Ballons. 7: granites et microgranites (dont magmatisme des Crêtes).

plutonisme dans les Vosges méridionales étaient avancées. C'est ainsi que Bébien et Gagny, en 1978, montraient l'existence de divergences entre les faciès plutoniques situés au Nord (tendance tholéïtique) et au Sud (tendance calco-alkaline). Ils parallélaient cette distinction avec celle reconnue par Stussi, entre volcanisme préorogénique et volcanisme orogénique. Cette interprétation conduit aux remarques suivantes :

- elle valide les conclusions de Stussi sur les liens entre porphyres trachytiques orogéniques et faciès grenus monzonitiques (essentiellement présents au sud du granite des Ballons) ;
- elle suggère de relier au volcanisme préorogénique les roches basiques présentes dans les faciès septentrionaux, dont Stussi signalait (1970, p.150) qu'elles ne s'intégraient pas dans son schéma comparatif.

Pour notre part, nous avons pu, à partir d'études pétrographiques minéralogiques et géochimiques, apporter des arguments allant dans le sens de l'interprétation de Bébien et Gagny (1978) en ce qui concerne l'affinité tholéïtique des plutonites situées au nord du granite des Ballons (cf. IIème partie). Par ailleurs, l'établissement de la succession chronologique des magmatites au cours du Viséen (Ière partie) et la mise en évidence des relations structurales entre volcanites du Viséen inférieur et plutonites septentrionales du massif des Ballons (cf. IIIème partie), nous invitaient à discuter les liens génétiques possibles entre ces manifestations magmatiques pénécontemporaines.

Dans ce but, nous présenterons tout d'abord l'environnement éruptif des plutonites septentrionales du massif des Ballons, et ce, à partir de données de la bibliographie et de données nouvelles acquises lors de cette étude.

B. L'ENVIRONNEMENT ERUPTIF DES PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS

1. Généralités

L'environnement immédiat des plutonites septentrionales du massif des Ballons est représenté par les assises volcanosédimentaires de la Haute vallée de la Moselle. Celles-ci sont caractérisées par l'alternance de grauwackes fines de teintes sombres et de schistes noirs, ainsi que par la présence d'un magmatisme interstratifié dans lequel on peut reconnaître des albitophyrés, fréquemment tuffacés, largement prédominant

N° ech.	G14	4D	4E	4S	T1
SiO ₂	76.29	76.80	75.94	75.69	72.53
Al ₂ O ₃	12.47	12.26	12.65	12.89	13.62
Fe ₂ O ₃ *	1.75	1.76	1.79	2.05	2.25
MnO	0.04	0.04	0.03	0.05	0.07
MgO	0.46	0.94	0.46	0.74	0.48
CaO	0.47	0.74	0.56	0.17	1.18
Na ₂ O	5.76	5.30	4.68	5.51	5.59
K ₂ O	1.04	0.75	2.77	0.69	1.17
TiO ₂	0.27	0.23	0.25	0.30	0.51
P.F.	0.89	0.75	0.59	1.34	1.84
Total	99.44	99.57	99.72	99.43	99.24

Tableau XI.1: Analyses chimiques d'albitophyres.

- G 14 : Albitophyre (le Noir Etang) x= 927,4 y= 328,6
- 4D : Tuf albitophyrique fin (Bois du Hinguenet)
x= 932,95 y= 326,9
- 4E : Tuf albitophyrique grossier,prélevé à 5 m du précédent.
A l'oeil nu,on peut observer des fragments centimétriques de quartz et de feldspaths.La teneur en K₂O s'explique par la présence d'orthose.
- 4S : Tuf albitophyrique fin (Col de la Tête du Lait)
x= 935,1 y= 327,85
- T1 : Tuf albitophyrique (Rouge Gazon)
cf. B; Taisne,1982.

en volume sur des roches basiques aux modes de gisement variés : coulées, filons, sills, stocks, etc. (fig. XI.1).

Ces assises volcanosédimentaires de la haute vallée de la Moselle ont leurs équivalents sur le versant alsacien avec les dépôts de la région d'Oderen et de Rimbach. L'ensemble de ces faciès constitue la série de base du Viséen appelée série d'Oderen. Par ailleurs, cette série sert de base au plan de chevauchement des formations de la série du Markstein. Cette discontinuité structurale est jalonnée par les écailles tectoniques de la "ligne des klippes" (Jung, 1928, Gagny, 1968). Dans ces klippes, sont présentes des roches basiques et ultrabasiques dont nous détaillerons quelques aspects afin d'en discuter plus loin l'origine.

2. Les roches effusives acides

Les tufs albitophyriques sont des roches très résistantes à l'affleurement, de teinte blanchâtre. Lorsqu'ils sont grossiers, on peut y distinguer des fragments centimétriques de feldspaths.

Au microscope, les éléments pyroclastiques sont composés de feldspaths brisés, et parfois de quartz. L'orthose peut également être présente. Ces éléments sont soudés par un ciment essentiellement composé de cristaux d'albite et de quartz engrenés. De la chlorite en petites plages et des grains d'oxydes de fer peuvent être également présents mais toujours en faible quantité.

Quatre analyses chimiques de ces albitophyres sont reportées dans le tableau XI.1.

3. Les roches basiques

Les roches basiques que nous avons pu observer dans la haute vallée de la Moselle se présentent en coulées ou en filons.

Les coulées peuvent présenter un aspect bréchiqve voire vacuolaire, ou massif et porphyrique (cf. tableau XI.2). Les roches basiques en gisement hypovolcanique sont compactes, à grain fin.

Au microscope, ces roches présentent une composition minéralogique primaire de type basaltique, à plagioclase, clinopyroxène, et/ou amphibole verte et minéraux opaques. L'altération de ces roches se marque par une séricitisation des plagioclases, et le développement de chlorite, calcite, préhnite et épidote. Cependant, aucune paragenèse franchement spilitique à albite-chlorite n'a été observée dans les échantillons ré-

N° éch.	4T	4R	6E	Moy.
SiO ₂	48.60	45.87	47.78	51.60
Al ₂ O ₃	16.63	20.78	15.47	15.72
Fe ₂ O ₃ [■]	11.07	8.04	11.52	10.52
MnO	0.14	0.16	0.18	0.17
MgO	7.51	7.35	8.46	4.50
CaO	7.13	7.96	6.71	6.80
Na ₂ O	3.86	2.38	3.73	3.92
K ₂ O	1.05	2.81	1.31	1.30
TiO ₂	1.37	0.85	1.84	1.52
Total	99.92	100.02	99.65	99.92

Tableau XI.2: Analyses chimiques de quelques diabases.

4T : Diabase microlitique en coulée, localement bréchique.
(Col de la Tête du Lait) x= 935,1 y= 327,85

4R : Coulée massive porphyrique (Bois de Maxéromont). Les phénocristaux de plagioclase sont totalement séricitisés. Les minéraux ferromagnésiens sont chloritisés.
x= 934,95 y= 328,4

6E : Diabase en gisement hypovolcanique (Fresse/Moselle). La texture est microgrenue intergranulaire; le pyroxène ne subsiste qu'à l'état de reliques.
x= 933,9 y= 328,25

Moy.: Moyenne de 9 diabases des Vosges méridionales (Stussi, 1970).

coltés (1).

Trois analyses nouvelles de ces roches basiques sont reportées dans le tableau XI.2. Ces roches sont comparables minéralogiquement et chimiquement aux diabases décrites par Stussi (1970). Bien que cette appellation ne soit pas conforme à la systématique proposée par l'I.U.G.S.(2), nous la conserverons par commodité, en référence à l'usage local.

4. Les faciès grenues associés au volcanisme basique

L'existence de pointements de roches grenues associées au volcanisme basique de la base des séries viséennes a été reconnu depuis fort longtemps (Michel-Levy, 1910 ; Jung, 1928; Gagny, 1968 ; Stussi, 1970). Ces corps éruptifs, dont le mode de gisement et l'extension sont difficiles à préciser au vu des mauvaises conditions d'affleurement, ont été dénommés "diorites intraformationnelles du Culm", Michel-Levy (op.cit.). Certains de ces corps sont directement à relier aux plutonites du massif des Ballons : la diorite du Pont-Jean (Mouillac, 1974 ; André, 1982) ou le gabbro du Couard, découvert lors de cette étude (cf. chapitre III). D'autres témoins de ce magmatisme basique non parvenu à l'extrusion apparaissent dans le même contexte, bien que plus éloignés géographiquement. Les principaux sont : le gabbro d'Urbès et l'association gabbro-dioritique de l'Ebeneck (fig. XI.1).

a) Le gabbro d'Urbès

Sur les pentes nord de la vallée d'Urbès, au dessus de la tranchée de la voie ferrée inachevée de Felling à Bussang, affleurent des pointements d'une roche sombre grenue : le gabbro d'Urbès. A ce faciès grenu sont associées des roches microgrenues sombre de type diabase.

La variabilité d'apparence du gabbro d'Urbès est remarquable. Au grè des quelques affleurements disponibles, la roche peut être homogène ou présenter des passées feldspathiques centimétriques, suggérant ainsi la présence d'un litage d'origine magmatique. L'ensemble éruptif est ce-

1) Des assemblages à prehnite-pumpellyite ont été observés par Rossy (1978) au Sud du massif des Ballons, dans les laves du Dévonien supérieur et du Viséen inférieur des Vosges méridionales. Cette minéralogie est interprétée comme résultant d'une hydratation statique à des pressions faibles (1 Kb) et à des températures de 200-350° C. Nous n'avons pas observé de tels assemblages dans nos échantillons prélevés au Nord du Massif des Ballons.

2) Ces roches sont en fait des basaltes (Streckeisen, 1967).

pendant très cataclaté voire, déformé - présence de l'importante faille de Bussang (Gagny, 1968) - et son étude cartographique précise n'a pas été réalisée.

Un aspect de la texture du faciès gabbroïque type est représenté figure XI. 2.

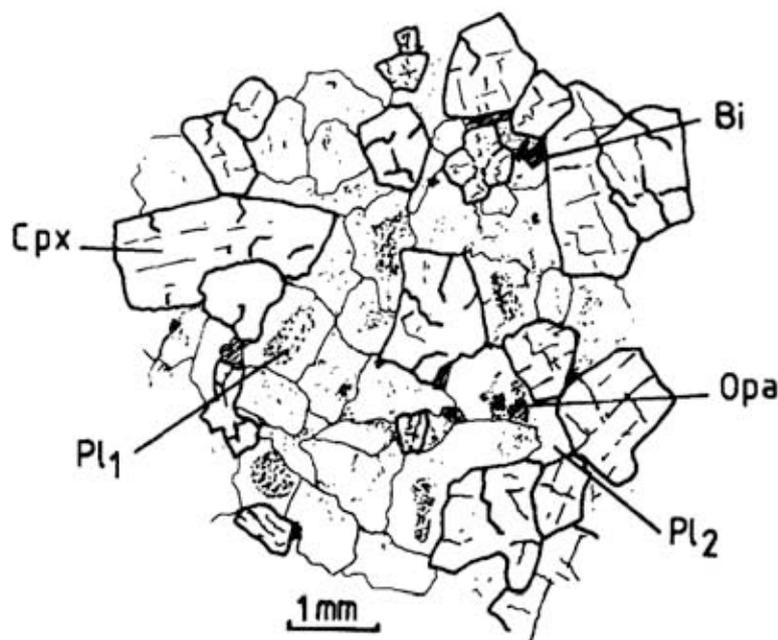


Figure XI.2: Aspect microscopique du gabbro d'Urbès (éch.3C). Se reporter au tableau XI.3 pour l'analyse chimique.

La texture est celle d'un cumulat à plagioclase (Labrador An_{70}) clinopyroxène. Ces minéraux cumulus sont cimentés par un matériel intercumulus composé de plagioclase acide, et de rares biotites. Les minéraux opaques se limitent à quelques grains disséminés. Localement, des plages de chlorite présentes dans les interstices - non représentées sur la figure XI.2 - pourraient être la trace d'une amphibole intercumulus altérée.

Deux analyses chimiques du gabbro d'Urbès sont reportées dans le tableau XI.3. Le caractère de cumulat s'y exprime par une forte teneur en MgO et CaO , et un rapport FeO^*/MgO faible (voisin de 1). La teneur élevée en K_2O est à relier à la présence de biotite mais également au développement de séricite en remplacement du plagioclase de première génération.

b) L'association gabbro-diorite de l'Ebeneck

L'association gabbro-diorite de l'Ebeneck appartient à l'unité volcano-sédimentaire dite de Munster - Aeckerlé - Ebeneck, située sur le flanc est du Ballon de Guebwiller (fig. XI.1). Cette unité est rattachée par analogie de faciès à la série de base du Viséen (série d'Oderen). Dans cette unité volcanosédimentaire, où sont signalées d'abondantes coulées de diabases (et spilites) associées à des schistes et grauwackes, apparaissent également des pointements grenus dont le plus important constitue le sommet et le flanc sud de l'Ebeneck. Ces pointements grenus ont été cartographiés par Gagny lors du lever de la carte au 1/50000 de Munster (1955 - 1965).

On peut y reconnaître des roches dioritiques largement prédominantes à l'affleurement sur des faciès plus sombres de type gabbroïque.

Au microscope, le faciès commun dioritique présente une texture grenue où plagioclases subautomorphes (Andésine An₄₀) et amphiboles vertes à coeur de clinopyroxènes, sont cimentés par du plagioclase acide (oligoclase, albite) et de la chlorite. Des minéraux opaques dont l'ilménite sont également présents (fig. XI.3). Une analyse chimique de ce faciès est reportée dans le tableau XI.3. Le rapport FeO*/MgO élevé (>2) va de pair avec une forte teneur en TiO₂ (1,57 %). La présence en abondance de plagioclase acide se marque par une teneur élevée en Na₂O.

5. Les autres roches basiques des Vosges méridionales : les gabbros de la ligne des klippes.

Outre les faciès grenus précédemment décrits, appartenant sans conteste au magmatisme précoce du Viséen inférieur, il existe dans les Vosges méridionales des faciès basiques et ultra-basiques présents dans la ligne des klippes, définie par Jung (1928). Nous nous limiterons dans ce paragraphe à décrire sommairement les roches basiques grenues présentes dans ces écailles. Leur lien éventuel avec le magmatisme basique Viséen inférieur sera discuté au paragraphe C.

Dans les différentes klippes, qui s'étirent du Drumont au Lautenbach (fig. XI.1), sont présentes des roches basiques et ultrabasiques variées (serpentinites, harzburgites gabbros euphotides) associées à des gneiss, conglomérats, cipolins et localement schistes rouges. Dans la klippe du Trehkopf, les schistes rouges ont été daté dévonien inférieur à moyen sur faune de Chitinozoaires (Doubinger et Ruhland, 1963).

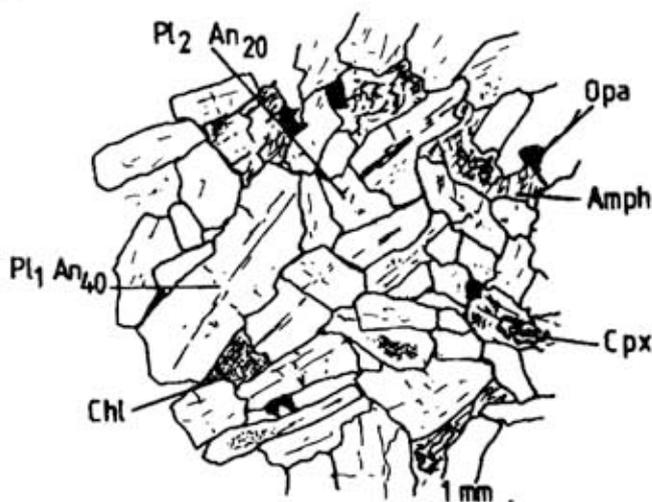


Figure XI.3: Aspect microscopique de la diorite de l'Ebeneck (éch. 2Y).
Se reporter au tableau XI.3 pour l'analyse chimique.

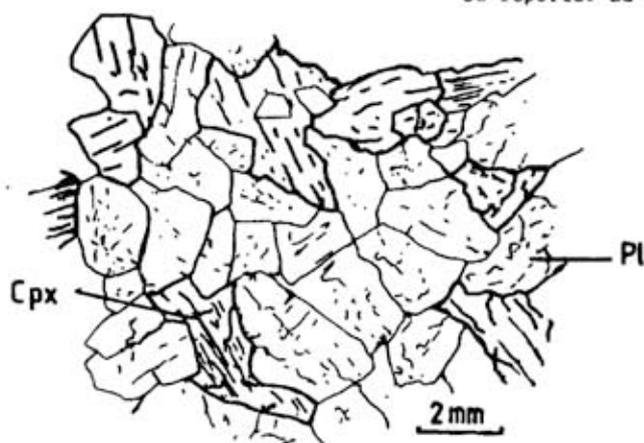


Figure XI.4: Aspect microscopique du gabbro euphotide du Thalhorn (éch. VW2). Se reporter au tableau XI.3 pour l'analyse chimique.

N° éch.	3C	VW3	2Y	VW2
SiO ₂	48.69	46.77	55.20	50.03
Al ₂ O ₃	16.15	14.98	16.07	14.21
Fe ₂ O ₃ *	10.02	9.90	10.52	7.64
MnO	0.18	0.21	0.23	0.18
MgO	7.51	9.21	4.04	8.24
CaO	7.33	9.26	4.66	12.43
Na ₂ O	2.11	1.76	5.05	2.64
K ₂ O	3.87	3.04	0.91	1.34
TiO ₂	0.93	0.85	1.57	0.73
P.F.	2.85	3.12	1.81	2.37
Total	99.64	99.10	100.06	99.84
FeO/MgO	1.21	0.96	2.34	0.83

Tableau XI.3: Analyses chimiques de quelques roches grenues de l'environnement éruptif des plutonites septentrionales du massif des Ballons.
 3C: gabbro d'Urbès x= 944,1 y= 330,5 (carte Munster 1/50.000)
 2Y: diorite de l'Ebeneck x= 959,4 y= 334,2 " "
 VW3: gabbro d'Urbès (échantillon Gagny, 1977, inédit)
 VW2: gabbro euphotide du Thalhorn " "

Dans l'importante klippe du Thalhorn, les gabbros euphotides sont associés à des serpentinites, des gneiss et des conglomérats à éléments de gabbros et serpentine.

Au microscope, les euphotides se présentent comme des roches grenues à texture de cumulat (fig. XI.4). Les plagioclases basiques subautomorphes séricitisés sont cimentés par des clinopyroxènes (diallage). Une analyse du gabbro euphotide du Thalhorn est reportée dans le tableau XI.3. Le caractère de cumulat à plagioclase et pyroxène s'exprime par une forte teneur en CaO et un rapport FeO^*/MgO faible (0,83).

6. Discussion et conclusions

Le magmatisme de l'environnement des plutonites septentrionales du massif des Ballons est bimodal. Il se caractérise par un volcanisme acide albitophyrique qui trouve son origine dans une anatexite sélective du socle sialique (Gagny, 1968) en réponse à une intumescence basique génératrice du magmatisme contemporain composé de diabases, diorites et gabbros. Dans la haute vallée de la Moselle, la prédominance du volcanisme albitophyrique sur les coulées basiques et surtout la quasi absence de kératophyres potassiques (orthophyres) semblent indiquer que nous nous situons à la base du Viséen inférieur (base de la série d'oderen). Avec le temps, le volcanisme basique s'intensifie et atteint son développement maximum dans la série de Malvaux (présente au sud du massif des Ballons) rapportée au sommet du Viséen inférieur (Coulon et al, 1979).

Ainsi, ce magmatisme basique précoce, exprimé sous forme plutonique et volcanique, présente une cohérence d'âge avec les plutonites septentrionales du massif des Ballons. Nous allons tenter dans ce qui suit de préciser les relations chimiques entre ces deux ensembles.

C. COMPARAISON ENTRE PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS ET MAGMATISME BASIQUE DU VISEEN INFÉRIEUR

La comparaison de données chimiques et minéralogiques entre roches à expressions plutoniques d'une part et volcaniques d'autre part pose un certain nombre de problèmes, liés au mode de mise en place de ces roches :

- Le caractère porphyrique de certaines coulées, dont il a été montré qu'il pouvait être lié à la différenciation mécanique dans les conduits d'alimentation (Bébié et Gagny, 1980) ;

- A l'opposé, le caractère accumulatif de certains faciès plutoniques, impose une grande prudence dans une comparaison directe avec des laves microlitiques dont on peut penser qu'elles représentent des compositions de liquides magmatiques.

Par ailleurs, il a été montré, en ce qui concerne les plutonites situés en bordure nord du massif des Ballons, que la répartition de certains éléments, le potassium notamment, était à mettre en relation avec une contamination par l'environnement sialique mobilisé (chapitre III, André et Bébien, 1982a et b).

Par contre, nous avons montré que les éléments tels que fer, magnésium et titane étaient particulièrement intéressants pour caractériser le rôle de la différenciation par cristallisation fractionnée dans l'évolution des plutonites.

En conséquence, nous avons choisi de comparer les comportements de ces éléments considérés comme peu mobiles dans les phénomènes d'altération et de métamorphisme - et pour lesquels un apport extérieur en provenance de la croûte mobilisée n'est pas envisagé -.

Les données chimiques disponibles sur les volcanites basiques associées aux séries volcanosédimentaires du Viséen inférieur sont nombreuses d'âge et de provenance divers. Ces deux derniers points nous ont amenés à n'utiliser que les analyses les plus récentes* :

- 9 extraites de Stussi, 1970
- 8 extraites de Bébien et Gagny, 1979
- 2 extraites de Taisne, 1982
- 9 dont 4 sur des faciès grenus particuliers, inédites ou effectuées par cette étude (cf. tableau XI. 2 et 3).

1. Comparaison des tendances chimiques des ensembles plutonique et volcanique.

Les roches volcaniques de type diabase constituent un ensemble nettement différencié, allant de termes calciques et magnésiens (à rapport FeO^*/MgO voisin de 1) à des termes plus siliceux, ferrifères et titanés (à rapport FeO^*/MgO supérieur à 2).

* L'intégralité de ces analyses est reportée en annexe.

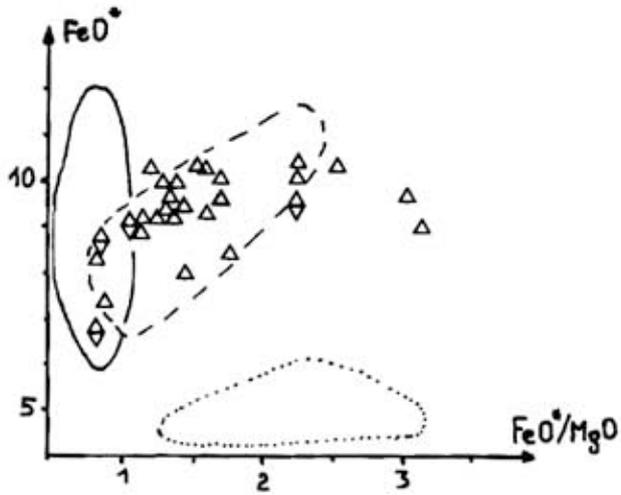


Figure XI.5: Diagramme FeO^* , FeO^*/MgO

- ◊ faciès grenus
- △ faciès effusifs ou filoniens

enveloppes des roches plutoniques
 trait plein: cumulats.
 trait tireté: dolérites, microdiorites
 et diorites.
 trait pointillé: monzodiorites et
 monzonites.

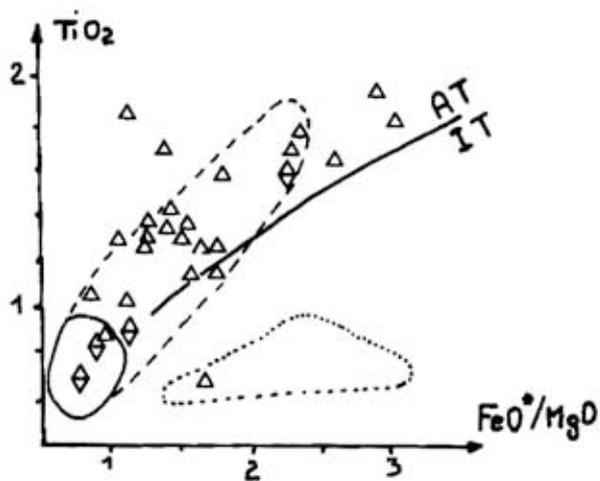


Figure XI.6: Diagramme TiO_2 , FeO^*/MgO .
 AT: anisotitané; IT: isotitané

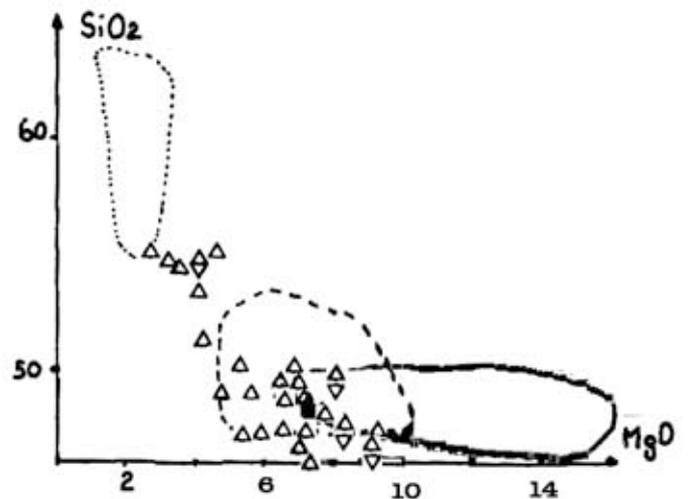


Figure XI.7: Diagramme SiO_2 , MgO .

Les diagrammes présentés figures XI.5, 6 et 7, illustrent parfaitement cette différenciation. Par ailleurs, le report des courbes enveloppes des points représentatifs des différentes unités plutoniques de l'ensemble septentrional des Ballons (cf. 2ème partie) permet de mettre en évidence l'analogie des tendances de différenciation entre, d'une part, les faciès volcaniques et les roches plutoniques de l'unité dolérite-microdiorite - diorite. Les deux lignées présentent un même comportement anisotitané (fig. XI.6 et 8, Bébien 1980). Les volcanites montrent cependant une différenciation plus avancée que les microdiorites conduisant à des termes moins magnésiens, plus titanés et surtout plus siliceux (fig XI.7).

L'étude pétrographique de l'unité dolérite - microdiorite - diorite (chapitre IV) a permis de préciser que la différenciation anisotitanée observée se parallélisait, sur le plan minéralogique à une évolution de la composition des pyroxènes (tendance à l'enrichissement en fer) ainsi qu'à un passage des faciès à pyroxène aux faciès à amphibole dominante. Nous ne disposons d'aucune étude minéralogique fine sur les volcanites. Cependant, nous pouvons remarquer que la distinction entre diabases à pyroxène et diabases à amphibole faite par Stussi (1970) n'est pas corrélable à une plus ou moins grande différenciation, exprimée en terme de valeur du rapport FeO^*/mgO . En conclusion, s'il apparaît qu'il existe une relation entre évolutions des minéraux et des compositions globales en domaine plutonique, il semble qu'il faille rapporter les variations minéralogiques des volcanites à des conditions de cristallisation spécifiques à chaque roche, en relation avec leur mode de gisement (coulées ou filons).

Par ailleurs, on peut remarquer que les roches grenues cumulatives décrites au § B, associées spatialement aux volcanites, se confondent avec les faciès gabbro-dioritiques de l'unité cumulative des plutonites septentrionales du massif des Ballons.

En revanche, les roches de l'unité monzodiorite - monzonite, qui sont associées intimement aux dolérites et microdiorites dans les brèches magmatiques, et représentent les termes ultimes de la différenciation des plutonites septentrionales du massif des Ballons, ne possèdent pas d'équivalents volcaniques. Ce fait, qui est à mettre en relation avec le mode de genèse de ces magmas évolués, sera discuté au chapitre XII.

2. Remarques sur la différenciation dans le temps des volcanites basiques

L'ensemble du magmatisme basique effusif peut être rapporté au Viséen inférieur. Nous avons précisé, à la suite de Bébien et Gagny (1978, 1979) la différenciation anisotitanée typique de ce volcanisme. Au delà de ces prévisions d'ordre géochimique, le simple examen de la répartition géographique des volcanites appelle les remarques suivantes:

- Les produits volcaniques les moins différenciés (à teneur en MgO > 6,5 %, rapport $FeO^*/MgO < 2$, $TiO_2 < 1,5$ %) se cantonnent dans une zone géographique située au nord et nord-est du massif des Ballons. Ils représentent des produits effusifs ou hypovolcaniques associés, soit à la série d'Oderen (base du Viséen inférieur), soit à la base de la série de Malvaux (Bébien et Gagny, 1979) immédiatement surincombante.
- Au contraire, les faciès les plus évolués ($2 \% < MgO < 6,5$, $FeO^*/MgO > 2$ et $TiO > 1,5$ %) semblent se limiter à la zone Sud et Sud-Ouest du massif plutonique des Ballons où ils sont associés aux dépôts schisteux et détritiques fins de la série de Malvaux.
- Ainsi, l'expression de produits de plus en plus différenciés interstratifiés dans des assises sédimentaires de plus en plus jeunes traduit une différenciation dans le temps du volcanisme basique du Viséen inférieur. Les différents faciès peuvent alors être interprétés comme résultant de ponctions, étalées au cours du Viséen inférieur, d'un magma basique en cours de fractionnement en profondeur.

3. Interprétations et conclusions

Les similitudes des tendances chimiques évolutives des faciès plutoniques septentrionaux du massif des Ballons et des faciès volcaniques basiques (et roches grenues associées) permettent de considérer ces manifestations comme résultant d'un même magmatisme. Celui-ci correspond, tant dans ses expressions volcaniques que plutoniques à la différenciation d'un magma basique conduisant à des termes enrichis en fer et titane. Seuls, les produits plutoniques les plus évolués (monzodiorites et monzonites) ne présentent pas d'équivalents volcaniques.

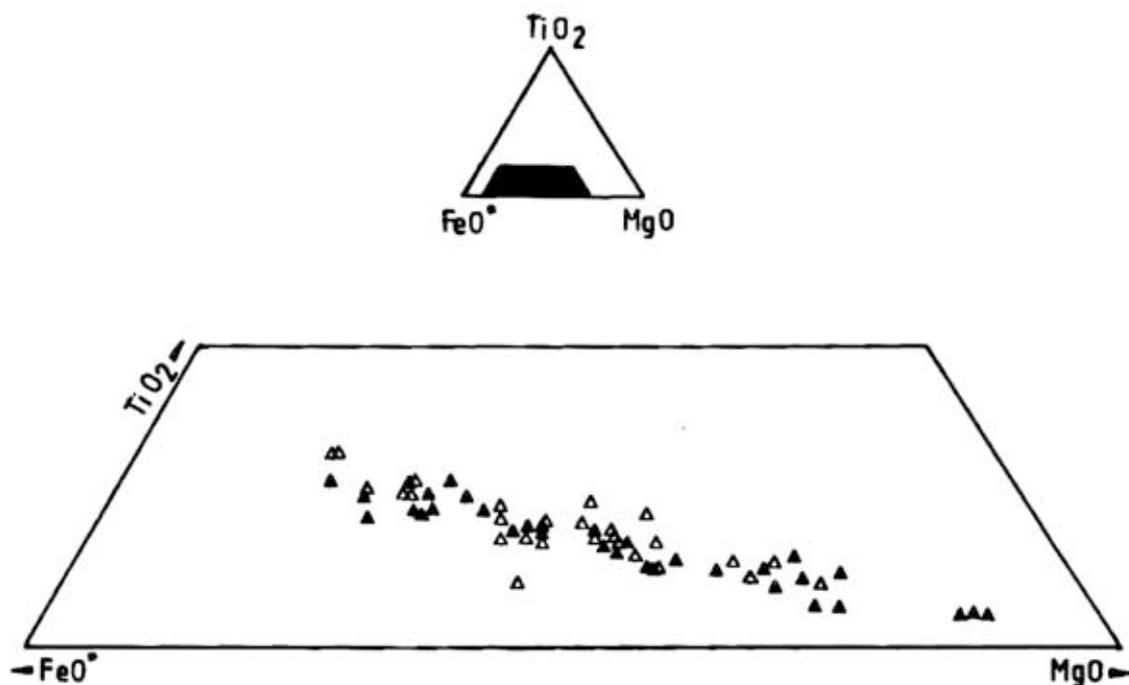


Figure XI.8: Diagramme triangulaire TiO_2, FeO, MgO . Noter la similitude d'évolution entre roches volcaniques basiques du Viséen inférieur (symboles ouverts) et faciès plutoniques septentrionaux du massif des Ballons (symboles fermés).

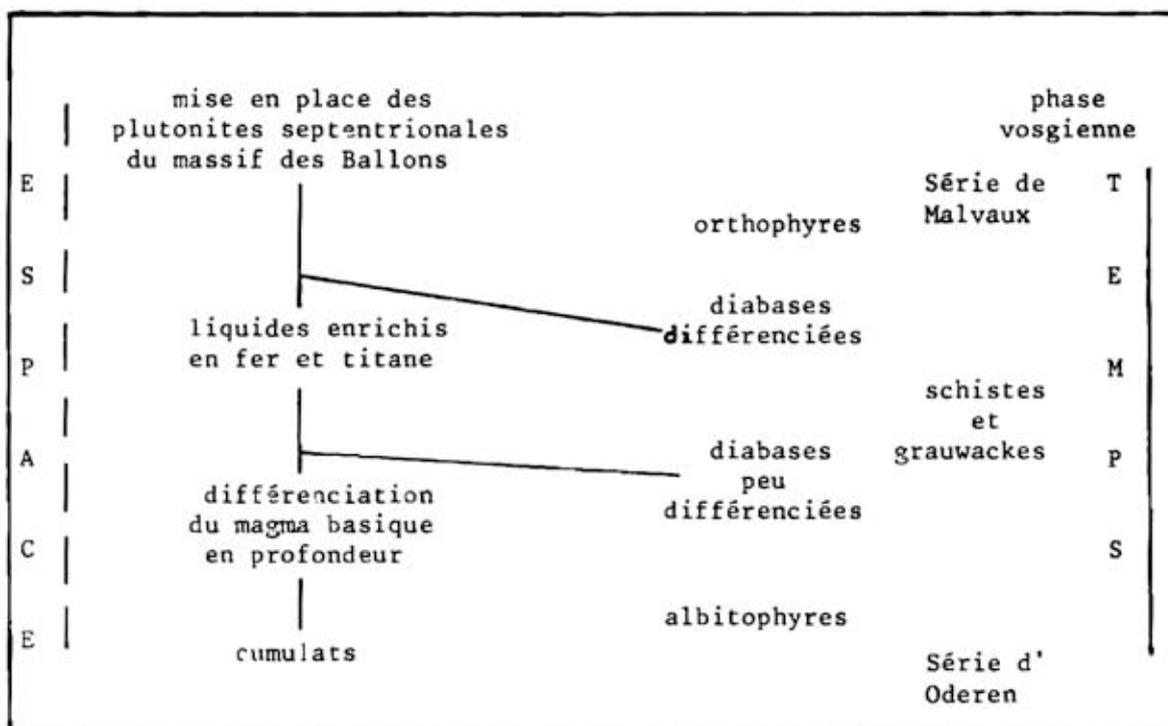


Figure XI.9: Différenciation spatiotemporelle du magmatisme basique du Viséen inférieur des Vosges méridionales.

D'autre part, la différenciation dans l'espace des plutonites, suggérée par la présence des cumulats gabbroïques et dioritiques, va de pair avec une différenciation dans le temps des produits volcaniques (figure XI.9). Cet étalement des épisodes effusifs tout au long du Viséen inférieur traduirait ainsi une mise en disponibilité continue des magmas au cours de la différenciation en profondeur.

*o*o*o*

CHAPITRE XII

PÉTROGENÈSE DES PLUTONITES SEPTENTRIONALES DU MASSIF DES BALLONS (EN RELATION AVEC LE CONTEXTE TECTONIQUE DU VISÉEN DES VOSGES MÉRIDIONALES)

A. PRESENTATION

Les plutonites situées au nord du massif des Ballons ont été l'objet dans ce mémoire d'études spécifiques portant sur :

1. Leur organisation architecturale d'ensemble en relation avec les autres manifestations magmatiques, plutoniques et effusives, au Carbonifère dans les Vosges méridionales (1ère et 4ème partie) ;
2. Les caractères pétrologiques des différentes roches qui les composent (2ème partie) ;
3. Les structures remarquables que constituent les brèches magmatiques (3ème partie).

Ce chapitre va nous permettre, à partir des résultats acquis au cours de cette étude, de proposer un schéma pétrogénétique unitaire et de discuter la signification géodynamique de ce magmatisme.

B. POSITION DES PLUTONITES SITUÉES EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS DANS LE MAGMATISME CARBONIFÈRE DES VOSGES MÉRIDIONALES

Partant des orientations des fluidalités planaires d'écoulement des plutonites qui composent le massif des Ballons, nous avons pu mettre en évidence :

1. L'homogénéité d'orientation des plutonites situées au Nord du granite des Ballons (N.140 - 170.E à pendage subvertical).

2. L'importance discordance angulaire existant entre les fluidalités planaires d'écoulement des plutonites situées au nord du granite des Ballons et celles du granite porphyroïde lui-même, orientées N.100.E subverticales.

D'autre part, le parallélisme entre les orientations des structures magmatiques des plutonites septentrionales du massif des Ballons et du granite porphyroïde des Ballons avec respectivement les orientations des plissements de la phase vosgienne (à la limite Viséen inférieur - Viséen supérieur) et de la phase sudète (à la limite Viséen supérieur - Namurien) nous a conduit à proposer une chronologie des événements magmatiques et tectoniques au Carbonifère dans les Vosges méridionales (cf. chapitre II).

Par ailleurs, la comparaison des caractères chimiques du volcanisme basique des séries volcanosédimentaires d'Oderen et de Malvaux (-les seules affectées par la phase vosgienne-) avec ceux des plutonites basiques situées au Nord du massif des Ballons montre à l'évidence le cogénéisme de ces deux expressions magmatiques à des niveaux structuraux différents (cf. chapitre XI).

Ainsi, les plutonites septentrionales du massif des Ballons apparaissent comme un cortège de roches différenciées appartenant à un important magmatisme basique précoce dans l'histoire magmatique du Carbonifère des Vosges méridionales. La différenciation du cortège, sa mise en place et sa structuration - notamment sous forme de brèches magmatiques - sont en grande partie orchestrées par les contraintes tectoniques de la phase vosgienne.

C. ORIGINE DES ROCHES PRESENTES DANS LE COMPLEXE PLUTONIQUE SITUE EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS.

1. Informations fournies par l'étude des cumulats gabbro-dioritiques

Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des cumulats gabbrodioritiques du cortège septentrional du massif des Ballons ont été développées dans la deuxième partie de ce mémoire (ch. III). Elles ont conduit à mettre en évidence, dans ces roches d'origine cumulative, une succession de deux paragenèses, qui reflètent des variations importantes des conditions physicochimiques de cristallisation. Les cumulats débutent leur cristallisation sous faible pression d'eau avec le développement d'une paragenèse à plagioclase calcique + clinopyroxène

± orthopyroxène ± olivine. Une seconde paragenèse à plagioclase andésine + amphibole ± biotite ± oxydes ferrotitanés y fait suite et témoigne d'une brusque augmentation de la teneur en eau.

Après discussion (cf. chapitre VI), l'interprétation proposée pour expliquer de telles variations des conditions d'évolution est celle d'un apport de matière en provenance de l'environnement sialique fortement mobilisé. Des éléments alcalins - potassium notamment - ont été également incorporés à ce stade d'évolution.

En résumé, les roches gabbrodioritiques cumulatives apparamment, à travers les successions paragénétiques qui les composent comme des enregistreurs des différents processus d'évolution des conditions de cristallisation.

2. Origine des roches microgrenues mélanocrates

L'ensemble des roches microgrenues mélanocrates, qui correspondent à l'unité dolérite-microdiorite-diorite (cf. chapitre IV), représente une série évolutive allant de termes calciques et magnésiens vers des termes progressivement enrichis en fer et titane. Sur le plan minéralogique, ce "Fenner trend" se marque par un enrichissement en fer de clinopyroxènes. Un tel type d'évolution ne s'observe pas que dans les faciès plutoniques. En effet, le volcanisme basique des séries d'Oderen et de Malvaux présente les mêmes caractéristiques. Ces faits impliquent, pour la genèse des magmas ayant donné naissance à ces roches, l'existence de quantités importantes de cumulats à plagioclase + olivine + clinopyroxène ± orthopyroxène. Ceux-ci n'ont pas été observés dans les plutonites septentrionales du massif des Ballons, mais certains faciès présents dans la ligne des klippes pourraient en être les témoins (chapitre VI).

3. Origine des roches grenues leucocrates

Les roches grenues leucocrates composant l'unité monzodiorite - monzonite (quartzique) (chapitre V) présentent une gamme de faciès allant de termes très riches en plagioclase, à texture de compactage, à des termes plus siliceux. Sur le plan minéralogique, cette évolution se marque par une disparition du clinopyroxène dans les termes les plus élevés ainsi que par un développement de matériel pegmatitique.

Modalités de la différenciation	Minéraux fractionnés	Liquides formés	Roches formées
cristallisation fractionnée à faible pression d'eau	plagioclase calcique + clinopyroxène + olivine + orthopyroxène	liquides enrichis en fer et titane	cumulats gabbroïques dolérites microdiorites diorites diabases
		liquides enrichis en Al_2O_3 et SiO_2 et appauvris en FeO et TiO_2	cumulats gabbro-dioritiques à amphibole et biotite (dont vagnérites) monzodiorites monzonites monzonites quartziques
contamination par l'environnement sialique apport d'eau et de potassium	plagioclase acide + amphibole + biotite + oxydes ferrotitanés		

Figure XII.1: Tableau synoptique précisant l'origine des différentes roches rapportées au magmatisme basique viséen inférieur.

Dans le schéma retenu d'une genèse par cristallisation fractionnée, il apparaît que seul un fractionnement de minéraux tels que amphibole, biotite, oxydes ferrotitanés et plagioclase acide soit susceptible de former des liquides pouvant donner naissance à ces roches leucocrates. Il est à noter que les minéraux qui composent ces roches grenues leucocrates entrent également dans la composition du matériel intercumulus des cumulats gabbrodioritiques.

4. Liaison des différentes roches composant le complexe plutonique situé en bordure Nord du massif des Ballons

Les liquides magmatiques ayant donné naissance aux roches microgrenues mélanocrates (unité dolérite-microdiorite-diorite) et grenues leucocrates (unité monzodiorite-monzonite-monzonite quartzique) résultent du fractionnement d'espèces minérales différentes (chapitre VI). Ces deux types de roches pourraient résulter de la cristallisation de magmas parfaitement indépendants ; l'existence même des cumulats gabbrodioritiques suggèrent qu'il n'en est rien. En effet, ces derniers comportent en association (cf. § C1) :

- une paragenèse précoce à plagioclase calcique + clinopyroxène ± olivine ± orthopyroxène dont la cristallisation ne peut que conduire au développement d'une lignée de différenciation comparable à celle observée dans l'unité dolérite-microdiorite-diorite.
- une paragenèse à amphibole ± biotite ± oxydes ferrotitanés + plagioclase acide, dont le développement provoque la formation de liquides résiduels enrichis en alumine et silice et appauvris en fer et titane.

L'association de ces deux paragenèses est la conséquence des brusques modifications des paramètres contrôlant les modalités de la différenciation magmatique. Ces modifications, qui se sont produites pendant la cristallisation des cumulats gabbrodioritiques rendent compte de la coexistence de deux lignées de différenciation dans le cortège plutonique septentrional du massif des Ballons (figure XII.1)

Dans un deuxième temps, nous allons voir comment l'interprétation dynamique de la structuration de l'ensemble des formations permet de préciser dans une certaine mesure les causes de la modification des paramètres contrôlant la différenciation magmatique.

D. INFLUENCE DU CONTEXTE DIASTROPHIQUE SUR LA DIFFERENCIATION

1. Hiérarchie et chronologie des phénomènes

Les formations plutoniques situées au Nord du massif des Ballons se sont mises en place et ont cristallisées dans un domaine continental dans lequel s'exprimait un volcanisme sialique très important, représenté par les laves acides kératophyriques. Les magmas qui ont donné naissance à ces formations ont donc été en contact avec une croûte sialique partiellement mobilisée. Nous avons vu que cette mobilisation a induit une contamination sélective du magma basique en cours de différenciation.

Par ailleurs, nous avons montré que la structuration de l'ensemble des formations plutoniques, notamment sous la forme des spectaculaires brèches magmatiques, était à mettre en relation avec le développement de la phase tectonique vosgienne.

Ainsi, deux phénomènes clés se sont déroulés lors de la mise en place et de la cristallisation des formations plutoniques situées au Nord du massif des Ballons :

- une variation brutale des conditions de cristallisation ;
- un diastrophisme, en réponse aux contraintes de la phase vosgienne.

Ces deux phénomènes se sont produits de façon simultanée. Ils ne sont sans doute pas indépendants : le diastrophisme a pu favoriser les phénomènes d'assimilation de l'eau notamment par le magma basique.

Dans le cadre de cette interprétation, il est possible de présenter une chronologie de la genèse des différents magmas :

- Les magmas ayant donné naissance aux dolérites et microdiorites ont été générés par un fractionnement précoce de minéraux anhydres antérieurement aux phénomènes diastrophiques. Cependant, il faut remarquer qu'ils ont cristallisé, pour certains d'entre-eux du moins, en concurrence avec les magmas monzonitiques (dans les brèches magmatiques dynamiques plastiques - cf. ch. VII) et en présence d'eau comme en témoigne l'abondance de minéraux ferromagnésiens hydratés (amphibole et biotite).
- Les magmas ayant donné naissance aux monzodiorites et monzonites correspondent pour leur part à des liquides générés tardivement.

Ils peuvent être interprétés comme les liquides résiduels -résultant du fractionnement d'amphibole, de biotite et de plagioclase acide-échappés des cumulats gabbrodioritiques en fin de cristallisation de ceux-ci, lors du diastrophisme.

2. Pétrogenèse des brèches magmatiques

Lors de l'étude de Pétrologie Structurale des phénomènes de bréchification magmatique (cf. 3ème partie), nous avons distingué :

- des brèches de type dynamique plastique, résultant de l'association intime de deux matériaux magmatiques ;
- des brèches de type statique fragile, résultant du démantèlement d'une roche consolidée par un matériau magmatique.

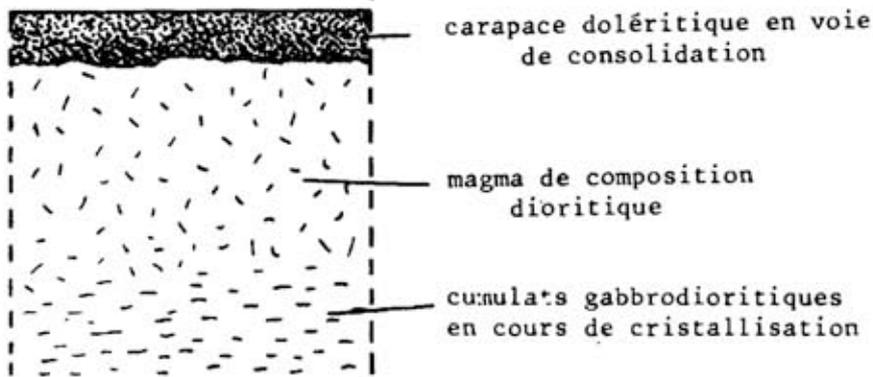
Sur le plan pétrogénétique, de telles différences peuvent s'expliquer simplement si l'on tient compte d'une part de la nature des produits mis en cause, d'autre part du niveau structural auquel s'expriment ces brèches magmatiques.

Un schéma d'évolution des brèches magmatiques est proposé figure XII.2. Il peut se résumer en trois stades :

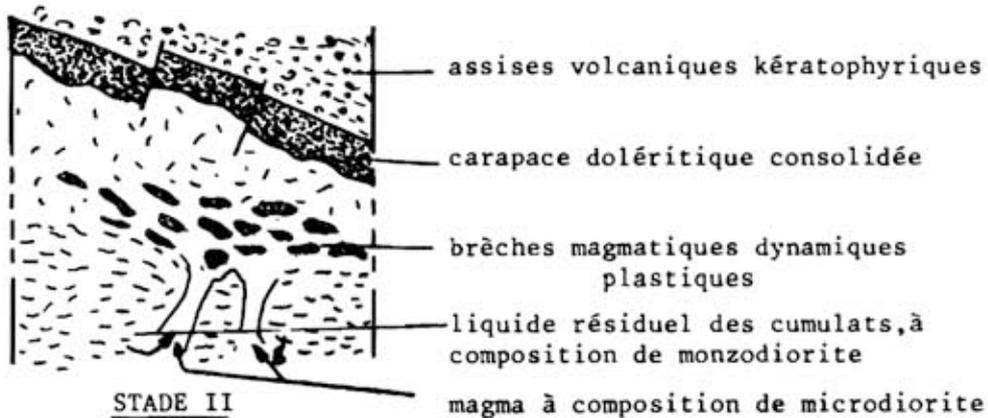
Stade 1 : Les magmas de composition dioritique surmontent les cumulats gabbrodioritiques en voie de cristallisation. Dans la partie supérieure de la chambre magmatique se développe une carapace doléritique.

Stade 2 : L'ensemble de la chambre magmatique est démantelé sous l'action des phénomènes diastrophiques. Dans les parties supérieures sous couverture volcanique, la carapace doléritique est en voie de consolidation. A un niveau structural plus profond, le liquide résiduel des cumulats gabbrodioritiques à composition de monzodiorite se combine avec des liquides microdioritiques enrichis en fer et titane (générés dans une chambre magmatique voisine, voire une partie de la même chambre) pour former des filons composites à l'origine des brèches magmatiques dynamique plastique.

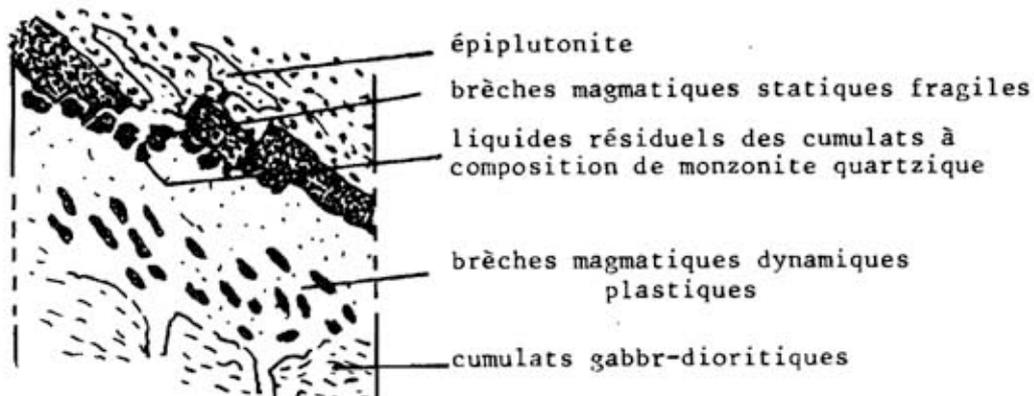
Stade 3 : La cristallisation se poursuit dans les cumulats gabbrodioritiques. Les liquides résiduels les plus tardifs à composition de monzonite et monzonite quartzique s'expriment dans les parties hautes : (1) en bréchifiant la carapace doléritique et allant ainsi constituer les brèches magmatiques de type statique fragile. Dans ces zones les processus de différenciation de type filterpress (Propach, 1973) conduisent à des faciès pegmatitiques et aplitiques.



STADE I



STADE II



STADE III

Figure XII.2: Proposition d'un schéma d'évolution conduisant à la formation des brèches magmatiques. Les dimensions de la chambre magmatique ainsi que les volumes respectifs de chaque roche ne sont pas connus.

- (2) en dépassant cette auréole que constitue la carapace doléritique en se mettant en place sous forme d'épiplutonites dans les assises volcaniques.

3. Comparaison avec l'association ignée de Guevgueli (Macédoine grecque)

Les éléments contenus dans ce paragraphe ont été développés dans une publication réalisée en collaboration avec Jean Bébien, à paraître au Bulletin de la Société Géologique de France et intitulée : "Déchirures continentales et plutonisme : étude pétrologique et structurale comparée de l'association ignée de Guevguéli (Macédoine grecque) et des formations plutoniques basiques situées en bordure nord du massif des Ballons (Vosges, France).

L'association ignée de Guevgueli (Bébien, 1982) se compose de cumulats gabbroïques, de formations hypabyssales (sills, dykes), de laves et comporte également un massif de granite associé à des migmatites. Les formations basiques peuvent être réparties dans deux ensembles pétrographiquement distincts :

- L'un deux est caractérisé par la prédominance des phases minérales anhydres ; les phases cumulus dans les gabbros sont le plagioclase et le clinopyroxène ; olivine orthopyroxène et titanomagnétite peuvent constituer le matériel intercumulus. Les liquides magmatiques correspondants représentés par les roches hypabyssales et les laves, montrent une évolution tholéïtique anisotitanée caractéristique (Bébien et Gagny, 1980).

- Dans le second ensemble, l'amphibole est le minéral ferromagnésien le plus abondant. Cette phase se développe dans des cumulats gabbroïques ou plus rarement péridotitiques, dans des diorites, des dolérites et des microdiorites. Toutes ces roches sont associées dans des brèches magmatiques très abondantes. Nous avons souligné dans le chapitre IX, la similitude des phénomènes de structuration des brèches magmatiques en relation avec un contexte tectonique actif, tant dans l'association ignée de Guevgueli que dans les formations plutoniques situées en bordure nord du massif des Ballons. Mais, la ressemblance entre les deux associations s'étend également aux caractères pétrologiques. En effet, les cumulats gabbrodioritiques à amphibole de Guevguéli présentent également une dualité paragénétique traduisant un brusque accroissement de la teneur en eau lors de la cristallisation. D'autre part, les modalités de la différenciation magmatique sont identiques et font intervenir :

- un fractionnement de minéraux anhydres (olivine, clinopyroxène, plagioclase calcique) pour expliquer la genèse des liquides ayant donné naissance aux dolérites et microdiorites ;
- un fractionnement de minéraux hydratés (amphibole, biotite) et d'oxydes ferrotitanés à l'origine des roches grenues leucocrates.

On peut donc observer dans l'association de Guevgueli et en bordure nord du massif des Ballons des roches pétrographiquement comparables, organisées de façon analogue. Dans ces deux exemples, les processus de la différenciation magmatique sont identiques et apparaissent essentiellement contrôlés par le contexte diastrophique régional.

E. PLACE DES PLUTONITES SITUÉES EN BORDURE NORD DU MASSIF DES BALLONS ET DES VOLCANITES BASIQUES ASSOCIÉES DANS LES CLASSIFICATIONS FAISANT INTERVENIR LE CADRE GEOTECTONIQUE.

1. Résumé

Depuis le développement de la tectonique des plaques, les pétrologues ont proposés de nombreux critères chimiques permettant de corréler caractères magmatiques des roches et environnements géodynamiques. Ont ainsi vu le jour de nombreux diagrammes de discrimination des contextes géodynamiques mettant en jeu des éléments majeurs et/ou mineurs (Bébin, 1973 ; Pearce et Cann, 1973 ; Pearce, 1976 ; Winchester et Floyd, 1975 ; Pearce et Norry, 1979 ; Beccaluva, Ohnenstetter M. et Ohnenstetter D., 1979 notamment) voire s'intéressant aux compositions de minéraux (Leterrier et Maury, 1982).

Il est bien évident que l'utilisation de toutes ces représentations graphiques, dont la prétention est notamment de caractériser le contexte géodynamique impose de considérer que les types de magmas distingués correspondent bien de par leurs caractères géochimiques et pétrologiques à des contextes géodynamiques précis.

Par ailleurs, le choix des roches (ou minéraux) utilisés dans de tels diagrammes est déterminant. Des phénomènes d'altération peuvent facilement transformer un basalte calcoalcalin en une shoshonite.

En l'absence de données concernant les éléments en trace, nous n'avons considéré, pour le magmatisme basique qui nous intéresse ici, que

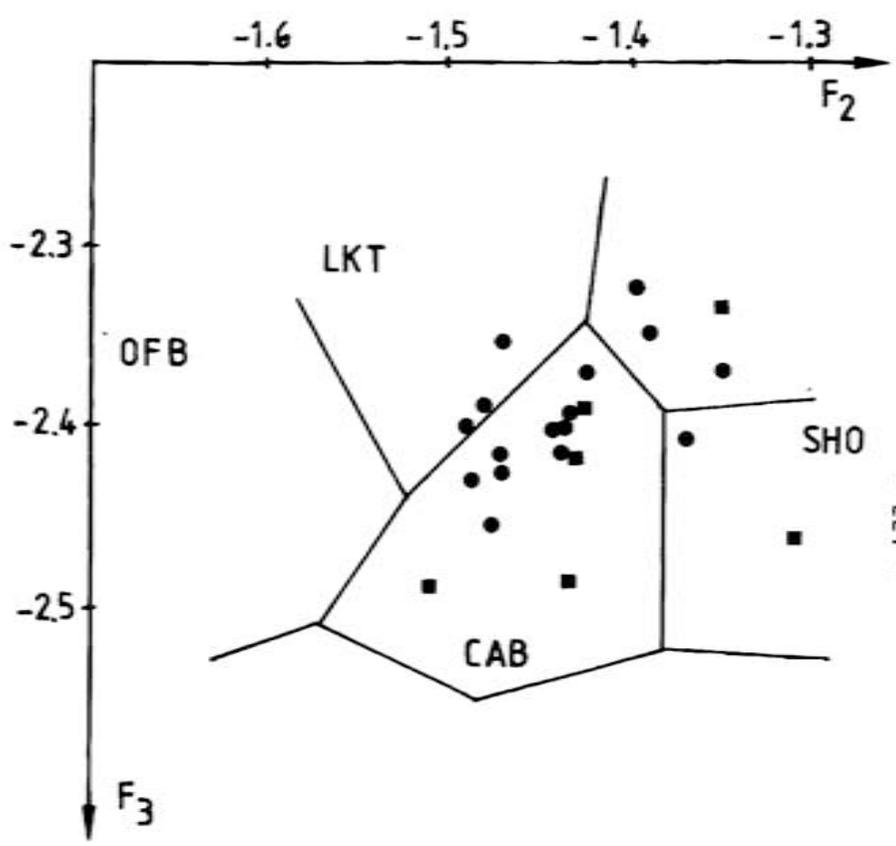
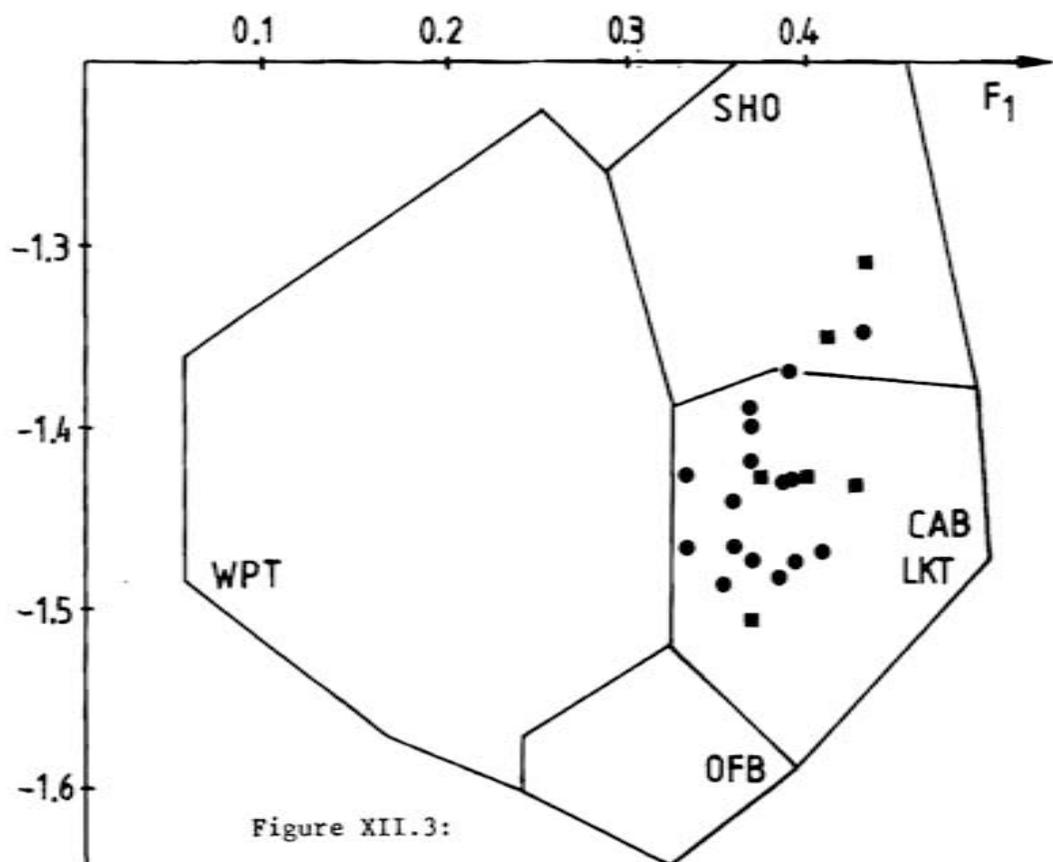


Figure XII.3:

F_2 Localisation des dolérites (carrés) et basaltes (cercles) dans les diagrammes proposés par Pearce (1976). Se reporter aux commentaires du texte.

- WPB: basaltes intraplaques
- OFB: basaltes des planchers océaniques
- SHO: shoshonites
- CAB: basaltes calcoalcalins
- LKT: tholéites d'arc insulaire

$$F1 = 0,0088 \text{ SiO}_2 - 0,074 \text{ TiO}_2 + 0,0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0066 \text{ FeO} - 0,0017 \text{ MgO} - 0,0143 \text{ CaO} - 0,0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0007 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F2 = -0,0130 \text{ SiO}_2 - 0,0185 \text{ TiO}_2 - 0,0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0134 \text{ FeO} - 0,0300 \text{ MgO} + 0,0204 \text{ CaO} - 0,0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0,075 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F3 = -0,0221 \text{ SiO}_2 - 0,0532 \text{ TiO}_2 - 0,0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0016 \text{ FeO} - 0,0310 \text{ MgO} - 0,0237 \text{ CaO} + 0,0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0289 \text{ K}_2\text{O}$$

les critères chimiques faisant appel aux éléments majeurs, et aux compositions de minéraux. Deux représentations ont été utilisées :

- Les diagrammes de Pearce (1976) faisant intervenir l'ensemble des éléments majeurs sous forme de combinaisons linéaires (fig.XII.3);
- Les diagrammes de LeBas (1962) et de Leterrier et Maury(1982) discriminant les différents types de magmatisme à partir des compositions des clinopyroxènes (fig.XII.4 et 5).

2. Choix des analyses

Pour les diagrammes de Pearce, nous avons utilisé des analyses provenant des domaines plutoniques (dolérites) dont on peut penser qu'elles sont peu éloignées des compositions des liquides qui leur ont donné naissance et les laves basiques non porphyriques de composition basaltique. L'ensemble des analyses utilisées satisfait à la condition $12 \% < \text{CaO} + \text{MgO} < 20 \%$ (Pearce et Cann, 1973). Dans les diagrammes de Le Bas et de Leterrier et Maury, ont été pointées les analyses de clinopyroxènes du domaine plutonique (dolérites et microdiorites) et trois pyroxènes de l'environnement volcanique (extraites de Taisne, 1982). Les roches renfermant ces pyroxènes calciques possèdent un indice de différenciation (Thornton et Tuttle, 1960) inférieur à 50 (Leterrier et Maury, 1982).

3. Résultats et discussion

Le diagramme de Pearce montre que les domaines de répartition des dolérites et des laves basaltiques se superposent entre eux et avec l'aire de répartition des basaltes calco-alcalins. Cependant, on peut remarquer que les points sont situés dans le diagramme F_2-F_3 proche des tholéïtes d'arc insulaire. Ce traitement permet toutefois de rejeter une quelconque appartenance au magmatisme type basalte intraplaque ou shoshonitique. Les quelques analyses qui tombent dans le domaine des shoshonites correspondent aux échantillons les plus altérés. En effet, l'altération qui touche la grande majorité de ces roches, mais à des degrés divers, a pour conséquence essentielle la baisse de la valeur du paramètre F_2 . Dans le diagramme F_2-F_3 , cela doit se répercuter par un glissement vers le domaine des shoshonites.

En résumé, il apparaît qu'il existe une contradiction entre les résultats fournis par les diagrammes d'évolution et ceux fournis par les diagrammes discriminants les contextes géotectoniques.

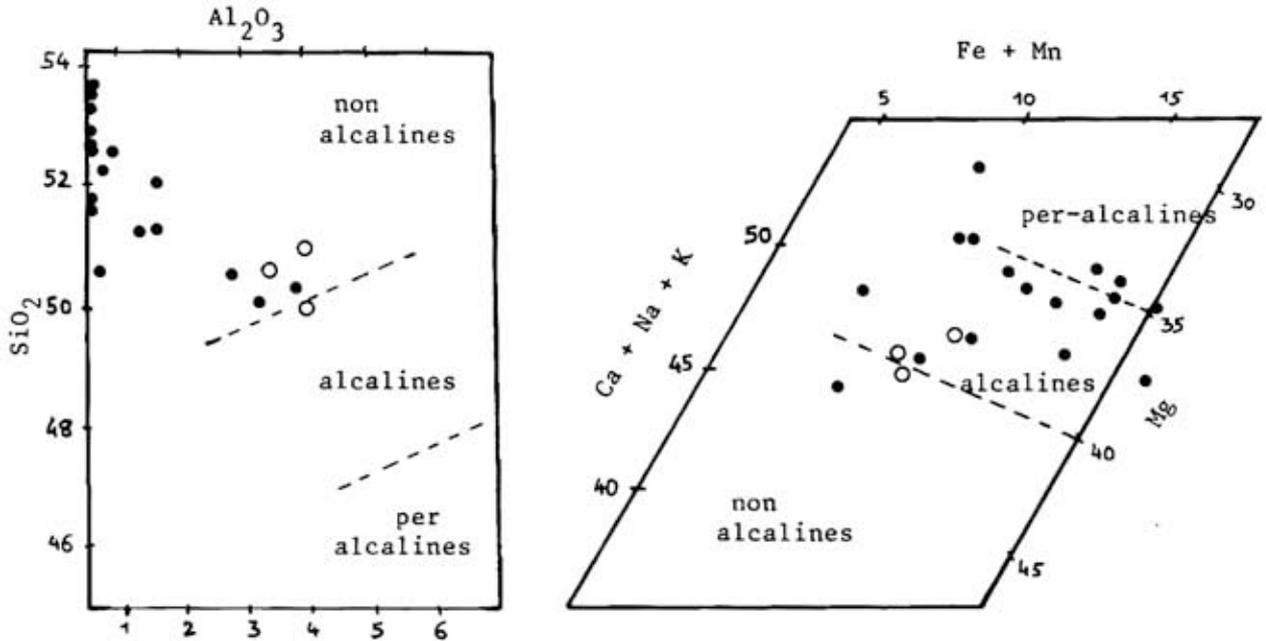


Figure XII.4: Projections des compositions des clinopyroxènes dans les diagramme SiO_2, Al_2O_3 et $Fe, Ca+Na+K, Mg$ proposés par LeBas (1962).

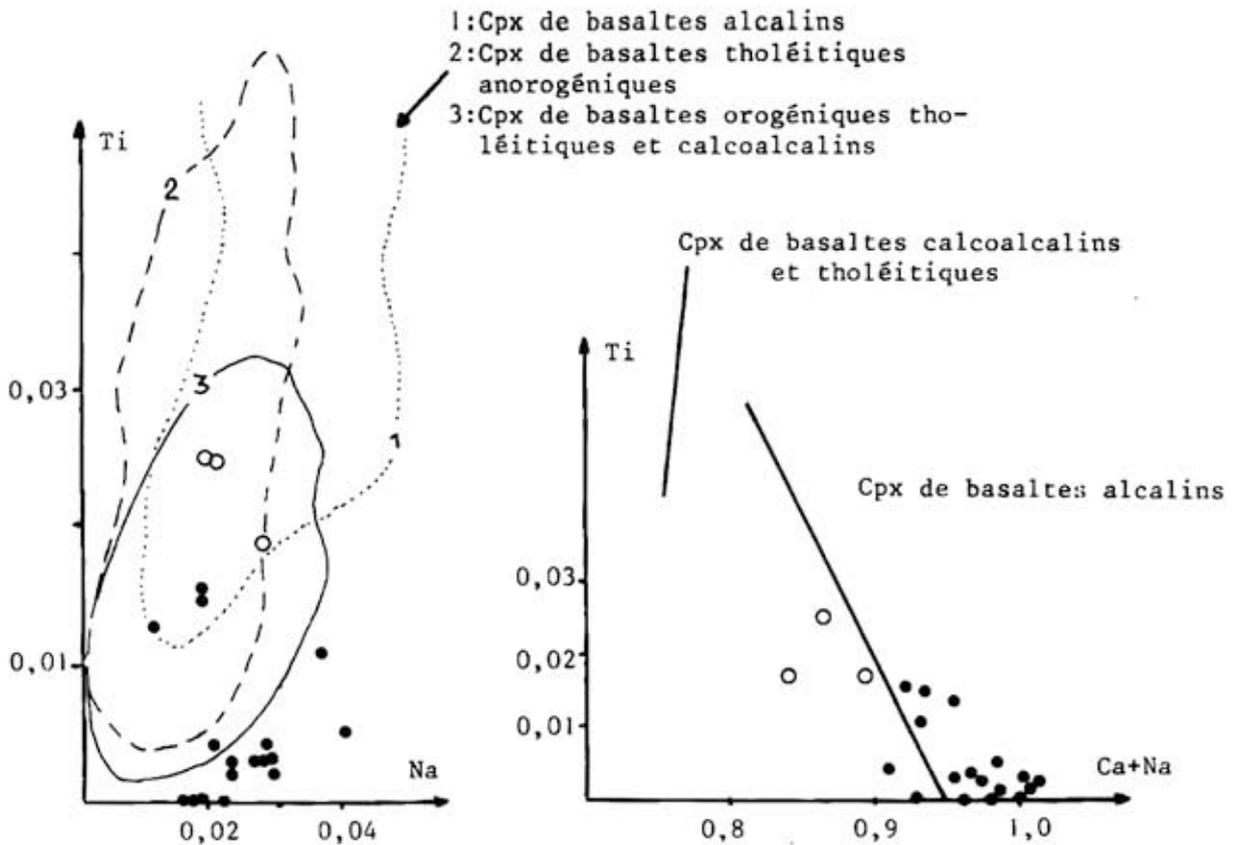


Figure XII.5: Projections des compositions des clinopyroxènes dans les diagrammes Ti, Na et $Ti, Na+Ca$ proposés par Leterrier et Maury (1982).

Les diagrammes d'évolution (Myashiro, 1974, De La Roche et Leterrier 1973, cf. chapitre VI et XI) permettaient de mettre en évidence une évolution magmatique comparable à celle d'une série tholéïtique. Par ailleurs, les produits les moins différenciés des ensembles plutonique et effusifs montrent des affinités avec les basaltes calco-alcalins (fig.XII.3).

L'origine de cette inadéquation est à rechercher dans la diversité et la superposition des processus de genèse et de différenciation que ces magmas ont subis. Le traitement des analyses des clinopyroxènes va nous permettre d'illustrer cette assertion.

Reportés dans le diagramme SiO_2 , Al_2O_3 (Le Bas, 1962), les clinopyroxènes se placent dans le champ des roches non alcalines. Au contraire, dans le diagramme triangulaire Ca + Na + K, Mg, Fe + Mn, les mêmes pyroxènes se disposent dans le champ des roches alcalines. En fait, ce caractère alcalin, que l'on peut également mettre en évidence dans le diagramme Ti, Ca + Na (Leterrier et Maury, 1982) est uniquement dû à la forte teneur en calcium de ces pyroxènes. En effet, les teneurs en sodium (cf. diagramme Ti - Na) n'apparaissent pas élevées, tout comme les teneurs en titane.

Il ressort de ce traitement analytique que ces clinopyroxènes possèdent des caractères de roches non alcalines (Al_2O_3 et TiO_2 faibles, $\text{SiO}_2 > 50\%$) tout en étant cependant riches en calcium.

Les travaux de Green et Ringwood (1968) ont montré que les pyroxènes cristallisant en présence d'eau sont notablement plus calciques que ceux qui cristallisent "à sec". Or, nous avons montré que de telles conditions d'hydratation étaient largement réalisées dans les liquides magmatiques dans lesquels ont cristallisés des pyroxènes. En effet, si les liquides de composition dioritique ont été générés dans des conditions "anhydres", leur cristallisation s'est effectuée postérieurement à l'augmentation de la teneur en eau mis en évidence par l'étude des cumulates gabbrodioritiques. A cette interprétation, il nous semble important d'ajouter le corollaire suivant : dans le cas étudié, les pyroxènes ne reflètent que très imparfaitement la nature du magma à partir desquels ils ont cristallisé ; en revanche, leurs compositions traduisent les conditions physicochimiques qui étaient réalisées lors de leur cristallisation.

Au delà des variations des caractères chimiques des roches et des minéraux à relier aux conditions particulières de cristallisation de ce magmatisme, un résultat semble toutefois acquis : le magmatisme basique, exprimé sous forme plutonique dans le complexe en bordure nord du massif des Ballons, soit sous forme effusive dans les séries encaissantes de même âge, est du type anisotitané. Il s'oppose en cela à la plupart des formations éruptives isotitanées des domaines de convergence de plaques (Bébian, 1980, 1982).

F. CONCLUSIONS

Le magmatisme basique exprimé dans les Vosges méridionales au début du Carbonifère (Viséen inférieur) conduit à individualiser un complexe plutonique largement différencié situé en bordure nord du massif des Ballons auquel doivent être associées les formations effusives de composition basaltique présentes dans les séries volcanosédimentaires d'Oderen et de Malvaux.

Ce magmatisme basique s'est mis en place dans un environnement sialique fortement mobilisé, en concurrence avec des produits de fusion anatectique : albitophyres et orthophyres.

Compte tenu des premières phases à cristalliser et des tendances évolutives des liquides magmatiques, on est amené à penser que la différenciation est orchestrée par un mécanisme de cristallisation fractionnée, vraisemblablement à partir d'un magma basaltique tholéïtique. Cependant, le processus de cristallisation fractionnée est bouleversé par l'intervention d'un phénomène diastrophique favorisant une contamination sialique sélective (eau, K_2O notamment). De nouvelles phases minérales apparaissent : amphibole, biotite, oxydes de fer et titane, donnant naissance à des liquides résiduels enrichis en alumine et silice. Les cumulats gabbrodioritiques enregistrent cette brutale variation des conditions physicochimiques de la différenciation.

Le contexte diastrophique a, par ailleurs, des répercussions sur l'organisation structurale de l'ensemble du cortège. Il favorise la migration des magmas ainsi mis en disponibilité et autorise l'expulsion des liquides résiduels des cumulats. Ces magmas vont alors avoir la possibilité de former des brèches magmatiques à différents niveaux structuraux.

Un tel magmatisme basique, accompagné et auquel fera suite un magmatisme effusif et plutonique intense se produit dans des domaines continentaux orogéniques que l'on a qualifié de "déchirures continentales" (Bébién, 1982 ; André et Bébién, 1982b).

*o*o*o*

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A l'issue de ce travail, les conclusions générales vont nous permettre de dégager les principaux acquis sur les plans régional, méthodologique et phénoménologique.

A. GÉOLOGIE RÉGIONALE

Partant de l'analyse cartographique des structures magmatiques liées à la mise en place, nous avons pu montrer que le massif plutonique des Ballons ne représentait pas une entité architecturale homogène. Les plutonites situées au nord du granite porphyroïde présentent une structuration magmatique homogène à N.140 - 170 E subverticale, nettement discordante sur celle du granite porphyroïde, orienté N 100 E subvertical.

La comparaison des données de pétrologie structurale avec celles obtenues par d'autres méthodes (lithostratigraphie, géologie structurale) nous a conduit à proposer une chronologie des événements magmatiques au cours du Carbonifère dans les Vosges méridionales en liaison avec le cadre tectonique évolutif. Ainsi, les plutonites situées au nord du massif des Ballons sont de mise en place précoce (Viséen inférieur) en relation directe avec le développement de la phase vosgienne, alors que le granite porphyroïde des Ballons ne se met en place qu'au Namurien en profitant de la structuration est-ouest acquise lors de la phase tectonique sudète (limite Viséen supérieur - Namurien). Ce même granite enregistre à la fin de sa cristallisation l'évolution de cette phase en développant des fluidalités imbriquées et des protofilons:

A coté de l'apport à la connaissance architecturale, nous avons mon-

tré que les plutonites septentrionales du massif des Ballons et les volcanites basiques des séries d'Oderen et de Malvaux devaient être tenues pour cogénétiques.

L'ensemble de ces manifestations éruptives représente un magmatisme basique mis en place dans une croûte sialique fortement mobilisée comme en témoigne l'important volcanisme kératophyrique associé.

B. METHODOLOGIE

Les méthodes de la Pétrologie Structurale se sont révélées un outil précieux. Elles ont été appliquées à différentes échelles et ont permis notamment :

- de préciser l'architecture globale des plutonites septentrionales du massif des Ballons ;
- de caractériser les différentes associations de faciès -brèches magmatiques - et de concevoir leur genèse dans des modèles dynamiques de mise en place en relation avec le contexte diastrophique;
- de contribuer à une meilleure approche des phénomènes de différenciation des magmas lors de l'écoulement dans des caisses filoniennes. Dans ce domaine, nous avons pu par une approche théorique, modéliser l'écoulement d'un magma en relation avec l'évolution de ses caractéristiques rhéologiques, en utilisant le nouveau concept des intra-éponges.

Par ailleurs, les données de la Pétrologie Structurale se sont avérées d'un apport déterminant dans la compréhension des problèmes de pétrogenèse en permettant de préciser l'influence du contexte diastrophique sur le déroulement des processus de différenciation magmatique.

C. PHENOMENOLOGIE

1) Modalités de la différenciation magmatique

La variété pétrographique rencontrée dans le complexe plutonique septentrional du Massif des Ballons est très large puisqu'elle va de termes gabbroïques à des termes sursaturés de type monzonites quartzifères. Dans cet ensemble, l'existence d'une continuité pétrographique (gabbros, diorites, monzodiorites, monzonites, monzonites quartziques), la présence de termes cumulatifs et les variations observées dans la

composition des différentes espèces minérales, corrélées avec les variations des roches-hôtes, amènent à conclure que cette variété pétrographique résulte essentiellement d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée.

Cependant, la distinction en trois unités (unité gabbro-dioritique cumulative, unité dolérite-microdiorite-diorite et unité monzodiorite-monzonite), qui certes facilite l'exposé, trouve sa justification ailleurs que dans un simple souci de classification. En effet, nous avons montré que les caractères pétrographiques, minéralogiques et chimiques étaient spécifiques à chaque unité :

- L'unité dolérite-microdiorite-diorite qui présente un enrichissement en fer et titane, correspond à un fractionnement de minéraux tels que plagioclase calcique, olivine et pyroxène.
- L'unité monzodiorite-monzonite, appauvrie en fer et titane et enrichie en alumine et silice, correspond au fractionnement de minéraux ferromagnésiens hydratés (amphibole, biotite) et d'oxydes ferro-titanés.
- L'unité gabbrodioritique cumulative, qui enregistre ces deux modalités de fractionnement à travers les successions de paragenèses (paragenèse anhydre cumulus et hydratée intercumulus) atteste du lien entre ces deux unités.

L'ensemble est interprété comme résultant de la cristallisation fractionnée d'un magma basique subissant à un certain stade de son évolution un apport (eau et potassium notamment) en provenance de l'environnement sialique mobilisé.

Dans un tel contexte, la recherche du magma basaltique parent s'avère difficile, les compositions des roches plutoniques ne reflétant plus directement la composition des magmas dont elles sont issues. Cependant, la nature des premiers liquides différenciés (unité dolérite-microdiorite-diorite) ainsi que l'examen du parcours global de la différenciation nous amène à penser que le magma parent était de type basalte tholéïtique. Cette interprétation s'oppose à celle de Pagel et Leterrier (1980) qui proposent pour l'ensemble du plutonisme du massif des Ballons une différenciation par cristallisation fractionnée à partir d'un magma primaire de type basalte shoshonitique. Nous considérons pour notre part, que les caractères particuliers que ces auteurs reconnais-

sent aux faciès plutoniques, sont hérités des interactions avec la croûte sialique. Il est à noter à ce sujet, que le volcanisme pré-orogénique le moins différencié, dont nous avons montré le cogénéisme avec les plutonites septentrionales du massif des Ballons, s'écarte résolument des shoshonites.

2. Le contexte diastrophique : relations avec les structures magmatiques et avec la différenciation.

L'intervention des contraintes tectoniques régionales, externes à la masse magmatique, sont responsables de la structuration de l'ensemble du complexe lors de la phase vosgienne et des structures internes que constituent les brèches magmatiques. Celles-ci reflètent soit l'association de deux matériaux magmatiques contemporains (brèche magmatique dynamique plastique), soit l'association d'une roche consolidée et d'un matériau magmatique (brèche magmatique statique fragile). Sur le plan phénoménologique, l'étude de Pétrologie structurale réalisée sur les secteurs-clés de la Tête des Sapins et de la Tête Niqueuse a permis de progresser dans la connaissance des mécanismes dynamiques de genèse des brèches magmatiques. La découverte des filons composites de la Tête des Sapins a été, à ce point de vue, déterminante.

En outre, l'étude de ces structures qui sont acquises au moment de la mise en place et de la cristallisation permet de comprendre les modalités de la différenciation magmatique. En effet, la simultanéité avec laquelle se produisent les variations des conditions de cristallisation et le diastrophisme, amènent à penser que ces deux phénomènes sont étroitement liés. Le diastrophisme a pu favoriser une assimilation de l'eau par le magma basique. Pour leur part, les brèches magmatiques gardent par leur organisation, la trace des phénomènes diastrophiques qui sont intervenus lors de leur mise en place et de leur cristallisation.

En conclusion, il apparaît que, les plutonites septentrionales du massif des Ballons, de par leurs caractères pétrogénétiques et leur structuration sont une illustration des liens étroits qui existent entre magmatisme et tectonique.

- BIBLIOGRAPHIE -

LA BIBLIOGRAPHIE SPÉCIFIQUE AUX PROBLÈMES DE LA DIFFÉRENCIATION
DANS LES CAISSES FILONIENNES EST PLACÉE À LA FIN DU CHAPITRE X.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIBERT Ch., 1980 - Etude expérimentale de la diffusion chimique des éléments majeurs entre verres et liquides de compositions rhyolitique basaltique et phonolitique. Thèse 3ème cycle, Univ.Paris VII, 80 p.
- ALLEN J.C. et BOETTCHER A.L., 1978 - Amphiboles in andesite and basalt: II, stability as a function of P - T - f_{H_2O} - f_{O_2} . Am. Mineral., 63, p.1074-1087.
- ANDRE F., 1979 - Bréchification magmatique dans les plutonites situées en bordure Nord du granite des Ballons : Pétrologie Structurale et Géochimie. D.E.A Géochimie, Pétrologie et Métallogénie, Univ Nancy I, oct.1979, 45 p., 21 fig.
- ANDRE F., BEBIEN J. et GAGNY Cl., 1979 - Observations sur des brèches magmatiques dans les plutonites situées en bordure Nord du Massif des Ballons (Vosges méridionales). 7° Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, p.10.
- ANDRE F., 1980 - Bréchification magmatique et différenciation géochimique des plutonites en bordure Nord du massif des Ballons (Vosges méridionales). 8° Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Marseille, p. 8.
- ANDRE F., 1981 - Un exemple de vauugnélite, cumulat d'une association gabbro-dioritique dans le massif des Ballons (Vosges méridionales, France). C.R.Acad.Sci.Paris, 1981, série II, t.293, p.445-448.
- ANDRE F. et GAGNY Cl., 1982 - Proposition d'un âge Namurien pour le granite porphyroïde des Ballons, témoin vosgien du plutonisme à potentialité molybdifère au Carbonifère supérieur. 106° Congrès National des Sociétés Savantes, Perpignan, 1981, fasc.III, p.287-296.
- ANDRE F. et BEBIEN J., 1982a - Minéralogie et pétrologie des cumulats gabbro-dioritiques situés en bordure septentrionale du massif des Ballons (Vosges méridionales, France). Bull. Minéralogie, sous presse, manuscrit 10 p., 6 fig., 5 tabl.
- ANDRE F. et BEBIEN J., 1982b - Déchirures continentales et plutonisme: étude pétrologique et structurale comparée de l'association ignée de Guevguéli (Macédoine grecque) et des formations plutoniques basiques situées en bordure Nord du massif des Ballons (Vosges, France). Bull. Soc. Géol. France, sous presse, manuscrit 20 p., 6 fig.
- ANDRE F., 1982 - Un exemple de plutonisme associé au volcanisme basique viséen inférieur des Vosges méridionales : la diorite du Pont Jean. 107° Congrès National des Sociétés Savantes, Brest, 1982, sous presse, manuscrit 10 p.

- 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, Univ. Brest, 1977, 290 p., 1 carte HT.
- BEBIEN J., 1980 - Magmatismes basiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneurs en TiO_2 : les associations "isotitanées" et "anisotitanées". J. Volcanol. Géothermal. Res., 8, p. 337-342.
- BEBIEN J., 1982 - L'association ignée de Guevguéli (Macédoine grecque): Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse d'Etat, Univ. Nancy, 1982, 450 p.
- BEBIEN J. et GAGNY Cl., 1978 - Influence de phénomènes de décrochement sur l'organisation du magmatisme dans l'association ophiolites-granites de Guevguéli (zone du Vardar, Macédoine grecque). C.R. Acad.Sci.Paris, 286, p.815-818.
- BEBIEN J. et GAGNY Cl., 1978 - Le plutonisme viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéïtiques et calco-alcalines. C.R.Acad.Sci.Paris, 286, p.1045-1048.
- BEBIEN J. et GAGNY Cl., 1979 - Importance of flowage differentiation in magmatic evolution. An example from an ophiolitic sheeted complex. J. Geol., 87, p. 579-582.
- BEBIEN J. et GAGNY Cl., 1980 - Différenciation de magmas ophiolitiques. L'exemple du cortège de Guevguéli. Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979, p.351-359.
- BEBIEN J. et GAGNY Cl., 1982 - Différenciation magmatique, séricitisation et spilitisation dans les filons du complexe filonien du cortège ophiolitique de Guevguéli (Macédoine, Grèce). Bull. Minéralogie, sous presse.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M., 1979 - Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites; application to some ophiolites. Can. J. Earth Sci., 16, p.1874-1882.
- BESSON M. et FONTEILLES M., 1974 - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéïtique et calco-alcaline. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 97, p. 445-449.
- BEST M.G. et MERCY E.L.P., 1967 - Composition and crystallisation of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. Am. Min., 52, p. 436-474.
- BLAKE D.H., 1966 - The net veined complex of the Austurhorn intrusion. Southeastern Iceland. J. Geol., 74, p. 891-907.
- BLANALT J.G. et Von ELLER J.P., 1965 - Etude géologique des terrains primaires et des granites de la région située entre Soultz-les-Bains et Wintzenheim (Ht Rhin). Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr., 18, fasc.2, p. 65-87.

- BLANCHARD J.Ph., 1976 - Etude de quelques modèles de Pétrologie Structurale. Application à certaines roches éruptives du massif des Ballons (Vosges méridionales). D.E.A. Géochimie - Pétrologie, Univ. Nancy, 63 p.
- BLANCHARD J. Ph., 1978 - Dynamique magmatique du granite porphyroïde des Ballons (Vosges méridionales) : "fluidalités planaires imbriquées" et "couloirs magmatiques". Phénomènes de percolation. Bull. Soc. Géol. France, 7, t.XX, n° 2, p. 157-162.
- BLANCHARD J.Ph., 1979 - Pétrogenèse et Pétrologie Structurale du granite des Ballons (Vosges méridionales). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy 1979, 293 p.
- BOTTINGA Y. et WEIL D.F., 1972 - The viscosity of magmatic silicate liquid : a model for calculation. Am. J. Sci., 272, p. 438-475.
- BUSSEL M.A. et Mac COURT W.J., 1977 - The Iglesia Irca intrusion and the role of gas brecciation in the emplacement of the coastal batholith of Peru. Geol. Mag., 114(5), p. 375-387.
- CARSLAW H.S. et JAEGER J.C., 1959 - Conduction of Heat in Solids. At the Clarendon Press, Oxford, 2ème édition, 510 p.
- CHAPMAN C.A., 1962 - Diabase granite composite dykes with pillow-like structure, Mount Desert Island, Maine. J. Géol., 70, p. 539-564.
- COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R., 1975 - Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. II : Le Culm de la région comprise en Giromagny et Bourbach-le-Bas (partie occidentale de la feuille à 1/50000 de Thann). Sci. Geol. Bull., 28, 2, p. 109-139.
- COULON M., FOURQUIN C., 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. Geol. Bull., 32, 3, p. 117-129.
- CZAMANSKE G.K. et MIHALIC P., 1972 - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway. Part I : the opaque oxides. J. Petro., 13, p. 493 - 509.
- CZAMANSKE G.K. et WONES D.R., 1973 - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway. Part II : the mafic silicates. J. Petro., 14, p. 349 - 380.
- DALY R.A., 1912 - Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel . Canada Geol. Survey, Dept. Mines Mem. 38.
- EGGLER D.H., 1972 - Water saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of the water content in the naturel magma. Contr. Miner. Petrol., 34, p. 261-271.
- ELWELL R.W.D., 1958 - Granophyre and hybrid pipes in a dolerite layer of Slieve Gullion. J. Geol., 66, p. 57-71.

- ELWELL R.W.D., SKELHORN R.R. et DRYSDALL A.R., 1962 - Net-veining in the diorite of north-east Guernsey, Channel Islands. *J. Geol.* 70, p. 215-226.
- FLUCK P., Von ELLER J.P., HAMEURT J. et RUHLAND M., 1972 - Présentation d'une carte structurale du socle vosgien. *Sci. Geol. Bull.*, 25, 1, p.3-19.
- FOURQUIN Cl., 1966 - Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du granite des Ballons. *C.R.Acad.Sci. Paris, série D*, 262, p. 1509-1512.
- FOURQUIN Cl., 1973 - Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. I : le Culm de la région de Giromagny. *Sci. Geol. Bull.*, 26, p. 3-42.
- FRANCE-LANORD Ch., 1982 - Utilisation d'un litage magmatique pour la datation Rb-Sr du granite des Crêtes - Vosges. *Diplôme d'Etudes Supérieures, Univ. Nancy I*, 28 p.
- GAGNY Cl., 1959 - Contribution à l'étude des granites de l'association des Crêtes dans le bassin de la Haute Moselle (Vosges méridionales). *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris*, 83 p.
- GAGNY Cl., 1968 - Pétrogenèse du granite des Crêtes, Vosges méridionales France. *Thèse d'Etat, Univ. Nantes*, 546 p.
- GAGNY Cl. et COTTARD F., 1980 - Proposition de signes conventionnels pour la représentation de certaines structures magmatiques acquises au cours de la mise en place et de la cristallisation. *105° Congrès National des Sociétés Savantes, Caen*, p. 37-50.
- GAMBLE J.A. - 1979 - Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks. *J. volcanology*, 5, p. 297-316.
- GAY N.C., 1968a - The motion of rigid particles emballed in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid. *Tectonophysics* 5 (2), 1968, p. 81-88.
- GAY N.C., 1968b - Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1° Theory. *Tectonophysics*, 5, (3), p. 211-234.
- GORBATSCHEV R., 1970 - Distribution of Tetrahedral Al and Si in Coexisting Biotite and Ca-Amphibole. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 28, p. 251-258.
- GREEN T.H. et RINGWOOD A.E., 1968 - The genesis of the calc-alkalic rock suite. *Contr. Miner. Petrol.*, 15, p. 103-190.
- GUERIN H., 1966 - Contribution à l'étude du massif granitique des Ballons (partie orientale) (Vosges méridionales). *Diplôme d'Etudes Supérieures, Reims*, 89 p.
- GUERIN H., 1967 - Roches filoniennes du massif granitique des Ballons, (partie Sud-Est) (Vosges méridionales). *Annales Univ. Reims, fasc.3*, p. 115-123.

- HEINRICH E.W., LEVINSON A.A., LEVANDOWSKI D.W. et HEWITT C.H., 1953 - Studies in the natural history of micas. Univ. Michigan Engineering Research Inst. project. M.978 final. report.
- HELZ R.T., 1973 - Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ Kb as a fonction of oxygen fugacity. Part I : mafic phases. *J. Petrol.*, 14, p. 249-302.
- HELZ R.T., 1976 - Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ Kb as a fonction of oxygen fugacity. Part II : melt compositions. *J. Petrol.*, 17, p. 139-193.
- HEY M.H., 1954 - A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, 30, p.277.
- HOLLOWAY J.R. et BURNHAM C.W., 1972 - Melting relations of basalts with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, p. 1-29.
- JACKSON E.D., 1971 - The origin of ultramafic rocks by cumulus processes *Fortschr. Miner.*, 48, p. 128-174.
- JAEGER J.C., 1961 - The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *Am. Jour. Sci.* 259, p. 721-734.
- JAEGER J.C., 1968 - Cooling and solification of igneous rocks. "Basalts" Hess et Poldervaart, ed., Interscience (Wiley), New-York, vol.2, p. 503-536.
- JEREMINE E., 1933 - Sur quelques roches éruptives des Vosges méridionales. *Bull. Soc. Geol. France*, t.II, p. 595-603.
- JUNG J., 1928 - Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. *Mémoire Serv. Carte Géol., Alsace-Lorraine*, n°2, 481 p.
- KNAPP R.B. et NORTON D., 1981 - Preliminary numeral analysis of processes related to magma crystallization and stress evolution in cooling pluton environments. *Am. J. Sci.*, 281, p. 35-68.
- KOLELAAR B.P., 1982 - Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London* 1982, 139, 1, p. 21-33.
- KUSHIRO I., 1960 - Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 258, p. 548-554.
- LAFFITTE P., 1958 - Propagation de la chaleur dans les roches autour d'une source chaude sphérique. *Bull. Soc. Franc. Minéral. Crist.* 81, p. 147-150.
- LEAKE B.E., 1978 - Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, p. 1023-1052.
- LEBAS N.J., 1962 - The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relations to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260, p. 267-281.
- LETERRIER J. et MAURY R.C., 1982 - Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of volcanic rocks. I : Discrimination diagrams. Manuscrit sous presse.

- LOFGREN G.E., 1972 - Crystallisation studies on plagioclase (abs.). EOS, 53, p. 549.
- MARRE J., 1973 - Le complexe éruptif de Quérigut. Pétrologie, structurologie et cinématique de mise en place. Thèse d'Etat, Toulouse, 536 p.
- MARRE J., 1982 - Structurologie des granitoïdes. B.R.G.M., série "manuels et méthodes".
- 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, Orsay, 455 p.
- MICHEL-LEVY Alb., 1910 - Analogies des terrains primaires du Sud des Vosges et de ceux du Morvan. Bull. Soc. Geol. France, 10, p. 816.
- MIYASHIRO A., 1974 - Volcanic rock series in island arc and active continental margins. Am. J. Sci., 274, p. 321-355.
- MOUILLAC J., 1974 - Géologie des Ballons et de ses minéralisations cuivre - molybdène associées (Vosges méridionales). Essai de contrôle métallogénique des résultats de la prospection. Thèse, Univ. Nancy I, 201 p. + annexes.
- MYERS J.S., 1975 - Cauldron subsidence and fluidization : mechanisms of intrusion of the Coastal batholith of Peru into its own volcanic ejecta. Geol. Soc. Am. Bull., 86, p. 1209-1220.
- ONUKI J., 1966 - Mg-Fe⁺⁺ distribution between coexisting hornblende and Ca-rich pyroxene. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol. 56, p. 246-255.
- ORSINI J.B., 1976 - Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. Bull. Soc. Geol. Fr., XVIII, p. 1203-1206.
- OSBORN E.F., 1959 - Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Am. Journ. Sci., 257, 609-647.
- PAGEL M., 1979 - Particularités géochimiques U, Th dans les complexes subalcalins potassiques : exemple du massif des Ballons (Vosges méridionales, France). C.R.Acad.Sci.Paris, t.289, série D, p. 53-56.
- PAGEL M. et LETERRIER J., 1980 - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France) : shoshonitic affinity. Lithos 13, p. 1-10.
- PAGEL M., 1981 - Facteurs de distribution et de concentration de l'Uranium et du Thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse d'Etat, CRPG et CREGU - INPL Nancy, 566p

- PAUPY A., 1976 - Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique : le massif du Vourinos (Grèce). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy, 173 p.
- PEARCE J.A., 1976 - Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.* 17, p. 15-43.
- PEARCE J.A. et CANN J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, p. 290-300.
- PEARCE J.A. et NORRY M.J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, T and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, p. 33-47.
- PITCHER W.S. et BERGER A.R., 1972 - The geology of Donegal : a study of granite emplacement and unroofing. Wiley Interscience, New York, 435 p.
- 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. ARERS, Reims*, 1975, 13, fasc. 1 et 2.
- PONS J., 1971 - Péetrofabrique et structures dans le massif de Quérigut (Ariège). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 228 p.
- PONS J., 1982 - Un modèle d'évolution de complexes plutoniques ; gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse d'Etat, Univ. Toulouse, 1982, 451 p.
- PROPACH G., 1976 - Models of filter differentiation. *Lithos*, 9, p. 203-209.
- REYNOLDS D.L., 1951 - The geology of Slieve Gullion, Foughill and Carrickearnan : an actualistic interpretation of a Tertiary gabbro-granophyre complex. *Royal Soc. Edinburgh Trans.*, 62, pt 1, p. 85 - 143.
- REYNOLDS D.L., 1954 - Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. *Am. Journ. of Sci.* 252, p. 577 - 614.
- ROBERTSON J. K. et WYLLIE P.J., 1971 - Experimental studies on rocks from the Deboullie stock, Northern Maine, including melting relations in the water deficient environment. *Journ. Geol.*, 79, p. 549 - 571.
- ROBERTSON J.K. et WYLLIE P.J., 1971b - Rock-water systems with special reference to the deficient region. *Amer. Jour. Sci.*, 271, p. 252-277.
- ROCHE (de La) H. et LETERRIER J., 1973 - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 276, p. 3115-3118.

- ROSSY M., 1978 - Sur la présence et la signification possible des assemblages à prehnite-pumpellyite dans les roches magmatiques basiques du Dévonien supérieur et du Viséen des Vosges méridionales Haut-Saônoises. *Sci. Géol. Bull.*, 31, 2, p. 67-76.
- RUHLAND M., 1961 - Itinéraire d'excursion géologique dans le primaire des Vosges méridionales entre les vallées de la Lauch et de la Thur. *Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar*, 50, p. 7-20.
- SHAW H.R., 1972 - Viscosities of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction. *Am.J.Sci.*, 272, p. 870-893.
- SMITH H.D., 1974 - An experimental study of the diffusion of Na, K and Rb in magmatic silicate liquids. Ph D, University of Oregon (unpublished).
- STUSSI J.M., 1967 - Eléments nouveaux sur le volcanisme du Culm des Vosges méridionales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.264, série D, p. 2978-2981.
- STUSSI J.M., 1970 - Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales : tendances évolutives générales et géochimie de l'Uranium et du Thorium. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 383 p.
- STUSSI J.M., 1977. - Parallélisme des tendances évolutives des associations magmatiques effusives (Thann - Giromagny) et plutoniques (massif des Ballons) associées au Viséen des Vosges méridionales. 5^e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Rennes, p.438.
- STRECKEISEN A.L., 1967 - Classification and nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, Bd. 107, hft.2, p. 144-214.
- STRECKEISEN A.L., 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p. 1-33.
- STRECKEISEN A., 1979 - Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonites and melitic rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 134, p. 1-14.
- TAISNE B., 1982 - Phénomène de fluidisation à la base de coulées de dolérite. Le problème des mini-pillow-lavas. D.E.A. Pétrologie-Minéralogie, Univ. Nancy I, 32 p., 17 fig., 8 tabl.
- THORNTON C.P. et TUTTLE O.F., 1960 - Chemistry of igneous rocks : pt I, differentiation Index. *Am. Jour. Sci.*, 258, p. 664-684.
- TILLEY C.E., 1950 - Some aspects of magmatic evolution. *Q.J.Geol.Soc. London*, 106, p. 37-61.
- TURNER F.J. et VERHOOGEN J., 1960 - Igneous and metamorphic petrology. New-York, Toronto, London, Mc Graw-Hill Book Co. Inc.
- WAGER L.R., BROWN G.M. et WADSWORTH W.J., 1960 - Types of igneous cumulates. *J. Petrol.* 1, p. 73-85.

- WIEBE R.A., 1973 - Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *Am. J. Sci.*, 273, p. 130-151.
- WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A., 1975 - Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, p. 459-469.
- WYLLIE P.J., 1971 - *The dynamic Earth*. John Wiley and Sons Inc, New York 416 p.
- YAGI K. et ONUMA K., 1967 - The join $\text{Ca. Mg. Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Ca Ti Al}_2\text{O}_6$ and its bearing on the titanite-augite system. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Serv. 4*, 13, p. 463-483.
- YODER J.S. et TILLEY C.T., 1962 - Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petro.*, 3, p. 342-532.
- YODER J.S., 1971 - Diffusion between magmas of contrasting composition : *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 70, p. 105-108.
- YODER J.S., 1973 - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Am. Mineral.*, 58, 153 p.
- ZARAYAN M.S., 1959 - Description pétrographique du granite et des roches associées des environs de Château-Lambert (Vosges méridionales). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris, 57 p.

Addendum:

- DOUBINGER J. et RUHLAND M., 1963 - Découverte d'une faune de chitinozoaires d'âge dévonien au Treh (région du Markstein, Vosges méridionales). *C.R.Sci., Paris*, 256, p. 2894-2896.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la région étudiée	p. 2
Figure 2 : Carte géologique simplifiée du massif des Ballons	p. 6
Figure I.1 : Carte synthétique des fluidalités planaires du granite porphyroïde des Ballons	p. 14
Figure I.2 : Structures planaires marquées par des alignements de minéraux ferromagnésiens et l'allongement des plagioclases	p. 15
Figure I.3 : Carte topographique simplifiée précisant les différents lieux géologiques cités dans le texte	p. 18
Figure I.4 : Aspect des formations de brèches magmatiques	p. 19
Figure I.5 : Carte synthétique des fluidalités planaires des plutonites situées en bordure nord du granite des Ballons	p. 20
Figure I.6 : Secteur à l'Ouest du Col des Croix : stéréogramme des pôles des plans de fluidalités planaires	p. 21
Figure I.7 : Secteur de Château-Lambert : stéréogramme des pôles des plans de fluidalités planaires	p. 21
Figure I.8 : Secteur Pransière Hieucou : stéréogramme des pôles des plans de fluidalités planaires	p. 21
Figure I.9 : Carte des "faits divers" de l'organisation magmatique des plutonites septentrionales du massif des Ballons	p. 24
Figure II.1 : Contact entre les plutonites septentrionales et le granite des Ballons	p. 27
Figure II.2 : Stéréogramme des pôles des filons des lamprophyres sur le secteur septentrional du massif des Ballons ..	p. 28
Figure II.3 : Carte synthétique des directions structurales dans les Vosges méridionales	p. 29
Figure III.1 : Localisations des affleurements de cumulats cités dans le texte	p. 40
Figure III.2 : Aspect microscopique des cumulats gabbrodioritiques .p.	45

Figure III.3 : Aspect microscopique de l'échantillon 4N	p. 45
Figure III.4 : Aspect microscopique des associations symplectiques de clinopyroxène et d'amphibole	p. 45
Figure III.5 : Composition des clinopyroxènes dans le diagramme Ca-Fe-Mg	p. 46
Figure III.6 : Composition des amphiboles des types A, B et C dans le diagramme (Na+K)A, Si	p. 48
Figure III.7 : Composition des amphiboles des types A, B et C dans le diagramme Si, Mg	p. 48
Figure III.8 : Diagramme $100 \text{ Al}^{\text{IV}}/\text{Al}$ total en fonction de la teneur en Al_2O_3 dans les biotites des cumulats en fonction de la paragenèse observée	p. 49
Figure III.9 : Aspect microscopique de l'échantillon 6G (cumulat de type A)	p. 53
Figure III.10 : Aspect microscopique de l'échantillon 1R (cumulat de type A)	p. 54
Figure III.11 : Aspect microscopique de l'habitus du plagioclase calcique précoce (échantillon 1R, cumulat de type A)	p. 54
Figure III.12 : Représentation schématique globale de l'ordre d'apparition des différentes phases minérales pour l'ensemble des cumulats	p. 56
Figure III.13 : Composition des différents types de cumulats et de leurs principales phases minérales dans le diagramme Al_2O_3 -FeO-MgO	p. 57
Figure III.14 : Représentation schématique des courbes de stabilité des minéraux silicatés dans un magma basaltique à $P_{\text{total}} = 5 \text{ kb}$ et $p\text{H}_2\text{O}$ allant de 0 à 5 kb	p. 61
-	
Figure IV.1 : Localisation des échantillons de dolérites, diorites et microdiorites cités dans le texte	p. 66
Figure IV.2 : Aspect microscopique de la dolérite de la tête Niqueuse	p. 70
Figure IV.3 : Aspect microscopique des dolérites fluidales	p. 70
Figure IV.4 : Aspect microscopique du plagioclase des diorites et microdiorites	p. 72
Figure IV.5 : Aspect microscopique des microdiorites	p. 72

Figure IV.6 : Compositions des clinopyroxènes de dolérites; microdiorites et diorites dans le diagramme Ca-Fe-Mg	p. 73
Figure IV.7 : Diagramme $(Na+K)_A$, Si illustrant la variété de composition des amphiboles des dolérites, microdiorites et diorites	p. 74
Figure IV.8 : Diagramme Mg, Si pour les amphiboles des dolérites microdiorites et diorites	p. 74
Figure IV.9 : Diagramme FeO, FeO/MgO	p. 80
Figure IV.10 : Diagramme TiO_2 , FeO/MgO	p. 81
Figure IV.11 : Diagramme Al_2O_3 -FeO-MgO	p. 82
Figure V.1 : Localisation des échantillons de monzodiorites et monzonites cités dans le texte	p. 86
Figure V.2 : Aspect microscopique des monzodiorites	p. 87
Figure V.3 : Compositions des amphiboles des monzodiorites et monzonites dans le diagramme $(Na+K)_A$, Si	p. 89
Figure V.4 : Compositions des amphiboles des monzodiorites et monzonites dans le diagramme Mg, Si	p. 89
Figure V.5 : Aspect microscopique de l'échantillon UMI	p. 92
Figure V.6 : Aspect microscopique de l'échantillon 3G	p. 92
Figure V.7 : Diagramme Al_2O_3 -FeO-MgO	p. 94
Figure VI.1 : Diagramme SiO_2 , MgO	p. 99
Figure VI.2 : Diagramme SiO_2 , FeO/MgO	p. 100
Figure VI.3 : Diagramme K_2O , FeO/MgO	p. 101
Figure VI.4 : Diagramme FeO, FeO/MgO	p. 101
Figure VI.5 : Diagramme TiO_2 , FeO/MgO	p. 102
Figure VI.6 : Diagramme Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO	p. 106
Figure VI.7 : Diagramme R_1 - R_2	p. 109
Figure VII.1: Carte géologique et structurale du secteur de la Tête des Sapins.....	p. 116
Figure VII.2: Aspect à l'affleurement des brèches magmatiques de la Tête des Sapins.....	p. 117

- Figure VII.3 : Organisations des plans de fluidalités planaires des enclaves de la Tête des Sapins.....p.118
- Figure VII.4 : Coupes schématiques précisant l'organisation structurale de la brèche de la Tête des Sapins.....p.119
- Figure VII.5 : Schéma de la structure interne d'un filon composite...p.121
- Figure VII.6 : Enclaves de microdiorite en position oblique par rapport au plan de fluidalité planaire.....p.125
- Figure VII.7 : Enclave vaugnéritique non déformée dans la brèche magmatique de la Tête des Sapins.....p.125
- Figure VII.8a: Variation du rapport des axes d'une particule déformable lors d'un cisaillement pur.....p.127
- Figure VII.8b: Parcours de déformation par cisaillement simple pour des particules initialement sphériques.....p.128
- Figure VII.9 : Modèle de déformation de la brèche magmatique de la Tête des Sapins.....p.129
- Figure VII.10: Zonage des plagioclases au voisinage d'un interface magma-magma.....p.132
- Figure VII.11: Abaque permettant le calcul de la température en tout point d'une intrusion et de son encaissant.....p.133
- Figure VII.12: Variations chimiques des éléments à l'interface entre microdiorite et monzodiorite.....p.136
- Figure VIII.1: Esquisse géologique et structurale du secteur de la Tête Niqueuse.....p.143
- Figure VIII.2a et b: Coupes schématiques illustrant les relations structurales entre les différents faciès de la Tête Niqueuse.....p.143
- Figure VIII.3: Aspect à l'affleurement des brèches magmatiques de la Tête Niqueuse.....p.146
- Figure VIII.4: Aspect à l'affleurement des brèches magmatiques de la Tête Niqueuse.....p.146
- Figure VIII.5: Illustration du mode de désagrégation de la dolérite de la Tête Niqueuse.....p.147
- Figure VIII.6: Organisation des filonnets acides bréchifiant la dolérite de la Tête Niqueuse.....p.148
- Figure VIII.7; Couloir de bréchification.....p.149
- Figure VIII.8: Illustration du morcèlement d'enclaves par l'individualisation de filonnets quartzofeldspathiques.....p.150

Figure VIII.9: Enclave doléritique de forme mixte, à contours anguleux et sinueux.....	p.150
Figure VIII.10: Illustration du phénomène de filter-press.....	p.152
Figure VIII.11: Poche pegmatitique dans la matrice monzonitique de la brèche magmatique de la Tête Niqueuse.....	p.152
Figure VIII.12: Synthèse des observations relatives aux variations texturales en bordure d'enclaves.....	p.154
Figure VIII.13: Bloc-diagramme illustrant la zonalité de la formation de brèche magmatique de la Tête Niqueuse.....	p.156
Figure IX.1 : Répartition des différents types de brèches magmatiques.....	p.161
Figure X.1 : Localisation et cadre géologique du filon étudié.....	p.169
Figure X.2a : Organisation du filon de la Tête du Lait: croquis d'affleurement.....	p.170
Figure X.2b : Organisation du filon de la Tête du Lait: profil de répartition des phénocristaux.....	p.171
Figure X.2c : Organisation du filon de la Tête du Lait.....	p.172
Figure X.3a et b: Microphotographies des intraépontes.....	p.173
Figure X.4 : Profil du gradient de vitesse relatif pour le faciès A.....	p.180
Figure X.5 : Diagramme log-log montrant la bonne corrélation linéaire des valeurs du gradient de vitesse relatif.....	p.181
Figure X.6 : Allure du profil de vitesse pour le faciès A.....	p.183
Figure X.7 : Allure du profil de vitesse	p.183
Figure X.8 : Microphotographies illustrant les phénomènes de migration transversale de phénocristaux dans le faciès B.....	p.185
Figure X.9 : Allure des profils de vitesse pour les trois faciès....	p.186
Figure X.10 : Illustration du modèle de mise en place.....	p.188
Figure XI.1 : Carte géologique et structurale des Vosges méridionales.....	p.195
Figure XI.2 : Aspect microscopique du gabbro d'urbès.....	p.201
Figure XI.3 : Aspect microscopique de la diorite de l'Ebeneck.....	p.203
Figure XI.4 : Aspect microscopique du gabbro euphotide du Thalhorn...p.	203

Figure XI.5 : Diagramme FeO, FeO/MgO (Miyashiro,1974).....	p.206
Figure XI.6 : Diagramme TiO ₂ , FeO/MgO (Miyashiro,1974).....	p.206
Figure XI.7 : Diagramme SiO ₂ , MgO	p.206
Figure XI.8 : Diagramme triangulaire TiO ₂ ,FeO,MgO	p.209
Figure XI.9 : Différenciation spatiotemporelle du magmatisme basique du Viséen inférieur des Vosges méridionales.....	p.209
Figure XII.1: Tableau synoptique précisant l'origine des différentes roches rapportées au magmatisme basique du Viséen in- férieur.....	p.214
Figure XII.2: Proposition d'un schéma d'évolution conduisant à la formation des brèches magmatiques.....	p.218
Figure XII.3: Localisation des dolérites et basaltes dans les dia- grammes proposés par Pearce (1976).....	p.221
Figure XII.4: Projections des compositions des clinopyroxènes dans les diagrammes SiO ₂ ,Al ₂ O ₃ et Fe+Mn,Ca+Na+K,Mg propo- sés par LeBas (1962).....	p.223
Figure XII.5: Projections des compositions des clinopyroxènes dans les diagrammes Ti,Na et Ti,Na+Ca proposés par Leter- rier et Maury (1982).....	p.223

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II.1	: Tableau récapitulatif des évènements tectoniques et magmatiques dans les Vosges méridionales.....p.	34
Tableau III.1	: Tableau récapitulatif des caractéristiques minéralogiques des différents types de cumulats.....p.	43
Tableau III.2	: Analyses chimiques représentatives des clinopyroxènes et de l'orthopyroxène des cumulats.....p.	46
Tableau III.3	: Compositions représentatives des amphiboles des différents types de cumulats.....p.	50
Tableau III.4	: Compositions chimiques de quelques biotites et plagioclases des cumulats.....p.	52
Tableau III.5	: Compositions chimiques des cumulats gabbrodioritiques.....p.	58
Tableau IV.1	: Compositions chimiques de quelques minéraux de roches appartenant à l'unité dolérite-microdiorite-diorite.....p.	68
Tableau IV.2	: Compositions de quelques minéraux de roches appartenant à l'unité dolérite-microdiorite-diorite.....p.	76
Tableau IV.3	: Compositions chimiques des dolérites, microdiorites et diorites.....p.	78
Tableau V.1	: Compositions de quelques phases minérales des monzodiorites et monzonites.....p.	88
Tableau V.2	: Compositions chimiques des monzodiorites, monzonites et monzonites quartziques.....p.	93
Tableau VII.1	: Valeurs des viscosités des magmas dioritique et monzodioritique en fonction de la teneur en H ₂ O.....p.	123
Tableau VII.2	: Compositions chimiques au voisinage de l'interface diorite-monzodiorite.....p.	135
Tableau VII.3	: Analyses chimiques des biotites et amphiboles de part et d'autre de l'interface diorite-monzodiorite.p.	138
Tableau IX.1	: Tableau récapitulatif des principaux caractères des deux types de brèches magmatiques.....p.	163

Tableau X.1 : Analyses chimiques représentatives des différents faciès et de leurs minéraux constitutifs.....	p.175
Tableau X.2 : Valeur du gradient de vitesse relatif dans le filon...	p.180
Tableau XI.1: Analyses chimiques d'albitophyres.....	p.197
Tableau XI.2: Analyses chimiques de diabases.....	p.199
Tableau XI.3: Analyses chimiques de quelques roches grenues de l'environnement éruptif des plutonites septentrionales du massif des Ballons.....	p.203

°_°_°_°_°_°_°

- ANNEXES -

ANNEXE I

MÉTHODE ET CONDITIONS D'ANALYSE DES MINÉRAUX

Les analyses de minéraux ont été effectuées sur les microsondes MS 46 et Camebax du Service Commun de micro-analyses de Nancy - Besançon Strasbourg.

Les conditions analytiques sont les suivantes :

1. Pour la MS 46

- courant échantillon : 30 μ A
- tension d'accélération : 15 kV
- temps d'analyse : 25 s par couple de 3 ou 4 éléments
- taille du faisceau : 2 à 3 μ m
- programme de correction ZAF EMPADR VII de J. Rucklidge et E.L. Gasparri (1969) : Electron micro-probe analytical data reduction : EMPADR VII - Department of Geology, University of Toronto, Canada, 34 p.

Quatre spectromètres sont utilisés :

- LIF (Fluorure de Lithium) : dosage de FeK α , MnK α
- Q (Quartz) : dosage de CrK α
- PET (penta érythriol) : dosage de K K α , CaK α , TiK α
- KAP (phtalate de potassium) : dosage de NaK α , AlK α , SiK α , MgK α

2. Pour la Camebax

- courant échantillon 10 μ A
- tension d'accélération : 15 kV
- temps d'analyse : 6S par couple de 3 éléments
- taille du faisceau : 1 à 3 μ m
- programme de correction MBXCOR de J. HENOC et M.TONG (1978) : auto-

matisation de la microsonde . J. Microsc. Spectrosc. Electron., 3, 247-254.

Trois spectromètres sont utilisés :

- LIF : dosage de Fe K_{α} , Mn K_{α} , Ni K_{α} , Zn K_{α}
- PET : dosage de Ti K_{α} ; Ca K_{α} , K K_{α} , Cr K_{α}
- TAP (phtalate acide de thallium) : dosage de Si K_{α} , Al K_{α} , Mg K_{α} , Na K_{α}

Les éléments alcalins ont été dosés en premier :

Les standards sont les suivants :

Na	Albite
K	Orthose
Al	corindon ou albite
Si	Albite
Fe	Mématite
Mg	Forstérite
Ca	Apatite
Cr	Chromite
Ti	Rutile
Mn	Rhodonite
Ni	Busénite
Zn	Zincite

ANNEXE II

- Données analytiques
- Compositions chimiques des :
 - roches totales (éléments majeurs)
 - minéraux

Les formules structurales ont été calculées sur la base de :

- 6 Oxygènes pour les pyroxènes
- 23 Oxygènes pour les amphiboles
- 22 Oxygènes pour les biotites
- 28 Oxygènes pour les chlorites

L'ensemble des calculs ainsi que l'impression des listings ont été effectués sur calculatrice programmable HP.97 et sur microordinateur APPLE II. Les programmes utilisés ont été réalisés par l'équipe du laboratoire de Pétrologie Structurale et Métallogénie (notamment B. Marconnet et J.M. Leistel).

- AII.2 -

ANALYSE	66	JI	IR	2U	4N	PRI	3B	5P	3D
SiO2	46.81	46.17	47.5	49.73	48.24	50.23	49.51	46.34	47.81
AL2O3	10.19	10.56	16.58	15.34	9.51	10.87	19.56	14.77	14.99
FE2O3*	12.74	13.29	8.85	9.01	10.84	9.26	6.65	8.26	9.24
MNO	.19	.19	.17	.16	.2	.15	.07	.13	.17
MGO	14.72	14.43	8.64	7.79	15.98	13.68	7.09	12.86	10.89
CAO	9.47	9.06	10.11	10.55	8.62	7.92	7.72	11.12	8.83
NA2O	1.46	1.33	1.69	2.53	1.06	1.57	2.37	1.14	1.63
K2O	1.63	1.26	2.58	1.73	2.42	2.39	3.15	1.57	2.14
TiO2	.68	.65	.86	.79	.66	.61	.54	.61	.89
PF	1.87	2.76	3.02	2.16	2.55	3.19	3.07	2.98	2.88
TOTAL	99.76	99.7	100	99.79	100.08	99.87	99.73	99.78	99.47

Tableau A: Compositions chimiques des roches de l'unité gabbro-dioritique cumulative. (ch.III)

ANALYSE	TM2	TM1	B42	2X	JR	3U	UM2	4A
SiO2	47.83	49.68	52.49	52.11	49.14	49.35	53.16	49.91
AL2O3	15.96	17.04	16.45	14.73	15.82	14.72	17.07	17.63
FE2O3*	9.58	9.31	9.14	8.66	10.74	10.86	7.67	9.27
MNO	.18	.19	.15	.14	.18	.19	.14	.17
MGO	9.96	6.1	5.08	8.59	7.91	8.07	6.02	6.45
CAO	9.13	10.46	6.2	8.6	9.29	9.21	6.63	6.41
NA2O	2.2	3.92	4.14	2.85	2.55	1.96	3.57	3.41
K2O	1.75	1.07	2.73	1.72	1.61	2.18	2.39	2.76
TiO2	1.09	1.01	1.09	.64	.93	.89	.75	1.07
PF	2.21	1.07	1.97	1.86	2.15	2.36	2.22	2.86
TOTAL	99.89	99.85	99.44	99.9	100.32	99.79	99.62	99.94

ANALYSE	UM3	JF	2S	IQ	JY	3A	46	3H
SiO2	52.35	49.27	51.65	49.53	52.33	48.08	49.67	48.77
AL2O3	16.71	16.69	16.8	17.2	16.76	16.92	16.45	17.34
FE2O3*	8.71	10.94	9.64	10.72	11.01	12.23	12.82	12.56
MNO	.16	.17	.16	.21	.21	.17	.19	.19
MGO	5.98	5.88	5.02	5.1	4.97	5	5.14	5
CAO	7.37	6.17	9.04	7.16	4.53	8.34	6.03	7.28
NA2O	3.44	3.23	3.46	3.36	4.89	3.26	4.74	3.85
K2O	1.83	2.38	2.02	2.42	1.64	2.43	.96	2.43
TiO2	.89	1.32	1.1	1.42	1.58	1.57	1.84	1.54
PF	2.07	3.97	1.12	2.42	2.27	1.87	1.93	.98
TOTAL	99.51	100.02	100.01	99.54	100.19	99.87	99.77	99.94

Tableau B: Compositions chimiques des roches de l'unité dolérite-microdiorite-diorite. (ch.IV)

ANALYSE	36	UM1	B43	UM6	B40	2T	TK3
SI02	55.46	57.02	57.31	59.44	60.21	62.54	63.57
AL2O3	19.8	18.71	16.28	17.16	16.57	14.74	16.23
FE2O3*	5.98	6.33	4.95	6.14	6.5	4.98	4.99
MNO	.07	.13	.08	.13	.12	.06	.08
MGO	2.28	2.15	2.11	2.03	2.53	3.2	1.46
CAO	3.59	3.32	5.39	2.29	3.05	4.72	1.76
NA2O	5.35	7.02	4.06	4.03	4.11	2.83	5.15
K2O	4.59	2.06	3.78	6.21	4.43	4.79	3.68
TIO2	.92	.72	.78	.82	.82	.61	.71
PF	1	2.23	4.1	1.36	1.52	1.24	1.45
TOTAL	99.04	99.69	98.84	99.61	99.86	99.71	99.08

Tableau C: Compositions chimiques des roches de l'unité monzodiorite-monzonite. (ch.V)

ANALYSE	23	54	28	22	47	21	55
SiO ₂	48.58	49.06	49.1	50.53	50.96	51.12	51.94
Al ₂ O ₃	17.04	19.94	19.68	17.3	21.05	18.11	18.77
Fe ₂ O ₃	11.96	9.07	9.32	8.6	7.42	8.84	5.9
MnO	.22	.17	.17	.18	.13	.18	.13
MgO	5.11	3.37	3.82	5.53	2.25	4.45	6.89
CaO	7.45	8.48	7.59	7.86	8.78	7.53	8.28
Na ₂ O	2.75	3.53	3.26	2.72	3.43	3.24	2.29
K ₂ O	2.99	2.59	2.87	3.24	2.16	2.69	2.37
TiO ₂	1.34	1.2	1.13	.96	1.04	.96	.38
PF	2.1	2.8	2.36	2.42	1.93	2.42	3.38
TOTAL	99.54	100.21	99.3	99.34	99.15	99.54	100.33

ANALYSE	4	20	11	4BIS	41	32	17
SiO ₂	52.13	52.23	52.51	53.52	54.95	56.96	57.02
Al ₂ O ₃	15.02	18.32	18.46	18.54	19.22	17.96	17.95
Fe ₂ O ₃	8.88	8.38	9.08	8.87	7.06	6.68	7.68
MnO	.17	.16	.19	.21	.11	.14	.16
MgO	6.49	3.72	3.76	3.7	2.18	1.71	2.47
CaO	7.25	6.74	4.5	5.12	5.98	4.11	3.96
Na ₂ O	2.93	3.6	4.64	3.73	3.99	3.78	4.33
K ₂ O	2.7	2.99	2.82	3.33	3.11	5.16	3.53
TiO ₂	.93	1.21	1.26	1.25	1.2	1.02	1.03
PF	2.22	2.47	2.44	1.68	2.38	1.69	1.78
TOTAL	98.72	99.82	99.66	99.95	100.18	99.21	99.91

ANALYSE	42	30	18	7	5	10
SiO ₂	58.72	58.96	59.51	63.23	64.37	65.17
Al ₂ O ₃	16.94	16.63	17.09	16.54	14.45	16.1
Fe ₂ O ₃	6.57	6.78	7.07	4.42	3.71	4.12
MnO	.15	.12	.15	.07	.07	.09
MgO	2.94	2.66	2.71	1.47	3.67	1.12
CaO	4.27	4.47	3	2.29	1.55	.94
Na ₂ O	4.03	4.06	4.15	3.67	2.73	3.91
K ₂ O	4.27	4.24	3.94	5.49	5.67	5.64
TiO ₂	.81	.83	1	.65	.73	.55
PF	1.63	1.69	1.87	2.18	2.55	1.68
TOTAL	100.33	100.44	100.49	100.01	99.5	99.32

Tableau D: Analyses extraites de la bibliographie (Pagel, 1981).
 La numérotation de l'auteur a été conservée.
 Analyses n° 23 à 11 : gabbros et diorites.
 Analyses n° 4bis à 10 : monzodiorites et monzonites quartzifères.

ANALYSE	66-OPX17	66-OPX28	66-OPX29	66-OPX38	66-CP122	66-CP127	66-CP132	1R-CP133	1R-CP134
SiO2	53.36	54.03	53.54	53.72	53.38	52.24	51.84	53.52	52.72
Al2O3	.8	.51	.59	.69	.71	1.49	.97	.11	.69
FED*	17.79	19.61	19.09	17.6	5.84	6.7	7.1	5.78	7.43
MNO	.42	.57	.52	.28	.35	.25	.23	.38	.34
MGO	24.78	23.96	23.57	25.19	15.02	14.73	14.94	15.25	15.28
CaO	1.17	1.3	1.23	.9	24.62	22.84	22.97	23.92	22.05
Na2O	.05	.01	.07	0	.15	.29	.25	.12	.26
K2O	0	.02	.01	0	.01	.03	0	.04	0
TiO2	.05	0	.13	.02	.07	.2	.16	.02	.03
TOTAL	98.42	100.01	98.75	98.4	100.15	98.77	98.46	99.14	98.8
SI	1.981	1.99	1.993	1.988	1.975	1.96	1.957	1.996	1.979
AL	.035	.022	.026	.03	.031	.066	.043	5E-03	.031
FE	.552	.604	.594	.544	.181	.21	.224	.18	.233
MN	.013	.018	.016	9E-03	.011	8E-03	.01	.012	.011
MG	1.37	1.314	1.307	1.389	.828	.823	.84	.847	.854
TI	1E-03	0	4E-03	1E-03	2E-03	6E-03	5E-03	1E-03	1E-03
CA	.047	.051	.049	.036	.975	.918	.929	.955	.886
NA	4E-03	1E-03	5E-03	0	.011	.021	.018	9E-03	.019
K	0	1E-03	0	0	0	1E-03	0	2E-03	0

ANALYSE	1R-CP141	1R-CP143	4N-CP162	4N-CP164	4N-CP165	4N-CP163	PR1-CP101	PR1-CP11	PR1-CP102
SiO2	52.79	53.01	50.73	50.46	51.54	51.04	51.89	53.01	52.79
Al2O3	.34	.14	3.45	2.91	3.21	3.8	4.09	2.54	2.79
FED*	6.75	6.25	4.05	3.76	4.07	3.95	4.7	4.65	5.71
MNO	.37	0	0	0	.05	0	.22	.23	.28
MGO	14.26	14.77	16.1	16.25	15.56	16.06	14.96	15.28	14.71
CaO	24.61	24.07	23.62	23.89	23.3	24.15	23.25	23.32	22.49
Na2O	.12	0	.14	.1	.22	.22	.4	.52	.64
K2O	0	0	.05	.02	0	0	.06	.06	.07
TiO2	0	0	.32	.24	.29	.46	.6	.43	.47
TOTAL	99.24	98.24	98.46	97.63	98.24	99.68	100.17	100.04	99.95
SI	1.981	1.997	1.892	1.898	1.921	1.881	1.903	1.945	1.944
AL	.015	6E-03	.152	.129	.141	.165	.177	.11	.121
FE	.212	.197	.126	.118	.127	.122	.144	.143	.176
MN	.012	0	0	0	2E-03	0	7E-03	7E-03	9E-03
MG	.797	.829	.894	.91	.864	.882	.817	.835	.807
TI	0	0	9E-03	7E-03	8E-03	.013	.017	.012	.013
CA	.989	.971	.943	.962	.93	.953	.913	.916	.887
NA	9E-03	0	.01	.012	.016	.016	.028	.037	.046
K	0	0	2E-03	1E-03	0	0	3E-03	3E-03	3E-03

Tableau E: Analyses d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes des cumulats gabbrodioritiques.(ch.III)
Chaque référence d'analyse comporte le n° d'échantillon.

ANALYSE	PRI-CP16	PRI-CP17	PRI-CP103	SP-CP159	SP-CP162	SP-CP12	SP-CP13	SP-CP11	SP-CP103
SI02	52.93	52.16	53.03	49.73	51.2	49.11	49.79	50.34	50.17
AL203	2.93	2.17	2.15	3.64	2.85	4.3	3.62	3.55	3.93
FED1	4.21	6.09	5.95	5.5	7	5.98	5.77	6.45	6.25
MNO	.29	.29	.31	.32	.02	.13	0	.08	.05
MGO	15.89	14.76	15.07	15.7	15.81	15.33	15.8	16.15	15.25
CAO	23.62	23.23	22.48	22.85	22.18	22.73	23.16	21.8	22.03
NA2O	.42	.53	.64	.24	.33	.31	.28	.32	.33
K2O	.05	.05	.05	0	0	0	0	.01	0
TIO2	.5	.59	.42	.7	.43	.94	.52	.81	.84
TOTAL	100.84	99.87	100.1	98.68	99.82	98.83	98.94	99.51	98.85
SI	1.925	1.934	1.953	1.866	1.901	1.844	1.865	1.872	1.876
AL	.126	.095	.093	.161	.125	.19	.16	.156	.173
FE	.128	.189	.183	.173	.217	.188	.181	.2	.195
MN	9E-03	9E-03	.01	.01	1E-03	4E-03	0	3E-03	2E-03
MG	.861	.815	.827	.878	.875	.857	.882	.895	.849
TI	.014	.016	.012	.02	.012	.027	.015	.023	.024
CA	.92	.923	.887	.918	.882	.914	.929	.868	.882
NA	.03	.038	.046	.017	.024	.023	.02	.023	.024
K	2E-03	2E-03	2E-03	0	0	0	0	0	0

Tableau E (suite).

N° Analyses N° Réf. Échantil.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Type	A	A	A	A	A	A	A	A	B	B	B	B	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	42,38	43,00	43,83	42,79	45,66	44,95	46,74	49,00	51,14	52,23	54,32	53,27	42,70	44,68	46,58	47,07	48,92	49,41	50,67
Al ₂ O ₃	10,41	10,56	10,52	10,31	8,40	9,05	7,21	5,12	5,04	3,33	2,37	2,20	14,70	11,76	10,79	9,15	7,37	7,02	5,53
FeO*	17,35	17,17	11,90	12,75	14,10	12,05	13,43	12,03	8,34	10,20	10,87	9,79	9,85	11,50	9,87	8,71	8,05	8,89	6,78
MnO	0,19	0,17	0,07	0,14	0,22	0,33	0,32	0,27	0,32	0,36	0,29	0,20	0,08	0,00	0,25	0,17	0,14	0,25	0,19
MgO	13,56	13,59	13,51	12,78	13,02	14,61	14,29	15,41	18,02	17,51	17,53	18,21	13,98	15,54	15,95	16,41	16,96	16,83	18,33
CaO	11,45	11,91	12,42	11,40	11,68	10,87	11,75	11,60	12,35	12,25	12,52	12,64	13,06	13,51	12,90	12,27	11,92	12,16	13,18
Na ₂ O	1,90	1,91	1,78	2,01	1,19	1,36	1,22	0,76	0,86	0,61	0,40	0,34	2,09	1,66	1,50	1,17	0,95	0,91	0,59
K ₂ O	0,79	0,68	0,67	0,83	0,81	0,79	0,64	0,40	0,35	0,21	0,14	0,08	0,35	0,05	0,12	0,12	0,17	0,08	0,32
TiO ₂	2,64	1,27	1,23	2,53	1,57	1,75	1,23	0,47	0,57	0,15	0,21	0,04	0,18	0,16	0,29	0,89	0,62	0,65	0,57
total	95,67	96,06	95,93	95,54	96,65	95,76	96,83	95,06	96,99	96,85	98,65	96,77	96,99	98,86	98,15	95,96	95,10	96,20	95,96
Si	6,315	6,490	6,530	6,421	6,740	6,566	6,836	7,192	7,260	7,451	7,618	7,581	6,219	6,358	6,615	6,772	7,054	7,072	7,260
Al ^{IV}	1,685	1,510	1,470	1,579	1,260	1,434	1,164	0,808	0,740	0,549	0,382	0,369	1,781	1,642	1,385	1,228	0,946	0,928	0,740
Al ^{VI}	0,141	0,334	0,376	0,244	0,201	0,127	0,078	0,078	0,104	0,011	0,010	0,000	0,741	0,331	0,422	0,326	0,308	0,257	0,193
Fe ³⁺	0,601	0,430	0,213	0,351	0,524	0,981	0,657	0,690	0,451	0,559	0,428	0,502	0,271	0,694	0,554	0,593	0,545	0,543	0,189
Fe ²⁺	0,931	1,073	1,267	1,245	1,211	0,481	0,978	0,779	0,534	0,651	0,842	0,658	0,926	0,666	0,612	0,448	0,419	0,515	0,621
Mn	0,024	0,021	0,009	0,018	0,027	0,041	0,040	0,033	0,038	0,043	0,034	0,024	0,010	0,000	0,030	0,021	0,017	0,030	0,023
Mg	3,008	3,000	2,998	2,857	2,863	3,178	3,112	3,368	3,812	3,719	3,663	3,862	3,033	3,292	3,352	3,516	3,643	3,586	3,912
Ti	0,295	0,141	0,138	0,285	0,174	0,192	0,135	0,052	0,061	0,016	0,022	0,004	0,020	0,017	0,031	0,096	0,067	0,070	0,061
Ca	1,926	1,889	1,901	1,832	1,846	1,702	1,842	1,824	1,877	1,870	1,880	1,925	2,037	2,059	1,961	1,891	1,842	1,864	2,022
Na	0,548	0,548	0,514	0,584	0,340	0,385	0,346	0,216	0,236	0,169	0,109	0,094	0,590	0,457	0,413	0,326	0,265	0,252	0,192
K	0,150	0,128	0,127	0,159	0,152	0,147	0,119	0,075	0,063	0,038	0,025	0,014	0,065	0,009	0,022	0,022	0,031	0,015	0,004
(Na + K) ₂	0,524	0,565	0,622	0,575	0,338	0,234	0,307	0,115	0,176	0,077	0,025	0,033	0,655	0,466	0,396	0,239	0,138	0,131	0,196
Mg	0,663	0,666	0,669	0,642	0,623	0,685	0,656	0,696	0,795	0,755	0,743	0,769	0,717	0,708	0,742	0,772	0,791	0,772	0,828

Tableau F: Analyses chimiques des amphiboles des cumulats.(ch.III)

ANALYSE	66-B124	66-B133	31-B12	31-B11	31-B13	PR1-B11	PR1-B13	PR1-B15	PR1-B17	
SiO2	37.69	37.62	40.29	40.62	40.66	37.77	37.06	38.05	38.78	
AL2O3	15.72	15.54	15.89	15.91	15.37	14.44	15.34	14.19	14.67	
FEO†	11.9	12.55	12.26	12.46	12.15	13.7	14.33	13.71	14.15	
MNO	.06	.02	.22	.22	.21	.27	.25	.28	.24	
MGO	16.69	16.3	17.61	17.49	17.79	16.65	16.69	16	16.61	
CAO	0	0	.08	.1	.08	.13	.15	.1	.13	
NA2O	.7	.77	.48	.41	.3	.42	.38	.47	.37	
K2O	7.81	7.52	8.9	9.03	8.95	8.66	7.3	8.21	8.43	
TiO2	2.61	3.04	1.76	1.69	1.8	2.69	3.18	3.29	2.29	
TOTAL	93.18	93.36	97.49	97.93	97.31	94.73	94.68	94.3	95.67	
SI	5.618	5.607	5.748	5.772	5.804	5.628	5.5	5.677	5.704	
AL	2.761	2.729	2.671	2.664	2.585	2.535	2.682	2.495	2.542	
FE	1.483	1.564	1.462	1.48	1.45	1.706	1.778	1.71	1.74	
MN	8E-03	3E-03	.027	.026	.025	.034	.031	.035	.03	
MG	3.705	3.619	3.742	3.702	3.783	3.695	3.689	3.556	3.639	
TI	.292	.341	.189	.181	.193	.301	.355	.369	.253	
CA	0	0	.012	.015	.012	.021	.024	.016	.02	
NA	.202	.222	.133	.113	.083	.121	.109	.136	.105	
K	1.484	1.429	1.619	1.636	1.629	1.645	1.381	1.562	1.581	
ANALYSE	PR1-B18	PR1-B110	4N-B15	4N-B16	4N-B18	4N-B169	4N-B166	38-B111	38-B110	38-B117
SiO2	38.75	39.2	39.98	40.11	39.56	37.25	38.28	37.71	38.26	36.15
AL2O3	15.27	15.25	13.35	13.36	14.15	14.64	15.23	14.76	14.9	14.92
FEO†	14.1	13.83	13.29	14.04	13.33	13.22	13.1	17.55	17.15	15.95
MNO	.27	.28	.27	.27	.3	0	0	.37	.32	.18
MGO	16.27	16.8	17.97	17.45	17.26	17.5	17.27	13.01	13.71	13.24
CAO	.13	.15	.09	.09	.09	0	0	.1	.09	0
NA2O	.58	.37	.42	.39	.45	.34	.29	.49	.51	.16
K2O	8.51	8.43	8.43	8.56	8.48	8.41	8.46	8.76	8.82	8.92
TiO2	2.6	2.44	2.97	2.74	2.88	2.76	2.1	3.4	3.16	3.88
TOTAL	96.48	96.75	96.77	97.01	96.5	94.12	94.73	96.15	96.92	93.4
SI	5.656	5.683	5.786	5.811	5.744	5.562	5.653	5.638	5.655	5.54
AL	2.626	2.605	2.277	2.281	2.421	2.576	2.65	2.6	2.595	2.694
FE	1.72	1.676	1.608	1.7	1.618	1.65	1.617	2.193	2.119	2.043
MN	.033	.034	.033	.033	.037	0	0	.047	.04	.023
MG	3.538	3.628	3.874	3.766	3.733	3.892	3.799	2.897	3.018	3.022
TI	.281	.266	.323	.298	.314	.31	.233	.382	.351	.447
CA	.02	.023	.014	.014	.014	0	0	.016	.014	0
NA	.164	.104	.118	.109	.127	.098	.083	.142	.146	.048
K	1.584	1.559	1.556	1.581	1.57	1.601	1.593	1.67	1.662	1.743

Tableau G: Analyses chimiques des biotites des cumulats.(ch.III)

ANALYSE	TN1-CP11	TN1-CP18	TN1-CP19	TN1-CP110	3U-CP120	3U-CP130	3R-CP17	3R-CP110
SiO2	51.98	52.47	53.45	53.59	51.11	50.21	50.57	50.37
AL2O3	1.53	.94	.52	.66	1.58	3.19	2.91	3.86
FeO†	6	6.64	6.08	7.58	7.66	5.99	7.45	5.06
MNO	.38	.4	.56	.67	.49	.11	0	0
MgO	14.63	14.25	14.5	14.04	14.86	16.15	16.09	15.49
CaO	24.9	24.96	24.91	23.89	22.12	23.21	22.76	23.69
Na2O	.37	.39	.4	.56	.49	.26	.26	.17
K2O	0	0	0	0	0	.09	.09	0
TiO2	.17	.1	.06	.18	.4	.52	.56	.47
TOTAL	99.96	100.15	100.48	101.17	98.71	99.73	100.69	99.11
SI	1.936	1.955	1.978	1.978	1.932	1.869	1.873	1.876
AL	.067	.041	.023	.029	.07	.14	.127	.169
FE	.187	.207	.188	.234	.242	.186	.231	.158
MN	.012	.013	.018	.021	.016	3E-03	0	0
Mg	.812	.791	.799	.772	.837	.896	.888	.859
TI	3E-03	3E-03	2E-03	5E-03	.011	.015	.016	.013
CA	.993	.997	.987	.944	.895	.925	.903	.945
NA	.027	.028	.029	.04	.036	.019	.019	.012
K	0	0	0	0	0	4E-03	4E-03	0

ANALYSE	UN3-CP127	3F-CP12	3F-CP110	3F-CP111	3F-CP115	2S-CP114	2S-CP115	1Q-CP17	1Q-CP18
SiO2	52.53	52.68	51.13	51.67	52.28	52.91	53.18	51.82	50.64
AL2O3	.62	.3	1.31	.61	.7	.49	.42	.49	.69
FeO†	9.84	9.32	9.61	9.93	10.03	8.31	7.98	11	11.82
MNO	.91	.83	.49	.7	.58	.6	.77	.56	.65
MgO	12.88	12.73	13.53	12.51	12.45	13.8	13.69	12.04	12.49
CaO	22.92	24.55	22.27	23.41	23.93	23.96	23.49	23.15	21.48
Na2O	.39	.23	.21	.31	.32	.3	.38	.23	.28
K2O	0	0	0	0	0	0	0	.02	0
TiO2	.09	0	0	.12	.06	0	.13	0	.14
TOTAL	100.18	100.64	98.55	99.26	100.35	100.37	100.04	99.31	98.19
SI	1.977	1.977	1.951	1.968	1.97	1.976	1.988	1.979	1.96
AL	.027	.013	.059	.027	.031	.022	.018	.022	.031
FE	.31	.292	.307	.316	.316	.259	.249	.351	.382
MN	.029	.026	.016	.023	.019	.019	.024	.018	.021
Mg	.722	.712	.769	.71	.699	.768	.762	.685	.72
TI	3E-03	0	0	3E-03	2E-03	0	4E-03	0	4E-03
CA	.924	.987	.91	.955	.966	.958	.94	.947	.89
NA	.028	.017	.016	.023	.023	.022	.028	.017	.021
k	0	0	0	0	0	0	0	1E-03	0

Tableau H: Analyses chimiques des clinopyroxènes des dolérites, microdiorites et diorites.(ch.IV)

ANALYSE	TN1-AM2	TN1-AM6	TN1-AM7	TN2-AM83	TN2-AM84	TN2-AM85	TN2-AM89	TN2-AM72	TN2-AM73
SI02	42.68	41.72	42.19	41.57	41.16	41.12	40.97	42.96	46.51
AL203	11.2	11.35	11.54	11.1	11.45	11.45	11.52	10.69	7.56
FED#	15.08	14.9	14.52	13.37	12.47	12.86	12.6	15.39	13
MND	.52	.3	.65	.43	.61	.54	.43	.68	.38
MGO	11.25	11.23	10.7	12.64	13.29	13.15	12.52	11.14	13.47
CAO	12.93	11.35	13	12.25	11.93	11.87	11.7	12.04	12.86
NA2O	1.95	2.05	1.59	2.54	2.89	2.69	2.61	1.54	1.07
K2O	1.05	.74	.73	.51	.43	.55	.48	1.03	.77
TIO2	1.77	2.02	2.07	2.32	2.27	2.42	2.37	2.21	2.13
TOTAL	98.43	95.66	96.99	96.73	96.5	96.65	95.2	97.68	97.75
SI	6.373	6.303	6.365	6.231	6.141	6.131	6.204	6.403	6.849
ALIV	1.627	1.697	1.635	1.769	1.859	1.869	1.7965	1.597	1.151
ALVI	.344	.324	.417	.191	.154	.143	.259	.28	.161
FE3+	0	.118	0	.288	.456	.511	.348	.337	.01
FE2+	1.882	1.763	1.831	1.384	1.095	1.086	1.243	1.577	1.59
MN	.066	.038	.083	.055	.077	.068	.056	.085	.047
MG	2.502	2.528	2.405	2.822	2.953	2.921	2.824	2.473	2.955
TI	.199	.229	.235	.261	.255	.271	.27	.247	.236
CA	2.068	2.026	2.101	1.966	1.906	1.895	1.897	1.922	2.029
NA	.564	.6	.465	.738	.836	.777	.765	.445	.305
K	.2	.143	.14	.097	.082	.105	.092	.196	.145

ANALYSE	TN2-AM75	JH-AM18	JH-AM22	JH-AM27	4G-AM18	4G-AM19	4G-AM21	4G-AM24	JY-AM12
SI02	46.91	48.45	47.53	49.16	44.04	45.53	46.42	44.12	51.03
AL203	6.87	5.59	6.69	5.56	9.71	8.63	8.18	9.41	4.85
FED#	13.26	14.46	15.8	14.81	12.18	11.19	11.29	11.69	14.25
MND	.18	.4	.27	.32	.18	.4	.22	.07	.51
MGO	14.05	14.06	12.51	13.46	14.27	14.84	15.33	14.11	14.65
CAO	11.89	12.4	12.63	11.92	11.16	11.45	11.33	11.17	11.49
NA2O	1.09	.97	1	.73	2.11	1.65	1.76	1.97	.47
K2O	.58	.33	.64	.43	.75	.65	.63	.71	.13
TIO2	1.28	.73	1.03	.74	2.55	2.32	2.16	2.6	.59
TOTAL	96.11	97.39	98.1	97.13	96.95	96.66	97.32	95.85	97.97
SI	6.922	7.083	7.001	7.186	6.437	6.583	6.698	6.519	7.267
ALIV	1.078	.917	.999	.814	1.563	1.417	1.302	1.481	.733
ALVI	.117	.046	.163	.144	.11	.053	.089	.158	.081
FE3+	.497	.489	.218	.493	.66	.722	.635	.513	.866
FE2+	1.133	1.274	1.726	1.312	.821	.72	.72	.926	.821
MN	.023	.049	.034	.04	.023	.049	.027	9E-03	.061
MG	3.088	3.062	2.745	2.931	3.107	3.196	3.295	3.106	3.108
TI	.142	.08	.114	.081	.28	.252	.234	.289	.063
CA	1.879	1.942	1.993	1.866	1.747	1.773	1.751	1.768	1.752
NA	.312	.275	.286	.207	.597	.462	.492	.564	.129
K	.109	.061	.12	.08	.14	.12	.116	.134	.023

Tableau I: Analyses chimiques des amphiboles des dolérites, micro-diorites et diorites. (ch. IV)

ANALYSE	JY-AM28	UM2-AM29	3F-AM5	3F-AM7	3F-AM13	2S-AM12	2S-AM13	2S-AM19	2S-AM21	
SI02	47.98	50.1	45.82	45.63	44.88	47.76	49.1	49.04	48.44	
AL203	6.93	5.41	6.98	7.55	8.3	6.4	5.1	5.32	5.73	
FE0#	13.17	14.37	15.82	17.42	17.97	13.26	11.76	12.7	12.3	
MNO	.59	.49	.39	.36	.5	.62	.58	.63	.5	
MGO	13.53	14.33	11.54	10.87	10.35	14.58	15.09	14.48	14.43	
CAO	12.07	11.18	12.35	12.3	12.13	12.32	12.26	12.71	12.19	
NA2O	1.05	.61	.94	1.04	.9	1.29	1.02	.96	1.12	
K2O	.13	.27	.64	.63	1.01	.75	.45	.42	.56	
TIO2	.08	.65	1.09	1	1.21	1.44	1.13	1.15	1.53	
TOTAL	95.53	97.41	95.57	96.8	97.25	98.42	96.49	97.41	96.8	
SI	7.101	7.183	6.958	6.873	6.752	6.923	7.193	7.173	7.114	
ALIV	.899	.817	1.042	1.127	1.248	1.077	.807	.827	.886	
ALVI	.309	.097	.209	.212	.224	.016	.074	.09	.105	
FE3+	.422	.927	.166	.294	.387	.422	.262	.153	.187	
FE2+	1.203	.785	1.84	1.896	1.869	1.181	1.175	1.399	1.321	
MN	.074	.06	.05	.046	.063	.076	.072	.078	.062	
Mg	2.983	3.061	2.611	2.439	2.32	3.148	3.293	3.155	3.156	
TI	9E-03	.07	.125	.113	.137	.157	.124	.127	.169	
CA	1.913	1.717	2.009	1.984	1.955	1.913	1.923	1.99	1.917	
NA	.3	.17	.277	.303	.263	.262	.289	.272	.319	
K	.025	.049	.124	.121	.193	.139	.084	.079	.105	
ANALYSE	UM2-AM82	1Q-AM6	1Q-AM1							
SI02	46.54	45.93	48.05							
AL203	7.02	6.68	6.26							
FE0#	16.92	16.91	16.96							
MNO	0	.39	.52							
MGO	11.23	11.37	12.34							
CAO	11.75	11.27	11.57							
NA2O	.95	1.24	1.18							
K2O	.72	.64	.59							
TIO2	1.28	1.35	1.06							
TOTAL	96.41	95.78	98.53							
SI	6.981	6.928	7.004							
ALIV	1.019	1.072	.996							
ALVI	.221	.116	.079							
FE3+	.315	.523	.629							
FE2+	1.804	1.603	1.432							
MN	0	.049	.064							
Mg	2.509	2.555	2.68							
TI	.144	.153	.116							
CA	1.887	1.82	1.806							
NA	.276	.362	.334							
K	.138	.123	.109							

Tableau I (suite)

ANALYSE	TN2-B171	TN2-B174	JF-B11	JF-B112	JH-B121	JH-B117
SiO2	37.05	36.86	35.87	35.67	36.92	36.84
AL2O3	14.18	14.21	14.3	13.85	14.89	14.47
FeO*	15.08	15.47	20.02	19.5	19.02	19.35
MNO	0	.23	.3	.46	.28	.23
MGO	14.66	14.74	10.79	10.44	12.11	12.2
CAO	0	.04	0	0	.03	.03
NA2O	.2	0	.1	.16	.08	.17
K2O	9.16	9.3	9.18	8.71	9.12	8.8
TiO2	2.76	2.64	4	4.09	3.85	4.29
TOTAL	93.09	93.49	94.56	92.88	96.3	96.38
SI	5.669	5.637	5.556	5.609	5.558	5.546
AL	2.556	2.561	2.61	2.566	2.642	2.567
FE	1.929	1.978	2.592	2.563	2.394	2.435
MN	0	.03	.039	.061	.036	.029
MG	3.341	3.356	2.489	2.445	2.716	2.736
TI	.317	.304	.466	.483	.436	.485
CA	0	7E-03	0	0	5E-03	5E-03
NA	.059	0	.03	.049	.023	.05
K	1.787	1.814	1.813	1.746	1.751	1.689

ANALYSE	UM2-B126	UM2-B128	UM2-B132	1Q-B12	1Q-B110	1Q-B115
SiO2	36.76	35.32	36.06	36.13	35.99	35.51
AL2O3	15.02	14.57	15.01	13.74	13.47	13.91
FeO*	19.91	19.36	19.27	22.31	21.22	22.11
MNO	.18	.24	.27	.1	.38	.33
MGO	12.41	12.17	12.43	9.75	10.72	10.54
CAO	0	0	0	0	0	0
NA2O	.11	.15	.13	.15	.11	.14
K2O	9.21	8.85	8.42	8.8	9.19	8.66
TiO2	3.84	3.51	3.27	3.53	3.78	3.56
TOTAL	97.44	94.17	94.86	94.51	94.86	94.76
SI	5.498	5.473	5.511	5.643	5.596	5.538
AL	2.647	2.66	2.703	2.529	2.468	2.556
FE	2.489	2.508	2.462	2.913	2.758	2.882
MN	.023	.031	.035	.013	.05	.044
MG	2.765	2.809	2.83	2.268	2.483	2.448
TI	.432	.409	.376	.414	.442	.417
CA	0	0	0	0	0	0
NA	.032	.045	.038	.045	.033	.042
K	1.756	1.749	1.641	1.733	1.822	1.722

Tableau J: Analyses chimiques des biotites des dolérites, microdiorites et diorites. (ch. IV)

ANALYSE	UM6-CPI20	UM6-CPI22	UM6-B186	36-B157	36-B181	36-B176	TN3-B177	TN3-B143
SiO2	52.23	52.08	36.61	35.92	36.27	35.66	37.1	37.03
AL2O3	1.18	.71	14.79	13.91	14.09	13.9	13.57	13.06
FeO*	9.78	10.33	19.93	18.6	19.2	20.45	19.61	18.52
MNO	1.02	.93	.45	.22	.24	0	0	.52
MGO	13.5	13.05	12.43	11.68	11.52	11.35	11.89	11.74
CAO	21.75	22.59	0	0	.03	.05	0	0
MA2O	.48	.48	.03	.12	.08	.22	.15	.14
K2O	.04	.04	8.63	9.3	8.91	9.16	9.23	8.1
TiO2	.25	.1	2.75	4.43	4.16	4.07	3.57	3.31
TOTAL	100.23	100.31	95.62	94.18	94.5	94.86	95.12	92.42
SI	1.96	1.964	5.571	5.552	5.584	5.52	5.68	5.735
AL	.052	.032	2.652	2.534	2.556	2.536	2.448	2.493
FE	.307	.326	2.535	2.403	2.471	2.646	2.51	2.431
MN	.032	.03	.058	.029	.031	0	0	.039
MG	.755	.733	2.817	2.689	2.642	2.617	2.712	2.732
TI	7E-03	3E-03	.315	.515	.481	.474	.411	.382
CA	.874	.912	0	0	5E-03	8E-03	0	0
NA	.035	.035	9E-03	.036	.024	.066	.044	.024
K	2E-03	2E-03	1.674	1.833	1.749	1.808	1.802	1.62

Tableau K: Analyses chimiques des clinopyroxènes et biotites des monzodiorites et monzonites quartziques.(ch.V)

ANALYSE	UM6-AM18	UM6-AM22	UM6-AM23	UM6-AM87	3G-AM58	3G-AM54
SiO2	46.5	47.69	45.86	45.09	49.06	46.01
AL2O3	6.37	5.35	6.36	8.15	5.08	6.59
FE0+	16.74	16.04	16.45	16.77	14	16.41
MNO	.46	.52	.3	.77	.44	.6
MGO	12.43	12.76	11.86	10.69	13.89	12.51
CAO	12.02	12.44	11.88	12.43	12.15	10.73
NA2O	1.13	1.09	1.27	1.05	.74	1.21
K2O	.61	.52	.67	1.05	.4	.55
TiO2	1.09	1.01	1.12	.82	.9	1.53
TOTAL	97.35	97.41	95.77	96.82	96.66	96.14
SI	6.888	7.078	6.945	6.824	7.207	6.819
ALIV	1.112	.922	1.055	1.176	.793	1.151
ALVI	0	.013	.08	.278	.086	0
FE3+	.604	.318	.363	.17	.396	1.012
FE2+	1.463	1.66	1.716	1.949	1.319	1.01
MN	.057	.065	.039	.099	.055	.075
MG	2.743	2.822	2.675	2.41	3.039	2.762
TI	.121	.112	.127	.094	.099	.17
CA	1.907	1.977	1.927	2.015	1.912	1.703
NA	.325	.314	.373	.308	.21	.347
K	.115	.098	.129	.202	.075	.104
ANALYSE	3G-AM41	3G-AM45	3G-AM46	TN3-AM78	TN3-AM46	TN3-AM49
SiO2	47.11	47.38	47.91	50.27	48.98	48.34
AL2O3	6.45	6.12	6.12	4.62	4.55	5.42
FE0+	15.04	16.16	14.78	12.92	12.21	13.51
MNO	.22	.31	.43	.85	.71	.79
MGO	13.17	12.95	13.32	14.96	13.88	13.22
CAO	12.14	11.95	12.17	12.1	11.6	11.32
NA2O	.84	.85	.89	.7	.77	.94
K2O	.51	.64	.71	.4	.26	.39
TiO2	.91	1.52	1.01	.88	.77	1.2
TOTAL	96.39	97.88	97.24	97.7	93.73	95.13
SI	6.981	6.94	7.038	7.25	7.371	7.198
ALIV	1.019	1.056	.962	.75	.629	.802
ALVI	.107	0	.099	.035	.177	.148
FE3+	.52	.619	.417	.519	.266	.418
FE2+	1.338	1.354	1.397	1.033	1.267	1.259
MN	.028	.038	.054	.104	.09	.099
MG	2.907	2.825	2.921	3.214	3.111	2.932
TI	.101	.168	.112	.095	.087	.135
CA	1.927	1.875	1.919	1.869	1.869	1.805
NA	.241	.241	.254	.196	.225	.271
K	.096	.119	.133	.073	.05	.074

Tableau L: Analyses chimiques des amphiboles des monzodiorites et monzonites quartziques.(ch.V)

ANALYSE	5A	6E	4T	4C	4R	4Tq	5Ta
SiO2	50.21	47.78	48.6	49.25	45.87	48.04	46.62
AL2O3	16.23	15.47	16.63	17.32	20.78	15.98	17.09
FE2O3*	10.29	11.51	11.07	11.69	8.04	10.32	10.94
MNO	.17	.18	.14	.18	.16	.38	.37
MGO	7.01	8.46	7.51	6.63	7.35	7.74	7.08
CAO	8.96	6.71	7.13	8.14	7.96	7.67	8.28
NA2O	2.72	3.73	3.86	3.6	2.38	3.59	3.03
K2O	1.36	1.31	1.05	1.25	2.81	.85	1.24
TiO2	1.27	1.84	1.37	1.29	.85	1.29	1.31
PF	1.43	2.65	2.56	1.63	3.82	3.85	3.51
TOTAL	99.65	99.64	99.92	100.98	100.02	99.71	99.47

ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	47.53	46	47.45	49.37	47.04	47.6	48.99	55.61
AL2O3	16.58	16.86	16.54	15.34	16.48	17.16	17.43	15.69
FE2O3*	10.69	11.32	9.21	10.2	10.35	10.48	9.68	8.65
MNO	.2	.2	.18	.47	.2	.21	.41	.2
MGO	5.43	6.12	9.29	6.34	5.86	7.07	6.94	4.89
CAO	9.78	7.17	7.05	7.37	9.74	8.43	7.45	4.18
NA2O	2.73	3.08	3.13	4.22	3.67	3.51	2.45	4.76
K2O	1.06	3.28	1.34	1.25	1.31	1.05	1.82	1.64
TiO2	1.15	1.26	1.06	1.41	1.36	1.41	1.01	1.1
PF	4.46	4.46	4.23	3.91	3.71	2.67	2.94	2.71
TOTAL	99.61	99.75	99.48	99.88	99.72	99.59	99.12	99.43

ANALYSE	V336	V364	V326	V333	V402	V460	V208	V405	V410
SiO2	54.4	47.4	53.4	54.1	55	49.1	49	51.5	50.1
AL2O3	14.2	16.3	16.5	14.5	15.9	16.4	15.3	16.4	15.95
FE2O3*	10.72	10.24	11.07	11.17	9.88	10.15	9.33	11.14	11
MNO	.13	.17	.16	.17	.16	.19	.18	.21	.18
MGO	3.16	6.47	4.28	3.75	2.84	5.48	4.71	4.27	5.54
CAO	5.76	8.28	4.04	5.66	4.33	9.52	6.79	7.8	9.03
NA2O	4.58	3.62	4.09	3.95	3.85	3.55	4.8	3.38	3.48
K2O	.7	.66	1.39	1.65	3.13	.62	1.2	1.76	.63
TiO2	1.88	1.65	1.73	1.6	1.74	.65	1.22	1.62	1.57
PF	5.52	4.73	3.67	2.41	3.57	3.81	7.54	1.81	1.79
TOTAL	101.05	99.52	100.33	98.96	100.4	99.47	100.07	99.89	99.27

Tableau M: Compositions chimiques de roches basiques appartenant au magmatisme du Viséen inférieur.

cf page suivante et chapitre XI

TABLEAU M :

Analyses nouvelles

- 5A : diabase microlitique à amphibole de la Goutte du Rieu - X = 937,60 - Y = 327,55
6E : diabase filonienne microgrenue - Fresse sur Moselle - X = 933,90 - Y = 328,250
4T : diabase microlitique - Tête du Lait - X = 935,10 - Y = 327,85
4C : diabase microlitique - Bois du Hinguenet - X = 932,85 - Y = 327,00
AR : diabase porphyrique - Bois de Maxeromont - X = 934,95 - Y = 328,4

Analyses extraites de Taisne, 1982

- 4Ta : dolérite en coulée - Rouge Gazon - X = 942,5 - Y = 327,8
5Ta : dolérite en coulée - Rouge Gazon - X = 942,5 - Y = 327,8

Analyses extraites de Bébien et Gagny, 1979

- 1 : Pillow Lava - châlet Saint Hubert - X = 942,25 - Y = 329,50
2 : Basalte massif à augite sous le châlet Saint Hubert " "
3 : Basalte fin à actinote Est Châlet Saint Hubert - X = 942,82 - Y = 329,15
4 : Pillow Lava - cuisine du Diable - X = 942,55 - Y = 328,075
5 : Basalte compact - Tête des Bluets - X = 940,12 - Y = 327,84
6 : Basalte vacuolaire - Tête des Bluets - X = 940,12 - Y = 327,87
7 : Basalte à actinote - NE des Charbonniers - X = 939,32 - Y = 326,94
8 : Microdiorite à augite (hypovolcanite) sous le chalet St Hubert

Analyses extraites de Stussi, 1970

- V336 diabase à pyroxène - Les Pagets - X = 916,87 - Y = 325,72
V344 diabase alvéolaire - Etang de la Pierre - X = 914,90 - Y = 326,72
V326 diabase à pyroxène - Ferme Douchery - X = 916,75 - Y = 325,90
V333 diabase à pyroxène - Les Mottes - X = 916,45 - Y = 326,15
V402 diabase microlitique - Moutoudre - X = 924,25 - Y = 322,50
V460 diabase grenue - La Roche Fendue - X = 921,20 - Y = 317,50
V208 diabase microlitique - Durrwald - X = 940,125 - Y = 320,50
V405 diabase à amphibole - NNE Courbevoie - X = 924,50 - Y = 323,97
V410 diabase microlitique - Les Grilloux - X = 923,72 - Y = 324,65.

ANNEXE III

EXCURSION GÉOLOGIQUE SUR LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DES BALLONS

Cette itinéraire d'excursion géologique a pour but de présenter, à partir d'un nombre réduit d'affleurements, les différents problèmes de pétrologie et de pétrologie structurale abordés dans le mémoire. Il est conçu pour se dérouler sur deux journées (cf. carte , page A.III.7).

- 1er jour : arrêts n° 1 à n° 12
- 2ème jour : arrêts n° 13 à n° 23.

Les affleurements ont été choisis pour leurs caractères pédagogiques mais également pour leur proximité de routes ou chemins carrossables.

Le croquis de situation des différents arrêts est tiré de la carte topographique de Giromagny n° 3-4 au 1/25000ème. Il est indispensable d'être muni de cette carte lors de l'excursion.

Nous sommes dans les Vosges méridionales à des altitudes comprises entre 500 et 1000 m, le plus fréquemment sous un fort couvert végétal. La meilleure période de l'année pour effectuer cette excursion se situe vers les mois d'avril et mai (après la fonte des dernières neiges et avant le développement de la végétation estivale).

Pour la nuit, l'hôtel de la famille PERRY (vallon des Charbonniers à St Maurice sur Moselle) vous est chaleureusement recommandé (tél. 29/ 25-12-18).

Arrêt n° 1 : Parking du Col des Croix - Panorama

En regardant vers le N.N.E, on a un panorama sur la vallée de la Moselle. Le contact entre les plutonites septentrionales du massif des Ballons et les assises volcanosédimentaires de la haute Vallée de la Moselle se situe approximativement à mi-pente.

Arrêt n° 2 : cf. p. 13 à 15.

Au bout de la route à gauche, en contournant la Vierge des Neiges, petite carrière de granite porphyroïde des Ballons.

Observations : - fluidalités planaires sur mégacristaux de feldspath potassiques
- fluidalités imbriquées.

Dans le virage à gauche suivant, filon de lamprophyre variolaire intrusif dans le granite porphyroïde des Ballons.

Arrêt n° 3 : cf. ch. VII et IX

Au bord de la D. 135, paroi verticale surplombant le village de Château Lambert (et les haldes inférieures).

Observations : - filon de lamprophyre
- brèches magmatiques dynamiques plastiques associant microdiorite en enclaves dans un ciment leucocrate monzodioritique
- déformation des enclaves.

Arrêt n° 4 : cf. ch. I p.16

Dans virage, en face d'une maison isolée.

Observations : - diorite de Château Lambert à amphibole
- fluidalité planaire discrète.

Arrêt n° 5 : cf. ch. III

Environ 500 m avant la maison forestière de la Pransière, petite taie forestière abrupte montant sur la gauche. A 50 m de la route, affleurement de gabbro à deux pyroxènes (norite).

Arrêt n° 6 : cf. ch. VII

1. Se garer en face de la maison forestière de la Pransière. Prendre le chemin qui passe sous la maison et qui contourne la Tête des Sapins vers le Sud. Dans le premier virage serré à gauche, (300 m de la route), paroi verticale en retrait de 10 m à gauche dans la forêt.

Observations : - filons composites de la Tête des Sapins intrusifs dans une mélavaugnérite,
- passage du filon à la brèche magmatique dynamique plastique associant microdiorite en enclaves dans un ciment monzodioritique.

- nature des relations entre les différents faciès
- nature des enclaves d'encaissant.

2. En montant dans la forêt en direction du NE, nombreuses observations de brèche magmatique dynamique plastique.

Arrêt n° 7 : A partir du Col des Croix, prendre la direction du Ht du Them (vers le Sud). A 500 m sur la droite, paroi verticale.

Observations : filon de lamprophyre (minette à phlogopite). On peut y observer le phénomène de pincement aux épontes (cf. Blanchard et al., Tectonophysics, 53, 1979, p. 1-25).

Arrêt n° 8 : cf. ch. VIII

1. A partir du Col des Croix, prendre la D. 57 vers le col du Mont de Fourche. Au premier virage à gauche (à 500 m) prendre le chemin forestier qui descend vers le Nord. Nombreux affleurements dans la pente Ouest en regardant vers le Nord.

Observations : - Brèches magmatiques statique fragile associant une dolérite démantelée dans un ciment monzonitique
- orientation des filonets découpant la dolérite
- phénomènes de filter press.

2. En montant dans la pente en direction du N.W, proche du sommet, affleurement de dolérite massive.

Arrêt n° 9 : cf. ch. IV

En continuant la D.57, 800 m plus loin, dans l'épingle à cheveux à gauche, affleurement de diorite grenue, sombre à pyroxène. Attention, ce faciès renferme localement des micro-enclaves dioritiques très difficile à distinguer à l'oeil nu.

Arrêt n° 10 : cf. ch. V

A partir du Col des Croix, en descendant vers le Thillot (vers le N). A un kilomètre environ du Col, affleurement dans virage à droite de monzonite quartzique à amphibole et biotite.

Arrêt n° 11 :

A partir du croisement de la voie ferrée à la sortie du Thillot,

prendre la direction des Mines, sur 2 km. Au calvaire, monter vers le Sud, sur les haldes de la mine de Château-Lambert (Mo). On peut également accéder aux haldes par l'autre versant, par le sentier qui démarre de la D.135 entre les points d'arrêts 3 et 4. Les haldes inférieures sont également accessibles par le village de Château Lambert.

Arrêt n° 12 : cf. ch. III

A partir du croisement de la voie ferrée, prendre en direction du SE (flanc Sud de la Montagne du Couard) sur 1,5 km. Les pentes Sud-Ouest de la Montagne du Couard montre des affleurements d'un beau gabbro bleu gris à pyroxène et amphibole.

Arrêt n° 13 :

A partir de la RN. 66, au lieu dit La Hardoye (usine facilement repérable), prendre vers le Sud, en direction des Cens de Longiligoutte, sur 3 km. Au refuge, prendre la route forestière. Paroi verticale avant épingle à droite.

Observations : - granite porphyroïde des Ballons
- zone de contact avec les plutonites septentrionales

Arrêt n° 14 : cf. ch. IX

Après virage à gauche, en montant : série d'affleurements de brèches magmatiques, de type dynamique plastique.

Observations : - enclaves déformées, aplaties rarement étirées
- fluidalités planaires.

Arrêt n° 15 :

50 mètres avant un carrefour de routes forestières, contact entre volcanosédimentaire et plutonites septentrionales.

Arrêt n° 16 : cf. ch. III

En montant la nouvelle route forestière en direction W vers la gauche, affleurement de mélavaugnérite parcourue par des filonets quartzofeldspathiques.

Arrêt n° 17 : cf. ch. IX

300 mètres plus loin, bel affleurement de brèche magmatique associant une microdiorite dans un ciment leucocrate monzodioritique.

Arrêt n° 18 : cf. ch. IV

Au bout de la RN 66, à coté de l'arrêt d'autocar, affleurement de la diorite du Pont-Jean.

Observations : - diorite à amphibole du Pont Jean
- sur la gauche de l'affleurement, de face, filon décimétrique de dolérite (cf. arrêt 20)

Arrêt n° 19 : cf. ch. XI, p. 198

Dans Saint Maurice sur Moselle, tourner à gauche après le pont, en direction du parcours de santé. Après un virage à droite en épingle, affleurements de kératophyres et tufs kératophyriques sur le talus gauche de la route.

Arrêt n° 20 : cf. ch. X

1. Arrivée au sommet de la Tête du Lait (relais télévision), prendre en direction plein Sud vers la forêt par un petit sentier, sur 100 mètres. A la forte rupture de pente, affleurement en saillie d'un filon de dolérite intrusif dans la diorite du Pont Jean.

Observations : - bordures figées
- intra épointes
- variations des pourcentages de phénocristaux dans le profil du filon.

2. 20 mètres en contrebas, affleurements d'autres filons doléritiques intrusifs dans la diorite du Pont-Jean.

Arrêt n° 21 :

En sortant de St Maurice sur Moselle, en direction du Thillot, avant le passage à niveau, prendre à gauche et s'engager dans la vallée de la Presle. A 1 km, petit parking à gauche au démarrage d'un chemin forestier montant. Prendre ce chemin. A 50 mètres, petite carrière abandonnée de granite des Ballons, parcourue de filons de microgranite des Crêtes.

Arrêt n° 22 : cf. ch. IX et X

En montant le chemin forestier, nombreux affleurements de filons microgranitiques recoupant le granite des Ballons. A 500 m sur le talus gauche, série d'affleurements :

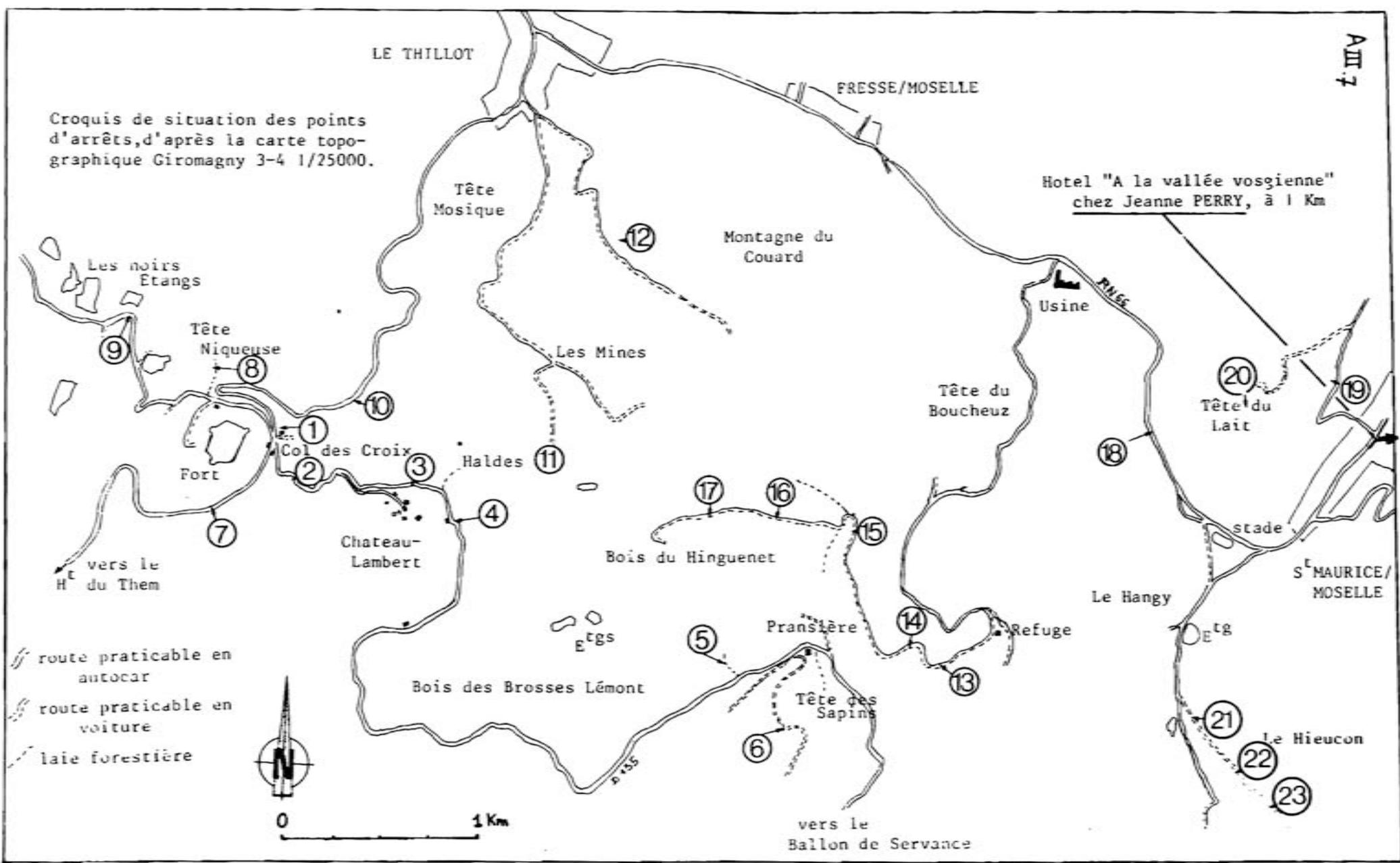
- Observations :
- contact discordant du granite des Ballons recoupant les brèches magmatiques dynamique plastique du Hieucon
 - filon de microgranite des Crêtes différencié par effet Bagnold et présentant une bordure lamprophyrique.

Arrêt n° 23 : cf. ch. IX

100 mètres plus haut, au bord du chemin talus gauche, splendides brèches magmatiques de type dynamique plastique associant une diorite en enclave dans un ciment monzodioritique.

*0*0*0*

Croquis de situation des points d'arrêts, d'après la carte topographique Giromagny 3-4 1/25000.



- route praticable en autocar
- - - route praticable en voiture
- ... ligne forestière



0 1 Km

Hotel "A la vallée vosgienne" chez Jeanne PERRY, à 1 Km

vers le Ballon de Servance

NOM DE L'ETUDIANT : ANDRE Francis

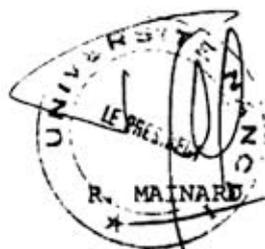
NATURE DE LA THESE : Doctorat 3ème cycle en Pétrologie, Géochimie et Métallogénie

VU, APPROUVE

ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le - 9 FEV 1983 246

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I,



Les formations plutoniques septentrionales du massif des Ballons (Vosges méridionales) comportent des cumulats gabbrodioritiques, des diorites et des monzonites.

L'organisation structurale des produits différenciés de ce magmatisme basique est largement contrôlée par les événements tectoniques actifs au Viséen inférieur.

Ce magmatisme basique, exprimé dans un environnement sialique mobilisé, se met en place dans des zones de faiblesse qualifiées de déchirures continentales.

Mots-clés: magmatisme basique, pétrologie structurale, bréchification magmatique, diastrophisme, pétrogenèse, cumulat, Vosges, Carbonifère.