

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

CHRONOSTRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE
DU COMPLEXE GNEISSIQUE DE CHICOUTIMI
EN BORDURE
DU COMPLEXE ANORTHOSITIQUE DU LAC ST-JEAN

par

MICHEL HERVET

Département des Sciences Appliquées

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION
DE LA MAITRISE EN SCIENCES APPLIQUEES
EN GEOLOGIE

SEPTEMBRE 1986



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RESUME

Le Complexe Gneissique de Chicoutimi (C.G.C.), situé en bordure du Complexe Anorthositique du Lac St-Jean (C.A.L.S.J.), se subdivise en quatre unités lithostructurales majeures:

- 1) un socle gneissique avec déformations et migmatisations polyphasées d'âge I et II,
- 2) les plutonites majeures d'âge III constituées de la suite bimodale d'intrusifs "anorthosite-charnockite" accompagnée d'une déformation (D_3) et recoupées par les dykes de metabasite III,
- 3) les plutons "granitiques" tardi- ou post-tectoniques,
- 4) le magmatisme alcalin d'âge IV associé au graben du Saguenay.

Dans la région de l'étude, les unités d'âge I sont constituées de gneiss de protolithes pélitiques et volcano-sédimentaires possiblement pré-hudsoniens. Ceux-ci furent affectés d'une première phase de métamorphisme, attribuée à l'orogénie hudsonienne, ayant produit une déformation D_1 et une phase de migmatisation estimée à des conditions équivalentes à la courbe de fusion minimum du système granitique, soit c. 650°C à 4 Kb.

L'essaim de dykes de metabasite II, constituant 5 à 10 pourcent du socle gneissique, semble relié à l'injection volumineuse de magma basique à la base de la croûte dans un contexte tectono-magmatique anorogénique de rift actif.

La seconde phase de métamorphisme, d'âge grenvillien, coïncide avec la déformation D_2 et a produit une migmatisation extensive, par anatexie, des unités du socle dans des conditions T-P estimées autour de 800°C et 6 Kb.

Le groupe d'âge III se subdivise en trois périodes: Inférieur, Moyen et Supérieur. Les unités des périodes Inférieur et Moyen sont constituées d'une suite intrusive de composition bi-modale dominée par la mise en place, au niveau structural actuel, du lobe de Chicoutimi du C.A.L.S.J.. La ferrodiorite, trouvée en bordure de ce dernier, ainsi que les injections plus tardives d'enderbite et d'opdalite, constituent le reste de la suite basique. La suite acide est constituée de l'intrusion de la farsundite, pénécontemporaine à la mise en place de l'anorthosite, suivie de l'adamellite à quartz ainsi que des intrusions de granite oeilé et de la mangérite de Chicoutimi. L'adamellite mafique constitue un faciès hybride intermédiaire. Ces suites sont contrôlées par le fractionnement du plagioclase et offrent un patron d'évolution similaire à celui de la suite de Morin sur le diagramme Qz-Pl-Or.

La mise en place de l'anorthosite à l'état solide, par diapirisme, a produit une déformation (D_3) concordante au contact, localisée de part et d'autre de la bordure et qui se superpose aux déformations grenviliennes.

Les unités d'âge III Supérieur sont constituées des dykes de metabasite III syn- et post-cinématiques, ces derniers constituant 5 à 8 pourcent en volume des unités, confinés à une bande large de 2 à 3 Km au contact de l'anorthosite. Le faciès métamorphique granulitique a opéré durant toute la période d'âge III.

La rétro-morphose est un phénomène tardif qui offre un développement hétérogène en bordure du contact du C.A.L.S.J.: elle est issue de la combinaison de facteurs litho-tectoniques qui ont produit une rééquilibration des unités au faciès amphibolite.

Des déformations tardi-grenviliennes auraient contrôlé l'emplacement des intrusions alcalines et des déformations associées au graben du Saguenay.

L'abondance des massifs anorthositiques à la surface de la province de Grenville serait l'aboutissement naturel d'un processus de rééquilibration dynamique infra-crustale à la suite de l'épaississement de la croûte associée à une collision continentale.

ABSTRACT

The Chicoutimi Gneissic Complex (C.G.C.), located on the Southeast border of the Lac St-Jean Anorthosite Complex (L.S.J.A.C.), is subdivided in four major lithostructural units:

- 1) A gneissic basement with polyphase deformations and migmatizations of Age groups I and II,
- 2) The plutonic rocks of Age group III composed of the "anorthosite-charnockite" bimodal intrusive suite associated with the D₃ deformation and cross-cut by the metabasite III dykes,
- 3) The late- to post-tectonic "granitic" plutons,
- 4) The alkalic magmatism of Age group IV associated with the Saguenay graben.

In the study region, the gneisses of pre-Hudsonian pelitic and volcano-sedimentary protholiths compose the units of Group of Age I. The first metamorphic event, coinciding with the D₁ deformation, is related to the Hudsonian Orogeny which produced the M₁ migmatization at T-P phase conditions estimated to be equivalent to the granite minimum melt curve, about 650°C and 4 Kb.

The metabasite II dyke swarm, making up 5 to 10 volume percent of the gneissic basement, seems related to voluminous injection of basic magma at the base of the crust in an anorogenic tectono-magmatic context of active rifting.

The second metamorphic event, of Grenvillian age, coincided with the D₂ deformation and it is associated with an extensive migmatization, by anatexis, of the basement units at P-T conditions estimated around 800°C and 6Kb.

Age group III is subdivided in three periods: Early, Middle and Late. The units of the Early and Middle periods are composed of an intrusive suite of bi-modal composition dominated by the "emplacement" of the Chicoutimi lobe of the L.S.J.A.C. at the present structural level. The ferrodiorite, bordering the latter, and the late injections of enderbite and opdalite, constitute the rest of the basic suite. The acid suite is composed of injections of farsundite penecontemporaneous with the "emplacement" of the anorthosite, followed by quartz adamellite and by mangerite in the Chicoutimi area. An intermediate hybrid facies is composed of the mafic adamellite. These suites were controlled by plagioclase fractionation and offer an evolutionary trend similar to that of the Morin suite on the Qz-Pl-Or diagram.

Solid state "emplacement" of the anorthosite, by diapirism, produced the D₃ deformation, concordant to the contact, limited to both sides of the border zone and which is superposed on the Grenvillian deformations.

The units of the Late period of Group of Age III are composed of the syn- and post-kinematic metabasite III dykes, the latter constituting 5 to 8 volume percent of the units, confined to a 2-3 Km wide band at the contact of the anorthosite. Granulite grade

metamorphic conditions facies prevailed during all three periods of Age group III.

Retromorphism is a late phenomenon which developed heterogeneously near the contact zone of the L.S.J.A.C.. It stems from a combination of litho-tectonic factors which led to a re-equilibration of the units to the amphibolite facies.

The location of the alkalic intrusions and the deformation associated with the Saguenay graben may be related to and controlled by late Grenvillian deformation.

The abundance of the anorthosite massifs in the Grenville Province could be the natural result of a dynamic infra-crustal re-equilibration process following a crustal thickening associated to a continental collision.

TABLE DES MATIERES

v

page

Résumé	i
Abstract	iii
Table des matières	v
Liste des figures	xii
Liste des planches	xiv
Liste des tableaux	xvi
Remerciements	xviii

INTRODUCTION

0.1 Cadre géologique régional	1
0.2 Enoncé du problème et but	2
0.3 Travaux antérieurs	3
0.4 Localisation et méthode de travail	4
0.5 Plan du mémoire	6
0.6 Nomenclature	6

CHAPITRE I : GEOLOGIE DE LA REGION DU SAGUENAY-LAC ST-JEAN

1.0 Introduction	13
1.1 Unités d'âge I	14
1.1.1 Paragneiss, gneiss mafiques et "Granites" I	14
1.1.2 Migmatisation I	15
1.1.3 Déformation I et Métamorphisme	15
1.2 Unités d'âge II	15
1.2.1 "Granites" II et Dykes de metabasite II	16
1.2.2 Migmatisation II	16
1.2.3 Déformation II et Métamorphisme	17
1.3 Unités d'âge III	17
1.3.1 Complexe anorthositique du lac St-Jean (C.A.L.S.J.)	18
1.3.2 Plutonites ceinturant le C.A.L.S.J. et les dykes basiques et acides III	19
1.3.3 Déformation III et Métamorphisme	19
1.4 Unités d'âge IV	20

CHAPITRE II : LE SOCLE GNEISSIQUE D'AGE I ET II

2.0 Introduction	27
2.1 Analyse structurale	27
2.1.1 Résumé et interprétation	30
2.2 Métasédiments	31

2.2.1 Migmatisation I	32
2.2.1.1 Description mégascopique	32
2.2.1.2 Description microscopique : Le mobilisat	33
2.2.1.3 Description microscopique : La restite	33
2.2.1.4 Description microscopique : Le paléosome	34
2.2.2 Migmatisation II	34
2.2.2.1 Description mégascopique des mobilisats II-a et II-b	34
2.2.2.2 Description microscopique : Les mobilisats ..	35
2.2.2.3 Description microscopique : La restite	36
2.2.3 Minéraux types	36
2.2.3.1 Cordiérite	36
2.2.3.2 Grenat	37
a: Inclusions	38
b: Relations schistosité interne / schistosité externe	39
c: Relations minéralogiques	39
2.2.3.3 Sillimanite	40
2.2.3.4 Biotite	40
2.2.4 Résumé et interprétation	41
2.3 "Granite" II	45
2.3.1 Métatonalite : description mégascopique	46
2.3.2 Métatonalite : minéralogie	47
2.3.3 Métatonalite : description microscopique	47
2.3.4 Métatonalite : résumé et interprétation	49
2.4 Dykes de metabasite II	49
2.4.1 Dykes de metabasite II : description mégascopique ...	50
2.4.2 Dykes de metabasite II-a	51
2.4.2.1 Minéralogie	51
2.4.2.2 Description microscopique	51
2.4.3 Dykes de metabasite II-b	53
2.4.3.1 Minéralogie	53
2.4.3.2 Description microscopique	53
2.4.4 Résumé et interprétation	54

CHAPITRE III : LES PLUTONITES DU GROUPE D'ÂGE III INFÉRIEUR ET MOYEN

3.0 Introduction	71
3.1 Analyse structurale	72
3.1.1 Résumé et interprétation	74
3.2 Anorthosite (Groupe d'âge III Inférieur)	82
3.2.1 L'anorthosite : structures et textures primaires	82
3.2.1.1 Description mégascopique	83
3.2.1.2 Minéralogie	83
3.2.1.3 Description microscopique	84
3.2.2 L'anorthosite déformée	85
3.2.2.1 Description mégascopique	85
3.2.2.2 Description microscopique	87
a: Les zones dominées par la foliation	87

b: Les zones dominées par la mylonitisation	89
3.2.3 Rétromorphose de l'anorthosite	93
3.2.3.1 Aggrégats de cummingtonite	93
3.2.3.2 Couronnes de hornblende	93
3.2.3.3 Symplectites hornblende-quartz	96
3.2.3.4 Biotite	96
3.2.4 Résumé et interprétation	97
3.3 La Ferro-diorite (Groupe d'âge III inférieur)	114
3.3.1 Introduction	114
3.3.2 Description mégascopique	115
3.3.3 Minéralogie	115
3.3.4 Description microscopique	116
3.3.5 Résumé et interprétation	121
3.4 La Farsundite (Groupe d'âge III inférieur)	126
3.4.1 Introduction	126
3.4.2 Description mégascopique	128
3.4.3 Minéralogie	128
3.4.4 Description microscopique	129
3.4.5 Résumé et interprétation	132
3.5 L'Enderbite (Groupe d'âge III moyen)	140
3.5.1 Description mégascopique	140
3.5.2 Minéralogie	140
3.5.3 Description microscopique	141
3.5.4 Résumé et interprétation	143
3.6 L'Adamellite à quartz (Groupe d'âge III moyen)	148
3.6.1 Description mégascopique	148
3.6.2 Minéralogie	148
3.6.3 Description microscopique	149
3.6.4 Résumé et interprétation	151
3.7 L'Adamellite mafique (Groupe d'âge III moyen)	156
3.7.1 Description mégascopique	156
3.7.2 Minéralogie	157
3.7.3 Description microscopique	157
3.7.4 Xénolithes	159
3.7.5 Résumé et interprétation	159
3.8 L'Opdalite (Groupe d'âge III moyen)	164
3.8.1 Description mégascopique	164
3.8.2 Minéralogie	164
3.8.3 Description microscopique	165
3.8.4 Résumé et interprétation	167

CHAPITRE IV : LES DYKES DU GROUPE D'ÂGE III SUPÉRIEUR

4.0 Introduction	169
4.1 Les dykes de métabasite syn-cinématiques	170

4.1.1 Description mégascopique	170
4.1.2 Minéralogie	171
4.1.3 Description microscopique	171
4.1.4 Résumé et interprétation	173
4.2 Les dykes de metabasite III-A	180
4.2.1 Description mégascopique	180
4.2.2 Minéralogie	182
4.2.3 Description microscopique	182
4.2.4 Résumé et interprétation	184
4.3 Les dykes de metabasite III-B	197
4.3.1 Description mégascopique	197
4.3.2 Minéralogie	197
4.3.3 Description microscopique	198
4.3.4 Résumé et interprétation	200
4.4 Les dykes de metabasite III-C	205
4.4.1 Description mégascopique	205
4.4.2 Minéralogie	205
4.4.3 Description microscopique	206
4.4.4 Résumé et interprétation	206
4.5 Les dykes "acides" III	207
4.5.1 Description mégascopique	207
4.5.2 Minéralogie	208
4.5.3 Description microscopique	208
4.5.4 Résumé et interprétation	209
4.6 Le métamorphisme rétrograde tardif	209
4.6.1 Rétromorphose des métasédiments	209
4.6.1.1 Mobilisats III	210
a: Minéralogie	211
b: Description minéralogique	211
c: Restite	211
4.6.1.2 Grenat rétrograde	212
4.6.1.3 Sillimanite rétrograde	213
4.6.1.4 Biotite rétrograde	215
4.6.1.5 Muscovite rétrograde	215
4.6.1.6 Altération de la cordiérite et du grenat	215
4.6.2 Rétromorphose tardive des plutonites d'âge III	216
4.6.2.1 Symplectites hornblende-quartz	216
4.6.2.2 Symplectites biotite-quartz	217
4.6.3 Résumé et interprétation	217

CHAPITRE V : LES UNITES D'ÂGE IV

5.0 Introduction	227
5.1 Analyse structurale	227
5.1.1 Plis	228
5.1.2 Mylonites	228
5.1.3 Cisaillement	229

5.1.4	Fractures	230
5.1.5	Résumé et interprétation	230
5.2	Dykes basiques IV	233
5.2.1	Dykes basiques IV-A	233
5.2.1.1	Description mégascopique	233
5.2.1.2	Minéralogie	234
5.2.1.3	Description microscopique	234
5.2.1.4	Résumé et interprétation	236
5.2.2	Dykes basiques IV-B	237
5.2.2.1	Description mégascopique	237
5.2.2.2	Minéralogie	237
5.2.2.3	Description microscopique	238
5.2.2.4	Résumé et interprétation	240
5.3	Dykes acides IV	241
5.3.1	Description microscopique et minéralogie	241
5.3.2	Résumé et interprétation	241

CHAPITRE VI : GEOLOGIE DE LA REGION DE CHICOUTIMI

6.0	Introduction	251
6.1	Analyse structurale	252
6.1.1	Résumé et interprétation	254
6.2	Socle gneissique d'âge I et II	256
6.2.1	Unités d'âge I	256
6.2.2	Unités d'âge II	257
6.2.3	Résumé et interprétation	258
6.3	Unités d'âge III	259
6.3.1	Plutonites d'âge III	259
6.3.2	Dykes de metabasite et "granite" III	261
6.3.3	Résumé et interprétation	262
6.4	Unités d'âge IV	264
6.4.1	Dykes basiques et acides	264
6.4.2	Syénite de Chicoutimi-Nord et intrusions alcalines	265
6.4.3	Résumé et interprétation	265
6.5	Séquence du terrain de golf de l'Alcan	266
6.5.1	Analyse structurale	266
6.5.2	Unités du socle	269
6.5.3	Unités d'âge III	270
6.5.4	Unités d'âge IV	272
6.5.5	Résumé et interprétation	272

CHAPITRE VII : DISCUSSION

7.1	Unités du socle	294
7.1.1	Formation des migmatites	295

7.1.1.1	Facteurs reliés à la formation des migmatites	296
7.1.1.2	Méthodologie de l'étude des migmatites	297
7.1.1.3	Mécanismes de migmatisation	298
a:	L'injection ignée	299
b:	L'anatexie	299
c:	La différenciation métamorphique	300
d:	Le métasomatisme externe	301
7.1.2	Migmatisation et métamorphisme d'âge I	301
7.1.3	Migmatisation et métamorphisme d'âge II	304
7.1.4	L'analyse structurale	307
7.1.5	Les dykes de metabasite II	309
7.2	Les plutonites et les dykes d'âge III	317
7.2.1	Les suites anorthosite-adamellite	317
7.2.1.1	Relations magmatiques	317
7.2.1.2	Les suites anorthosite-adamellites en milieu an- ou post-orogénique	322
7.2.1.3	Les suites anorthosite-charnockites en milieu grenvillien	323
7.2.1.4	Les dykes et les réactions sub-solidii	328
a:	Les dykes	328
b:	Les lamelles d'exsolution	328
c:	Les couronnes réactionnelles anhydres	330
7.2.1.5	Les structures de déformation des anorthosites	332
7.2.2	Structures des unités d'âge III	336
7.2.3	Les unités d'âge III Inférieur et Moyen	338
7.2.3.1	La séquence "basique"	338
7.2.3.2	La séquence "acide"	340
7.2.3.3	Le faciès hybride	341
7.2.3.4	Les "granites oeillés" et la mangérite de Chicoutimi	341
7.2.3.5	Evolution magmatique des "intrusions" d'âge III Inférieur et Moyen	341
7.2.4	Les unités d'âge III Supérieur	343
7.3	Métamorphisme rétrograde et rétromorphose	349
7.3.1	Origine et influence des fluides	349
7.3.1.1	Les phases fluides	349
7.3.1.2	Les couronnes réactionnelles hydratées des intrusifs basiques	351
7.3.2	Rétromorphose des intrusifs	352
7.3.3	Rétromorphose des métasédiments.....	353
7.3.4	Origine de la rétromorphose	355
7.4	Unités et structures d'âge IV	356
7.4.1	Les intrusions basiques et acides	357
7.4.2	Les intrusions associées au Complexe alcalin de St-Honoré	358
7.4.3	La structure	358
7.5	Synthèse de l'évolution du segment granulitique de la région de Chicoutimi	361

<u>CHAPITRE VIII : CONCLUSION</u>	365
<u>TRAVAUX FUTURS</u>	370
<u>REFERENCES</u>	371
 <u>ANNEXE</u>	
1: Tableaux des analyses modales	382
2: Tableaux des relations pétrographiques et texturales des unités de l'étude	385

LISTE DES FIGURES

page

Figure 1:	Province du Grenville	8
Figure 2:	Délimitation du Complexe Anorthositique du Lac St-Jean	10
Figure 3:	Géologie de la coupe-clée du lac Kénogami	21
Figure 4:	Géologie simplifiée de la région de Chicoutimi	23
Figure 5:	Structures des unités d'âge I et II du lac Kénogami	57
Figure 6:	Pli isoclinal d'un dyke de metabasite II	59
Figure 7:	Pli isoclinal d'un dyke de metabasite II	59
Figure 8:	Relations chronostratigraphiques des dykes de metabasite II-A et III-A	61
Figure 9:	Diagramme Qz-Pl-Or des mobilisats I, II et III	63
Figure 10:	Diagramme An-Ab-Or des mobilisats I, II et III	63
Figure 11:	Relations structurales des unités d'âge III	76
Figure 12:	L'anorthosite de la bordure	78
Figure 13:	Relations structurales des plis d'âge III	80
Figure 14:	Torsion et dislocation d'un cristal de plagioclase	103
Figure 15:	Diagramme Pl-Pyr-Hb des unités basiques d'âge III	103
Figure 16:	Structure sub-ophitique déformée de l'anorthosite	105
Figure 17:	Diagramme Qz-Pl-Or des unités d'âge III Inférieur et Moyen	135
Figure 18:	Adamellite mafique recoupée par un dyke de metabasite III-A	162
Figure 19:	Dyke de metabasite syn-cinématique dans les métasédiments	176
Figure 20:	Histogramme de la distribution de l'épaisseur des dykes de metabasite III-A, III-B et IV	188
Figure 21:	Réseau serré de dykes de metabasite III	189
Figure 22:	Fine apophyse reliant deux dykes de metabasite III-A ..	189
Figure 23:	Distribution géographique des dykes de metabasite III	

selon leur orientation	191
Figure 24: Dyke de metabasite III-A dans l'anorthosite de la bordure	193
Figure 25: Relations entre les dykes de metabasite II, III et IV dans les métasédiments	201
Figure 26: Pli en Z d'échelle décamétrique	242
Figure 27: Relations structurales des unités d'âge IV	244
Figure 28: Distribution de l'épaisseur des mylonites	246
Figure 29: Interprétation du système de contrainte	246
Figure 30: Dyke de granite IV associé à une zone de mylonite	248
Figure 31: Structure des unités de Chicoutimi	275
Figure 32: Pli asymétrique en S déversé vers l'Est	277
Figure 33: Coupe de la section de Chicoutimi Nord	277
Figure 34: Injection de granite oeilé dans le gneiss mafique	279
Figure 35: Coupe de la falaise du Cap-St-Anne	280
Figure 36: Terrain de golf de l'Alcan: Domaines de foliations	282
Figure 37: Terrain de golf de l'Alcan: Plis des domaines 1, 2, 3	284
Figure 38: Terrain de golf de l'Alcan: Mylonites, cisaillements et fractures	286
Figure 39: Terrain de golf de l'Alcan: Dykes basiques et acides d'âge III et IV	288
Figure 40: Diagrammes Qz-Pl-Or des mobilisats d'âge I et II	314
Figure 41: Patrons de décompression-refroidissement	334
Figure 42: Patrons d'évolutions des suites "anorthosite-charnockite"	347
Figure 43: Schéma d'évolution qualitatif de la séquence de l'étude sur un diagramme P-T-Temps	363

LISTE DES PLANCHES

	page
Planche 1: Mobilisats I, II-A et III dans les métapélites	67
Planche 2: Lentille de mobilisat II grenatifère dans les métapélites	69
Planche 3: Assemblage cordiérite-grenat-sillimanite	69
Planche 4: Mylonite concordante de l'anorthosite	108
Planche 5: Mylonite concordante de l'anorthosite recoupée par un dyke de metabasite syn-cinématique	108
Planche 6: Textures de déformation de l'anorthosite de bordure ..	110
Planche 7: Couronne de hornblende au contact opaque-cummingtonite en bordure d'orthopyroxène	112
Planche 8: Couronne de hornblende au contact pyroxène-plagioclase	112
Planche 9: Ferrodiorite: Texture sub-ophitique	124
Planche 10: Ferrodiorite: Texture blastophtique	124
Planche 11: Ferrodiorite: lamelles d'exsolution dans la pigeonite inversée	124
Planche 12: Farsundite, adamellite à quartz et d'adamellite mafique	138
Planche 13: Déformation ductile de la farsundite	138
Planche 14: Enderbite	146
Planche 15: Inclusions de plagioclase dans l'adamellite à quartz	154
Planche 16: Dyke de metabasite syn-cinématique	178
Planche 17: Contact discordant d'un dyke de metabasite III-A injecté dans le paragneiss	195
Planche 18: Dyke de metabasite III-A avec texture blastophtique	195
Planche 19: Contact d'un dyke basique IV-A en bordure d'un dyke de metabasite III-B	203
Planche 20: Texture (sub-) ophitique du dyke de metabasite III-B	203

Planche 21:	Mobilisat III tonalitique avec grenat symplectique ...	221
Planche 22:	Mobilisat III exempt de feldpath potassique	221
Planche 23:	Symplectite sillimanite-quartz au contact grenat-biotite	223
Planche 24:	Symplectite hornblende-quartz	225
Planche 25:	Symplectite biotite-quartz	225
Planche 26:	Dyke de metabasite II injecté dans le gneiss mafique	290
Planche 27:	Dyke de metabasite II et gneiss mafique plissé	290
Planche 28:	Injection de gneiss oeilé dans le gneiss mafique	292
Planche 29:	Dykes de metabasite III recoupant en discordance le gneiss mafique	292

LISTE DES TABLEAUX

	page
Tableau 1: Stratigraphie du complexe gneissique de Chicoutimi	12
Tableau 2: Chronologie des processus, relations structurales et résultats associés aux unités d'âge II et III.....	25
Tableau 3: Chronologie des processus, relations structurales et résultats associés aux unités d'âge IV	26
Tableau 4: Assemblages associés aux mobilisats I, II et III des métasédiments	65
Tableau 5: Caractéristiques mégascopiques des dykes de métabasite II et III	66
Tableau 6: Résumé des relations minérales et texturales des unités d'âge III	107
Tableau 7: Relations chronostratigraphiques des plutonites acides et hybrides d'âge III	137
Tableau 8: Caractéristiques mégascopiques des dykes basiques d'âge IV	250
Tableau 9: Résumé des processus de migmatisation	316
 <u>Annexe 1</u>	
Tableau A-1: Analyses modales des mobilisats I, II et III des métapélites	383
Tableau A-2: Analyses modales des unités d'âge III	384
 <u>Annexe 2</u>	
Tableau A-3: Légende utilisée pour les tableaux des relations pétrographiques	386
Tableau A-4: Relations pétrographiques des métatonalites d'âge II	387
Tableau A-5: Relations pétrographiques des dykes de métabasite II-A	388
Tableau A-6: Relations pétrographiques des dykes de métabasite II-B	389
Tableau A-7: Essai de synthèse des textures de déformation et recristallisation des anorthosites	390

Tableau A-8:	Caractéristiques texturales de l'anorthosite et de la ferrodiorite	391
Tableau A-9:	Relations pétrographiques de la ferrodiorite	392
Tableau A-10:	Relations pétrographiques de la farsundite	393
Tableau A-11:	Relations pétrographiques de l'enderbite	394
Tableau A-12:	Relations pétrographiques de l'adamellite à quartz	395
Tableau A-13:	Relations pétrographiques de l'adamellite mafique	396
Tableau A-14:	Relations pétrographiques de l'opdalite	397
Tableau A-15:	Relations pétrographiques des dykes de métabasite syn-cinématiques	398
Tableau A-16:	Relations pétrographiques des dykes de métabasite III-A	399
Tableau A-17:	Relations pétrographiques des dykes de métabasite III-B	400
Tableau A-18:	Relations pétrographiques des dykes de métabasite III-C	401
Tableau A-19:	Relations pétrographiques des dykes de métabasite IV-A	402
Tableau A-20:	Relations pétrographiques des dykes de métabasite IV-B	403

Remerciements

L'auteur tient à remercier les directeurs de son projet de thèse, soit feu Dr. Erich Dimroth, Dr. Denis W. Roy et particulièrement Dr. Gérard Woussen pour leur collaboration tout au long de ce projet. Un octroît du Conseil National de la Recherche du Canada au Dr. Woussen et la bourse de mérite (\$600) du recteur de l'Université du Québec à Chicoutimi ont contribué au soutien financier de l'auteur. L'auteur remercie également Dr. Edward H. Chown, Etienne Martin, Yvon Boudreault, Richard Lechasseur, Guy Leduc et Sonia Tanguay pour leur collaboration et leur soutien à quelques moments du projet.

INTRODUCTION

0.1 CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

La région de Chicoutimi se situe dans le segment granulitique central de la province Protérozoïque de Grenville (Wynne-Edwards, 1972) (figures 1 et 2). Les relations recoupantes du magmatisme basique et acide associées aux phases de déformations et de migmatisations d'intensités variables, permettent de définir quatre unités litho-structurales majeures (Dimroth et al. , 1981; Woussen et al. , 1981; Hervet, présent travail) (tableau 1).

- 1) un socle gneissique avec déformations et migmatisations polyphasées d'âge I et II,
- 2) les plutonites majeures d'âge III constituées de la suite bimodale d'intrusifs "anorthosite-charnockite" accompagnée d'une déformation (D_3) et recoupées par les dykes de metabasite III,
- 3) les plutons "granitiques" tardi- ou post-tectoniques,
- 4) le magmatisme alcalin d'âge IV associé au graben du Saguenay.

Les unités lithostructurales représentent une interférence continue et complexe de processus ignés (de la croûte et du manteau) et tectoniques liés à deux événements de métamorphisme prograde d'intensité croissante (orogénies de l'Hudsonien et de Grenville) séparés d'une période anorogénique à l'Elsonien associée à un rifting

passif (Roy et al. , 1984; Woussen et al. , 1984) et/ou à un rifting actif (Hervet, présent travail). Les détails des unités, de la structure et du métamorphisme sont élaborés dans les chapitres suivants.

0.2 ENONCE DU PROBLEME ET BUT

Le peu de données lithostratigraphiques et structurales des unités de bordure ceinturant le contact du complexe anorthositique du lac St-Jean (C.A.L.S.J.) posaient certaines ambiguïtés quant à la stratigraphie du complexe gneissique de Chicoutimi (C.G.C.). Ces données deviennent essentielles pour distinguer les événements magmatiques, tectoniques et métamorphiques associés à la mise en place du C.A.L.S.J. de ceux pré-datant ou post-datant cette mise en place.

En plus d'établir la stratigraphie et la pétrographie des unités du C.G.C., les objectifs de cette recherche sont les suivants:

- 1) Etablir la position stratigraphique de la séquence de gneiss mafiques observés à l'Ouest de Chicoutimi;
- 2) Evaluer les conditions de métamorphisme et les processus de migmatisation d'âge I, II et III.
- 3) Etablir l'âge et les conditions de mise en place du lobe de Chicoutimi du C.A.L.S.J. et du magmatisme basique et acide associé;

- 4) Evaluer l'âge et les causes du développement hétérogène de la rétro-morphose observée dans la bordure et dans certaines portions du C.G.C. ceinturant le C.A.L.S.J.;
- 5) Discuter du lien possible entre la zone de mylonite du terrain de golf de l'Alcan et de l'orientation du graben du Saguenay.

0.3 TRAVAUX ANTERIEURS

La cartographie régionale de Laurin et Sharma (1975) a permis d'ébaucher la géologie de la portion méridionale du C.A.L.S.J. et des unités le ceinturant. La portion septentrionale du C.A.L.S.J. a fait l'objet des thèses de doctorat de Berrangé (1962), Kehlenbeck (1972) et Hocq (1977). Quelques datations aux isotopes Rb-Sr ont été effectuées sur les paragneiss de St-Fulgence au Saguenay par Frith et Doig (1973, 1975) ainsi que sur des granitoides de la région de La Baie et de Chicoutimi (Doig et Barton, 1968).

Les travaux de Dimroth et al. (1981), Woussen et al. (1981) et Owen et al. (1980), les thèses de maîtrise de Owen (1981) et Corriveau (1982) ainsi que plusieurs projets de fin d'étude ont permis d'établir une chronostratigraphie des événements ignés, métamorphiques et structuraux des unités "distales" du contact du C.A.L.S.J. La thèse de maîtrise de Lapointe (1984) traite de la mise en place tectonique du

lobe de St-Fulgence du C.A.L.S.J.

Woussen et al. (1981) ainsi que la thèse de maîtrise de Martin (1983) proposent un modèle de cristallisation et de mise en place à l'état solide du C.A.L.S.J.. Woussen et al. (1979), Thivierge et al. (1983) traitent de l'évolution du complexe niobifère de St-Honoré issu du magmatisme alcalin associé à la formation du graben du Saguenay.

0.4 LOCALISATION ET METHODE DE TRAVAIL

La région de la présente étude se situe à la bordure sud-est du C.A.L.S.J. entre le lac Kénogami et Chicoutimi-Nord. Elle comprend une bande orientée nord-sud large de 2 à 7 km et longue de 10 km. Les lithologies de la région sont constituées de la bordure externe du C.A.L.S.J. en contact avec les unités le ceinturant comprenant essentiellement le socle gneissique, les plutonites mangéritiques et alcalines.

L'intensité des déformations et la nature métatectique à diatectique du C.G.C. rendent difficile la cartographie à grande échelle (> 1 : 10 000). C'est pourquoi la cartographie à petite échelle (1 : 10 à 1 : 100) d'affleurements clés a permis de documenter adéquatement les relations chronostratigraphiques entre les diverses unités. Des échantillons ont été rapportés pour l'étude pétrographique et, éventuellement, pour une étude géochimique.

La chronostratigraphie présentée dans ce travail est rendue possible par l'intégration de trois outils de travail indépendants (Dimroth et al. , 1981), soit

1) l'utilisation des relations recoupantes des dykes comme marqueurs chronostratigraphiques tel qu'entrepris au début du siècle par Sederholm (1967) puis perfectionné par Wegman (1963) et par Watterson (1965, 1968);

2) l'utilisation des produits de réactions subsolidi, tels les couronnes réactionnelles progrades et rétrogrades, les exsolutions et certains assemblages types métamorphiques;

3) l'utilisation d'un modèle de mise en place du C.A.L.S.J. à l'état solide en faisant appel au diapirisme, tel qu'expérimenté par Ramberg (1967) et utilisé par Martignole et Schriver (1970 a, b), Martignole (1975) pour la mise en place de la nappe anorthositique de Morin, et par Berger et Pitcher (1970) pour la mise en place d'intrusions granitiques.

De juillet à octobre 1980, la cartographie a porté essentiellement sur la région immédiate de Chicoutimi tandis que l'importante coupe-clé du lac Kénogami, alors submergée, n'a pu être étudiée avant l'automne 1981. Le travail de laboratoire a porté sur l'analyse pétrographique de lames minces, complétée d'un comptage de points. La composition des plagioclases a été évaluée par la méthode de Michel-Lévy. Le feldspath potassique et le plagioclase ont été discriminé sur des lames minces ou des blocs attaqués au cobaltonitrite de sodium. L'analyse des données structurales a été complétée par une analyse statistique effectuée avec le programme de D.W. Roy (1983)

sur l'ordinateur Vax 11/780 de l'U.Q.A.C.

0.5 PLAN DU MEMOIRE

Le mémoire débute par l'introduction qui précise l'énoncé du problème et le but de la recherche, ainsi que le cadre géologique régional. Le premier chapitre relate plus en détails la chronostratigraphie des événements ignés, métamorphiques et tectoniques de la région du Saguenay - Lac St-Jean. Les détails de la coupe du lac Kénogami sont présentés dans les chapitres 2 à 5. Le second et le troisième chapitre traitent de l'étude lithologique, structurale et pétrographique du socle gneissique (d'âge I et II) et des plutonites d'âge III inférieur et moyen. Le quatrième chapitre traite des dykes de metabasite et de "granite" d'âge III supérieur tandis que le cinquième chapitre décrit les principaux événements plutoniques et tectoniques d'âge IV. Le sixième chapitre résume la géologie de la région adjacente à Chicoutimi. Avec le septième chapitre, nous abordons avec la discussion, une tentative de synthèse des résultats des observations. Le huitième chapitre énonce les principales conclusions tirées de l'étude du Complexe Gneissique de Chicoutimi.

0.6 NOMENCLATURE

Les gneiss issus de protolithes sédimentaires sont désignés "paragneiss" ou plus spécifiquement par le préfixe "méta-" adjoint au protolithe sédimentaire (ex: métapelite). Les gneiss d'origine

méconnue sont désignés par leur composition (ex: gneiss mafique) ou par les minéraux types les caractérisant (ex: gneiss à pyroxène-hornblende-biotite).

Les roches plutoniques suivent la terminologie proposée par l'I.U.G.S. (Streckeisen, 1976). La classification et la nomenclature des roches de la suite "anorthosite-charnockite" suivent la terminologie proposée par de Waard (1969). Pour éviter toute confusion, le terme "amphibolite" n'est utilisé que pour désigner un faciès métamorphique. Les dykes basiques métamorphosés sont désignés par le terme "(dykes de) metabasite", tel qu'employé par Corriveau (1982). Le terme "migmatisation" est employé au sens large sans connotation génétique stricte quant au processus ayant opéré. Les migmatites sont classifiées selon la terminologie proposée par Menhert (1968).

Les textures de déformation des unités anorthositiques sont classifiées selon la nomenclature de Kehlenbeck (1972) tandis que les textures des gneiss de faciès granulite suivent la classification de Barraud (1977).

Figure 1: Province du Grenville: subdivision tectonique et
localisation des suites anorthosite-mangérite-monzonite d'après
Wynne-Edwards (1972).

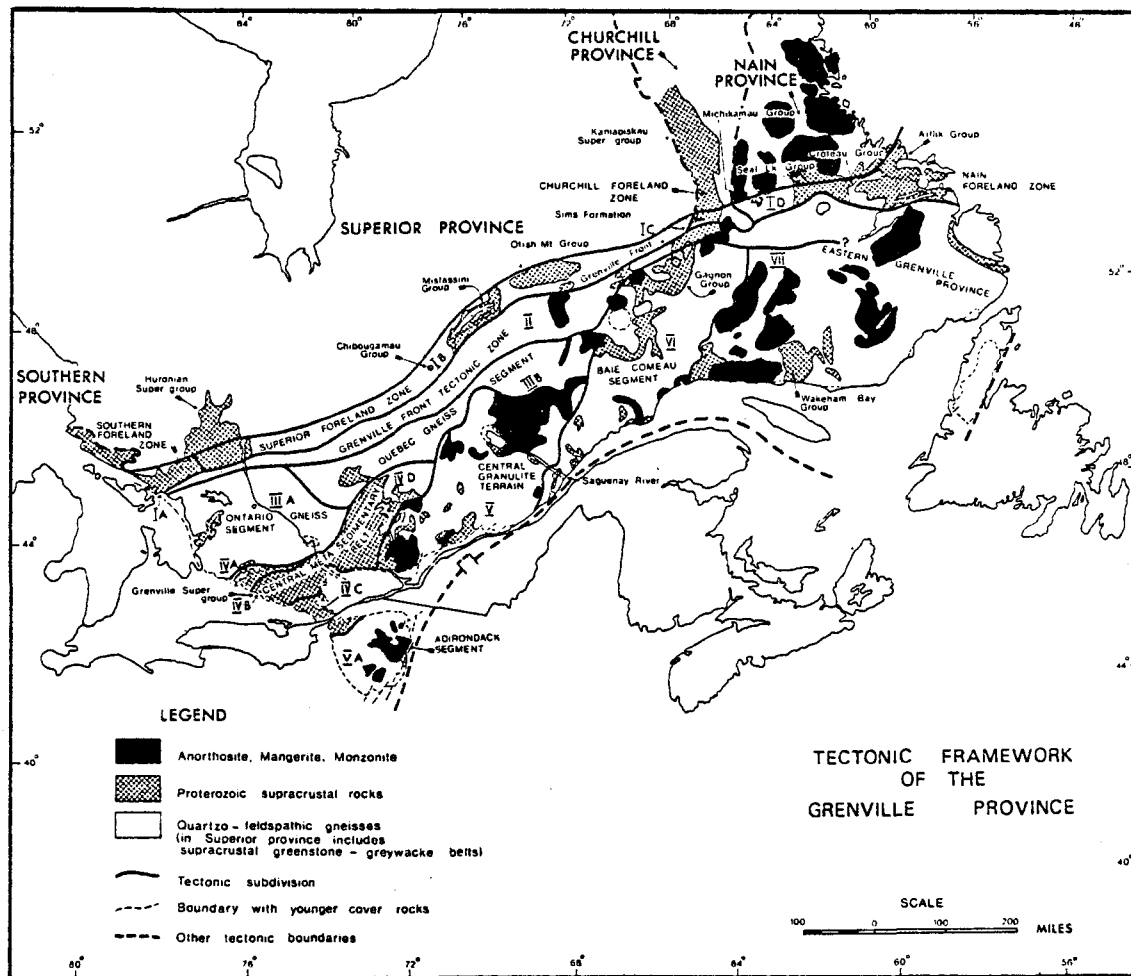


Figure 2: Délimitation du Complexe Anorthositique du Lac-St-Jean (C.A.L.S.J.) (Woussen et al., 1981). L'encadré indique l'emplacement de la figure 4. Légende: le complexe anorthositique du Lac St-Jean (C.A.L.S.J.) : pointillé, les plutons calc-alcalins tardifs : croix.

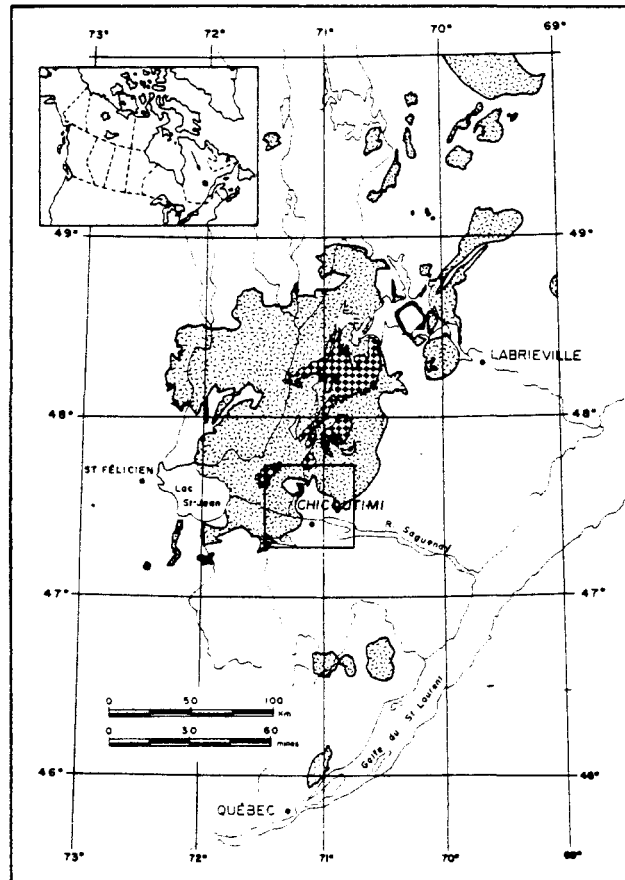
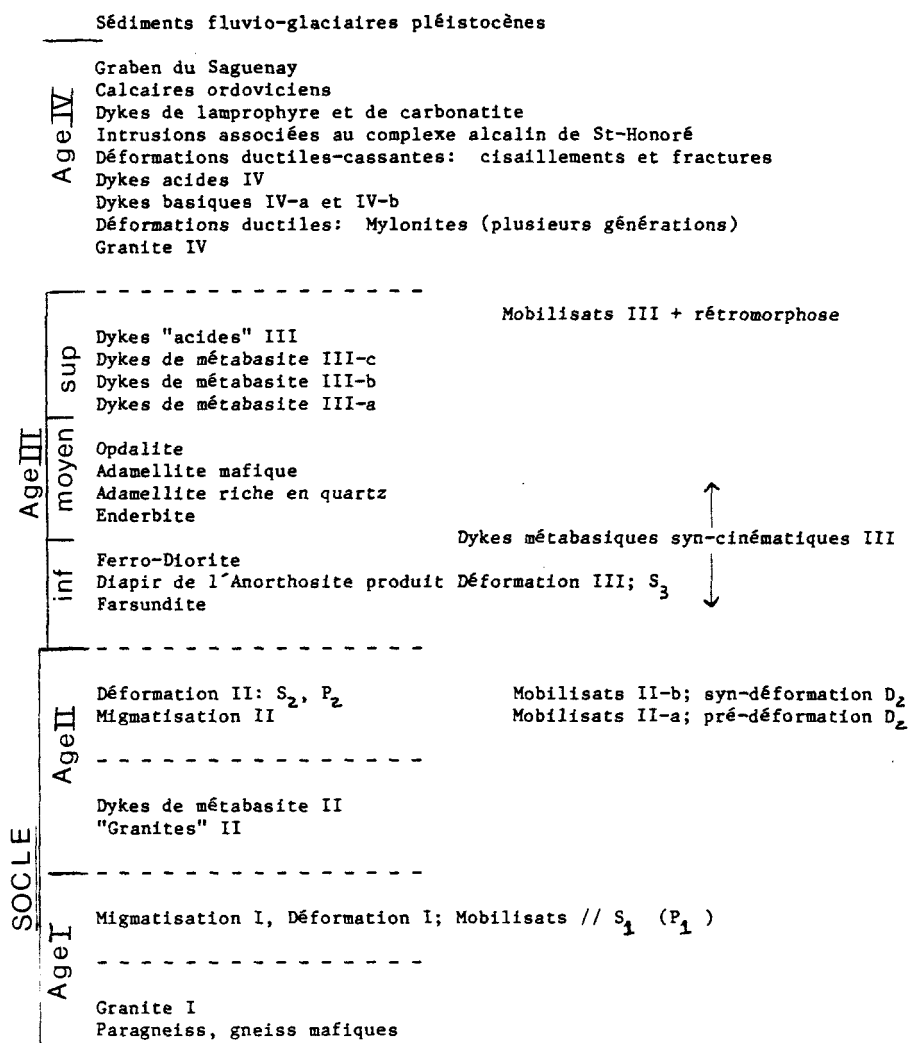


Tableau 1: Stratigraphie du complexe gneissique de Chicoutimi.



Chapitre I

Géologie de la région du Saguenay-Lac St-Jean

1.0 Introduction

Tel qu'abordé dans le chapitre précédent, la stratigraphie de la région de Chicoutimi se subdivise en quatre unités litho-structurales (Dimroth et al. , 1981; Woussen et al. , 1981) dont voici les grandes lignes (tableau 1).

- 1) un socle gneissique avec déformations et migmatisations polyphasées d'âge I et II,
- 2) les plutonites majeures d'âge III constituées de la suite bimodale d'intrusifs "anorthosite-charnockite" accompagnées de la déformation (D_3) et recoupée par les dykes de metabasite III,
- 3) les intrusions "granitiques" tardi- ou post-tectoniques,
- 4) le magmatisme alcalin d'âge IV associé au graben du Saguenay.

Le socle gneissique, de distribution hétérogène, se présente a) soit en bandes continues longues de plusieurs kilomètres et d'épaisseur hectométrique à kilométrique, b) soit en écrans discontinus d'épaisseur décamétrique retrouvés entre les plutonites des groupes d'âge III et IV. Les plutonites d'âge III constituent l'unité

litho-structurale dominante de la région de l'étude et sont essentiellement composées de la suite basique associée au C.A.L.S.J. et des intrusions "acides".

Dans la région du contact du C.A.L.S.J., à l'Ouest de Chicoutimi et à la coupe-clé du lac Kénogami, le développement d'une foliation (S_3) concordante au contact du C.A.L.S.J. est associée à la mise en place du C.A.L.S.J. au niveau structural actuel. Cette déformation a transposé ou oblitéré à divers degrés les déformations d'âge I et II du socle. Les intrusions "granitiques" tardi- ou post-tectoniques ("granites IV") sont observées localement sous forme de plutons dans la région de La Baie et du lac des Ilets (Woussen, 1984; communication personnelle). Les intrusions alcalines d'âge IV forment dans la région de St-Honoré des injections mineures qui recoupent en discordance les unités antérieures.

1.1 Unités d'âge I

Les unités d'âge I sont principalement constituées des paragneiss, des gneiss mafiques ainsi que des intrusions granitiques, lesquels ont été affectés par une première phase à migmatisation (M_1) et de déformation (D_1). (Tableaux 1 et 2).

1.1.1 Paragneiss, gneiss mafiques et "Granites" I

Les paragneiss constituent des métasédiments d'âge pré-hudsonien (Doig, communication orale, 1980). Les gneiss mafiques

("amphibolite concordante" de Owen, 1981) sont contemporains à ces paragneiss (Hervet, présent travail) et semblent issus de protolithes volcano-sédimentaires. Quelques injections de granite I sont observées à la séquence de St-Fulgence.

1.1.2 Migmatisation I

Toutes ces unités ont subi une première phase de migmatisation qui a généré des mobilisats I issus d'une différenciation métamorphique ayant opéré dans des conditions sub-anatectiques (Owen, 1981) ou anatectiques, dans des conditions température-pressure similaires à la courbe de fusion minimum des granites (Hervet, présent travail), ce qui indique des conditions de métamorphisme de faciès amphibolite moyen.

1.1.3 Déformation I et Métamorphisme

La foliation (S_1) et des plis intrafoliaux représentent les seuls éléments encore observables associés à la déformation I (D_1). Les études géochronologiques (Frith et Doig, 1973, 1975; Doig, communication orale, 1980) effectuées sur les métasédiments suggèrent que cette période de métamorphisme, avec la déformation D_1 et la migmatisation M_1 associées, soit contemporaine à l'orogénie hudsonienne, c. 1.8 Ga.

1.2 Unités d'âge II

Les unités d'âge II sont constituées des intrusions granitiques et des dykes de metabasite II qui recoupent les unités déformées et migmatisées d'âge I. Ces intrusions d'âge II et leurs unités encaissantes d'âge I ont subi la migmatisation II (M_2) à laquelle se superpose la déformation II (D_2) (tableaux 1 et 2).

1.2.1 "Granite" II et les dykes de metabasite II

Les granites II forment des sills d'épaisseur décimétrique à hectométrique sub-parallèles à la foliation S_2 . Les dykes de metabasite II forment un réseau serré d'orientation (sub-)parallèle à la foliation régionale S_2 et ils constituent 5 à 10% du volume du socle. Dimroth et al. (1981), Woussen et al. (1981) relient la présence et l'abondance de ces dykes à l'expression infracrustale d'une période majeure de tectonique d'extension possiblement associée à l'injection volumineuse, à la base de la croûte, du magma basique associé aux anorthosites retrouvées dans la province de Grenville et de Nain (Emslie, 1980), (figure 1).

1.2.2 Migmatisation II

Toutes les unités d'âge I et II ont subi la migmatisation produisant une suite de mobilisats caractéristiques selon qu'ils précèdent (mobilisats II-a), qu'ils se juxtaposent ou qu'ils suivent (mobilisats II-b) la phase de plissement P_2 . Les mobilisats d'âge II se distinguent des mobilisats d'âge I par le développement de veines plus épaisses (mm - cm) avec une granulométrie plus grossière due à une granulation moins intense.

Ces mobilisats II ont une composition qui est fonction de la composition du paléosome. Owen (1981) conclue que ces variations de composition sont associées à la différence de la température de fusion minimum entre les différents types de roches. Les mobilisats des paragneiss et des granites seraient issus par un processus de fusion partielle tandis que les mobilisats des metabasites seraient issus d'une différenciation métamorphique subsolidus.

1.2.3 Déformations II et Métamorphisme

La foliation d'âge II (S_2) et le plissement isoclinal (P_2) constituent les éléments associés à la seconde phase de déformation (D_2). Dans les paragneiss, la présence des assemblages de minéraux indicateurs contenant les paires cordierite-pyroxène et cordierite-grenat, indique un degré de métamorphisme régional de faciès granulite (Corriveau, 1982). Cette période de métamorphisme régional correspondrait à l'orogénie Grenville (Woussen et al. (1981), Dimroth et al. (1981)).

1.3 Unités d'âge III

Les plutonites d'âge III constituent l'unité lithostructurale dominante de la région, essentiellement composées du complexe anorthositique du lac St-Jean (C.A.L.S.J.) (figure 2) et des intrusions "acides" associées. Une troisième phase de déformation est reliée à la proximité du contact du C.A.L.S.J. et forme une foliation S_3

et des plis P_3 . Des dykes basiques et acides concordants ou discordants recoupent les plutonites.

1.3.1 Complexe anorthositique du lac St-Jean (C.A.L.S.J.)

Le C.A.L.S.J. représente une série d'intrusions multiples constituées de plusieurs lobes (Woussen et al. , 1981; Dimroth, 1981) mis en place au niveau structural actuel dans des conditions de température et de pression décroissantes. La présence de structures et textures magmatiques, telles le litage rythmique, les textures cumulus, la linéation magmatique ainsi que les textures (sub-)ophitiques attestent l'origine du C.A.L.S.J. par la cristallisation (fractionnée) d'un magma de composition basique.

Trois générations de dykes basiques d'âge III recoupent le lobe de Chicoutimi. Un réseau de dykes de metabasites syn-cinématiques (sub-) concordants associé au faciès tectonisé de la bordure du lobe de Chicoutimi constituent la première génération de dykes. Un dyke de diorite d'épaisseur kilométrique recoupé par un dyke de leucotroctolite constituent la seconde et la troisième génération de dykes.

Le lobe de Chicoutimi est caractérisé par une bordure foliée (S_{Am}) et mylonitisée ("mylonites concordantes; Hervet, présent travail). Ces déformations, produites au faciès granulite, sont concordantes au contact du lobe de Chicoutimi et de la foliation des unités le ceinturant. Le contact du C.A.L.S.J. avec les unités de la ceinture est constitué d'une bande décamétrique de ferrodiorite très peu déformée.

La mise en place de l'anorthosite n'a pas causé de migmatisation importante des gneiss du socle. Ces relations associées au style tectonique de la bordure du lobe de Chicoutimi suggèrent une mise en place de l'anorthosite par diapirisme dans un état solide à des températures inférieures de plusieurs centaines de degrés de liquidus du magma basaltique (Woussen et al. , 1981).

1.3.2 Plutonites ceinturant le C.A.L.S.J. et les dykes basiques et acides

Les unités d'âge III ceinturant le C.A.L.S.J. sont constituées d'une suite basique (enderbite-opdalite), acide (farsundite-adamellite à quartz-mangérite) et d'un faciès hybride (adamellite mafique) qui forment une série intrusive complexe (tableau 1, figures 2 et 3). Près du contact du lobe de Chicoutimi, cette période intrusive est associée à une diminution graduelle des déformations pénétrantes (S_3) et se termine par l'intrusion (sub-)discordante des dykes de metabasite III confinés de part et d'autre de la bordure, au contact de l'anorthosite.

1.3.3 Déformations III et Métamorphisme

La mise en place du C.A.L.S.J. a causé une transposition des unités du socle parallèle au contact du lobe et le développement de la foliation S_3 qui se superpose aux déformations d'âge II et I. Cette foliation S_3 , confinée aux unités de la ceinture situées près de la bordure, est concordante au contact et à la foliation interne (S_{Am}) du

lobe. De part et d'autre du contact, l'intensité de la foliation s'accroît en s'approchant de la bordure. La présence de pyroxènes granulés et recristallisés dans la farsundite (âge III inférieur) et dans les metabasites III indique que le métamorphisme était encore au faciès granulite durant la période d'âge III Supérieur.

1.4 Unités d'âge IV

Les unités d'âge IV sont constituées principalement des plutons composites de "granite", des dykes basiques et acides ainsi que des intrusions et dykes alcalins tardifs reliés au Complexe Alcalin de St-Honoré associé au graben du Saguenay (tableaux 1 et 3).

Les dykes basiques et acides d'âge IV recoupent toutes les unités antérieures (figure 4). Des zones de déformation ductiles tardi-grenvilliennes forment plusieurs réseaux de mylonites dont certaines auraient été réactivées lors de l'affaissement du graben du Saguenay. L'intrusion alcaline du complexe de St-Honoré, daté à 650 millions d'années (Vallée et Dubuc, 1970) et à 584 millions d'années (Doig et Barton, 1968) est associée à la tectonique d'extension tardi-Protérozoïque ayant abouti à la formation post-Ordovicienne du graben du Saguenay (Thivierge et al. , 1983) associé au rift du St-Laurent (Kumarapeli et Saull, 1966; Kumarapeli, 1976).

Figure 3: Géologie de la coupe-clée du lac Kénogami.

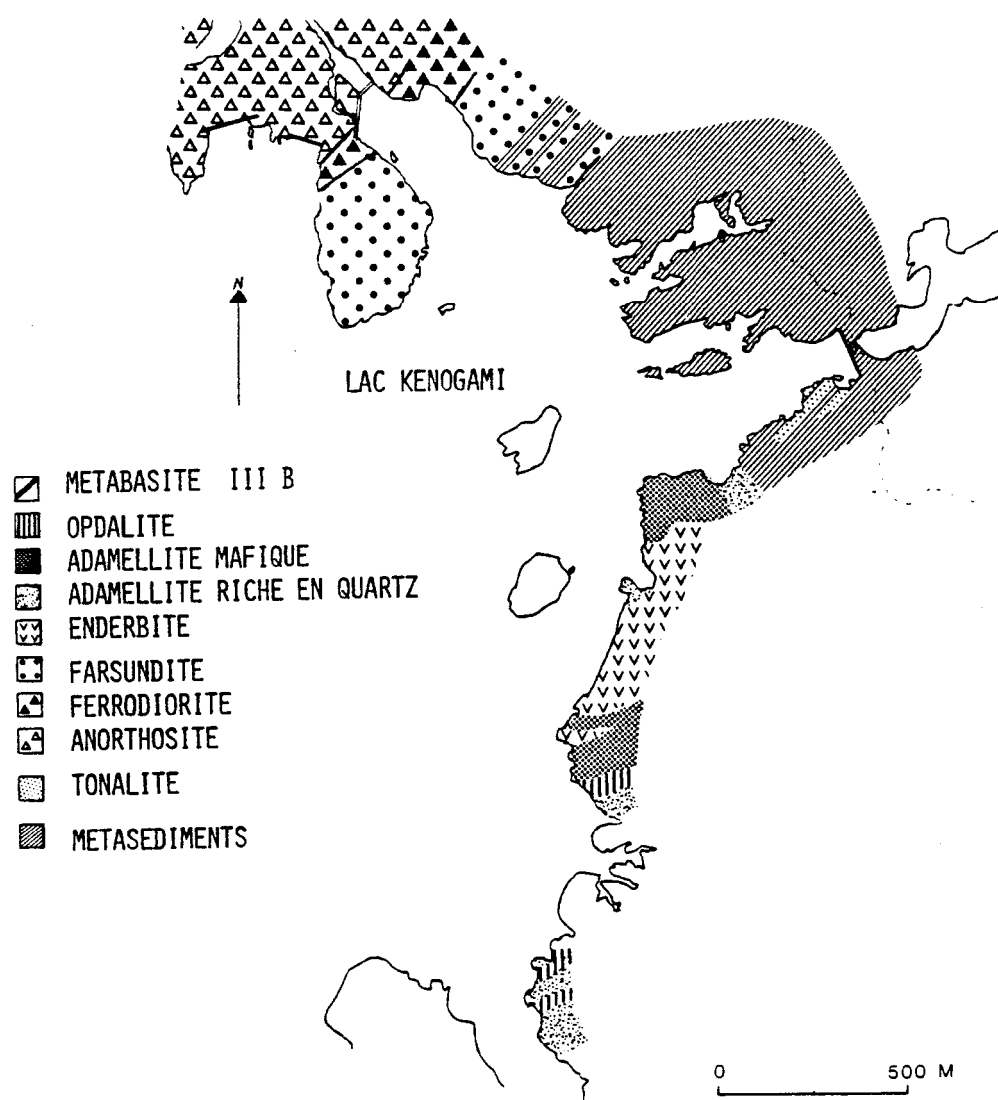


Figure 4: Géologie simplifiée de la région de Chicoutimi (Woussen et al, 1981). L'encadré indique l'emplacement de la figure 3.

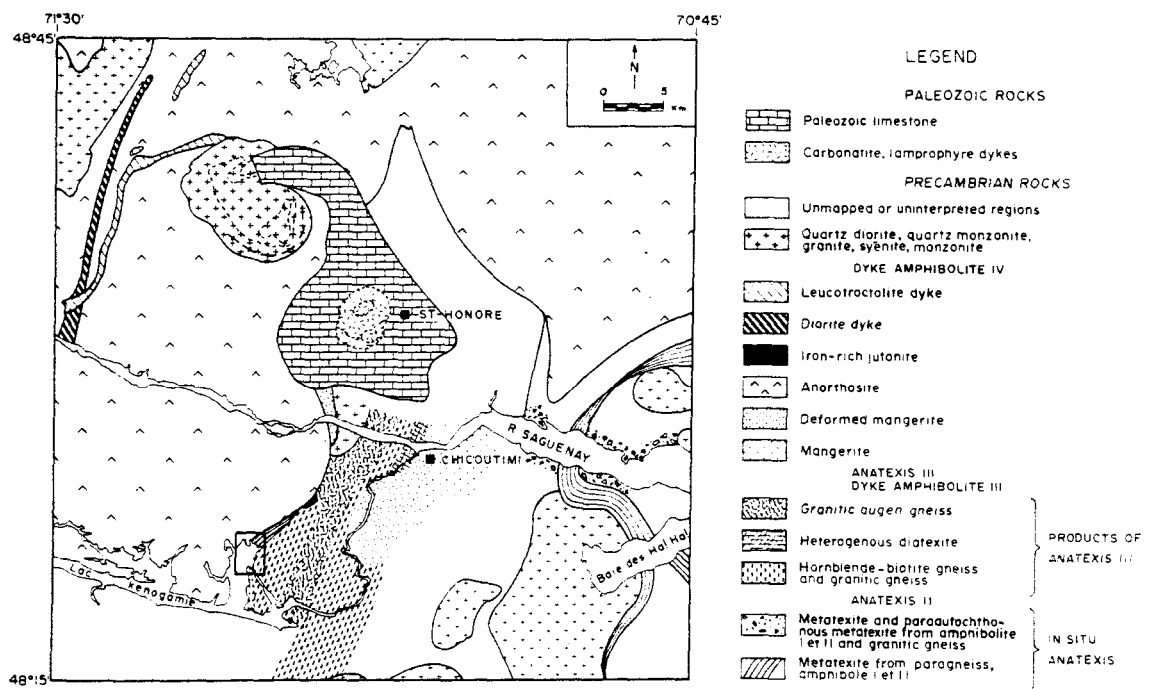


Tableau 2: Chronologie des processus, relations structurales et résultats associés aux unités d'âge II et III.

PROCESSUS	RELATIONS STRUCTURALES	RESULTATS	RESULTATS	RELATIONS STRUCTURALES	PROCESSUS
ASSOCIES AUX GNEISS DU SOCLE			ASSOCIES AUX PLUTONITES D'AGE III		
Migmatisation III due à la rétrogression + hydratation	Contact discordant	Mobilisats III	Dykes "acides" III	Contacts intrusifs discordants à S ₃	Intrusion régionale de dykes acides III
			Dykes de metabasite III	Contacts intrusifs discordants à S ₃	Intrusions localisées de basiques associées au contact du C.A.L.S.J.
			Intrusions du faciès hybride	Contacts intrusifs concordants à S ₃	Mixtion, assimilation des séquences "acide" et "basique"
			Intrusion du faciès "acide"	Contacts intrusifs concordants à S ₃	Fusion de matériel infra-crustal
			Intrusion du faciès "basique"	Contacts intrusifs concordants à S ₃	Différentiation du magma basique
Intrusion très localisée de dykes basiques	Contact intrusif	Dykes syn-cinématiques	Dykes syn-cinématiques	Contacts intrusifs tectonisés	Intrusions localisés de dykes basiques
Déformation III	Les unités d'âge I et II sont déformées	Transposition du socle gneissique proximal parallèle à S ₃	Mise en place au niveau structural actuel du C.A.L.S.J. associée à la Déformation III	Granulation, mylonitisation et développement de S dans l'anorthosite	Montée diapirique de l'anorthosite (à l'état solide) avec enveloppe ferro-dioritique (à l'état liquide)
Déformations II	Structures et mobilisats présents dans les unités d'âge I et II	S ₂ et Plis P ₂			Cristallisation et séparation par flottabilité
Migmatisation II		Mobilisats II-a, II-b			
Intrusion régionale de dykes associé avec une extension crustale	Contact intrusif	Metabasite II			Injection à la base de la croute (+ fusion de la croute?)
Intrusion régionale de "granite" II	Contact intrusif	Granites II			Génération d'un magma basique en profondeur inconnue
Déformations I	Structures et mobilisats présents dans les unités d'âge I	S ₁ et Plis P ₁			
Migmatisation I		Mobilisats I			
Intrusion de magma granitique	Contact intrusif	Granite I			
Sédimentation et volcanisme pré-Hudsonnien	Discordance sur un socle Archéen (?)	Paragneiss, gneiss mafiques			

Tableau 3: Chronologie des processus, des relations structurales et des résultats associés aux unités d'âge 4.

<u>PROCESSUS</u>	<u>RELATIONS STRUCTURALES</u>	<u>RESULTATS</u>
<u>ASSOCIES AUX UNITES D'AGE IV</u>		
Erosion, glaciation, sédimentation du Pléistocène	Sédimentation sur une discordance	Sédiments fluvio-glaciaires
Effondrement du graben du Saguenay	Déformations recoupant les calcaires ordoviciens	Fossé tectonique du Saguenay
Erosion et transgression marine	Sédimentation sur une discordance angulaire	Calcaires ordoviciens
Circulation hydrothermale minéralisée dans le Complexe Alcalin de St-Honoré	Fractures thermiques	Minéralisation en éléments du groupe des terre-rare
Déformation IV-b	Déformations ductiles-cassantes	Cisaillements - Fractures
Intrusion de magma potassique et carbonaté	Contact intrusif associé à des fractures	Dykes de lamprophyre et de carbonatite
Intrusion de magma alcalin	Contact intrusif	Syenite du Complexe Alcalin de St-Honoré
Intrusion de magma "granitique"	Contact intrusif	Dykes acides IV
Intrusion de magma basique	Contact intrusif	Dykes basiques IV
Déformation IV-a	Déformation ductile	Mylonites
Intrusion de magma "granitique"	Contact intrusif	"Granites IV"

Chapitre II

Le socle gneissique d'âge I et II

2.0 Introduction

Les gneiss du socle de la séquence du lac Kénogami forment une bande d'orientation c. nord-est épaisse de près de un kilomètre. Cette bande de gneiss est bordée de part et d'autre par les plutonites d'âge III. Le chapitre qui suit traite de la structure, des injections acides et basiques ainsi que de la migmatisation d'âge I et II qui constituent les principales transformations de la séquence méta-sédimentaire située au lac Kénogami.

2.1 Analyse structurale

Les unités bordant l'anorthosite du CALSJ, dans la région du Haut-Saguenay, présentent une forte oblitération de leur éléments structuraux d'âge I et II par les déformations d'âge III. Néanmoins, à la séquence du lac Kénogami, il est encore possible d'identifier la plupart des éléments structuraux d'âge "0", d'âge I et d'âge II observés dans la séquence gneissique de St-Fulgence située à c. 20 km du contact du lobe anorthositique de Chicoutimi et qui est assez peu affectée par les déformations d'âge III (Owen, 1981).

Dans la séquence de paragneiss, le contact entre les horizons (cm à dm) de composition différente, tels les métaquartzites et les métapélites, ainsi que de rares bandes de calc-silicates, constitue le seul élément attribué à la stratigraphie primaire.

La foliation S_1 , et quelques rares plis intrafoliaux, représentent les seuls éléments reliés à la première phase de déformation. La foliation est définie par l'orientation des veines de mobilisats I ainsi que par l'orientation de la biotite et de la sillimanite formant la bordure restitutive. Il est possible que le rubanement compositionnel primaire ait contrôlé la localisation de ces mobilisats I et que, par conséquent, la foliation S_1 soit parfois parallèle à S_0 . Les plis intrafoliaux varient d'échelle centimétrique à décimétrique et possèdent une foliation de plan axial parallèle à S_1 .

La période précédant les déformations d'âge II est caractérisée par les injections de dykes de metabasite II qui recoupent les intrusions de "granite" II dans les gneiss du socle. Dans la région de St-Fulgence et de Chicoutimi, ces dykes forment un réseau qui constitue de 4 à 10 pourcent du volume du socle gneissique. Ces injections acides et basiques précèdent la principale phase de déformation II (D_2).

La foliation (S_2) et les plis (P_2) constituent les éléments structuraux dominants reliés à la deuxième phase de déformation (D_2).

Les "granites", les dykes de metabasite et certains mobilisats d'âge II ainsi que les unités d'âge I sont affectés par ces déformations. Les mobilisats II et leurs bordures restitiques constituent les éléments planaires dominants de la foliation S_2 . Les stéréographes des foliations S_2 des paragneiss du Lac Kénogami montrent une variation systématique du centre de distribution polaire du secteur ouest (c. 015-020/70) au secteur est (c. 055/70) de la séquence (figure 5).

Cette deuxième phase de déformation a produit des plis généralement asymétriques variant de fermés à isoclinaux (Fleuty, 1964). Les zones fortement migmatisées présentent parfois des plis convolutés. L'amplitude (A) et la longueur d'onde (L) varient du centimètre au mètre. Le rapport A/L se situe entre 1 et 5. Il grimpe parfois jusqu'à 10, ceci étant bien exhibé par les dykes de metabasites II (figures 6, 7 et 8). Ces derniers montrent parfois un boudinage le long des flancs de plis avec une accumulation de mobilisats entre les boudins. Une "foliation" de plan axial est associée au développement de mobilisats d'orientation parallèle au plan axial (mobilisats II-b).

Sur les stéréographes, la distribution des axes de plis des paragneiss forme un amas lenticulaire (figure 5). La distribution des axes de plis des dykes de metabasite II est plus étalée et forme un grand cercle de plan axial similaire à celui des plis des paragneiss.

L'analyse statistique de la structure des gneiss du socle de la séquence du lac Kénogami fait très bien ressortir a) la concordance entre la direction des foliations, des orientations des dykes de

métabasite et le plan axial des plis d'âge II (figure 5), b) la concordance entre l'orientation générale des unités d'âge II et celle des unités d'âge III (cf. figure 11, chapitre III).

2.1.1 Résumé et interprétation

Malgré l'intensité des déformations d'âge III présente dans la séquence du lac Kénogami, certains éléments structuraux d'âge "0", I et II sont encore observables. Les contacts entre les unités métasédimentaires de composition différente constituent le seul élément attribué à la stratigraphie primaire. Les mobilisats I constituent le seul élément structural (S_1) associé à la première phase de déformation (D_1) où le développement a pu être (en partie) contrôlé par le rubannement compositionnel.

Tel que décrit dans le chapitre sur les dykes de métabasite II, l'injection de ces derniers est attribuable à un système de tectonique d'extension qui a précédé la tectonique de compression associée à la deuxième phase de déformation (D_2) ayant produit une foliation (S_2) et des plis (P_2) associés à une deuxième phase de migmatisation. Les mobilisats II-a constituent l'élément planaire S_2 qui précède le développement des plis P_2 . La distribution géographique de la foliation S_2 en deux groupes, soit c. 015/70 pour le secteur ouest de la séquence métasédimentaire et c. 055/70 pour le secteur est, suggère un pincement de la séquence plus au sud-ouest. Ce pincement peut être attribuable à la déformation D_3 , associée à la mise en place du C.A.L.S.J.

La déformation D_3 a produit des plis fermés ou isoclinaux dont le rapport amplitude sur longueur (A/L) se situe entre 1 et 10. La distribution des axes de plis des métasédiments forme un amas lenticulaire de plongée oblique vers le c. sud-ouest. Cette distribution contraste avec celle des dykes de metabasite II qui forme un étalement sur un grand cercle, ce qui suggère que les dykes avaient à l'origine des orientations différentes entre eux, tel que retrouvé dans un système d'injection conjugué.

La concordance de la direction a) entre les structures planaires d'âge II, b) entre l'orientation générale des unités d'âge II et d'âge III suggère une origine par transposition des structures planaires du socle imposée ultérieurement par la mise en place du lobe de Chicoutimi du C.A.L.S.J. Des relations similaires sont observées dans les gneiss mafiques de Chicoutimi (cf. chapitre VI).

2.2 Métasédiments

La séquence métasédimentaire du lac Kénogami forme une bande hectométrique d'orientation c. NE-SO. Elle est bordée à l'ouest par la farsundite et à l'est par des intrusifs acides d'âge II et III. Cette séquence est principalement composée de gneiss quartzo-feldspathique à biotite-sillimanite-grenat (-cordiérite), de quartzite arkosique qui représentent respectivement des pélites ou

semi-pelites plus ou moins arkosiques et des arénites quartzifères. Des bandes centimétriques de plagioclase-quartz-grenat représentent quelques horizons de carbonates. La composition de ces unités se distingue par l'abondance du plagioclase aux dépens du feldspath potassique.

Le métamorphisme et les déformations d'âge I , II et III ont produit un ensemble métatectique, localement diatectique avec des déformations polyphasées de plis et de cisaillements qui ont oblitéré toute relation primaire avec le socle (non observable) ainsi que beaucoup de relations d'âge I. Néanmoins, dans les métasédiments, trois périodes de migmatisation ainsi que deux périodes d'injection basiques (d'âge II et III) sont indubitablement observées. Les injections basiques et acides d'âge I ne sont pas distinguables sur le terrain, ce qui n'exclut pas leur présence, tel qu'observé dans la séquence gneissique de St-Fulgence (Owen, 1981).

Afin d'établir les différences entre les deux phases de migmatisation I et II, les descriptions des mobilisats I et II sont présentées consécutivement; suivent ensuite les descriptions des minéraux types (cordiérite, grenat, sillimanite et biotite) afin de préciser les conditions de métamorphisme régnant lors de la seconde phase de migmatisation.

2.2.1 Migmatisation I

2.2.1.1 Description mégascopique

Tel que noté au chapitre précédent, la migmatisation I des métapélites a généré des mobilisats I qui se distinguent des mobilisats II par leur faible épaisseur (< 2 mm) et par la très fine granulométrie de ses constituents (< 0.5 mm) (planche 1). Ces mobilisats, de couleur grisâtre, présentent une très fine bordure continue de restite (< 0.5 mm) riche en biotite et sillimanite. Le grenat et la cordiérite ne sont pas observés ni dans le mobilisat, ni dans la restite. Localement ces mobilisats montrent un plissement intrafolial et un recoupement par les mobilisats II.

2.2.1.2 Description microscopique: le mobilisat

Le mobilisat I est constitué principalement de feldspath potassique et de quartz avec des quantités subordonnées de plagioclase et de biotite ainsi que des traces de sillimanite (tableau A-1). La granulométrie varie de 0.05 à 0.5 mm avec une valeur moyenne de 0.3 mm. Les minéraux varient de xénomorphes à hypidiomorphes générant une texture granoblastique "decussate" et localement polygonale. La biotite est d'orientation parallèle au contact et se trouve parfois en contact avec la sillimanite idiomorphe plus ou moins massive. Le grenat et la cordiérite sont singulièrement absents.

2.2.1.3 La restite

La restite se caractérise par l'abondance de la biotite (50 - 60%) et de la sillimanite (10 - 15%) ainsi que par sa faible épaisseur

(inférieur à 0.3 mm) Le contact entre la restite et le mobilisat est bien défini et contraste du contact diffus avec le paléosome. La biotite (α : jaune-brun, γ : brun) est de très fine granulométrie (c. 0.5 - 0.8 mm) et contient des inclusions de sillimanite, quartz et plagioclase. Les cristaux offrent une faible extinction roulante et leur orientation est généralement parallèle au mobilisat I (tableau A-1). La sillimanite est similaire à celle décrite dans le mobilisat I. Le quartz et le plagioclase constituent c. 30 - 40% de la restite et ne diffèrent pas du mobilisat.

2.2.1.4 Le paléosome

La minéralogie et les relations minérales du paléosome sont essentiellement les mêmes que celles observées dans la restite et les mobilisats I (tableau A-1). Par contre, la proportion des minéraux felsiques diffère grandement; le plagioclase et le quartz constituent les phases dominantes (c. 40% et 30% respectivement) avec une quantité subordonnée de feldspath potassique (c. 10 - 20%). De plus, le grenat et la cordiérite présents dans le paléosome sont reliés au métamorphisme d'âge II (vu leur association avec les mobilitats II)

2.2.2 Migmatisation II

2.2.2.1 Description mégascopique des mobilisats II-a et II-b

La migmatisation II a généré des mobilisats qui se distinguent des mobilisats I par leur épaisseur centimétrique, par la

plus forte granulométrie des phases ainsi que par la présence de grenat et parfois de cordiérite. Les mobilisats II se divisent en deux catégories: les mobilisats II-a étant pré-tectoniques (pré-D₂) et les mobilisats II-b étant syn-tectoniques (syn-D₂).

La présence et l'abondance de restite en bordure des mobilisats II-a et II-b est inégale et ce parfois le long d'une même veine d'un échantillon.

Les mobilisats II-a forment des veines concordantes à la foliation S₂ (planches 1 et 2) et présentent fréquemment un plissement fermé ou isoclinal (figure 6). Les mobilisats II-b représentent une variété plus tardive observée le long des plans axiaux de ces plis. Ces deux types de mobilisats se caractérisent par la présence de grenat prograde millimétrique formant des aggrégats discontinus localement en équilibre avec de la cordiérite.

2.2.2.2 Description microscopique: les mobilisats

Les mobilisats II-a et II-b offrent une minéralogie similaire entre eux et avec le mélanosome (tableau A-1).

Le plagioclase forme des cristaux xénomorphes ou hypidiomorphes de texture granoblastique "decussate" ou polygonale. La granulométrie varie de sub-millimétrique (mobilisats II-a) à millimétrique (mobilisats II-b). Le plagioclase n'offre pas de zonation avec le grenat. Le développement des mirmékites est assez

fréquent, variant de lentilles à veinules. Le faible développement des macles du plagioclase ne permet d'évaluer leur contenu An.

Le feldspath potassique se compose d'orthose microperthitique formant des cristaux xénomorphes ou hypidiomorphes de granulométrie inférieure au millimètre. Ces cristaux s'interlobent avec les cristaux de quartz arrondis et sont rarement en contact avec le grenat, étant séparés par une fine couronne discontinue de quartz.

Le quartz forme des cristaux xénomorphes, plus ou moins arrondis, avec une granulométrie variant de 0.1 mm à 5 mm et plus. La biotite est peu fréquente (< 5%) et se retrouve en cristaux xénomorphes ou hypidiomorphes avec ou sans orientation selon le type de mobilisats les contenant. Le grenat et la cordiérite sont décrits dans le paragraphe des minéraux types.

2.2.2.3 La restite

La restite, lorsque présente, est d'épaisseur variable (1-10+ mm) et de minéralogie similaire à la restite des mobilisats I (tableau A-1). Par contre, elle se distingue par une granulométrie plus forte, par l'abondance variable de la biotite (jusqu'à 80%) ainsi que par la présence de grenat et parfois de cordiérite.

2.2.3 Minéraux types

2.2.3.1 Cordiérite

La cordiérite, retrouvée en pourcentages variant de trace à 15%, forme des cristaux hypidiomorphes mesurant jusqu'à 1.5+ mm et retrouvés dans le mobilisat II, la restite et le paléosome. Ces cristaux offrent parfois des macles polysynthétiques et ceux de forte granulométrie montrent une orientation (sub-)parallèle à S. La cordiérite contient des inclusions de biotite, de quartz et de zircon. Par contre, le grenat et la sillimanite prograde ne sont pas observés en inclusions.

La cordiérite offre fréquemment des contacts en équilibre avec le plagioclase (non zoné) et la sillimanite prograde ou rétrograde. Les zones de contact cordiérite-grenat sont rares et fréquemment séparées par l'assemblage rétrograde de sillimanite + quartz (+ biotite) (planche 3).

2.2.3.2 Grenat

Le grenat (almandin) prograde se retrouve fréquemment associé aux phases de mobilisats II-a et II-b. Sa distribution diffère selon le type de métasédiments. Dans les unités plus ou moins arkosiques, assez pauvres en biotite et riches en feldspath potassique, le grenat se retrouve surtout en aggrégats individualisés ou en chapelets discontinus entourés de mobilisats II. Il y a peu ou pas de grenat dans le mélanosome ou la restite. Dans les unités plus mafiques, généralement pauvres ou exemptes de feldspath potassique, le grenat se retrouve associé aussi bien au mobilisat et à la restite qu'au

paléosome. Les cristaux de grenat retrouvés dans les mobilisats tendent à être plus idiomorphes que ceux retrouvés dans les restites ou le paléosome. Dans le mobilisat II-a, les cristaux, variant de 1 à 15+ mm, forment des aggrégats de 5 à 25 mm. Le grenat est typiquement poeciloblastique d'aspect variant de massif (moins de 15% d'inclusion) à "spongieux" (jusqu'à 30% et plus d'inclusions).

2.2.3.2-a Inclusions

Les inclusions retrouvées dans le grenat sont constituées de sillimanite prograde, de quartz, de minéraux opaques et parfois de biotite, plagioclase, apatite et rutile. La cordiérite n'est pas observée en inclusion.

Les inclusions de sillimanite se retrouvent généralement en cristaux fibreux et xénomorphes de dimension inférieure à 0.3 mm. Ces cristaux ne sont que très rarement associés avec le quartz et la biotite. Les fibres sont fréquemment d'orientation parallèle et définissent, avec les inclusions de biotite, une schistosité interne planaire à peu près concordante à la schistosité externe. Les fibres de sillimanite se retrouvent surtout au centre des grenats et recoupent parfois la bordure du grenat vis-à-vis la frange de pression.

Les inclusions de quartz constituent jusqu'à 40% du volume de grenat et forment parfois la presque totalité des inclusions. Le quartz se présente en cristaux (< 0.5 mm) hypidiomorphes arrondis et forment parfois des aggrégats plus ou moins vermiformes. Localement,

une concentration des inclusions de quartz au centre des cristaux associée à une bordure idiomorphe exempte d'inclusions suggère une variation de certains paramètres chimiques ou physiques lors de la croissance.

Les inclusions de biotite (< 0.5 mm) forment des cristaux hypidiomorphes parfois d'orientation parallèle à la sillimanite. Le plagioclase (< 1.0 mm) est fréquemment associé aux inclusions de quartz et biotite. Les inclusions de plagioclase, au contact du grenat, sont parfois mirmekitiques et n'offrent pas de zonation visible.

Les minéraux opaques forment jusqu'au tiers des inclusions et se retrouvent parfois orientés parallèles à la foliation.

2.2.3.2-b Relations schistosité interne / schistosité externe

Dans les franges de pression, la schistosité externe est discordante et se termine abruptement au contact du grenat. Par contre, le long des bordures supérieures et inférieures du grenat, la schistosité externe est généralement concordante à la schistosité interne.

2.2.3.2-c Relations minéralogiques

Le grenat est rarement en contact avec la cordiérite et fréquemment séparé de ce dernier par les assemblages rétrogrades

sillimanite + quartz (+ biotite). Dans un cas, l'assemblage prograde cordiérite + sillimanite est observé en "embalement" dans le grenat. Dans les unités contenant du feldspath potassique, le grenat est séparé (95+% des contacts) de ce dernier par du quartz formant parfois une bande très fine (jusqu'à 0.01 mm).

2.2.3.3 Sillimanite

La sillimanite prograde est généralement hypidiomorphe et de couleur gris-brunâtre. Les cristaux forment des lattes ou des fibres jusqu'à 1 millimètre de longueur avec une orientation parallèle à S . Les cristaux de sillimanite prograde se retrouvent fréquemment en inclusion dans les grenats ou en traces dans les mobilisats II-a et II-b. Par contre, la sillimanite n'est pas retrouvée en inclusion dans la cordiérite. Les assemblages biotite + cordiérite + sillimanite ainsi que biotite + grenat + sillimanite sont fréquents.

2.2.3.4 Biotite

La biotite associée au mélanosome se retrouve en quantité variable selon la lithologie, variant de 5 à 10% pour les unités arkosiques et jusqu'à 20+% pour les unités pelitiques. Certains horizons d'épaisseur décimétrique à métrique contiennent jusqu'à 30+% de biotite et pourraient possiblement représenter des "méga-restite" ou "résister" suite à la mobilisation de mobilisats allochtones (?).

La biotite prograde (α : jaune-brun, γ : brun \pm foncé) forme

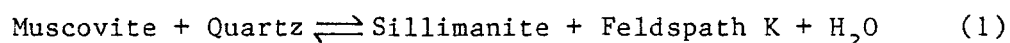
des cristaux hypidiomorphes ou xénomorphes, généralement de fine granulométrie ($< 1 \text{ mm}$). Les inclusions de sillimanite prograde, de plagioclase, de quartz, d'apatite, de minéraux opaques et de zircon sont fréquentes. La biotite offre des contacts en équilibre avec la cordiérite, le grenat et la sillimanite prograde. L'orientation (sub-)parallèle des cristaux de biotite définit fréquemment la foliation S_2 . Les cristaux forment une texture granoblastique \pm polygonale (in-)équigranulaire avec les minéraux felsiques.

2.2.4 Résumé et interprétation

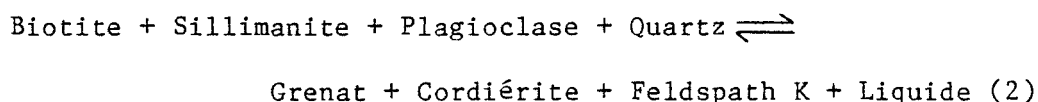
La séquence métasédimentaire est principalement constituée de gneiss quartzo-feldspathiques à biotite-sillimanite (-grenat)(-cordiérite). L'abondance du plagioclase dans le paléosome de ces gneiss indique: a) soit un appauvrissement en composante de feldspath potassique dû aux phases de mobilisations, b) soit un protolithe issu de l'érosion d'unités de composition granodioritique ou tonalitique, c) soit une combinaison de a) ou b). Les relations primaires des métasédiments avec le socle ne sont pas observables. La séquence se présente comme un ensemble métatectique, localement diatectique, produit par les migmatisations I et II.

Les mobilisats I, de couleur grisâtre et de fine granulométrie, offrent une texture granoblastique "decussate". Ces mobilisats I sont bordés d'une fine restite de sillimanite et de biotite orientées. Le pourcentage de plagioclase est subordonné au feldspath potassique et au quartz. La composition modale d'un mobilisat

I (bien préservé) correspond à la cotectique de fusion du système Qz-Ab-Or (figure 9) à 5 Kb, avec le pourcentage An approprié. Dans le triangle An-Ab-Or (figure 10) le rapport Or/(An+Ab+Or) ainsi que le pourcentage de quartz se situe aussi près de la cotectique. Ces relations suggèrent une origine par fusion partielle, possiblement superposée à la différenciation métamorphique (Owen, 1981). La présence de sillimanite dans le mobilisat et la restite indique que la réaction (1) a procédé avant ou pendant la formation des mobilisats I des métapélites :



L'absence de grenat et de cordiérite indique que les conditions T-P pour la réaction discontinue (2) n'ont pas été atteintes



Les mobilisats II (et les restites) se distinguent des mobilisats I par la plus forte granulométrie, par la présence de grenat et de cordiérite prograde et par l'absence de pyroxène dans les métapélites. Les relations structurales indiquent que la migmatisation II a débuté avant le maximum de la déformation D_2 (mobilisats II-a) et que le processus a continué pendant et après D_2 (mobilisats II-b). L'abondance variable des restites en bordure de ces mobilisats indique une certaine mobilité où les veines allochtones ne présentent pas de restite en leur bordure tandis que les veines essentiellement autochtones offrent les relations de génération in-situ des mobilisats.

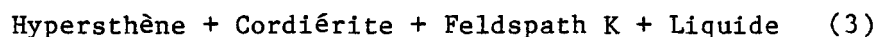
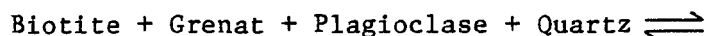
La composition est dominée par le feldspath potassique où le quartz et le plagioclase se retrouvent en quantité subordonnée (figures 9). Le plagioclase semble en équilibre avec le grenat mais par contre le feldspath potassique ne présente que peu de contact, ce qui suggère un déséquilibre entre ces phases. La biotite constitue la principale phase de la restite avec des traces de grenat, sillimanite et cordiérite.

La cordiérite, lorsque de forte granulométrie, est orientée parallèle à S_2 . Les inclusions de biotite, quartz et zircon sont fréquentes tandis que la sillimanite prograde et le grenat n'y sont pas observés. La présence de grenat prograde à proximité de la cordiérite et très rarement en contact indique que ces phases étaient en équilibre lors du métamorphisme d'âge II (tableau 4). L'assemblage rétrograde sillimanite et quartz observé entre ces phases représente un déséquilibre postérieur au métamorphisme d'âge II, associé à la rétro-morphose d'âge III.

Le grenat almandin, associé aux phases de mobilisats II-a et II-b, est mieux développé dans les unités les plus mafiques et pauvres en feldspath potassique. Le quartz, la sillimanite prograde, les minéraux opaques, la biotite et le plagioclase constituent les principales inclusions du grenat tandis que les inclusions de cordiérite sont totalement absentes. Les inclusions de plagioclase n'offrent pas de zonation mais présentent parfois un développement de mirmékite au contact avec le grenat, indicatif d'un déséquilibre tardif localisé entre ces phases (associé à la rétro-morphose?). Ces mirmékites

ne sont pas observés au contact du plagioclase situé à l'extérieur du grenat, ce qui indique, avec l'absence de zonation, un équilibre entre ces phases.

Dans certains cristaux, la discordance du contact du grenat avec la schistosité externe S_2 associée à la frange de pression contraste avec la concordance au contact supérieur et inférieur du grenat. Ces relations sont compatibles avec une croissance syn- à tardi-tectonique par rapport à la déformation D_2 . Cette interprétation semble corroborée par la présence "d'embalement" de grenat entourant l'association cordiérite-sillimanite prograde. Ces textures "d'embalements", associées à une croissance tardi-tectonique, pourraient expliquer l'absence de pyroxènes dans les métapélites de la séquence du lac Kénogami (Corriveau 1982) relate la présence des assemblages hypersthène-cordiérite ainsi que hypersthène-grenat à la séquence de métapélite à l'Est de La Baie). La réaction discontinue (3), opérant de droite à gauche, pourrait être associée à la disparition du pyroxène et expliquer ces textures "d'embalements";



La sillimanite prograde se retrouve en cristaux prismatiques ou fibreux d'orientation parallèle à S_2 et fréquemment associés à la cordiérite-biotite et au grenat-biotite. Elle se retrouve souvent en inclusions dans le grenat mais n'est pas observée dans la cordiérite.

La biotite prograde, généralement de fine granulométrie, se retrouve en quantité variable selon la composition du protolithe. Les

cristaux d'orientation parallèle définissent la schistosité S_2 et forment une texture granoblastique polygonale (in-)équigranulaire avec les minéraux felsiques. La biotite offre des contacts en équilibre avec la cordiérite, la sillimanite prograde et le grenat.

Les relations minérales et texturales indiquent que l'assemblage cordiérite-grenat était stable lors du métamorphisme d'âge II. La réaction discontinue (2) suivante semble être à l'origine de cette assemblage, tel que décrit par Corriveau (1982):

Biotite + Sillimanite + Plagioclase + Quartz

Grenat + Cordiérite + Feldspath K + Liquide (2)

Dans les mobilisats II des métapélites, cette réaction consommant du plagioclase et produisant du feldspath potassique en plus du liquide, pourrait expliquer la composition (pauvre en plagioclase et riche en feldspath située) hors de la cotectique de fusion minimum du système Qz-Ab-Or (figure 9). Les relations de composition des différents paléosomes seront discutées dans le chapitre de la discussion (chapitre VII). L'assemblage Co-Gt est compatible avec un facies granulite .

2.3 "Granites" II

L'intensité des déformations d'âge II rend difficile la reconnaissance des divers types de "granites" II décrits dans la séquence de gneiss de St-Fulgence et du rang St-Martin à l'Est de Chicoutimi (Owen, 1981). Néanmoins, il est fort probable qu'une

distribution spatiale hétérogène ne permette pas leur observation. Par contre, dans la séquence du lac Kénogami, une bande de méta-tonalite représente le principal élément intrusif des "granites" II. De multiples veines granodioritiques ou granitiques recoupent la séquence et sont difficilement dissociables des veines de "granite" II.

2.3.1 La Méta-tonalite: Description mégascopique

Cette unité forme une bande d'épaisseur hectométrique de composition tonalitique bordée à l'est et à l'ouest par des métasédiments (figure 3). Elle se distingue par une couleur gris crème et une granulométrie moyenne (plagioclase c. 2mm). Des bandes schliéritiques (cm au m) de métasédiments migmatisés composent c. 5 - 15% de cette séquence tonalitique. L'alternance peut être primaire (injection d'un sill tonalitique dans les métasédiments) ou secondaire (causé par le plissement isoclinal) ou une combinaison des deux processus. La séquence est injectée de dykes de granite II et de metabasite II qui montrent un plissement fermé ou isoclinal et qui sont recoupés en discordance par les dykes d'âge III et IV.

Les zones les moins déformées montrent un aspect massif et contiennent des mobilisats millimétriques discontinus de composition tonalitique. Ces mobilisats sont caractérisés par une augmentation de la quantité de quartz et de feldspath potassique associée à une diminution de la quantité de plagioclase, de la biotite ainsi que de la granulométrie. Ces mobilisats ne sont que localement bordés d'une restite de biotite. Le plissement isoclinal accentue l'aspect

stromatique et génère un rubanement assez régulier d'épaisseur millimétrique à centimétrique associé à une légère diminution de la granulométrie. Dans le nez des plis, la biotite et les lentilles de quartz sont d'orientation parallèle au plan axial.

2.3.2 Minéralogie

Le plagioclase et le quartz constituent les phases felsiques principales du paléosome (c. 60% et 35% respectivement) et des mobilisats (c. 55% et 40%). Le feldspath potassique se retrouve en quantité mineure (c. 2 - 4%). Les phases fémiqes sont constituées de trace de grenat et de quantité variable de biotite (paléosome: 5 - 8%, mobilisats 1 - 2%). les minéraux accessoires sont constitués de minéraux opaques, d'apatite, de chlorite, de muscovite, de zircon et d'épidote. La texture varie de porphyroclastique inéquigranulaire à granoblastique polygonale associée à une très fine granulométrie. Aucune différence de texture n'est observée entre le paléosome et les mobilisats. Les relations pétrographiques des principales phases présentes dans la métatonalite sont décrites dans le tableaux A-3 et A-4.

2.3.3 Description microscopique

Seules l'abondance et la granulométrie plus grossière distinguent le plagioclase du paléosome de celui des mobilisats. Les cristaux les plus grossiers (> 1.5 mm) sont généralement xénomorphes, non maclés, et d'extinction roulante. Deux types d'inclusions de

quartz, mutuellement exclusifs, sont observés: un premier type de très fine granulométrie (< 0.03 mm) et oblong, se trouve au centre du cristal, orienté selon 2 ou 3 orientations différentes parallèles au réseau cristallin. Le second type, plus commun, est composé de quartz typiquement arrondi, de granulométrie plus grossière.

Quelques traces de mirmékites sont observées. Les cristaux de granulométrie inférieure à c. 0.5 mm sont généralement hypidiomorphes et forment, avec le quartz, des chapelets ou des bandes lenticulaires discontinues de texture granoblastique polygonale. Ces bandes sont d'orientation parallèle à la foliation.

Le quartz est de granulométrie très variable. Les cristaux les plus grossiers sont d'orientation parallèle à la foliation, d'extinction très irrégulière et montrent des évidences de cataclase et de recristallisation. La microcline est légèrement plus abondante dans les mobilisats (2 - 4%) que dans le paléosome (1 - 2%) et se retrouve fréquemment en interstice aux points triples du plagioclase et du quartz.

La biotite, plus abondante dans le mélanosome, ne forme pas de bordure restitutive au contact des mobilisats. Elle varie de xénomorphe à hypidiomorphe et son orientation (sub-)parallèle définit la foliation dans le paléosome.

La rétro-morphose a généré de rares symplectites muscovite-quartz dans le plagioclase, ainsi que des symplectites

biotite verdâtre-quartz associées à la biotite.

2.3.4 Résumé et interprétation

La méta-tonalite forme une bande hectométrique de granulométrie moyenne intercalée de schlieren de métasédiments migmatisés. Elle est recoupée par les dykes de granite II qui présentent des plis fermés ou isoclinaux. Les mobilisats se distinguent par l'augmentation du pourcentage de feldspath potassique et de quartz et par le faible développement de la bordure restitique.

Le plagioclase, de composition indéterminée, contient des inclusions de quartz qui indiquent une saturation précoce du quartz lors de la cristallisation du magma. La microcline, plus abondante dans les mobilisats (2 - 4%), est confinée dans les interstices entre les cristaux de plagioclase et de quartz. L'orientation de la biotite définit la foliation parallèle à S_2 .

2.4 Dykes de metabasites II

Les dykes de metabasite d'âge II se caractérisent par leur injection dans les unités encaissantes d'âge I et II. Les relations structurales et métamorphiques indiquent que l'injection des dykes de metabasite II précède la période de déformation D_2 et la période de migmatisation II (figures 5,6,7,8). Ces relations permettent de les distinguer des dykes de metabasite III-AN et des dykes de metabasite

III qui sont exempts des déformations et de la migmatisation d'âge II.

A la séquence du lac Kénogami, on distingue deux types de dykes de metabasite II (a et b) qui offrent les mêmes relations structurales (plis, foliation) et métamorphiques (associés aux mobilisats II). Les dykes de metabasite II-a se distinguent par un assemblage minéral contenant l'assemblage pyroxène-plagioclase tandis que les dykes de metabasite II-b sont caractérisés par l'assemblage biotite-grenat et l'absence de pyroxène. Aucun recoupement entre ces types de dykes n'a été observé.

Les mobilisats allochtones II et III recoupent ces dykes (figures 6 et 7). Les tableaux 5 et A-5 résument les relations de terrain et la pétrographie des dykes de metabasite II.

2.4.1 Les dykes de metabasite II: Description mégascopique.

Les dykes de metabasite II-a et II-b, de patine brun-noir, possèdent une bonne foliation interne concordante à la foliation S_2 des unités encaissantes. La foliation interne de ces dykes de metabasite II-a se définit par le rubannement compositionnel des minéraux fémiques (pyroxène-hornblende) et des minéraux felsiques (plagioclase) d'orientation parallèle. L'orientation parallèle de la biotite et des veines de mobilisats II concordantes définissent la foliation interne des dykes de metabasite II-b.

La déformation D_2 a produit le plissement et le boudinage de

ces dykes. La crête des dykes plissés présente une foliation de plan axial parallèle à S_2 (figure 5).

2.4.2 Dykes de metabasite II-a

2.4.2.1 Minéralogie

L'hypersthène (15 - 20%), la hornblende (c. 10%), la trémolite (3 - 5%) et la biotite (c. 3%) constituent les phases fémiqes tandis que le plagioclase (50 - 60%) et le quartz (15 - 20%) constituent la fraction felsique. Les minéraux accessoires sont principalement constitués de minéraux opaques (3 - 4%) et d'apatite (c. 1%). La texture est granoblastique où abondent les porphyroblastes poécilitiques d'hypersthène. Les relations pétrographiques des principales phases des dykes de metabasite II-a sont décrites au tableau A-5.

2.4.2.2 Description microscopique

L'hypersthène a une granulométrie de 1 à 5+ mm et forme des aggrégats centimétriques d'orientation parallèle définissant, avec la biotite orientée, la foliation. De texture xénomorphe, l'hypersthène est caractérisé par l'abondance d'inclusions (c. 20%) générant une texture en "éponge". Les inclusions sont principalement constituées de quartz (< 0.1 mm) arrondi et de plagioclase (hyp-)idiomorphe plus grossier (0.1 - 0.5 mm) retrouvé aussi en "embalements". La hornblende, la biotite et les minéraux opaques constituent le reste des

inclusions, fréquemment orientés parallèle à la foliation.

La hornblende (α : jaune vert, β : vert, γ : vert brun) se retrouve en cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de granulométrie moyenne (c. 0.2 mm). Les cristaux de petite dimension (< 0.5 mm) ont une texture polygonale formant des aggrégats parallèles à la foliation. Les cristaux de granulométrie plus forte (> 0.5 mm) sont plus hypidiomorphes et représentent possiblement des pseudomorphes de pyroxène. La hornblende est fréquemment séparée du pyroxène par des cristaux incolores s'apparentant à de la trémolite. Ces cristaux sont soit en continuité optique avec la hornblende, soit en discontinuité optique.

La biotite (< 1 mm) forme des cristaux idiomorphes tabulaires orientés parallèle à la foliation S_2 .

Le plagioclase se retrouve en cristaux poecilitiques hypidiomorphes ou xénomorphes de granulométrie variable (< 1 - 8 mm). Les inclusions de quartz (0.1 mm) constituent jusqu'à 25% du cristal. Le plagioclase se caractérise par sa très forte séricitisation fréquemment concentrée au centre du cristal. Les cristaux de petite dimension (< 0.5 mm) offrent une texture granoblastique, vaguement polygonale, qui contraste avec la texture plus xénomorphe des cristaux plus grossiers (c. 4 - 8 mm) orientés parallèle à la foliation S .

Le quartz (c. 0.1 mm) forme des cristaux hypidiomorphes de texture granoblastique polygonale. Le grenat se retrouve en chapelets

bordant le contact intrusif des dykes et la surface de décrochement des boudins. Les cristaux, 0.5 à 5 mm, ne s'observent que très rarement à l'intérieur de ces dykes.

2.4.3 Dykes de metabasite II-b

2.4.3.1 Minéralogie

La biotite (c. 30%) et le grenat (c. 5%) constituent les seules phases fémiques tandis que le plagioclase (c. 50 - 60%) et le quartz (5 - 10%) composent la fraction felsique. L'apatite (3%), les minéraux opaques (2 - 3%) ainsi que des traces de zircon et d'épidote constituent la minéralogie accessoire. La texture est granoblastique polygonale équigranulaire. Les descriptions pétrographiques des principales phases présentes dans les dykes de metabasite II-b sont décrites au tableau A-6.

2.4.3.2 Description microscopique

Le plagioclase, de composition de l'andésine ($An\ 35 \pm 5$) se retrouve en cristaux hypidiomorphes ou idiomorphes qui forment, avec la biotite et le quartz, une texture granoblastique \pm polygonale.

La biotite (α : jaune brun, γ : brun rouille) se présente en cristaux (hyp-)idiomorphes tabulaires fréquemment en agrégats millimétriques orientés d'orientation parallèle.

Le grenat (2 - 10+ mm) forme des cristaux hypidiomorphes de distribution aléatoire au centre des dykes et formant des chapelets de cristaux en bordure des dykes. Ils sont peu poecilitique avec le plagioclase, le quartz et la biotite.

2.4.4 Résumé et interprétation

L'injection des dykes de metabasite II précède la période de déformation et de migmatisation d'âge II. Ces dykes sont plissés isoclinalement, boudinés et contiennent des mobilisats II et III allochtones. Dans la séquence du la Kénogami, la minéralogie permet de distinguer deux types de dykes; les dykes de metabasite II-a étant caractérisés par l'assemblage pyroxène-plagioclase et les dykes de metabasite II-b, les plus abondants, étant caractérisés par l'assemblage biotite-grenat. Ces dykes constituent environ moins de 5% du volume du socle gneissique, ce qui correspond à près de la moitié du volume estimé dans la séquence gneissique de St-Fulgence (Owen, 1981).

Les dykes de metabasite II se distinguent par une foliation interne parallèle à la foliation externe S_2 et au plan axial des plis P_2 . Les metabasites II-a se distinguent par des porphyroblastes poecilitiques d'hypersthène d'orientation parallèle à la foliation S_2 . Le plagioclase hypidiomorphe contenu dans ces cristaux est fortement séricitisé et forme une texture poéciloblastique avec le quartz. La hornblende se retrouve soit en inclusion, soit en cristaux (hyp-)idiomorphes avec une texture granoblastique et localement en pseudomorphes de pyroxène. Des cristaux d'amphibole (trémolite?)

séparent fréquemment la hornblende du pyroxène et ceci suggère un déséquilibre entre ces phases. Le grenat se retrouve qu'en bordure du dyke formant des chapelets discontinus.

Les dykes de metabasite II-b se distinguent par une minéralogie constituée essentiellement de biotite, de plagioclase et de quartz formant une texture granoblastique polygonale \pm inéquigranulaire. L'andésine ($An\ 35 \pm 5$) et la biotite orienté constituent les principales fractions minérales, tandis que le grenat (almandin) (hyp-)idiomorphe offre un développement hétérogène. Aucune relique de la minéralogie primaire et aucune phase fémique anhydre, excepté le grenat, ne sont observés. Ces relations suggèrent qu'une recristallisation (dynamique?) associée au métamorphisme a détruit toute la minéralogie primaire. Ces dykes offrent une certaine analogie avec les dykes syn-cinématiques d'âge III (décrits dans le chapitre suivant) où la minéralogie est aussi dominée par le plagioclase et la biotite. Les dykes syn-cinématiques diffèrent des dykes de metabasite II-b par l'absence de mobilisats et de déformations d'âge II.

Il ressort que ces dykes, malgré leur différence minéralogique, offrent les mêmes relations tectoniques et texturales associées aux dykes de metabasite II observés dans les gneiss de St-Fulgence plus à l'est (Owen, 1981). Dans cette région, le volume estimé de ces dykes est d'environ 10% tandis que dans la séquence du lac Kénogami, le volume est estimé à environ 5% du socle gneissique. Ces dykes seraient possiblement l'expression structurale ("fracture d'extension"; Shaw, 1980, p. 206) et magmatique (injection) associée à

une tectonique d'extension ayant affecté la croûte avant la période de compression majeure d'âge II (D_2). Woussen et al. (1981), Dimroth et al. (1981) émettent l'hypothèse d'un lien génétique possible entre cette période d'injection de dykes basiques en milieu de tension et l'intrusion volumineuse de magma basique. Le fractionnement de ce dernier aurait généré les masses anorthositiques ultérieurement mis en place au niveau actuel par un processus de diapir.

Figure 5: Structures des unités d'âge I et II du lac Kénogami.

Noter la concordance 1) des pôles de la foliation et des plans axiaux, 2) de l'orientation de ces structures avec celles des unités d'âge III (cf. fig. 11). Le grand cercle est défini par la distribution des axes de plis. N.B : Les stéréographes des plis comportent des axes de plis (situés sur le grand cercle pointillé) et des pôles planaires (situés dans le quadrant Nord-Ouest).

n = Nombre de données dans chaque intervalle.

N = Nombre total de données.

Métasédiments : Foliation secteur Ouest: Contours à n=1, 2 et 3 ; N=11

Foliation secteur Est : Contours à n=1, 2 et 5 ; N=14

Plis : Contours à n=1, 2 et 5 ; N=19

Dykes de metabasites II: Contact : Contours à n=1 et 2 ; N=8

Plis : Contours à n=1 et 2 ; N=16

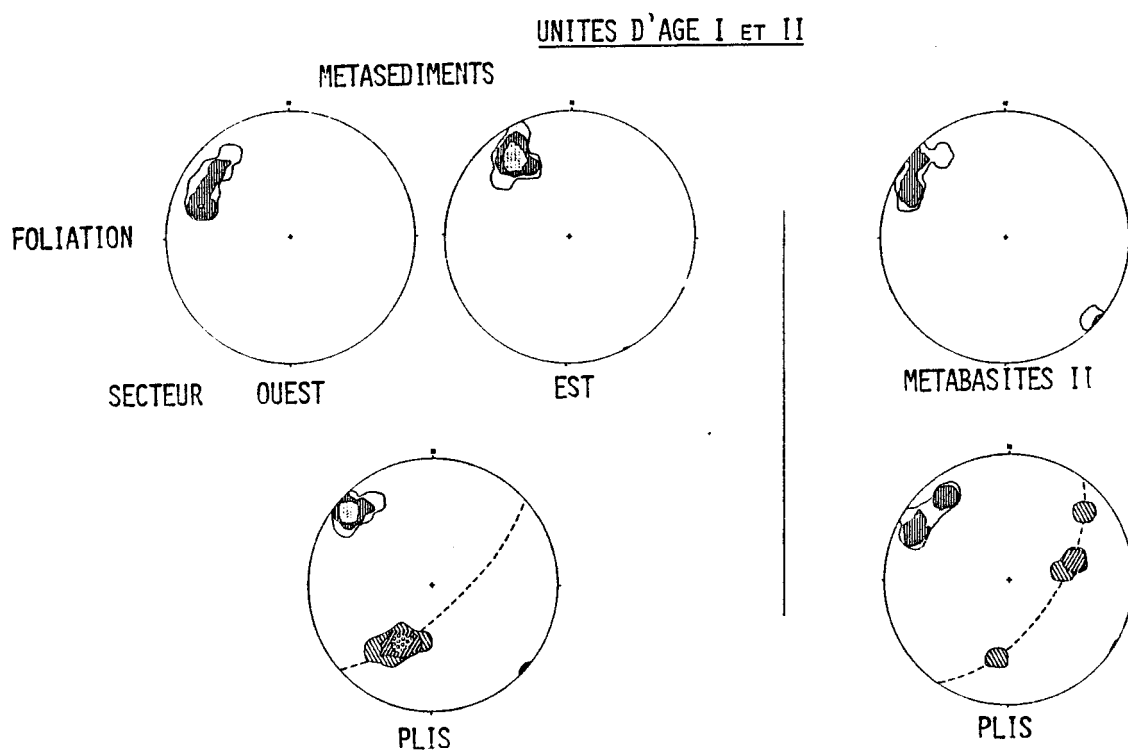


Figure 6: Dyke de metabasite II plissé isoclinalement dans la séquence de métapélite. Noter le développement du mobilisat II-b parallèle au plan axial du pli ainsi que le recoupement par le mobilisat III discordant.

Figure 7: Dyke de metabasite II offrant un plissement isoclinal intense et recoupé en discordance par un mobilisat III.

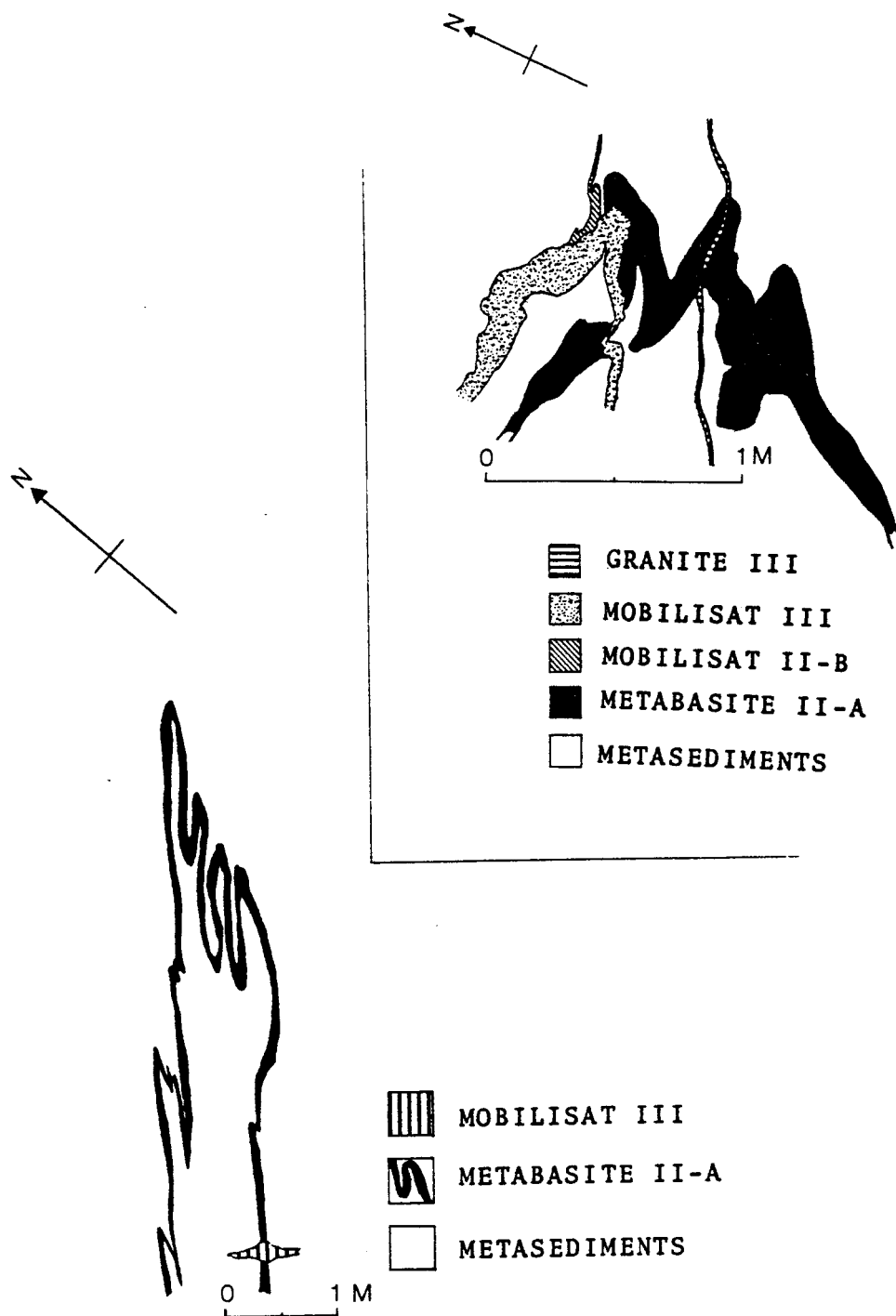


Figure 8: Relations chronostratigraphiques entre les dykes de metabasite II-A et III-A. Noter le plissement isoclinal du dyke de metabasite II-A concordant qui contraste avec la continuité du dyke de metabasite III-A discordant. Un dyke de granite III (boudiné) et de granite IV recouper la séquence.

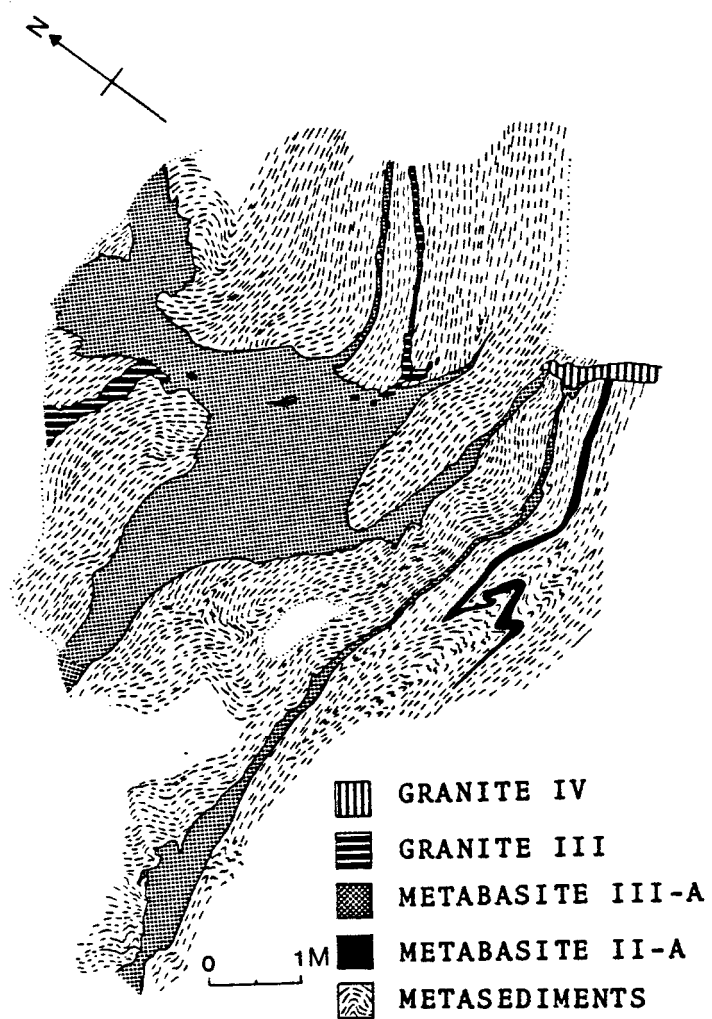


Figure 9: Relations des analyses modales (tableau A-1) sur le diagramme Qz-Pl(Ab)-Or, des mobilisats I, II et III issus des métapélites. Note: Même si les courbes cotectiques représentent des pourcentages en poids moléculaire, la représentation de données en pourcentage modal n'induit qu'une erreur minime ($< 1\%$) à peine notable, qui est inférieure à l'erreur du comptage de points.

Figure 10: Relation des analyses modales (tableau A-1) des mobilisats I, II et III sur le diagramme An-Ab-Or. La composition exacte du plagioclase n'étant pas connue, ceci ne permet pas de situer la composition de ces mobilisats. Par contre le rapport Or:Ab+An étant connu, ceci permet de positionner une droite sur laquelle la composition devrait se situer.

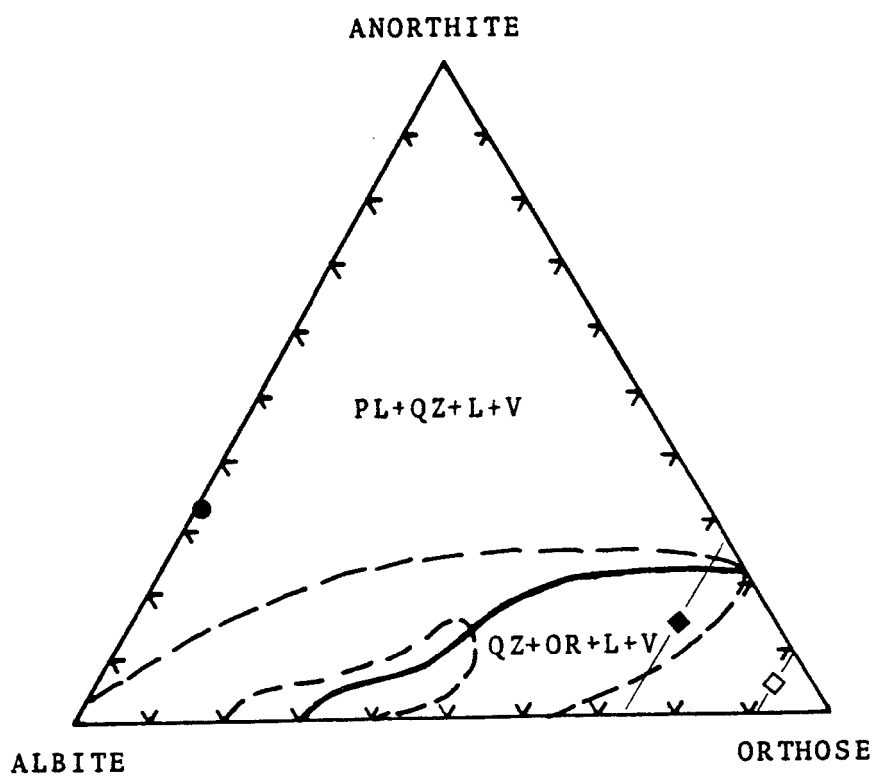
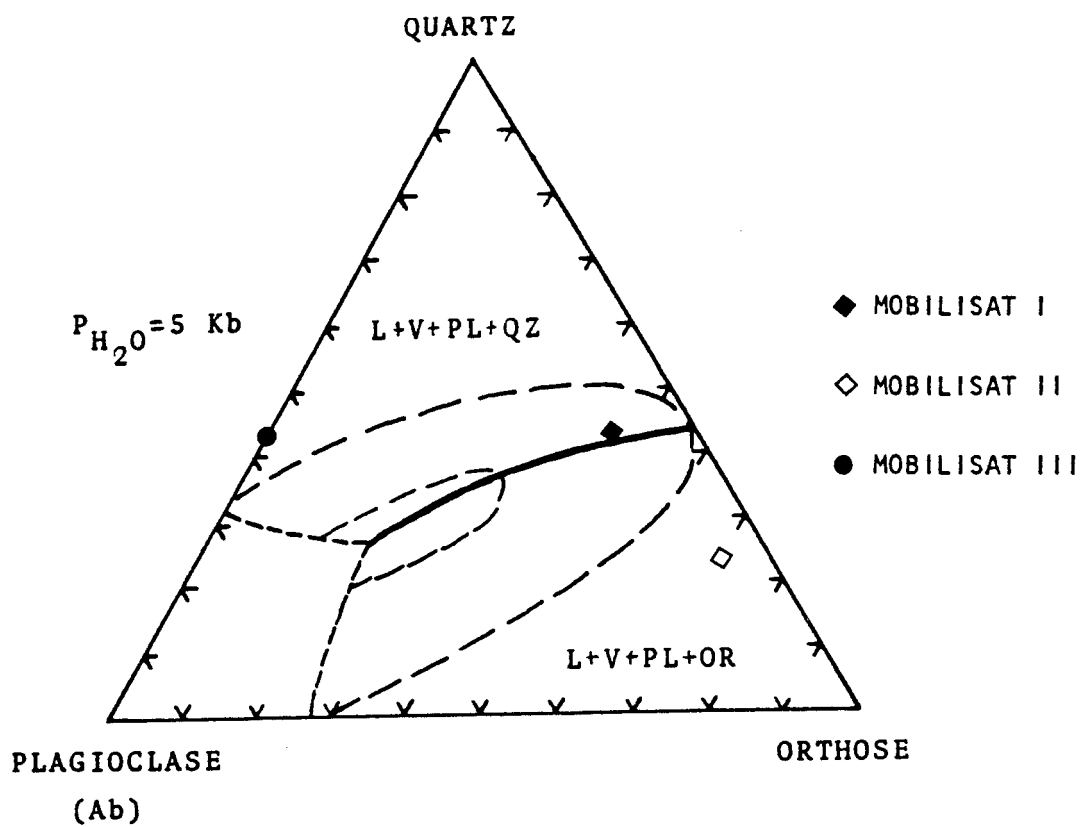


Tableau 4: Assemblages associés aux mobilisats I, II et III des métasédiments.

	<u>BIOTITE</u>		<u>SILLIMANITE</u>		<u>GRENAT</u>	<u>CORDIERITE</u>	<u>FELDSPATH-K</u>	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>OPAQUES</u>	<u>AMPHIBOLE</u>
	prograde	rétrograde	prograde	rétrograde							
<u>MOBILISAT I</u>	X		X				X X	X X	X X	X X	
assemblage maximum	X		X				X	X	X	X	
<u>MOBILISAT II</u>	X X		X X		X	X	X	X X	X X	X X	
assemblage maximum	X		X		X	X		X	X	X	
<u>MOBILISAT III</u>	X				X			X	X	X	0
<u>ASSEMBLAGES</u>											
<u>RETROGRADES</u>	0?	X X X 0	X X X X		X X	X X	X	X X X 0	X X X X	X X X	

Légende : X: Présent
0: Peut être présent

Tableau 5: Caractéristiques mégascopiques des dykes de
métabasite II et III (légende des symboles p. 386).

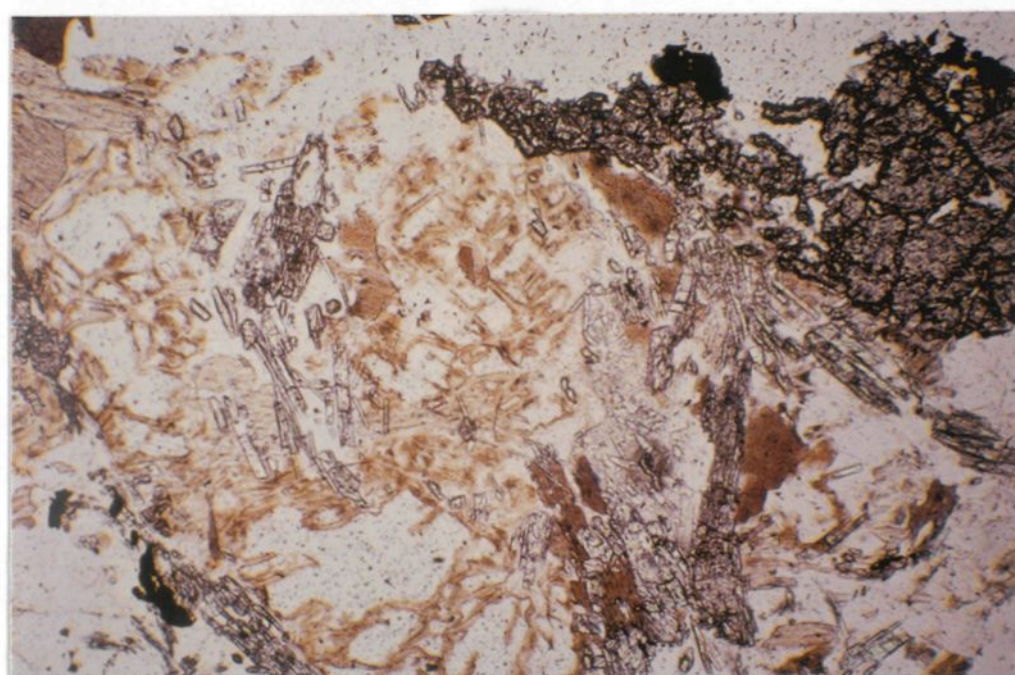
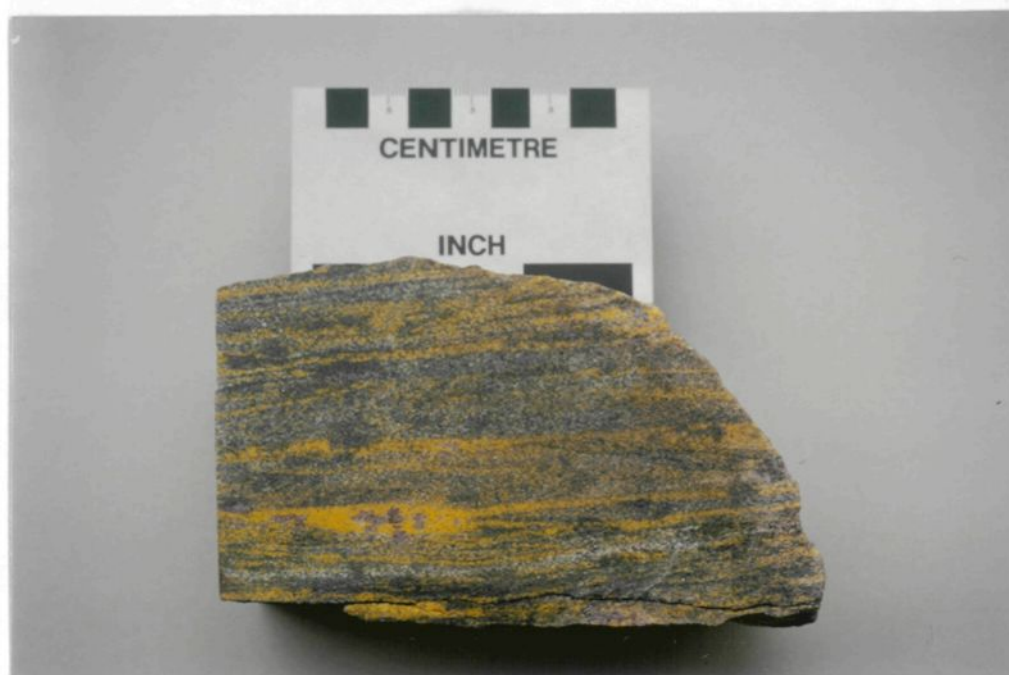
CARACTERISTIQUES	METABASITE II-a	METABASITE II-b	METABASITE SYN-CINEMATIQUE	METABASITE III-A	METABASITE III-B	METABASITE III-C
COULEUR	noir ou brunatre	brunatre	brun-noiratre	vert foncé	gris verdâtre	vert foncé
DIRECTION/PENDAGE	c. 035/80	030/80 220/85	050/75	050/75 et 015/55	045/65 et 290/65	040/60, 210/70, 110/s.
FREQUENCE	généralement seuls	généralement seuls	seuls	seuls ou groupés (2-4)	seuls	toujours seul
VOLUME ESTIME (%)	c. 3-4% des unités d'âge I et II	trace	N.D.	2% des unités d'âge I-III	4% des unités d'âge I-III	trace
EPAISSEUR (d)	cm → dm, \bar{x} ~20-30 cm	cm → m, \bar{x} ~30-50cm	cm → dm, \bar{x} ~30-50cm	cm → m, \bar{x} ~30-60 cm	m → dam, \bar{x} ~10m	dm → m, \bar{x} ~m
VARIATION (d) EN FONCTION DE LA LONGUEUR	fréquente, causée par le tectonisme	peu fréquente	fréquente, causée par le tectonisme	fréquente, peu de variation, origine primaire	N.O.	N.O.
BOUDINAGE	assez fréquent	N.O.	N.O.	N.O.	N.O.	N.O.
STRUCTURES PRIMAIRES	complètement détruite	légère discordance angulaire	-discordance angulaire -bayonettes -foliation interne parallèle au contact	-discordance angulaire -bayonettes -intrusion en échelons -frange de refroidissement	-discordance angulaire -frange de refroidissement	discordance angulaire
RECOUPEMENTS	-injections dans les unités d'âge I et II -recoupé par mobilisats II et III	-injections dans les unités d'âge I et II -recoupé par mobilisats II et III	-tardi post mylonites de l'anorthosite -pré syn dykes de métabasites III-A	-post dykes syn-cinématiques - post unités d'âge III inférieure et moyenne -pré métabasites III-B	-post métabasites III-A -pré dykes de granite III	post-métabasite III-a
RELATIONS AVEC LES UNITES ENCAISSANTES						
- CONTACT	concordant	(sub-)concordant	(sub-)concordant	concordant à discordant	discordant	discordant
- FOLIATION DES UNITES ENCAISSANTES	concordante	concordante	(sub-)concordant à la foliation de l'anorthosite	concordant à discordant	discordant	discordant
- ASSOCIATION AVEC ZONE DE CISAILLEMENT	N.D.	N.O.	coujours	rarement, déplacement dextre métrique	N.O.	N.O.
ENCLAVES	N.O.	N.O.	localement, anorthosite déformée	local, lithologies de l'encaissant	N.O.	N.O.
PLIS-TYPE, DIRECTION/PENDAGE DU PLAN AXIAL	isoclinaux, ~032/72	N.O.	N.O.	local; fermé, 030/50	N.O.	N.O.
- ORIENTATION DE L'AXE	définit un grand cercle de direction ~030/75	N.O.	N.O.	plonge ~50° vers 035° ou 210°	N.O.	N.O.
FOLIATION INTERNE DEFINIE PAR	-orientation des minéraux fémiques et felsiques -bandes sub-mm de variation compositionnelle	Orientation de la biotite	orientation parallèle des minéraux fémiques et felsiques	orientation parallèle de la biotite	N.O.	orientation de la biotite
LINEATION	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.O.	N.D.
MARGES						
- VARIATION GRANULOMETRIQUE	N.O.	N.O.	N.O.	local, frange de refroidissement millimétrique	franges de refroidissement 5 → 20 cm omniprésentes	N.O.
- VARIATION DU POURCENTAGE DES MINERAUX EN FONCTION DE L'EPAISSEUR	-grenat fréquemment confiné en bordure	N.O.	N.O.	N.O.	bordure: i.c. ~50, ophitique; centre: ic ~30, sub-ophitique	N.O.
DEGRE D'HETEROGENEITE DU DYKE	faible: du à des veines de mobilisats	faible: du à des veines de mobilisats	nul	nul	très faible, cf. ci-dessus	homogène
TEXTURE	granoblastique	granoblastique	blastomylonitique	blastophytique à granoblastique polygonale	blastophytique	blastophytique
MIGMATISATION	présente; mobilisats II et III	présente; mobilisats II et III	N.O.	N.O.	N.O.	absente

Planche 1: Métapélite avec mobilisats I (fines bandes de 1 à 2 mm) et les mobilisats II-A (bandes concordantes, plus épaisses) ainsi que les mobilisats III discordants. Echelle en centimètre.



Planche 2: Lentille de mobilisat II grenatifère dans les métapélites.

Planche 3: Assemblage cordiérite-grenat-sillimanite avec
développement local de l'assemblage rétrograde sillimanite-quartz.



0 1 mm

Chapitre III

Les plutonites du groupe d'âge III inférieur et moyen

3.0 Introduction

Dans la région de Chicoutimi, la mise en place du lobe de Chicoutimi du C.A.L.S.J. constitue le premier événement plutono-tectonique d'âge III. Une suite d'intrusifs basiques et acides forment soit des petits plutons de forme lenticulaire, soit des dykes de dimensions variables qui reflètent des injections en milieu de compression décroissante. Les relations intrusives et le style structural des unités d'âge III permettent de subdiviser ce groupe d'âge III en trois périodes dénommées "inférieur", "moyen" et "supérieur" (tableau 6). Les unités d'âge III inférieur sont constituées de l'anorthosite, de la ferrodiorite et de la farsundite. Ces unités se distinguent par leur composition et la nature contrastante de l'intensité des déformations. La suite intrusive enderbite, adamellite à quartz, adamellite mafique et opdalite constituent les unités d'âge III moyen. Les dykes de metabasite et de granite III recoupant les unités antérieures représentent les unités d'âge III supérieur. Ce chapitre traite des unités d'âge III inférieur et moyen tandis que les unités d'âge III supérieur sont décrites au chapitre suivant.

3.1 Analyse structurale

Dans les unités ceinturant le lobe de Chicoutimi, les éléments structuraux reliés à la troisième phase de déformation (D_3) comprennent essentiellement le développement d'une foliation S_3 et de plis P_3 . Ceux-ci sont d'orientation concordante et sont associés à la proximité de la bordure du lobe de Chicoutimi. De même, vers la bordure externe du lobe anorthositique de Chicoutimi, on observe un accroissement hétérogène de l'intensité des déformations sur une épaisseur de c. 15 km. En s'approchant du contact, le style de déformation passe de pli ouvert et "méga-kink" (nommé P_{Am}) à une zone foliée (S_{Am}), plissée et mylonitisée ("mylonites concordantes").

L'analyse statistique des structures présentes à l'intérieur du lobe d'anorthosite et à l'extérieur, dans les unités le ceinturant, fait bien ressortir la concordance des différentes structures planaires observées de part et d'autre du contact (figure 11).

A la séquence du lac Kénogami, l'orientation des cristaux de plagioclase tectonisé, des minéraux fémiques et opaques définissent la foliation de la bordure interne du lobe de Chicoutimi (les détails de la foliation et des mylonites sont décrits dans le paragraphe 3.2.2 : "anorthosite déformée"). Cette foliation présente un développement hétérogène associée aux variations compositionnelles de l'anorthosite. Les horizons mafiques sont mieux foliés (plus ductiles) que les horizons plus felsiques (moins ductiles, plus cassants) qui présentent

un développement moins intense de la foliation. De plus, l'anorthosite foliée de la bordure contient des zones de mylonites "concordantes" qui se distinguent des mylonites tardives qui recoupent la foliation (figures 11 et 12). L'analyse texturale et microscopique (voir paragraphe 3.2.2 : "anorthosite déformée") suggèrent fortement qu'un lien relie le développement de la foliation et le développement des "mylonites concordantes". L'injection des dykes de metabasite syn-cinématiques est à peu près contemporaine à ces déformations.

Dans les unités ceinturant le lobe, le développement de la foliation S_3 affecte les unités du socle gneissique ainsi que les plutonites pré-datant les dykes de metabasite III (figure 11). Tel que noté dans le chapitre précédent, les éléments structuraux des unités du socle sont concordants à la foliation S_3 (figure 13). Dans ces gneiss, la déformation D_3 a produit le développement hétérogène d'une foliation présentée par l'orientation des minéraux fémiques et par l'orientation des faserkiesels sillimanite-quartz dans certains mobilisats III.

Les intrusifs d'âge III de la séquence du lac Kénogami sont caractérisés par la concordance de leur foliation avec la direction du contact et des déformations internes du lobe d'anorthosite (figure 11). L'intensité du développement de la foliation, caractérisé par l'orientation des mégacristaux de feldspath potassique et des lentilles de minéraux fémiques décroît 1) dans l'espace; en s'éloignant du contact du lobe d'anorthosite 2) dans le temps; des plus vieilles aux plus jeunes intrusions d'âge III. Les dykes de metabasites III-a sont injectés en (sub-)discordance dans les plutonites d'âge III et

les gneiss du socle. Ils forment possiblement un réseau conjugué (voir descriptions des dykes de metabasite III-a, paragraphe 4.2).

Les plis observés dans les plutonites sont rares et offrent un plongement sub-horizontale vers le sud-ouest (figure 13). Le plissement des dykes de metabasite III est rarement observé et se présente en plis asymétriques en Z, possiblement associé à des plis locaux des dykes les plus précoces.

3.1.1 Résumé et interprétation

Le développement de la foliation (S_3) et des plis (P_3) reliés à la déformation (D_3) croissent en intensité en se rapprochant de part et d'autre du contact du C.A.L.S.J. A l'intérieur de l'anorthosite, l'accroissement des déformations se traduit par la formation de plis ouverts (P_{A_m}), puis à une zone foliée (S_{A_m}) qui, près du contact, présente des mylonites "concordantes". L'analyse texturale et microscopique de l'anorthosite suggère fortement que le développement de la foliation et des mylonites "concordantes" représente la continuité d'un même processus de déformation qui serait devenu de plus en plus localisé et intense.

Dans les unités ceinturant l'anorthosite, le développement de la foliation S_3 affecte les unités du socle gneissique et des plutonites d'âge III prédatants les dykes de metabasite III-a. La concordance de la foliation des unités ceinturant l'anorthosite avec la foliation interne de l'anorthosite et le contact suggèrent fortement

que la déformation D_3 est liée à la mise en place de l'anorthosite au niveau structural actuel. Le plongement sub-horizontal des axes de plis de la farsundite est aussi relié à cette phase de déformation. La concordance des unités du socle résulterait d'une transposition des structures pré-existantes lors du développement de la déformation D_3 .

Dans les unités ceinturant l'anorthosite, le développement de la foliation S_3 décroît dans l'espace, en s'éloignant du contact, et dans le temps, des plus vieilles aux plus jeunes plutonites d'âge III. Ces relations indiquent une relaxation progressive du système de contrainte associé à la mise en place du lobe de l'anorthosite. Ces relations sont corroborées par les injections de metabasites syn-cinématiques concordantes, associées aux déformations opérant dans l'anorthosite durant la déformation D_3 , suivies des injections de dykes (sub-)discordants de metabasite III-a et III-b tardi- ou post-cinématiques. Le plissement observé localement dans quelques dykes de metabasite (sub-)concordant indique que lors de la relaxation des contraintes associée à la période d'âge III supérieur, les unités subissaient encore quelques contraintes dirigées.

L'absence de déformation majeure post-datant la déformation associée à la mise en place du C.A.L.S.J. permet de situer cette mise en place comme étant contemporaine ou tardive à l'orogénie Grenville. L'association spatiale de la troisième phase de déformation à la bordure du contact de l'anorthosite suggère que cette déformation soit (légèrement) postérieure plutôt que contemporaine à l'orogénie Grenville.

Figure 11: Relations structurales des unités d'âge III. Noter la concordance entre les diverses unités et celles des unités du socle (fig. 5).

Anorthosite : Mylonites : n=1 et 4 ; N=20

Intrusions acides d'âge III : n=1, 2, 5 et 15 ; N=42

Dykes de metabasite III-A : Contact : n=1, 2, 5, 10 et 15 ; N=77

Dykes de metabasite III-B : Contact : n=1 et 2

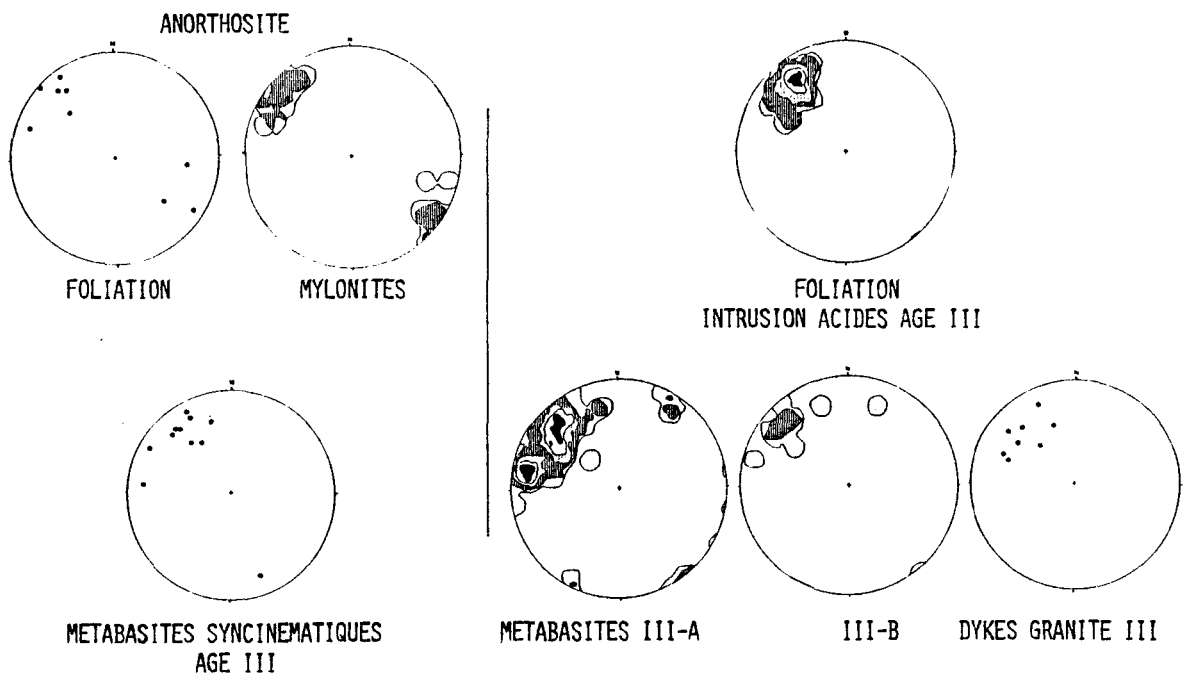
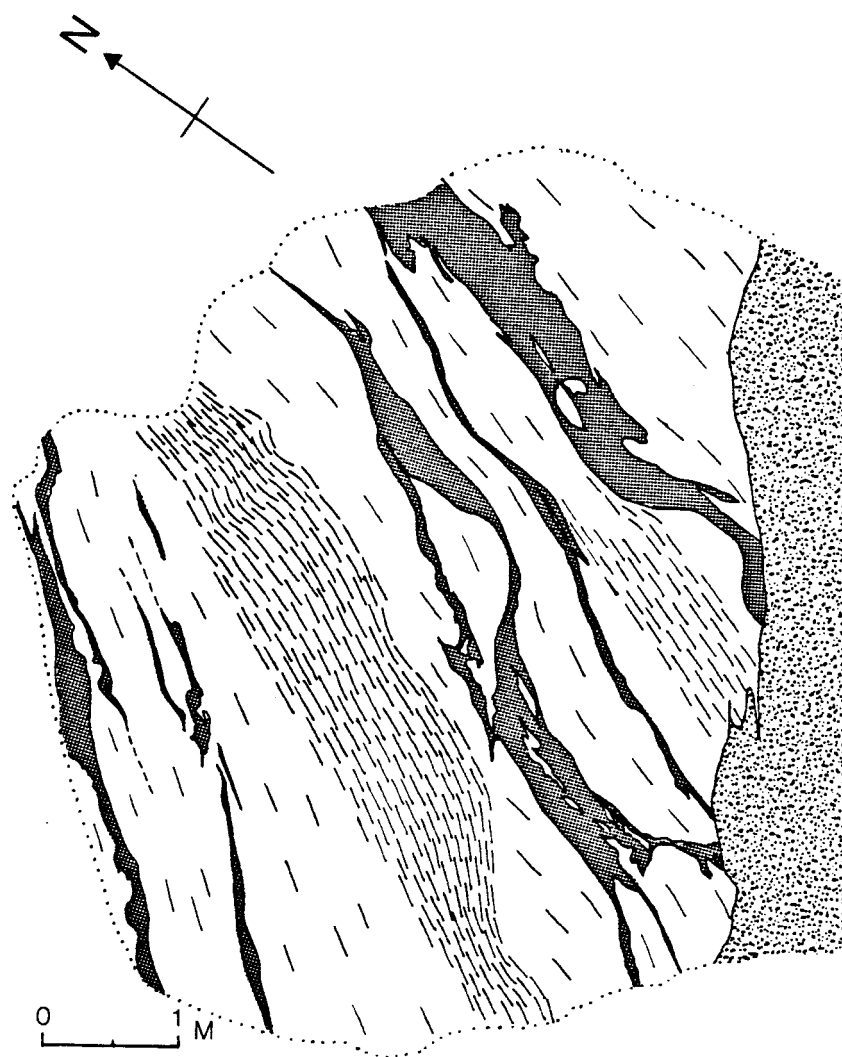


Figure 12: L'anorthosite de la bordure foliée et mylonitisée ("mylonites concordantes") recoupée par un dyke basique IV-A discordant.







-  DYKE BASIQUE IV DISCORDANT
-  MYLONITE CONCORDANTE
-  LEUCONORITE
-  ANORTHOSITE

Figure 13: Relations structurales des plis d'âge III. Noter la plongée sub-horizontale des axes de plis des écrans de métasédiments (sur le grand cercle) et de la farsundite (étoile sur le diagramme) qui contraste avec les axes de plongée oblique à sub-horizontale des dykes d'âge III (distribués sur le grand cercle). N.B : Les stéréographes des écrans de métasédiments et des dykes de metabasite et granite III comportent des axes de plis (situés sur le grand cercle pointillé) et des pôles planaires (situés circa au pôle défini par le grand cercle).

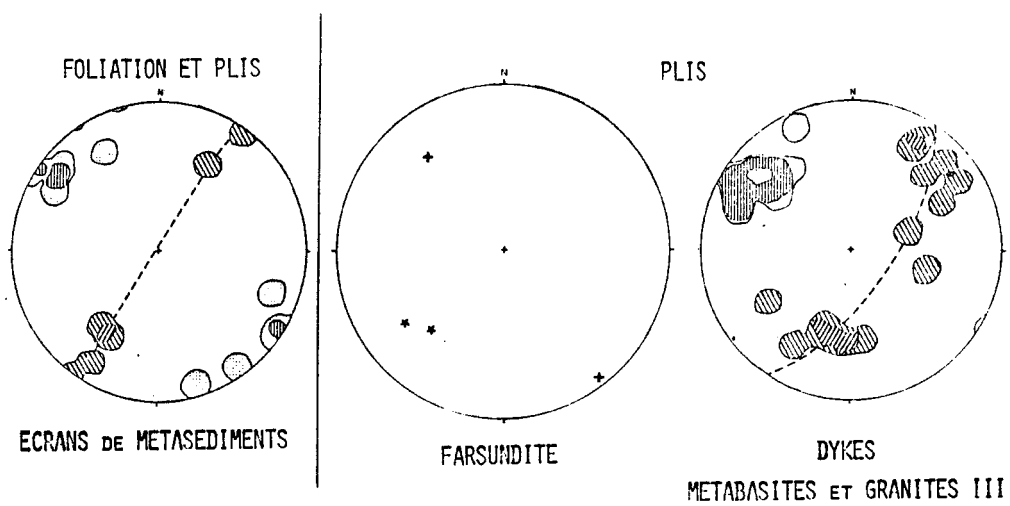
n = Nombre de données dans chaque intervalle.

N = Nombre total de données.

Ecrans de métasédiments : Foliation et axes de plis : n=1 et 2 ; N=14

Dykes de metabasite et de granite III :

Plans axiaux et axes de plis : n=1, 2 et 5 ; N=16



3.2 Anorthosite (groupe d'âge III inférieur)

La description des observations de l'anorthosite de bordure se divise en trois sections. La première section contient les observations des textures et structures primaires tandis que la seconde section contient les détails des textures et structures secondaires dues à la déformation croissante ayant produit la foliation suivie du développement des "mylonites concordantes". La dernière section traitant des phénomènes de rétro-morphose précoce observés dans l'anorthosite est incluse dans ce chapitre vu le lien étroit avec la déformation (la rétro-morphose tardive est décrite au paragraphe 4.6)

3.2.1 L'anorthosite: structures et textures primaires

L'anorthosite de la bordure externe du lobe de Chicoutimi du C.A.L.S.J. se caractérise par le développement d'une foliation (S_{A_n}) recoupée par un réseau de "mylonites concordantes" qui oblitèrent fortement les textures et les structures magmatiques primaires (figure 3). Une succession de dykes basiques et acides de groupe d'âge III et IV recoupent la foliation et le réseau de mylonites (figures 11 et 12).

La nature du contact entre l'anorthosite et la ferrodiorite est transitionnelle sur une distance de 10 à 15 mètres. L'anorthosite déformée forme des écrans entre les "dykes" de ferrodiorite qui

augmentent en nombre et en épaisseur (dm à m) vers la portion externe de l'anorthosite.

3.2.1.1 Description mégascopique

De vagues reliques de litage rythmique constituent les seuls vestiges des structures magmatiques primaires. Les textures cumulus du plagioclase et intercumulus des minéraux fémiques et opaques génèrent une texture sub-ophitique sporadiquement conservée sur les affleurements. Ces textures et structures, similaires à celles observées ailleurs dans le C.A.L.S.J. (Woussen et al. , 1981), ne sont pas traitées plus en détail.

3.2.1.2 Minéralogie

Le plagioclase (80 - 95+%), l'hypersthène (mégacrystique) à lamelles d'exsolution de plagioclase (trace-1%), les minéraux opaques (1-3%) et des traces d'apatite constituent les seules reliques des phases primaires encore observable. Les couronnes d'amphibole (5 - 15%) auxquelles s'ajoutent quelques traces de quartz et la biotite constituent les phases issues de la rétro-morphose. Des traces de chlorite, séricite-muscovite, d'épidote et de leucoxène sont respectivement associées à l'altération tardive de la biotite, du plagioclase et de la hornblende. Aucun cristal d'olivine et de pyroxène intercumulus d'une part, ni de spinelle et de grenat d'autre part, n'y est observé.

3.2.1.3 Description microscopique

Le plagioclase, lorsqu'en présence de minéraux intercumulus fémiques, génère une texture sub-ophtitique. Dans les roches les moins déformées, cette texture est assez bien conservée malgré la texture secondaire variant de protoclastique à porphyroclastique (Kehlenbeck, 1972).

Dans l'anorthosite de bordure, aucun cristal n'est exempt de signes de déformations internes. Malgré tout, les éléments primaires encore observables sont les suivants: une composition du plagioclase à la limite de l'andésine et du labrador (An 48-5); une légère turbidité causée par des traces d'inclusions (< 0.01 mm) opaques de forme oblongue et une texture cumulus, localement mégacrastique (> 10+ cm). L'absence de zonation est considérée primaire tandis que l'absence de texture d'exsolution anti-perthitique peut être due à des effets secondaires de diffusion induite par le tectonisme et par la rétro-morphose.

L'orthopyroxène (mégacrastique; 0.5 à 2+ cm) est translucide et offre une extinction roulante qui s'accroît parfois en bordure. De très fines bandes d'exsolution de plagioclase, épaisses de 0.01 à 0.02 mm et espacées de c. 0.05 mm, forment un réseau parallèle au plan (100) de l'orthopyroxène hôte. Les couronnes multiples d'amphiboles observées autour de ces cristaux sont associées à la rétro-morphose ultérieure de l'anorthosite.

Les minéraux opaques (1 - 3%) sont constitués de magnétite (maghémite?) et d'ilménite (hémio-ilménite?) subordonnée. Ces minéraux forment des aggrégats intercumulus de forme irrégulière constitués de cristaux qui offrent fréquemment une texture (sub-)polygonale issue de la recristallisation des phases primaires. L'apatite (c. 1%), de dimension variable (0.05 à 2 mm) est hypidiomorphe et se trouve en phase interstitielle tardive localement associée aux minéraux fémiques et opaques.

L'amphibole se présente essentiellement sous trois formes; 1) soit en aggrégats de couronnes de cummingtonite (le terme "cummingtonite" désigne l'amphibole s'apparentant le mieux aux descriptions microscopiques mais en l'absence d'analyse chimique, il n'est pas une garantie de sa composition), 2) soit en couronnes de hornblende, 3) soit en symplectites tardives de hornblende-quartz. Les détails des observations relatives à l'hydratation et à la rétro-morphose sont traités au paragraphe 3.2.3.

3.2.2 L'anorthosite déformée

3.2.2.1 Description mégascopique

Dans l'anorthosite déformée, la foliation est définie par la déformation des aggrégats de minéraux fémiques et opaques en lentilles aplaties ainsi que par la réorientation des porphyroclastes de plagioclase centimétrique (tableaux A-7 et A-8).

Les minéraux fémiques déformés sont caractérisés par l'abondance de phases hydratées (amphiboles et biotite) et la paucité de phase primaire (orthopyroxène). Ces phases fémiques hydratées, associées aux minéraux opaques, génèrent une patine variant du vert bouteille au brun castor. Les porphyroclastes de plagioclase de fine granulométrie (< 1 cm) se caractérisent par la couleur blanchâtre et la texture en mortier qui se distinguent de la patine grise-violette des porphyroclastes de plus grande dimension, riches en inclusions opaques.

L'intensité de la déformation, généralement assez élevée, est très variable et ce, à une échelle décimétrique (figure 12). La foliation est interrompue par un réseau sub-parallèle de mylonites dont l'orientation, à l'échelle mégascopique, est généralement concordante à celle de la foliation et du contact du lobe de l'anorthosite, soit c. 050/70 (planches 4 et 5).

L'épaisseur de ces "mylonites concordantes" varie du millimètre au décimètre avec une épaisseur moyenne de 20 - 30 cm. Ces mylonites forment un réseau de densité variable (0.5 - 5 par mètre) et sont fréquemment discontinues. Les extrémités, de formes et d'orientations irrégulières, se terminent en apophyse. La foliation interne, généralement concordante aux contacts de la mylonite, est définie par l'orientation de la biotite et des fragments lenticulaires d'anorthosite déformée. Les contacts sont soit francs (inférieurs à 0.2 cm), soit transitoires sur une zone variant de 0.2 à 2 cm. La morphologie des contacts varie de curviplanaire à irrégulière, cette

dernière étant le résultat du degré de cataclase variable et de la dimension des fragments (mm à dm). En bordure des mylonites, aucun pli de rebroussement n'a été observé.

A l'échelle mésoscopique, on observe un patron secondaire de mylonites discordantes (à pendage subvertical) dont l'orientation s'écarte de $20 - 90^\circ$ de la foliation et du réseau principal de mylonites. Ces mylonites secondaires sont 1) soit continues d'une mylonite du réseau principal à une autre, 2) soit discontinues. Dans le premier cas, au contact de la mylonite du réseau principal, la foliation interne de la mylonite secondaire s'y intègre et devient concordante. Dans le second cas, la mylonite se termine en fuseau ou en cisaillement microscopique. Le développement de ce second patron de mylonites est synchrone à celui du réseau principal et provient possiblement de réajustements locaux dus au mouvement différentiel entre les blocs anorthositiques de dimensions variables.

3.2.2.2 Description microscopique

La texture des zones foliées varie de localement protoclastique à généralement porphyroclastique, alors que les zones mylonitiques sont caractérisées par une texture granoblastique-blastomylonitique (Kehlenbeck 1972, Barraud 1977) (tableaux 6, A-7 et A-8).

3.2.2.2a Zones dominées par la foliation

Dans les zones dominées par la foliation, le plagioclase se présente essentiellement sous deux formes: soit en porphyroclastes xénomorphes (c. 85%), soit en néoblastes hypidiomorphes (c. 15%). Les porphyroclastes de granulométrie supérieure à c. 2 mm montrent une orientation parallèle à la foliation et aux mylonites.

L'individualisation des porphyroclastes grossiers (c. > 5 mm) par des chapelets mono- ou polycristallins de porphyroclastes à grains plus fins (c. 1 - 3 mm) et de néoblastes sub-millimétriques caractérise la texture porphyroclastique. Les contacts entre les porphyroclastes sont dentelés et contrastent avec les contacts curvilignes entre les porphyroclastes et les néoblastes. Les macles sont de type complexe, où domine le type albite sur le type péricline. Tous les porphyroclastes de granulométrie grossière (> 2 mm) montrent un plissement des macles, de 10 à 25° avec parfois une accentuation de la flexure des macles en bordure. L'origine tectonique de ces macles est indubitable (planche 6-a et 6-b).

Il est important de faire mention d'un cas où la continuité d'une série de macles de type albite dans une flexure interne d'un cristal est interrompue par une dislocation qui provoque une discontinuité et un décalage dans les macles adjacentes du même réseau (figure 14). Cet exemple suggère que le mécanisme de cataclase est celui d'une torsion (plissement) qui, lorsque dépassant une limite d'élasticité, induit une dislocation qui entraîne une fragmentation par rotation.

Les néoblastes de plagioclase sont caractérisés par une granulométrie très fine (c. 0.2 mm) et des contacts variant de rectilignes à curvilignes formant une texture polygonale peu développée. La présence d'une faible extinction roulante, de quelques rares macles de type albite ainsi que d'une faible orientation parallèle aux zones de mylonites, indique que la recristallisation s'effectuait dans un milieu dynamique.

Le développement de la foliation a produit une torsion et une cataclase de l'orthopyroxène. Les minéraux opaques et l'apatite forment des chapelets discontinus fréquemment en contact avec les minéraux fémiques.

La rétromorphose ultérieure des aggrégats lenticulaires orientés de pyroxène a produit des lentilles centimétriques d'amphiboles (cummingtonite-hornblende) et de biotite d'orientation parallèle.

3.2.2.2b Zones dominées par la mylonitisation

Les zones dominées par la mylonitisation sont subdivisées, selon la texture et la minéralogie, en zone marginale et en zone interne. La zone marginale se caractérise par la variabilité des transformations minérales et texturales qui, à l'échelle millimétrique, représente une transition entre la portion foliée et la zone interne de la mylonite. Cette variation de la texture, qui passe de porphyroclastique à blastomylonitique, s'accompagne d'une diminution de la granulométrie de c. 1 - 5 mm à c. 0.1 mm (planche 6-c).

La zone interne de la mylonite contraste par la texture généralement blastomylonitique et par la très fine granulométrie (c. $0.2 - < 0.01$ mm) (planche 6-d). La minéralogie de la zone interne des mylonites est constituée principalement de plagioclase (80 - 85%) et de biotite (5 - 10%). Le quartz (1 - 5%), les minéraux opaques (2 - 5%), la hornblende (tr - 4%) et l'apatite (0.5 - 1%) sont les constituants mineurs, tandis que la cummingtonite (?), la chlorite, l'épidote et la séricite se retrouvent en traces.

Dans la zone marginale des mylonites, les transformations du plagioclase décrites dans le paragraphe précédent sont accentuées. L'intensification de la cataclase s'accompagne d'un accroissement de la blastèse où les porphyroclastes et les néoblastes se retrouvent soit individuellement, soit en aggrégats millimétriques formant des bandes parallèles qui définissent le contact de la mylonite.

Dans la zone interne de la mylonite, le plagioclase est constitué c. 10-40% de porphyroclastes et c. 60 - 90% de néoblastes. (La fine granulométrie rend difficile la discrimination entre les porphyroclastes et les néoblastes; malgré tout la cataclase est subordonné à la blastèse).

Les porphyroclastes d'andésine, ($An\ 47 \pm 5$) possèdent à peu près les mêmes caractéristiques que les porphyroclastes observés dans l'anorthosite foliée mais se distinguent par la très fine granulométrie (c. $< 0.05 - 0.5$ mm) variant d'équigrulaire (distribution c. unimodale) à hétérogranulaire (distribution c. bimodale). La

granulométrie hétérogranulaire est due à la présence de quelques reliques de plagioclase dont la granulométrie est de un à deux ordres de grandeur plus grossière que celle de la matrice. Ces reliques sont de forme ovoïde ou lenticulaire et offrent une orientation parallèle à la foliation interne.

Les néoblastes de plagioclase (0.01 - 0.2 mm) se trouvent dans les franges de pression causées par l'irrégularité des contacts de la mylonite sont peu déformés et offrent une texture polygonale. Dans la zone interne, la majorité des néoblastes ont des contacts curvilignes, une extinction légèrement roulante et sont quelquefois maclés. Ils forment des chapelets ou des bandes millimétriques parallèles à la foliation interne.

Les minéraux féimiques primaires anhydres sont absents des zones de mylonites (figure 15). La mylonitisation progressive des aggrégats lenticulaires de hornblende et de biotite a provoqué une forte cataclase associée à une recristallisation en hornblende ou en biotite fortement pléochroïque (α : brun-jaune, γ : brun-rougeâtre). La biotite est caractérisée par une très fine granulométrie (c. 0.05 - 0.2 mm) et forme de fines bandes (0.5 - 2 mm) discontinues d'orientation parallèle aux mylonites. Dans la zone interne des mylonites, la biotite est de granulométrie plus grossière (jusqu'à 0.5 mm), hypidiomorphe et offre une extinction roulante. Son orientation parallèle définit la foliation interne. Le cisaillement tardif a localement produit une recristallisation de la biotite (c. 0.01 - 0.1 mm) retrouvée en bandes (0.2 - 1 mm) curviplanaires où la

chloritisation est intense.

La hornblende se présente soit en porphyroclastes soit en néoblastes. Dans les zones marginales et internes des mylonites, les porphyroclastes xénomorphes de hornblende (0.01 - 0.5 mm) se retrouvent soit en cristaux individuels, soit en trainées de fragments d'orientation parallèle à la foliation. Ces porphyroclastes sont fréquemment associés à une recristallisation et/ou une transformation en biotite. Par contre la hornblende associée à la zone interne des mylonites est constituée principalement par les néoblastes qui offrent parfois une faible extinction roulante.

Le quartz (c. 0.05 - 0.2 mm) est hypidiomorphe avec des contacts curvilignes. Il est fréquemment associé au contact des cristaux de plagioclase et il offre une extinction roulante. Les minéraux opaques (c. 0.05 - 0.5 mm) sont soit individualisés, soit en aggrégats parallèles à la foliation. L'apatite (c. 0.05 - 0.2 mm) est de texture variant de xénomorphe à idiomorphe, cette dernière étant associée à la texture polygonale des néoblastes de plagioclase ce qui suggère une recristallisation. La cummingtonite (c. 0.05 - 0.5 mm) n'est que rarement en contact avec la biotite et semble en déséquilibre avec celle-ci. La hornblende les sépare fréquemment.

Des traces de chlorite, épidote et de séricite sont associées à la rétro-morphose de la biotite, de la hornblende et du plagioclase. Cette rétro-morphose est plus intense dans les zones de cisaillement tardif.

3.2.3 Rétromorphose de l'anorthosite

Les phénomènes de rétro-morphose (et d'hydratation) sont présentés par la formation de divers types d'amphiboles et de la biotite observés dans l'anorthosite. L'amphibole se présente sous trois principales formes: 1) en aggrégats de cummingtonite (en continuité optique avec l'orthopyroxène lorsque présent); 2) en couronnes de hornblende entre le plagioclase, l'orthopyroxène, le plagioclase et la cummingtonite; 3) en symplectites tardives constituées de hornblende et de quartz. La biotite se trouve fréquemment associée aux aggrégats d'amphiboles tectonisés.

3.2.3.1 Aggrégats de cummingtonite

Ce minéral se retrouve en aggrégats de cristaux xénomorphes de fine granulométrie (0.05 à 0.2 mm) et de faible pléochroïsme (α = translucide, β = jaune pâle, γ = vert pâle). Dans les zones les moins déformées, il forme une couronne (mm-cm) en continuité optique autour des (méga-)cristaux d'orthopyroxène (riche en alumine) (planche 7). Dans les portions plus déformées, la cummingtonite se présente en aggrégats \pm étirés offrant des évidences de recristallisation. Ces aggrégats, déformés ou non, se présentent toujours confinés dans une (fine) couronne de hornblende relativement peu déformée au contact des phases adjacentes (planche 7).

3.2.3.2 Couronnes de hornblende

La hornblende des couronnes se retrouve au contact des paires de minéraux suivants: a) orthopyroxène-plagioclase, b) orthopyroxène-opaques, c) orthopyroxène-cummingtonite, d) cummingtonite-plagioclase, e) cummingtonite-opaques, et f) plagioclase et opaques. L'épaisseur des couronnes varie de 0.5 à 5+ mm dont les plus épaisses sont fréquemment constituées de plusieurs couches de cristaux de hornblende granoblastique.

Nous décrivons plus en détail la couronne au contact des phases primaires plagioclase-orthopyroxène. Ces couronnes sont constituées de hornblende hypidiomorphe de pléochroïsme variant de vert bleuté (X) à vert jaunâtre (Z). Lorsque ces couronnes sont assez bien développées, on distingue une zone externe, en contact avec le plagioclase, et une zone interne microgrenue en contact avec l'orthopyroxène (planche 8).

La zone externe (1 - 3 mm) est constituée de hornblende (hyp-)idiomorphe de granulométrie variable (0.5 à 3 mm). Le contact de la hornblende avec le plagioclase est irrégulier et forme localement des "embalements" dans ce dernier. Le quartz, observé en traces minuscules (0.01 à 0.05 mm), devient plus abondant vers l'intérieur de la couronne où il se trouve soit au contact des cristaux de hornblende, soit en inclusions dans ceux-ci.

La zone interne de la couronne se compose d'une bande de c. 0.5 mm de hornblende de très fine granulométrie (c. 0.1 à 0.3 mm) qui

se distingue par la présence de reliques d'orthopyroxène et par l'abondance du quartz (10 à 20%). Le quartz (c. 0.05 à 0.1 mm) et la hornblende forment une texture vaguement granoblastique. La hornblende en contact avec l'orthopyroxène offre des évidences de pseudomorphisme d'après ce dernier. La bordure de la hornblende en contact avec l'orthopyroxène montre une diminution de l'intensité du pléochroïsme sur une épaisseur de 0.05 à 0.1 mm, ce qui suggère une zonation due à un déséquilibre entre ces phases.

Les couronnes de hornblende au contact des paires de minéraux orthopyroxène-opaque, cummingtonite-plagioclase, et opaques-cummingtonite offrent des relations similaires. Par contre, le quartz est plus abondant (15% jusqu'à 30%) dans la zone interne de la couronne au contact de la hornblende avec le minéral fémique (planche 7). La couronne au contact plagioclase-opaque est fréquemment discontinue. Le contact plagioclase-opaque présente par contre une très fine bande de quartz (0.01 mm). La couronne de hornblende au contact orthopyroxène-cummingtonite est relativement peu développée et n'est pas associée avec le quartz.

Outre sa présence ubiquiste en couronne, la hornblende se présente aussi à l'intérieur de l'orthopyroxène et des aggrégats de cummingtonite. Dans ces deux cas, elle offre toujours un pléochroïsme concentrique qui passe du vert olive au centre à vert pâle au contact de l'orthopyroxène ou de la cummingtonite. Le développement de cette hornblende semble synchrone au développement de la hornblende des coronites. La hornblende retrouvée dans les aggrégats de cummingtonite

est orientée soit en continuité optique (< 0.1 mm) soit en discordance ($0.1 - 0.5$ mm) avec la cummingtonite.

Dans l'orthopyroxène riche en alumine, la hornblende se retrouve en cristaux lamellaires (orientés parallèle à (100)) plus ou moins pseudomorphes d'après les bandes (d'exsolution) de plagioclase. De très fines bandes discontinues de minéraux opaques ($0.01 - 0.02$ mm) sont fréquemment associés aux lamelles de hornblende et semblent reliées à la formation de ces dernières. Ces deux types de lamelles sont recoupées par des cristaux de hornblende grenue (0.2 à 0.5 mm) qui se retrouvent soit en épaisses lentilles mono-cristallines parallèles aux bandes d'exsolution, soit associés à des traces de cummingtonite le long de fractures intracristallines confinées à l'orthopyroxène.

3.2.3.3 Symplectites hornblende-quartz

Les "symplectites" hornblende-quartz (0.5 à 5 mm) sont relativement rares (figure 16). Elles sont constituées par une abondance de quartz ($50 - 75\%$) qui forme la matrice à la hornblende ($25 - 50\%$) idiomorphe ($0.1 - 0.3$ mm). Ces symplectites se distinguent par leur "recoupement" des couronnes de hornblende et de cummingtonite ainsi que par l'absence de déformation marquée.

3.2.3.4 Biotite

La biotite ($2 - 5+\%$) se retrouve en cristaux idiomorphes ou hypidiomorphes. Le fort pléochroïsme (α : jaune brunâtre, γ : brun

rougeâtre) est indicateur d'une forte teneur en titane. Dans les zones non-déformées, les cristaux (0.5 à 2 mm) sont d'orientation aléatoire et d'extinction droite. La biotite se trouve soit en cristaux individuels en contact ou en inclusion dans le plagioclase, soit en aggrégats remplaçant à divers degrés la cummingtonite et la hornblende des coronites. Une recrystallisation de la biotite est fréquemment associée à des zones de cisaillements tardifs.

3.2.4 Résumé et interprétation

Le litage rythmique et la texture sub-ophitique constituent les rares structures et textures primaires, la plupart de celles-ci ayant été largement oblitérées par les déformations associées à la bordure du lobe de Chicoutimi. La composition varie d'anorthosite à "leuconorite" ("leucotroctolite"? avant la recrystallisation). Le plagioclase (andésine c. An 48), localement mégacristique, constitue la phase cumulus tandis que les minéraux opaques et l'apatite constituent les phases intercumulus. L'olivine et/ou le pyroxène intercumulus ne sont plus observables.

Les reliques de mégacristaux d'orthopyroxène à lamelles d'exsolution de plagioclase sont similaires à celles observées dans la région de St-Nazaire au centre du C.A.L.S.J. Ils correspondent aux mégacristaux d'orthopyroxène riches en Al_2O_3 (MgO et Cr_2O_3) interprétés comme représentant des cristaux exotiques de haute pression (Emslie, 1980). L'extinction roulante et surtout la présence de fractures intracristallines produites avant la formation de la cummingtonite et

de la hornblende (voir plus loin) indiquent que le début de la déformation D_{Am} précède la rétro-morphose.

L'étirement des aggrégats féimiques et l'orientation des porphyroclastes de plagioclase définissent la foliation, à pendage subvertical (c. 70°) parallèle au contact (c. 055°). Les mylonites forment un réseau principal d'orientation à peu près concordante à la foliation ("mylonites concordantes"). Un réseau mineur de mylonites secondaires de pendage (sub-)vertical avec un contact net s'anastomose au réseau principal. Ces mylonites secondaires, synchrones aux "mylonites concordantes" résultent de l'individualisation différentielle de fragments de l'anorthosite par un mouvement vertical lors de l'ascension du lobe au niveau actuel. Le développement de la foliation et des mylonites résulterait du même système de déformation où l'intensification des contraintes, devenues plus localisées, a ultimement généré les mylonites.

La texture varie de protoclastique à porphyroblastique (Kehlenbeck, 1972) dans les zones foliées tandis que les mylonites ont une texture granoblastique ou blastomylonitique (Barraud, 1977) (tableau 6).

Avec l'accroissement des déformations, la cataclase produit une réduction de la granulométrie des porphyroclastes de plagioclase (avec évidences de torsion) qui s'individualisent dans une mésostase de porphyroclastes et de néoblastes

La recristallisation dynamique s'intensifie dans les zones de

mylonites avec la formation de néoblastes maclés de plagioclase.

La rétro-morphose a produit des amphiboles et de la biotite aux dépens des phases fémiques primaires.

Les amphiboles sont constitués de cummingtonite (déformée) confinée à l'intérieur des couronnes de hornblende (pas ou peu déformée) lesquelles sont recoupées par les symplectites tardives de hornblende-quartz.

La cummingtonite se présente aussi en couronne de pseudomorphes en continuité optique autours de l'orthopyroxène (riche en alumine), séparée de cette dernière par une couronne de hornblende tardive. Dans les zones dominées par la foliation, la déformation a produit l'étirement des couronnes de cummingtonite en aggrégats lenticulaires, associé à une recristallisation d'intensité variable de la cummingtonite en aggrégats lenticulaires qui se présentent toujours séparés des phases adjacentes par une couronne de hornblende exhibant pas ou peu de déformation intracristalline. Il est probable que la cummingtonite ait remplacé des phases anhydres déjà déformées et tectonisées. Les zones de mylonites sont exemptes de cummingtonite. Le confinement de la cummingtonite à l'intérieur des couronnes de hornblende indique que le développement de la hornblende est postérieur à celui de la cummingtonite.

Les couronnes de hornblende granoblastique se trouvent à l'interface de presque toutes les phases présentes soit a)

orthopyroxène-plagioclase, b) orthopyroxène-opaques, c) orthopyroxène-cummingtonite, d) plagioclase-cummingtonite, e) opaques-cummingtonite, et f) plagioclase-opaques. Au contact entre les phases primaires plagioclase-orthopyroxène, la zone externe de la couronne est composée de hornblende offrant des "embalements" dans le plagioclase. La granulométrie est plus forte et le quartz moins abondant que dans la zone interne où les reliques de pyroxène sont fréquentes.

La hornblende associée aux autres phases offre les mêmes relations sauf une plus grande abondance de quartz dans la zone interne de la couronne au contact des phases fémiques. La hornblende se retrouve aussi en cristaux individuels zonées à l'intérieur des aggrégats de cummingtonite et des mégacristaux d'orthopyroxène. Dans ces derniers, la hornblende se retrouve en vagues pseudomorphes d'après les lamelles de plagioclase et à l'intérieur de fractures intracristallines qui prédatent la formation de la cummingtonite et de la couronne de hornblende.

Dans les zones foliées, la hornblende des couronnes offre peu d'évidence de déformation ce qui indique que la formation des couronnes est postérieure à la déformation initiale des phases fémiques. Par contre, dans la zone marginale des mylonites, cette hornblende se retrouve en porphyroclastes associés à une recristallisation qui s'intensifie dans la zone interne, indiquant que la mylonitisation est contemporaine au début de la rétro-morphose.

Le recouplement des couronnes de hornblende par les symplectites de quartz et hornblende idiomorphe indique que la formation de la hornblende a continué assez tardivement après la fin des déformations D_3 . Il appert de ces relations que le début de l'hydratation des phases fémiqes représente un événement 1) tardif dans la période du développement de la foliation et 2) contemporain à la mylonitisation. Ceci suggère un lien entre l'accroissement de l'intensité de la déformation et le début de la rétro-morphose, cette dernière s'étant accentuée par après, lors de la relaxation des contraintes.

L'augmentation de la cataclase de l'apatite dans les zones mylonitisées par rapport aux zones foliées suggère que l'apatite représente une source initiale de OH (et de Cl, F ?) (Huntington, 1979) pour l'initiation de la rétro-morphose. A cette source autochtone de H_2O , possiblement accrue par le OH (et le CO_2) libéré des inclusions fluides lors de la cataclase/recristallisation du plagioclase, une source allochtone tardive doit aussi être invoquée pour expliquer la rétro-morphose tardi- à post-tectonique.

La biotite (riche en titane) est associée à la bordure et à l'intérieur des mylonites, liée parfois à la désagrégation des porphyroclastes de hornblende. Le confinement de la biotite aux zones de mylonites indique que la source du potassium nécessaire à sa formation, en plus du OH, est reliée aux déformations des mylonites. Ceci suggère que la forte cataclase et la recristallisation du plagioclase a probablement pu libérer suffisamment de potassium

(antiperthitique ou non-exsolvé) et de OH? pour stabiliser la biotite. A cette importante source autochtone, il est possible qu'une source allochtone de potassium, issue des fluides ayant circulé dans les mylonites, ait pu y contribuer (davantage?).

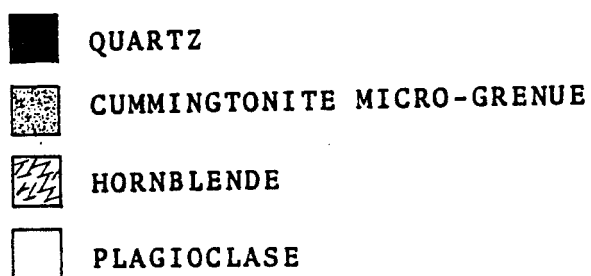
Le faciès métamorphique amphibolite suggéré par la stabilité de la hornblende ne représente que la limite inférieure des conditions métamorphiques ayant opéré durant ces déformations. Ceci est corroboré par les observations qui indiquent que les déformations ont précédé le début de la rétro-morphose, cette dernière s'intensifiant tardi- ou post-tectoniquement. L'absence de pyroxène dans les zones fortement foliées et mylonitisées semble donc reliée à cette rétro-morphose tardive. Ces relations indiquent que les déformations ont eu lieu au faciès granulite, ce qui est compatible avec les observations faites dans les unités adjacentes de ferrodiorite et de farsundite. Le problème de la source majeure des fluides causant la rétro-morphose sera abordé dans la discussion, car elle implique toutes les unités d'âge III et du socle gneissique.

Figure 14: Torsion d'un cristal de plagioclase qui aboutit à une dislocation, exhibée par le décalage croissant des macles albite.

Figure 15: Relation des analyses modales (tableau A-2) des unités basiques d'âge III sur le diagramme Pl-Pyr-Hbl.

Figure 16: Structure sub-ophitique déformée de l'anorthosite.

Développement post-tectonique de la couronne de hornblende autour d'un aggrégat de cummingtonite micro-grenue. Noter l'abondance de quartz au contact hornblende-cummingtonite et le développement de la symplectite tardive hornblende-quartz (à gauche) recoupant la couronne de hornblende.



0 1 mm

Tableau 6: Résumé des relations minérales et texturales des unités d'âge III.

<u>LITHOLOGIES</u>	<u>PYROXENE</u>	<u>HORNBLENDE</u>	<u>BIOTITE</u>	<u>DEVELOPPEMENT DE LA FOLIATION</u>	<u>TEXTURE</u>	<u>INTENSITE DE LA DEFORMATION</u>
DYKES DE "GRANITE" III	0-5 i	0-10	1-10	0-f, F*	PROTO- PORPHIRO-CLASTIQUE*	f-F
DYKES DE METABASITE III-C	--	40-60	5-15	0	OPHITIQUE	0
DYKES DE METABASITE III-B	0-8 i	35	0-tr	0	BLASTOPHITIQUE	0
DYKES DE METABASITE III-A	0-10 i	20-40	tr-20	0-f	BLASTOPHITIQUE GRANOBLASTIQUE	0-f
OPDALITE	6 i	18	2	f	BLASTOPHITIQUE	f
ADAMELLITE MAFIQUE	--	14	4	f	PORPHYRITIQUE HETEROGRANULAIRE	f
ADAMELLITE RICHE EN QUARTZ	--	5	5	f	PORPHYRITIQUE	f
ENDERBITE	20 i	5	11	f	BLASTOPHITIQUE	f
DYKES SYNCINEMATIQUES	--	0-20	10-25	F	BLASTO-MYLONITIQUE	F
FERRODIORITE	15-20 i,m	25	1-5	f	BLASTOPHITIQUE	f
ANORTHOSITE	tr-3 i,m	5-15	tr-3	F	PORPHYROCLASTIQUE BLASTO-MYLONITIQUE	F
FARSUNDITE	3-5 i,m	2-15	0.2	F	OEILLE	F

LEGENDE : 0-8: pourcentage
i: origine ignée m: origine métamorphique
0: nulle f: faible F: forte
*: lorsqu'associé à des déformations tardives

Planche 4: Mylonite concordante de l'anorthosite. Noter les fragments de forme lenticulaires à un stade avancé de désagrégation.

Planche 5: Mylonite concordante de l'anorthosite recoupée par un dyke de metabasite syn-cinématique.

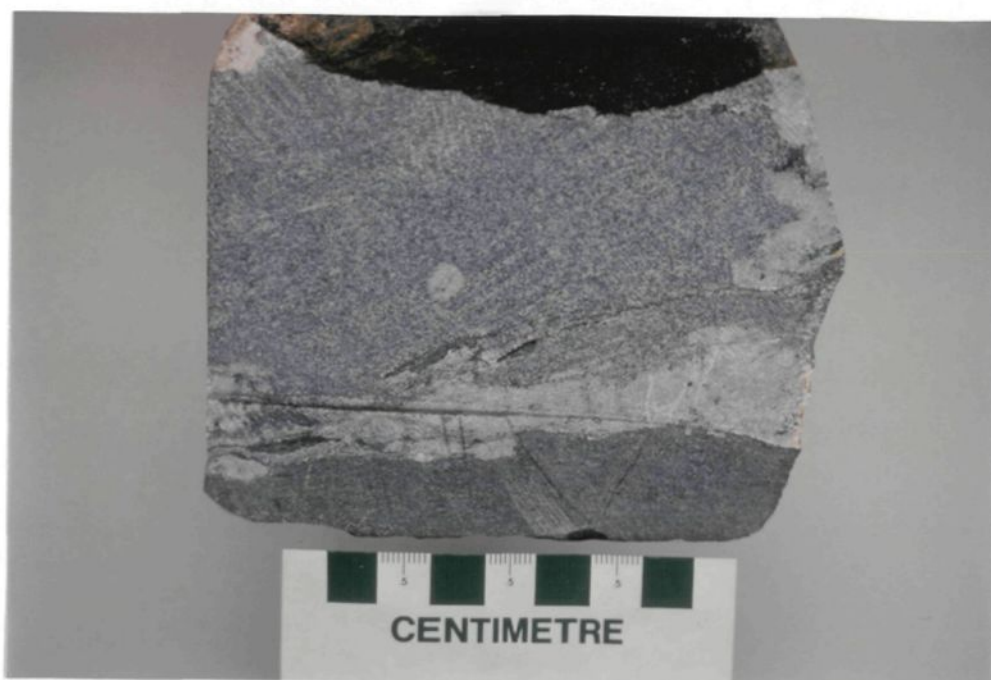


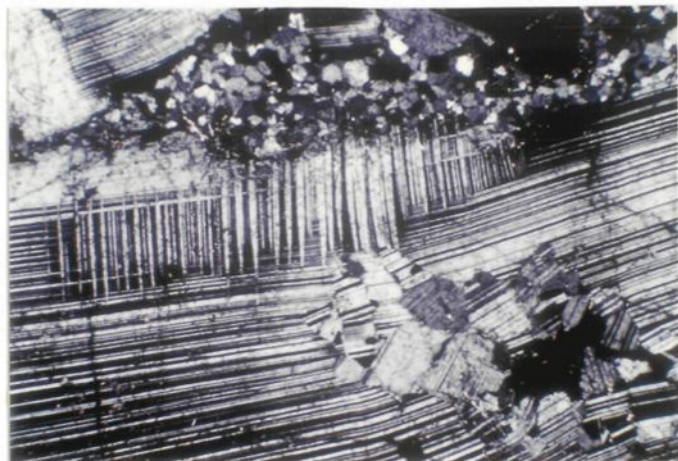
Planche 6: Textures de déformation de l'anorthosite de bordure.

a: Anorthosite foliée; déformation interne d'un cristal de plagioclase associée à une torsion des macles albite et le développement de macles péricline. Noter le développement de la cataclase interne et externe, cette dernière associée à une recristallisation.

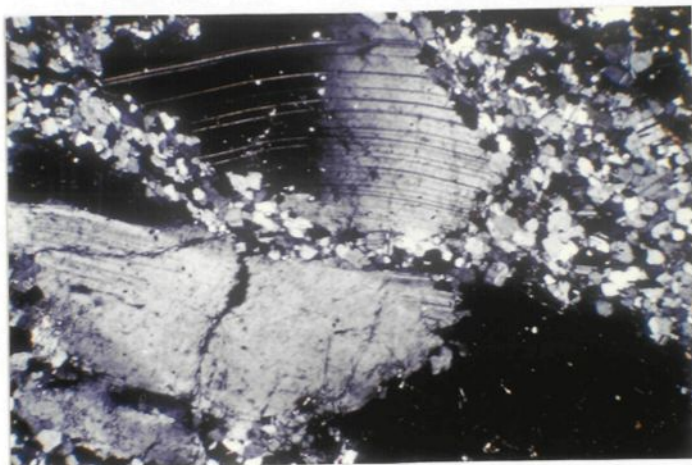
b: Anorthosite foliée; faciès porphyroclastique avec un cristal fortement plissé en voie de désagrégation.

c: Bordure de la mylonite concordante; néoblastèse intense

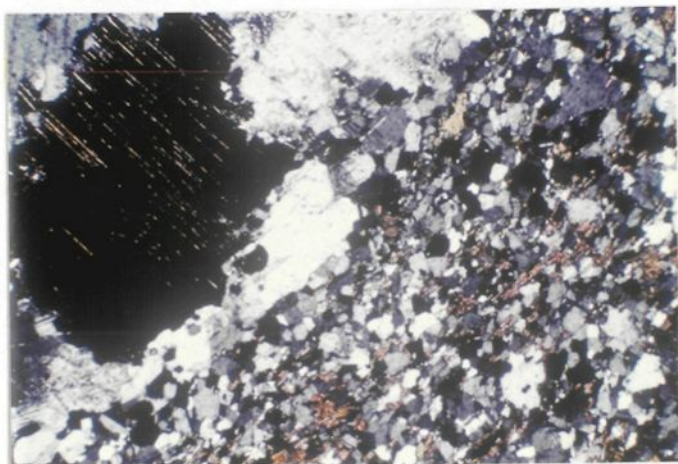
d: Zone interne d'une mylonite concordante; remarquer la faible dimension de la granulométrie et l'abondance de la biotite par rapport à la planche 6-c.



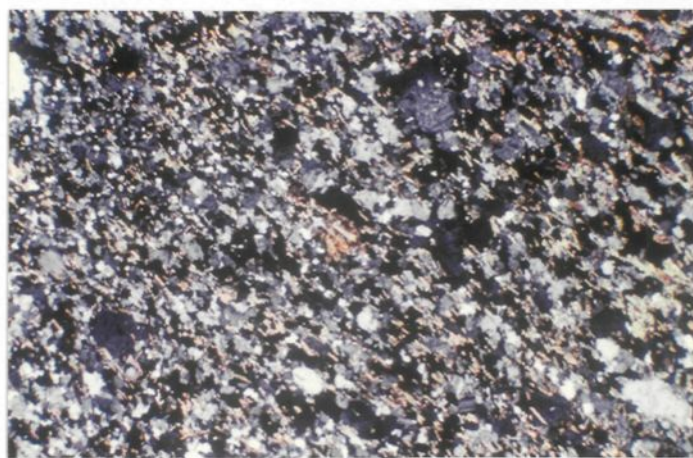
0 1 mm



0 1 mm



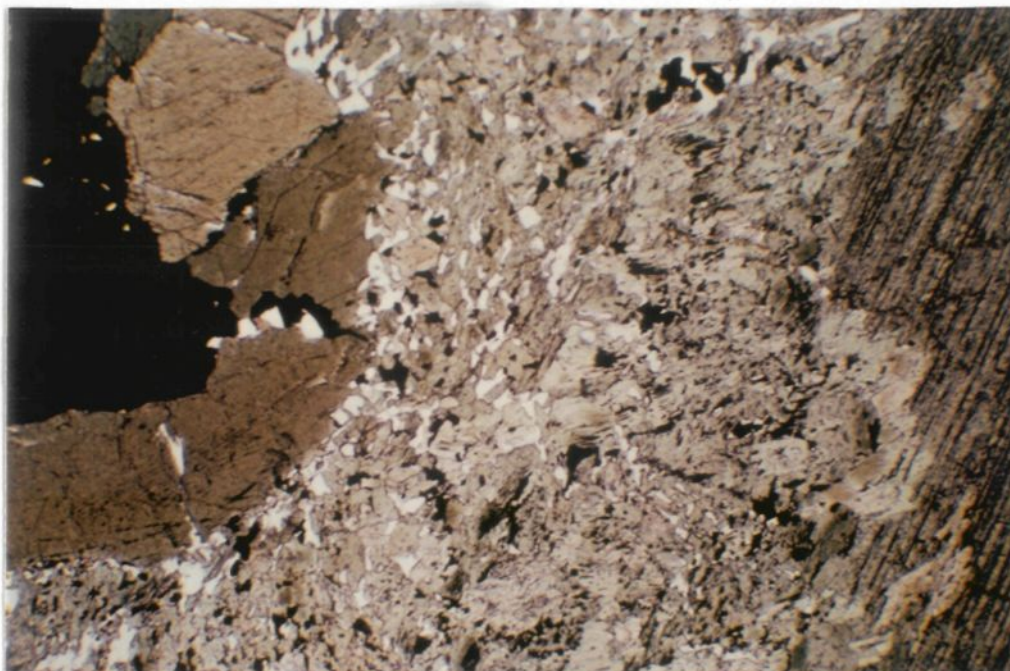
0 1 mm



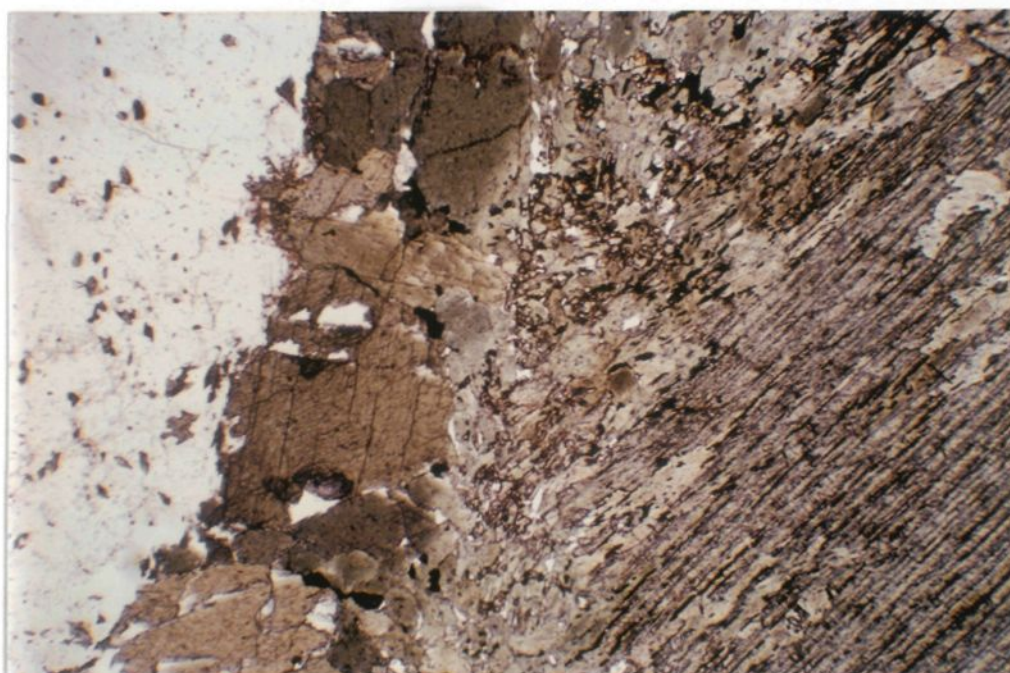
0 1 mm

Planche 7: Couronne de hornblende au contact opaque-cummingtonite en bordure d'un méga-cristal d'orthopyroxène. Noter l'abondance du quartz au contact de la couronne avec la cummingtonite ainsi que la cristallisation pseudomorphique de la cummingtonite d'après l'orthopyroxène.

Planche 8: Couronne de hornblende au contact pyroxène-plagioclase.



0 1 mm



0 1 mm

3.3 La ferrodiorite (groupe d'âge III inférieur)

3.3.1 Introduction

La ferrodiorite forme une bande hectométrique qui sépare l'anorthosite à l'ouest de la farsundite à l'est et qui est caractérisée par la conservation des textures (sub-)ophitiques et de la minéralogie primaire. Le faible degré de déformation observé dans la ferrodiorite contraste avec l'anorthosite foliée et mylonitisée que l'on retrouve en enclaves et en écrans à l'intérieur de la ferrodiorite près du contact avec l'anorthosite (tableaux A-7 et A-8). Ce même contraste tectonique est aussi observé avec la farsundite.

Tel que décrit dans le chapitre précédent, la nature du contact avec l'anorthosite est transitionnelle sur une distance de c. 10 à 15 mètres. L'anorthosite déformée forme des écrans entre les "dykes" de ferrodiorite qui s'accroissent en épaisseur vers la portion externe de l'anorthosite. La ferrodiorite de cette zone transitionnelle contient une abondance marquée (c. 10+%) de minéraux opaques.

Le contact avec la farsundite est légèrement obscurcie par des zones centimétriques à décimétriques de mylonites tardives retrouvées de part et d'autre du contact. Malgré tout, le contact semble assez franc et ce, sur une distance de quelques mètres.

Aucune enclave ni aucun dyke de farsundite n'a été observé dans la ferrodiorite. Un dyke décimétrique de ferrodiorite microgrenu est injecté en discordance dans la ferrodiorite près de la bordure externe avec la farsundite. Des "horizons mafiques" (cm-dm) concordants fortement tectonisés et un dyke métrique discordant de composition ferrodioritique sont observés dans la farsundite (voir paragraphe 3.4:"Farsundite").

3.3.2 Description mégascopique

La ferrodiorite est homogène, de patine verdâtre à gris brunâtre et de granulométrie moyenne à grossière (2 - 15 mm). L'abondance des minéraux fémiqes (40 - 50%), des minéraux opaques (5 - 10%) et de l'apatite (2 - 5%) est caractéristique. Le plagioclase, d'orientation aléatoire, est en phase cumulus tandis que les minéraux fémiqes et opaques sont en phases intercumulus. La texture varie d'ophitique à sub-ophitique (tableau 6).

Localement l'étirement des minéraux felsiqes et fémiqes génère une foliation d'orientation similaire à celle des mylonites tardives.

3.3.3 Minéralogie

Le plagioclase (45 - 50%) constitue la fraction felsique. L'orthopyroxène (10 - 15%), le clinopyroxène (1 - 8%), la hornblende (c. 25%) et la biotite (1 - 5%) sont les constituants de la fraction

fémique. L'olivine n'est pas observé. Les minéraux opaques (c. 3%), l'apatite (3 - 7%) ainsi que des traces de quartz, de grenat, d'épidote, de chlorite, de séricite-muscovite, de rutile et de leucoxène constituent les minéraux accessoires. Les relations pétrographiques de la ferrodiorite sont présentées au tableau A-9.

3.3.4 Description microscopique

Le plagioclase se présente sous deux formes; soit en phénocristaux millimétriques, soit en néoblastes sub-millimétriques.

Les phénocristaux, hypidiomorphes à xénomorphes, sont de composition de l'andésine ($An\ 42 \pm 5$) et constituent c. 60% du plagioclase présent. Ils ne sont pas zonés et aucune exsolution antiperthitique n'est observée. La granulométrie est grossière (2 - 10 mm) avec une valeur moyenne autour de 7 mm (planche 9). Les contacts sont curvilignes à interlobés. L'extinction roulante est très faible et les phénocristaux contiennent généralement des macles polysynthétiques. Des déformations tardives ont provoqué l'accroissement de la complexité du réseau de macles, du degré d'extinction roulante ainsi qu'une cataclase mineure.

Les néoblastes de plagioclase sont équigranulaires, hypidiomorphes, de composition de l'andésine ($An\ 40 \pm 10$) et constituent c. 40 - 50% du plagioclase présent. La granulométrie est très fine (0.05 - 0.5 mm) avec une valeur moyenne de 0.2 mm. Les contacts avec les cristaux de plagioclase varient de planaires à

curvilignes tandis qu'avec les cristaux de hornblende, ceux-ci sont curvilignes à interlobés. L'extinction est généralement droite et les macles polysynthétiques sont fréquentes. La texture des aggrégats de néoblastes varie de "décussate" à granoblastique. La recristallisation des phénocristaux de plagioclase est surtout confinée en bordure quoiqu'une recristallisation intracristalline est observée le long des plans de macles ou des fractures. L'intensité de la recristallisation est variable à l'échelle de la section mince. Lorsque la recristallisation est complète, la texture cumulus est conservée et génère une texture blastophitique (planche 10).

Les phénocristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène représentent des phases intercumulus entre les cumulats de plagioclase. Ils sont caractérisés par la présence de reliques de texture d'exsolution et par un degré variable de recristallisation. Tous les cristaux de pyroxène sont séparés du plagioclase par une couronne de hornblende, très rarement par du quartz ou de l'apatite.

L'orthopyroxène primaire (c. 1 - 10 mm) est faiblement pléochroïque (α : rouge brunâtre, β : brunâtre, γ : brun verdâtre), xénomorphe et contient des inclusions lenticulaires de minéraux opaques (c. 0.01 - 0.02 mm) parallèles au clivage (100). Les phénocristaux de l'augite (c. 1 - 5 mm) sont subordonnés en quantité et en dimension aux phénocristaux d'hypersthène. L'orthopyroxène et le clinopyroxène contiennent des macles polysynthétiques et une extinction légèrement roulante.

Deux générations de texture d'exsolution sont observées. La première génération, plus abondante, est constituée de reliques de lamelles d'exsolution retrouvées dans l'orthopyroxène qui forment des lentilles discontinues d'augite mono- ou polycristallines. Ces lentilles sont épaisses de c. 0.05 - 0.1 mm, longues de 0.1 - 0.4 mm et forment un réseau parallèle distant de c. 0.15 mm. Ces observations sont compatibles avec de la pigeonite inversée. L'exsolution d'orthopyroxène de l'augite est moins abondante (planche 11). L'exsolution forme parfois une bande ("couronne") discontinue (0.3 - 1 mm) en bordure des phénocristaux qui est plus abondante aux extrémités (100) des cristaux.

La seconde génération d'exsolutions, plus tardive, forme de très fines lentilles ($d < 0.02$ mm) qui génère un réseau à angle avec le premier réseau (planche 11).

La recristallisation des pyroxènes, d'intensité variable à l'échelle centimétrique, a produit des néoblastes (c. 0.01 - 0.5 mm) idiomorphes à hypidiomorphes. Lorsque la recristallisation est faible, les néoblastes forment des chapelets discontinus autour des phénocristaux. Avec une recristallisation plus intense, les chapelets de néoblastes s'accroissent aux dépens des phénocristaux jusqu'à former des aggrégats blastophitiques. De même, la recristallisation des lamelles d'exsolution débute par la migration et la coalescence des lamelles en couronnes discontinues (0.3-1 mm) autour des phénocristaux. La recristallisation plus intense forme des aggrégats

granoblastiques homogènes à deux pyroxènes.

La hornblende forme des couronnes d'épaisseur variable (0.2 - 2+ mm) au contact a)plagioclase-pyroxène, b)plagioclase-minéraux opaques, et c)pyroxènes-minéraux opaques. La hornblende (c. 0.05 - 1 mm) est hypidiomorphe, pléochroïque (α : vert pomme, β : vert jaunâtre, γ : jaune brunâtre) et la texture varie de "décussate" à granoblastique.

La morphologie de la couronne, composée d'une zone externe et d'une zone interne, est similaire à celle des couronnes de hornblende décrites dans l'anorthosite. Des "embaïements" de hornblende dans le plagioclase et le pyroxène montrent bien que la couronne s'est développée aux dépens de ces deux minéraux. Le quartz au contact hypersthène-hornblende semble plus fréquent qu'au contact augite-hornblende. Le remplacement des phénocristaux et des néoblastes de pyroxène par les couronnes de hornblende est généralement partiel, localement complet où la texture est alors blastophitique.

La biotite (c. 0.05 - 0.8 mm) est de texture idiomorphe à hypidiomorphe. Le fort pléochroïsme (α : jaunâtre, γ : brun rougeâtre) est indicatif d'une forte teneur en titane. La biotite se trouve soit en cristaux individuels, soit en aggrégats remplaçant à divers degrés la hornblende tout en conservant vaguement la texture blastophitique.

L'apatite (c. 0.5 - 0.7 mm) est idiomorphe à hypidiomorphe

et se trouve fréquemment associée aux minéraux fémiques. Lorsqu'en contact avec le plagioclase, l'apatite est interstitielle mais lorsqu'en contact avec les minéraux fémiques, ceux-ci forment des "embalements" autour.

Les minéraux opaques (c. 0.5 - 1+ mm) forment des agrégats xénomorphes interstitiels entre les minéraux fémiques et le plagioclase. La magnétite (maghemite?), riche en inclusions constitue c. 70% de la minéralogie opaque tandis que l'ilménite subordonnée contient des traces d'exsolution d'hématite (?). Des traces de pyrite dans des fractures sont associées à des phénomènes deutériques.

Le quartz (c. 0.05 - 0.1 mm) est fréquemment retrouvé au contact pyroxène-hornblende et représente un produit de réaction ayant produit la couronne de hornblende.

Des traces de grenat xénomorphes (c. 1 - 5+ mm) se trouvent exclusivement associées à des zones de cisaillements tardifs. Au contact du plagioclase, le grenat montre un engolfement le long des plans de clivage qui produit localement des inclusions. Le grenat offre peu de contact avec la hornblende entre lesquels la biotite (riche en Ti) s'interpose.

Les dykes discordants de ferrodiorite observés dans la ferrodiorite et la farsundite, ainsi que les "horizons mafiques" concordants observés dans la farsundite présentent une minéralogie similaire à celle décrite plus haut. Elle se caractérise par le

pyroxène avec des textures d'exsolution et l'abondance de minéraux opaques et d'apatite.

3.3.5 Résumé et interprétation

La ferrodiorite forme une bande hectométrique en bordure de l'anorthosite. Le contact avec l'anorthosite est transitionnel et contient une abondance marquée (c. 10+%) de minéraux opaques. La localisation de la minéralisation opaque dans la zone de transition située à la "base" de la séquence de la ferrodiorite suggère un contrôle stratigraphique de la minéralisation. Le contact avec la farsundite, obscurci par des mylonites tardives, semble assez net.

La texture sub-ophitique de la ferrodiorite contraste fortement avec la texture porphyroclastique à blastomylonitique de l'anorthosite ainsi qu'avec la texture ocellée de la farsundite. Des injections de ferrodiorite micro-grenue sont observées soit en horizons mafiques concordants déformés dans la farsundite, soit en dykes discordants dans la ferrodiorite et la farsundite. Ces observations sont compatibles avec une injection à l'état liquide de la ferrodiorite associée à la mise en place à l'état solide de l'anorthosite et contemporaine à la farsundite.

Les cumulats d'andésine (An c. 42) non-zonés sont fréquemment recristallisés en aggrégats blastophitiques. La conservation du patron cumulus indique une recristallisation statique sans passer par une étape de cataclase. Ceci indique une recristallisation sous pression

lithostatique plutôt que sous pression dirigée.

Les pyroxènes intercumulus sont constitués d'hypersthène, de pigeonite inversé ainsi que d'augite avec lamelles d'exsolution. Le métamorphisme de ces phases a produit une migration des lamelles d'exsolution associée à une recristallisation en agrégats granoblastiques de néoblastes d'orthopyroxène et d'augite. La présence d'une seule génération de lamelles d'exsolution épaisses indique un refroidissement assez long avant l'inversion monoclinique-orthorhombique. Ces relations sont compatibles avec la composition de l'orthopyroxène des ferrodiorite de Fe/Fe+Mg variant de c. 0.55 à 0.75 (Emslie, 1980) indiquant une température d'inversion entre 900°C et 800°C (Huebner, 1980). La présence d'une seconde génération d'exsolution, d'origine métamorphique, après l'inversion en orthopyroxène (qui est beaucoup moins tolérant pour le Ca que la pigeonite) indique une faible baisse de température sur un long laps de temps entre l'inversion de la pigeonite et cette exsolution métamorphique, contemporaine à la recristallisation de la première génération d'exsolution. Ces remarques sont plausibles pour un Fe/Fe+Mg élevé et la température maximum du métamorphisme ambiant (c. 780°C; Corriveau, 1982).

Les pyroxènes primaires et les néoblastes sont toujours entourés d'une couronne de hornblende granoblastique. Ces relations indiquent que la recristallisation des pyroxènes s'est opérée en l'absence de H₂O dans un faciès métamorphique granulite et qu'elle prédate la rétromorphose tardive ayant généré les couronnes de

hornblende similaires à celles décrites dans le paragraphe 3.2 de l'anorthosite.

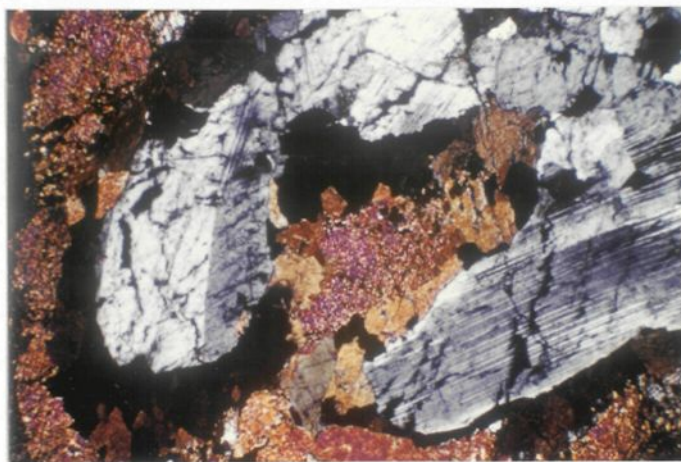
L'apatite trouvée en "embaïement" dans les pyroxènes offre des évidences de cristallisation précoce. L'absence de cataclase de l'apatite (enrichie en OH, F?, Cl?) lors de la recristallisation statique du pyroxène expliquerait (en partie) l'état anhydre du système. La rétro-morphose est donc tardive, avec une source allochtone de H₂O possiblement combinée à une source autochtone (issue de la cataclase/recristallisation locale de l'apatite et du plagioclase). L'abondance d'apatite et de minéraux opaques ainsi que la composition gabbroïque avec cumulats de plagioclase non-zoné de la ferrodiorite suggèrent une source magmatique basique riche en alumine, différenciée et anhydre.

L'abondance des phases féimiques suggère que la cristallisation du plagioclase sur le liquidus a rejoint assez rapidement la cotectique (Pl-Ol? ou Pl-Px) ce qui indique que l'excès en composante plagioclasiq (riche en Al) du magma ferrodioritique n'était pas aussi important que le magma parent de l'anorthosite-lecotroctolite. Ces relations associées à la composition plus sodique du plagioclase, signifie que le magma parent de la ferrodiorite était plus différencié que celui de l'anorthosite, mais ne signifie pas qu'il représente un liquide résiduel après la cristallisation de l'anorthosite.

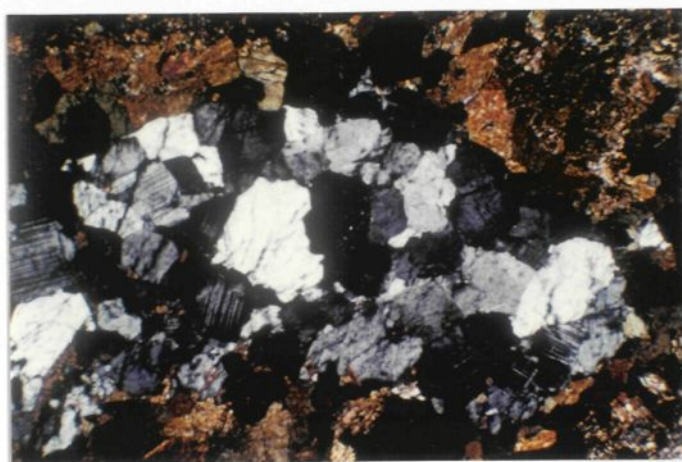
Planche 9: Ferrodiorite: Texture sub-ophitique de cumulats de plagioclase peu déformés avec développement de couronne de hornblende au contact plagioclase-pyroxènes.

Planche 10: Ferrodiorite: Texture blastophtique d'un cumulat de plagioclase recristallisé à l'état statique.

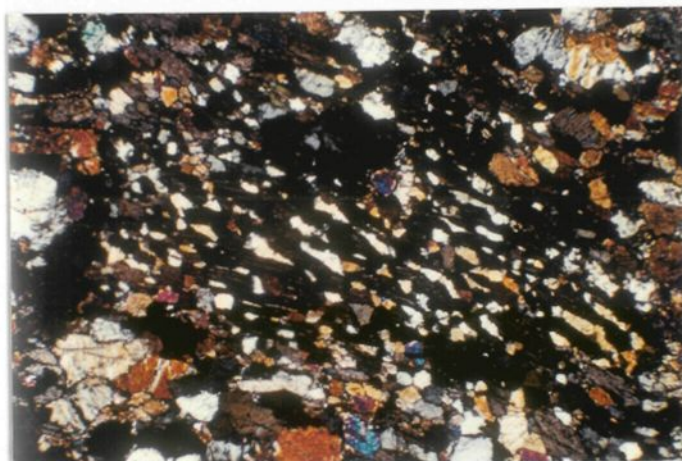
Planche 11: Ferrodiorite: Pigeonite inversée (à l'extinction) avec lamelles d'exsolution magmatique (grossières) et métamorphique (très fines), ces dernières étant à angle avec les premières, donc postérieures à l'inversion monoclinique-orthorhombique du pyroxène.



0 1 mm



0 1 mm



0 1 mm

3.4 La farsundite (groupe d'âge III inférieur)

3.4.1 Introduction

La farsundite forme une bande d'épaisseur hectométrique qui sépare la séquence métasédimentaire, à l'est, de l'anorthosite, à l'ouest (figure 3). La foliation et l'orientation de la bande de farsundite est concordante au contact et à la direction des déformations internes de l'anorthosite (figure 11). Aucune enclave d'anorthosite ou de ferrodiorite n'est observée. Sa position stratigraphique comme unité d'âge III repose sur les observations suivantes: a) la présence d'écrans de métasédiments (à divers degrés d'assimilation) contenant les intrusions mafiques et felsiques, les plis ainsi que les mobilisats d'âge I et II; b) l'absence dans la farsundite de dykes de metabasite, d'injections acides, de plis isoclinaux et de mobilisats d'âge II. Ces observations indiquent d'une façon indubitable une mise en place postérieure au magmatisme, au tectonisme et au métamorphisme d'âge II.

Par contre, dans les unités d'âge III, la position stratigraphique de la farsundite est plus conjecturale par rapport: 1) à la mise en place de l'anorthosite; 2) au magmatisme ferrodioritique associé à l'anorthosite; 3) aux intrusions des adamellites et de l'enderbite situées à l'est de la séquence des métasédiments.

Les observations suivantes permettent d'éclaircir la

situation pour les points 1 et 2: a) malgré les mylonites tardives présentes au contact entre la farsundite et la ferrodiorite, ce contact semble assez franc; b) la texture oeillée à flaser de la farsundite contraste fortement avec la texture (sub-)ophitique de la ferrodiorite. Ce contraste tectonique est similaire à celui observé entre l'anorthosite et la ferrodiorite. c) Dans la farsundite, on observe des horizons mafiques sub-concordants, d'épaisseur décimétrique et de granulométrie millimétrique. La minéralogie de ces horizons, telle que décrite plus loin, est similaire à celle de la ferrodiorite et présente toujours une forte tectonisation; d) des dykes d'épaisseur métrique, injectés en discordance dans la farsundite, ont eux aussi une minéralogie similaire à la ferrodiorite, mais par contre ils n'offrent pas d'indices de déformation intense. Toutes ces observations sont compatibles avec une mise en place à peu près contemporaine de la farsundite, de la ferrodiorite ainsi que de l'anorthosite. Plus de détails seront donnés suite aux observations microscopiques.

La position stratigraphique de la farsundite par rapport aux intrusions d'adamellites situées à l'est de la séquence métasédimentaire ne peut être évaluée qu'indirectement, vu l'absence de contact entre ces unités. Par contre, l'absence de pyroxène et le faible développement de la foliation des adamellites (planche 12) sont compatibles avec une mise en place précoce de la farsundite, dans des conditions de température-pression plus élevée et d'activité H_2O moindre que les adamellites.

La farsundite est recoupée par les dykes de metabasite III

injectés en (sub-)discordance dans l'unité. Les relations chronostratigraphiques et mégascopiques sont résumées dans le tableau 7.

3.4.2 Description mégascopique

La farsundite a une patine vert-bouteille qui varie de rose saumon dans les zones rétro-morphosées à rouge bourgogne dans les zones de densité élevée de microfractures hématitisées. L'unité est homogène et présente peu de variation de l'index de coloration (i.c. c. 15). La texture oeillée (Barraud, 1977) caractérise cette unité et définit la foliation d'orientation c. 055/70 (planche 12). Des déformations tardives, associées à une hydratation, ont généré des textures "flaser" (tableau 6). Une rétro-morphose est fréquemment observée à proximité des écrans de métasédiments dont l'assimilation produit un développement local de grenats almandins.

3.4.3 Minéralogie

Les minéraux felsiques sont constitués de feldspath potassique (c. 30%), de plagioclase (c. 40%) et de quartz (c. 15%) (figure 17). Les minéraux fé-miques sont en quantité subordonnée et ils se composent principalement de l'hypersthène (2 - 3%), de l'aaugite (1 - 3%) et de la hornblende (2 - 15%). Les minéraux accessoires sont constitués de biotite (0.2%), d'apatite (c. 1%), de minéraux opaques (c. 2%), de zircon (0.1%) et d'épidote (tr - 0.6%). Le tableau A-10 résume les relations pétrographiques des principales phases présentes

dans la farsundite.

3.4.4 Description microscopique

Le feldspath potassique forme généralement des mégacristaux (sub-)centimétriques ovoïdes. L'accroissement de la déformation génère fréquemment une texture lenticulaire plus ou moins aplatie. La composition varie d'orthose perthitique à localement mésoperthitique. Ce dernier se caractérise par l'interpénétration des "patch-perthites" formant 30 - 40% du cristal, localement 50% et plus. Les perthites se retrouvent sous diverses formes, variant de "stringlet" à "patch" au sens de Spry (1983).

Le développement des perthites est hétérogène tant à l'échelle du cristal qu'à l'échelle des perthites. Ainsi à l'échelle microscopique, les perthites "stringlets", inférieures à 0.05 mm et orientées parallèles au rayon lent, sont séparées des perthites de dimensions supérieures à 0.2 mm, d'orientation parallèle au rayon rapide, par une bande c. 0.2 mm caractérisée par la présence de perthite en film (d'épaisseur < 0.03 mm) d'orientation parallèle au rayon lent.

L'orthose contient des inclusions en discontinuité optique de plagioclase, de quartz, de pyroxène, de hornblende et des traces de zircon et minéraux opaques. Les inclusions de plagioclase sont xénomorphes, arrondies et contiennent des "embalements" envahis par l'orthose. Ils sont maclés et présentent fréquemment des mirmékites en

bordure. Aucune variation systématique de la densité des perthites n'est observée en bordure. Les inclusions sub-millimétriques de quartz arrondi sont fréquemment entourées d'une couronne (inférieure à 0.05 mm) d'albite en continuité optique avec les perthites et provenant de la diffusion de ces dernières. Les inclusions de hornblende et de minéraux opaques sont fréquemment associées aux inclusions xénomorphes de pyroxène. L'orientation des perthites de type veine est localement influencé par la proximité des inclusions qui ont créé des variations dans la distribution interne des contraintes des mégacristaux d'orthose.

Le plagioclase, de granulométrie millimétrique et de composition oligoclase ($An\ 25 \pm 5$), se retrouve fréquemment en aggrégats de cristaux xénomorphes associés à du quartz interstitiel. Les relations primaires sont généralement oblitérées par la cataclase et la recristallisation dynamique. Le plagioclase, en bordure des perthites est soit en continuité optique, soit en discontinuité optique avec l'orthose. Lorsqu'en continuité optique, le plagioclase offre des contacts curviplanaires et représente une diffusion des perthites vers l'extérieur de l'orthose. Lorsqu'en discontinuité optique, le contact du plagioclase est plus dentelé et offre fréquemment des symplectites avec l'orthose. Ces cristaux de plagioclase forment localement une couronne généralement discontinue, similaire à la texture rapakivi.

Le quartz, xénomorphe, constitue la phase interstitielle entre les autres minéraux felsiques et fémiques où il forme des plages lenticulaires d'orientation parallèle à la foliation, avec extinction

roulante. Il offre des évidences de déformation plastique et recristallisation dynamique.

Dans les zones les moins déformées de l'unité, le pyroxène (hypersthène et augite) est constitué de cristaux massifs variant de xénomorphes à hypidiomorphes. Ces cristaux sont très peu maclés, de granulométrie sub-millimétrique et ne présentent jamais de texture d'exsolution. Les cristaux forment des aggrégats millimétriques fréquemment associés aux minéraux accessoires ainsi qu'avec le quartz et la hornblende. Ces derniers se retrouvent fréquemment en inclusion dans le pyroxène.

Dans les zones plus tectonisées, caractérisant la quasi-totalité de la farsundite, le pyroxène associé aux zones de cisaillements sub-millimétriques se présente à divers degrés de torsion, cataclase et recristallisation (planche 13). Il forme avec la hornblende, le plagioclase et le quartz des trainées de cristaux dont la texture varie de cataclastique à granoblastique. Le pyroxène présent dans les zones de cisaillement présente un degré d'idiorhombisme et une granulométrie plus faible que certains cristaux de hornblende.

La hornblende (α : vert jaune; β : vert sapin; γ : vert olive) se présente en cristaux sub-millimétriques associés à la rétro-morphose des pyroxènes. La distribution de la hornblende est hétérogène, tant à l'échelle microscopique que mégascopique. A proximité des écrans de métasédiments, la rétro-morphose des pyroxènes

est beaucoup plus élevée et parfois complète.

La biotite (α : brun jaune; β : brun foncé), trouvée en traces sub-millimétriques, est produite de la rétro-morphose de la hornblende. La quantité de biotite est proportionnelle au degré de rétro-morphose des pyroxènes en hornblende. La biotite se retrouve orientée soit en concordance, soit en discordance avec la foliation.

Les minéraux accessoires, constitués d'apatite, de zircon, de minéraux opaques, sont fréquemment associés aux aggrégats de minéraux fémiques. Le grenat, observé qu'en bordure des écrans de métapélite, représente un produit de réaction du à l'assimilation de ces dernières. L'assemblage grenat-pyroxène n'est pas observé. Les phénomènes rétrogrades tardifs, tels la formation des symplectites hornblende-quartz, biotite-quartz ainsi que l'épidotisation de la hornblende, sont rarement observés et ce, dans les zones les plus hydratées seulement.

3.4.5 Résumé et interprétation

La farsundite représente une intrusion précoce d'âge III qui prédate les intrusions d'adamellite situées plus à l'est. L'orientation et la foliation de la farsundite est concordante au contact et aux déformations internes de l'anorthosite. Le contact avec la ferrodiorite est assez franc.

La farsundite se distingue par la texture oeillée qui est






définie par l'orientation des méga-cristaux d'orthose et des aggrégats mafiques. L'agencement des perthites observées dans l'orthose est compatible avec une formation par un processus de démixion-diffusion décroissante dans des conditions P-T décroissantes sous faible pression H_2O (Yund, dans Ribbe, 1983). L'orthose (mésopertthitique) contient des inclusions résorbées de plagioclase et de pyroxène. Ceci suggère une cristallisation précoce et possiblement un fractionnement de ces phases associé à la différenciation d'un magma originellement plus basique (?) avec le plagioclase sur le liquidus. Le plagioclase forme localement des couronnes autour de l'orthose, similaire à la texture rapakivi. Le quartz interstitiel offre des évidences de recristallisation dynamique.




L'hypersthène et l'augite sont exempts de texture d'exsolution. Ils se retrouvent en aggrégats à divers degrés de cataclase et recristallisation, indicatif de déformations ayant opéré dans le domaine de la stabilité du pyroxène. Ces aggrégats riches en pyroxène cotoient fréquemment des aggrégats riches en hornblende. Dans ces deux types d'aggrégats, la hornblende est issue de la rétro-morphose du pyroxène et présente un idiomorphisme plus élevé que le pyroxène. Ces observations suggèrent une hydratation tardi- à post-cinématique où la diffusion de l' H_2O (ou des volatils) était restreinte à l'échelle millimétrique. L'abondance de hornblende en bordure immédiate des écrans de métasédiments (qui offrent des évidences d'assimilation) suggère que ces derniers ont généré une quantité restreinte d' H_2O pour hydrater les pyroxènes.

La ferrodiorite trouvée en horizons concordants déformés et en dykes discordants peu déformés indique une disponibilité de liquide ferrodioritique après la cristallisation de la farsundite.

Les observations sont compatibles avec une intrusion de la farsundite postérieure à l'apogée de la déformation D_2 et de la migmatisation II, et pénécontemporaine avec la mise en place de l'anorthosite et ferrodiorite. L'hypothèse de l'intrusion de la farsundite juste avant la mise en place de l'anorthosite puis déformée (entraînée?) par la montée diapirique de cette dernière semble la plus plausible, démontré par la déformation/recristallisation dynamique du quartz et du pyroxène qui indiquent un écoulement plastique de la farsundite. De plus la farsundite était en même temps assez solide pour soutenir une "fracturation" ("cisaillement") où le magma ferrodioritique, contemporain à cette déformation, fut injecté en dykes. Ainsi les bandes mafiques concordantes représenteraient des "dykes" syncinématiques de liquide ferrodioritique incorporé et cristallisé lors de la déformation (montée) de la farsundite. Les dykes discordants représenteraient des injections plus tardives. La mise en place de la farsundite serait donc associée dans le temps et dans l'espace avec la mise en place diapirique du lobe d'anorthosite de Chicoutimi dans des conditions métamorphiques du faciès granulite.

Figure 17: Relations des analyses modales (tableau A-2) des unités d'âge III Inférieur et Moyen sur le diagramme Qz-P1-Or. La troisième dimension est constituée des relations modales des unités féminines.

-  OPDALITE
 ADAMELLITE MAFIQUE
 ADAMELLITE RICHE EN
 ENDERBITE
 FARSUNDITE

-  pyroxene
 hornblende
 biotite

43 CONTENU An DU
PLAGIOCLASE

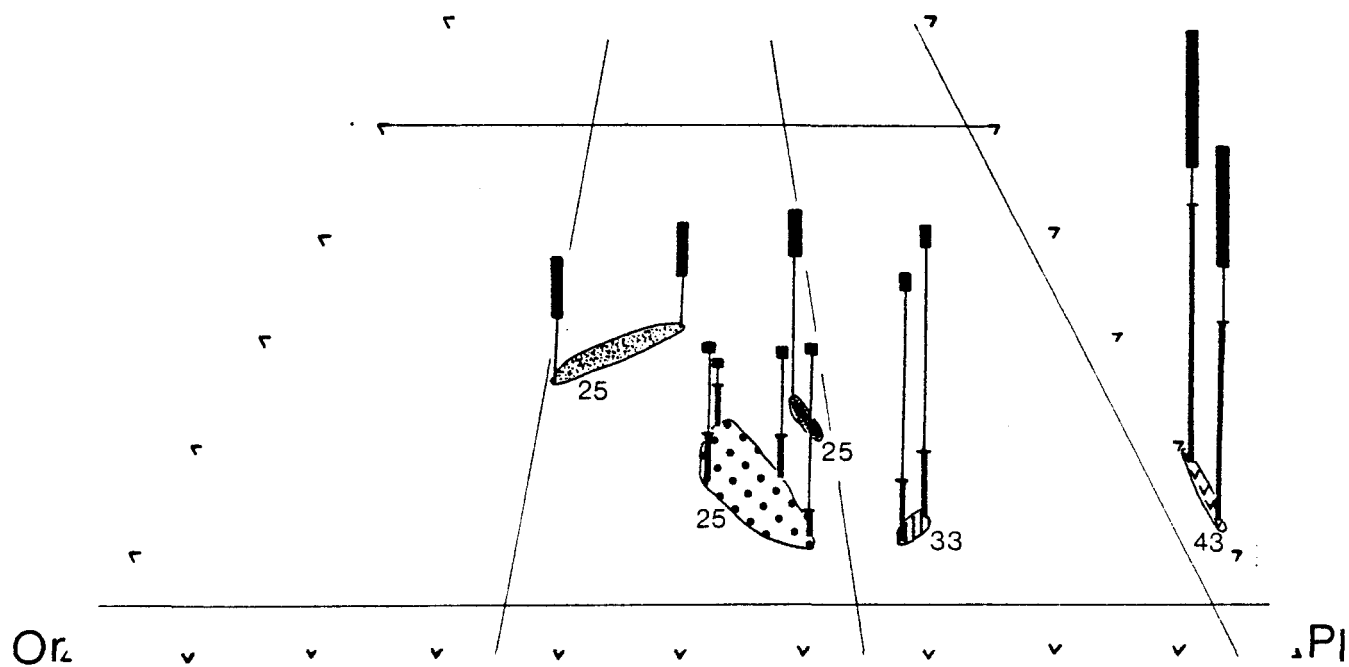
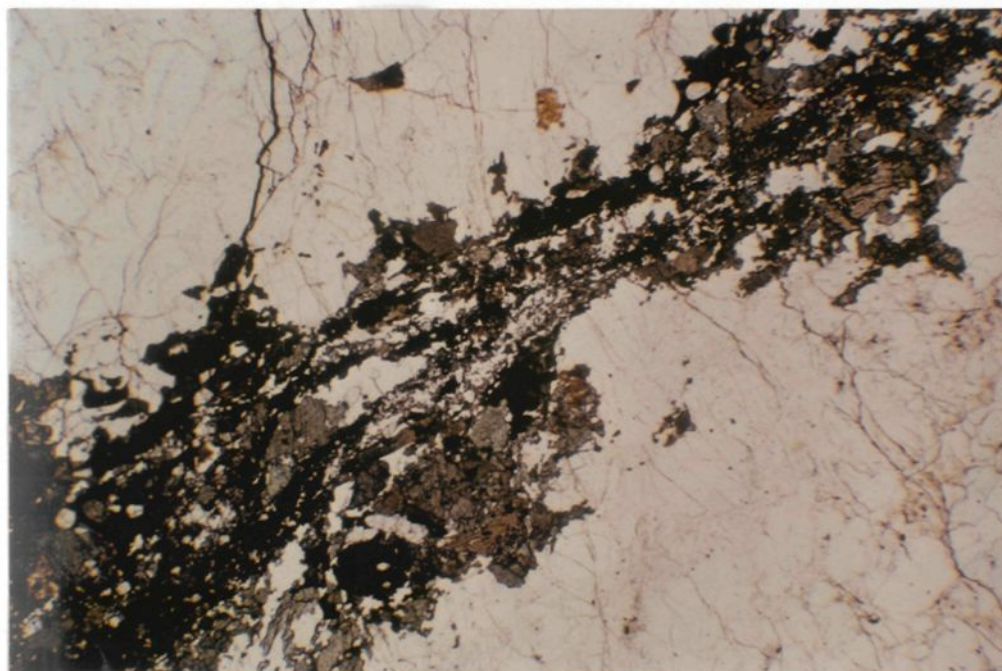


Tableau 7: Relations chronostratigraphiques des plutonites acides et hybrides d'âge III.

RELATIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES DES PLUTONITES ACIDES III			
	FARSUNDITE (FAR.)	ADAMELLITE A QUARTZ (ADAQ)	ADAMELLITE MAFIQUE (ADAM)
LOCALISATION	-entre l'anorthosite + ferro-diorite et à l'ouest de la bande de métasédiments	-à l'est de la bande de métasédiments	à l'est de la bande de métasédiments
POSITION	POST { -écrans métasédiments avec mob. I, II	POST { -écrans métasédiments avec mob. I, II	POST { -écrans métasédiments avec mob. I, II
CHRONO-	-absence de dykes basiques ou acides II	-absence de dykes basiques ou acides II	-absence dykes basiques ou acides II
STRATIGRAPHIQUE	AGE II { -absence déformation age II	AGE II { -absence déformation age II	AGE II { -absence déformation age II
POSITION RELATIVE DANS LA CHRONOSTRATIGRAPHIE DE L'ÂGE III + CRITERES CHRONO-STRATIGRAPHIQUES	PRE-A SYN DIAPIR DE L'ANORTHOSITE { -Horizons mafiques diffus Fe Di -Dyke de composition Fe-Di -Contraste tectonique avec Fe-Di -Déformations de haute température	-POST (FAR.): contraste minéralogique et tectonique -POST enderbite: recouplement + xénolithes -PRE (ADAM), opdalite, metabasite III	-POST (FAR.) : contraste minéralogique et tectonique -POST enderbite -POST (ADAQ) : recouplement -PRE opdalite, metabasite III
EPAISSEUR	Hectométrique	Décamétrique Hectométrique	Métrique Hectométrique
FOLIATION	Bien définie, 055/70	Modérément à peu définie (ignée?)	Modérément à peu définie (ignée?)
MINERALOGIE	Pl-FK-Qz-Hb-Opx-Cpx-Bi	FK-Pl-Qz-Hb-Bi	Pl-FK-Qz-Hb-Bi
DISCRIMINANT MINERALOGIQUE	Présence Opx-Cpx, très peu Bi, inclusions Pl dans FK	Absence Opx-Cpx, abondance de Qz	Absence Opx-Cpx, abondance Pl, Hb
INDEX DE COLORATION	13-21	9-13	19-21
TEXTURE	Oeillé localement "Flaser"	Porphyritique	Porphyritique hétérogranulaire

Planche 12: Echantillon de farsundite (à gauche), adamellite à quartz (au centre) et d'adamellite mafique avec xénolithe mafique (à droite).
Noter le contraste de la déformation et de l'abondance du quartz.

Planche 13: Déformation ductile de la farsundite avec cataclase et recristallisation des pyroxènes.



0 1 mm

3.5 Enderbite (groupe d'âge III moyen)

3.5.1 Description mégascopique

Cette unité d'épaisseur hectométrique se situe à l'est de la bande de métasédiments (figure 3). Des relations de recoupement indiquent que l'enderbite prédate l'injection de l'adamellite mafique retrouvée en dykes d'épaisseur métrique à décamétrique. En bordure de l'enderbite, l'intrusion d'adamellite mafique oblitère les relations intrusives originales avec le socle gneissique. Cette unité prédate les dykes de metabasites d'âge III qui la recoupent. De patine brun noirâtre (index de coloration c. 40) et très homogène, cette unité se caractérise par une texture sub-ophitique définie par des cumulus tabulaires de plagioclase dans une matrice riche en pyroxène et biotite (tableau A-11). La foliation, généralement absente, est localement développée à proximité des zones de cisaillement.

3.5.2 Minéralogie

Le plagioclase (50%) et le quartz (9%) constituent les seules phases felsiques où le feldspath potassique est totalement absent (figures 15 et 17). Les phases fémiqes sont dominées par l'hypersthène (16%) et la biotite (11%) avec des quantités subordonnées de hornblende (5%) et d'augite (4%). Les minéraux opaques (2-3%), l'apatite (2-3%) et le zircon constituent les phases accessoires. Le plagioclase cumulus génère une texture sub-ophitique qui est localement

blastophitique due à la recristallisation de ce dernier. Une recristallisation dynamique, associée aux zones de cisaillement, génère une texture granoblastique à blastomylonitique. Le tableau A-11 résume les observations pétrographiques des principales phases de l'enderbite.

3.5.3 Description microscopique

Le plagioclase se subdivise en deux catégories. La première catégorie (c. 5% du plagioclase) est composée de cristaux cumulus xénomorphes tabulaires aux contours fortement arrondis. Ils exhibent fréquemment une zonation oscillatoire normale. Ils sont peu maclés et contiennent des inclusions de quartz arrondi (planche 14).

La seconde catégorie de plagioclase est constituée de cristaux cumulus (hyp-)idiomorphes de composition andésine ($An\ 43 \pm 5$). Ils présentent fréquemment des macles albite polysynthétiques et n'exhibent pas (ou très peu) de zonation. Ils contiennent fréquemment des inclusions de quartz variant de \pm arrondi à \pm linéaire concave. Il est important de souligner la présence, en "embaïement", de cristaux de plagioclase résorbé et aussi de pyroxène euhedral. Une recristallisation locale du plagioclase produit des agrégats pseudomorphes d'après les cumulus primaires.

On observe trois générations de quartz. La première génération, décrite plus haut, est retrouvée en inclusions arrondies associées à la cristallisation précoce du plagioclase de la première catégorie. La seconde génération, volumétriquement la plus importante,

se retrouve surtout entre les cristaux cumulus de plagioclase. Ces cristaux xénomorphes (0.1 - 1+ mm) offrent fréquemment une extinction roulante. La troisième génération est associée au très faible développement des symplectites de biotite-quartz.

Les pyroxènes sont constituées principalement d'hypersthène avec une quantité subordonnée d'augite. L'hypersthène et l'augite sont caractérisés par l'abondance d'inclusions de minéraux opaques et bruns foncés. Deux générations de pyroxène sont observables. La première génération est caractérisée par des cristaux xénomorphes arrondis de très fine granulométrie (0.1 - 0.3 mm) formant des aggrégats millimétriques. Ces aggrégats contiennent fréquemment du plagioclase hypidiomorphe et du quartz interstitiel. La seconde génération de pyroxène, constituée d'hypersthène et d'augite en cristaux intercumulus millimétriques ou centimétriques. Ces cristaux forment fréquemment une texture oïkocristique avec les pyroxènes de la première génération et avec des cristaux de plagioclase hypidiomorphes de cristallisation tardive. Des inclusions d'apatite, de minéraux opaques, ainsi que des traces de biotite et hornblende sont aussi observées.

La hornblende se retrouve sous deux formes. La première variété est représentée par des cristaux hypidiomorphes ou xénomorphes formant des couronnes discontinues autour des pyroxènes. La seconde variété se retrouve en pseudomorphes en continuité optique autour des pyroxènes, particulièrement ceux formant une phase intercumulus. Ces deux variétés résultent de la rétro-morphose des pyroxènes et se retrouvent en inclusions xénomorphes arrondies dans la biotite. Dans

les zones non-tectonisées, des cristaux individuels \pm idiomorphes, associés ou non avec des cristaux de pyroxène, sont possiblement d'origine primaire. Dans les portions tectonisées, le pourcentage et le degré d'idiomorphisme augmente avec le degré de recristallisation post-tectonique.

La biotite est généralement hypidiomorphe, tabulaire avec des contacts curviplanaires. Son fort pléochroïsme (α : brun jaune, γ : brun rouge foncé) indique un enrichissement en Fe et Ti. La biotite se présente soit en cristaux individuels, soit en aggrégats. Ils sont fréquemment poikiloblastiques avec les minéraux opaques et relativement peu avec la hornblende et le pyroxène. Des traces de symplectite sont observées localement. Le parallélisme des cristaux augmente avec le degré de tectonisme et recristallisation.

La morphologie de l'apatite varie en fonction de la granulométrie. Les petits cristaux sont plutôt aciculaires tandis que les plus grossiers sont fréquemment tabulaires. L'apatite est fréquemment associée aux phases tardives, quoique dans certains cas l'association avec des aggrégats millimétriques de cumulus de plagioclase suggère une cristallisation assez précoce.

Les minéraux opaques sont généralement xénomorphes et fréquemment associés aux pyroxènes intercumulus ou bien en inclusions dans la biotite.

3.5.4 Résumé et interprétation

Cette unité forme une intrusion hectométrique recoupée par l'adamellite mafique. La conservation de la texture sub-ophitique, définie par les cumulus de plagioclase dans une matrice riche en pyroxène et en biotite, indique une intrusion dans un milieu relativement peu contraint.

Plusieurs générations de plagioclase, de pyroxènes et de quartz sont présentes. Quelques traces d'une première génération de plagioclase cumulus et d'aggrégats de pyroxènes (cumulus?) se présentent à divers degrés de résorption. Ce plagioclase contient une zonation oscillatoire normale et des inclusions de quartz. La seconde génération de plagioclase (andésine) cumulus et de pyroxènes intercumulus et oïkocristiques représente le stade majeur de la cristallisation. L'absence de zonation et de résorption du plagioclase suggère une cristallisation en équilibre qui contraste avec la cristallisation initiale en déséquilibre. L'apatite, de morphologie variant d'aciculaire à tabulaire, offre aussi des évidences de cristallisation précoce.

Malgré une recrystallisation partielle de cumulats de plagioclase en aggrégats à texture blastophtique, aucun indice de recrystallisation des pyroxènes n'est observé. La hornblende, peu abondante, est associée à la rétro-morphose des pyroxènes qui a produit des couronnes incomplètes de hornblende granoblastiques ou pseudomorphiques. La biotite, fréquemment associée aux minéraux opaques, est issue de la rétro-morphose de la hornblende. Le tectonisme

a accentué la rétro-morphose dans les zones de mylonites où le développement de hornblende granoblastique et de symplectites biotite-quartz est plus élevé.

L'index de coloration élevé (c. 40), la composition gabbroïque, la présence de plusieurs générations de plagioclase-pyroxène, l'abondance et la morphologie de l'apatite suggèrent un lien (filiation?) entre l'enderbite et la ferrodiorite. Une intrusion de l'enderbite postérieure à la ferrodiorite est indiquée par une baisse du contenu en apatite (2-3% contre 3-8%), une augmentation de la biotite (11-12% contre 1-5%) et la présence de traces de zircon dans l'enderbite. Ces relations, associées à l'absence de feldspath potassique, sont compatibles avec la composition d'un liquide magmatique après fractionnement de l'apatite, des minéraux opaques avec un faible enrichissement en K_2O (biotite) et Zr et un appauvrissement en Ca (baisse du contenu An du plagioclase et pas de textures d'exsolution dans l'orthopyroxène). Par contre, la présence de cumulats précoces de plagioclase (zoné) et de pyroxène indique une cristallisation cotectique de ces phases interrompue et mise en déséquilibre (résorption) par un changement majeur de la chimie du magma telle une mixtion avec une injection d'un magma moins différencié et plus alumineux avec seulement le plagioclase sur le liquidus.

Planche 14: Enderbite avec pyroxène idiomorphe en inclusion (à l'extinction) dans un cumulat de plagioclase, ainsi qu'un cristal de plagioclase zoné résorbé, qui prédate la principale phase de cristallisation.



0 ————— 1 mm

3.6 Adamellite à quartz (groupe d'âge III moyen)

3.6.1 Description mégascopique

Cette unité, retrouvée à l'est de la séquence métasédimentaire, consiste d'injections d'épaisseur décamétrique d'orientation et de géométrie inconnue (figure 3). Les relations de recoupement et la présence de 2 - 3% de xénolithes d'enderbite indiquent une injection postérieure à l'enderbite et antérieure à l'adamellite mafique, l'opdalite et les dykes de metabasite III. Le contraste tectonique (peu de déformation) et minéralogique (pas de pyroxène, abondance de phases hydratées) de l'adamellite à quartz avec la farsundite suggère une intrusion précoce de cette dernière par rapport à l'adamellite à quartz (tableau 7).

L'adamellite à quartz se distingue par des mégacristsaux c. sub-parallèles de feldspath potassique inclus dans une matrice riche en quartz, générant sur le terrain une texture porphyritique légèrement foliée. Les traits caractéristiques et discriminants de cette unité sont les suivants: l'aspect leucocrate (i.c. c. 12), la patine rose saumon et l'abondance de quartz entre les mégacristsaux. La matrice dépourvue de phénocristsaux à plagioclase idiomorphe et le peu d'aggrégats de hornblende distingue l'adamellite riche en quartz de l'adamellite mafique.

3.6.2 Minéralogie

Le feldspath potassique (30 - 40%), le plagioclase (23 - 31%) et le quartz (23 - 27%) constituent la fraction felsique tandis que la faible fraction fémique, constituée de hornblende (5 - 6%) et de biotite (c. 5%) contribuent à un indice de coloration peu élevé (i.c. c. 12). La minéralogie accessoire est constituée de minéraux opaques (c. 1%), d'apatite (< 1%), de zircon (0 - 0.1%) et d'épidote (c. 0.5%) (figure 17). La texture porphyritique massive et peu foliée est caractéristique. Une couronne de plagioclase, généralement discontinue, autour des feldspath potassique, génère une faible texture rapakivi (tableau 6). Les relations pétrographiques des principales phases présentes dans l'adamellite à quartz sont décrites dans le tableau A-12.

3.6.3 Description microscopique

Le feldspath potassique se retrouve sous deux formes: soit en mégacristsaux, soit en agrégats "mégacristiques". Les mégacristsaux varient d'hypidiomorphes à xénomorphes et sont composés d'orthose perthitique. Quant aux relations texturales et aux types d'inclusions (exclusif du pyroxène), ils offrent en général les mêmes relations que celles de l'orthose de la farsundite. Par contre, ils diffèrent de ces derniers par l'abondance de perthites plus grossières, par l'absence de mégacristsaux d'orthose mésoperthitique et par un idiomorphisme plus élevé du à l'absence de déformation intense.

Les agrégats mégacristiques, notablement absents de la

farsundite, sont xénomorphes, arrondis et de dimension centimétrique. Ils sont composés de c. 90% de cristaux non-orientés d'orthose perthitique et de c. 5 - 10% de quartz et plagioclase interstitiels. L'orthose (1 à 3 mm) varie d'idiomorphe à xénomorphe et offre des relations similaires à l'orthose des mégacristaux. Le développement plus élevé de macles en quadrille suggère une triclinicité plus élevée.

Le plagioclase contenu dans l'orthose des aggrégats présente des relations particulières (planche 15). Des "inclusions" de plagioclase offrant une continuité optique entre elles, sont présentes dans des cristaux d'orthose perthitique d'orientations et de morphologie différentes. Lorsqu'il y a une continuité optique entre 1) l'orthose (xénomorphe ou hypidiomorphe), 2) les fines perthites et 3) les "inclusions" de plagioclase, ces dernières sont anguleuses et ne présentent pas de mirmékite. Par contre, là où il y a discontinuité optique entre les "inclusions" et les perthites associées à l'orthose (hyp-)idiomorphe, les "inclusions" de plagioclase sont arrondies et présentent fréquemment des mirmékites où il semble y avoir un lien entre l'orientation des "inclusions" et les perthites, ainsi qu'une influence de la morphologie des cristaux d'orthose sur le développement des mirmékites.

Le plagioclase, de composition oligoclase ($An\ 25 \pm 8$), est localement antiperthitique. Il se présente fréquemment en cristaux xénomorphes \pm arrondis avec une granulométrie inférieure à 2 mm. Il offre en général les mêmes relations que le plagioclase de la farsundite.

Le quartz se retrouve soit en inclusions arrondies (\pm concaves) dans l'orthose et le plagioclase, soit en phase interstitielle entre l'orthose des mégacristsaux et des aggrégats mégacristiques. L'extinction est fréquemment roulante avec un développement local de texture granoblastique.

La hornblende (α : vert jaune, β : vert sapin, γ : vert olive) se présente en cristaux (0.5 - 2 mm) hypidiomorphes ou xénomorphes. Ils forment des aggrégats fréquemment associés avec la biotite et les minéraux accessoires qui se retrouvent entre les mégacristsaux d'orthose.

La biotite (α : brun jaune, γ : brun foncé), de granulométrie autour de 2 mm, se présente sous forme tabulaire plus ou moins massive avec un idiomorphisme qui décroît avec l'augmentation de la granulométrie. Les relations des minéraux accessoires sont généralement similaires à celles de la farsundite. Des phénomènes rétrogrades tardifs, tels le développement de symplectites hornblende-quartz recoupant la hornblende et la biotite, ainsi que des symplectites biotite-quartz recoupant la biotite, sont plus abondants que dans les portions les plus hydratées de la farsundite. De la biotite à grains fins, associée à des cisaillements tardifs, recoupe ces symplectites.

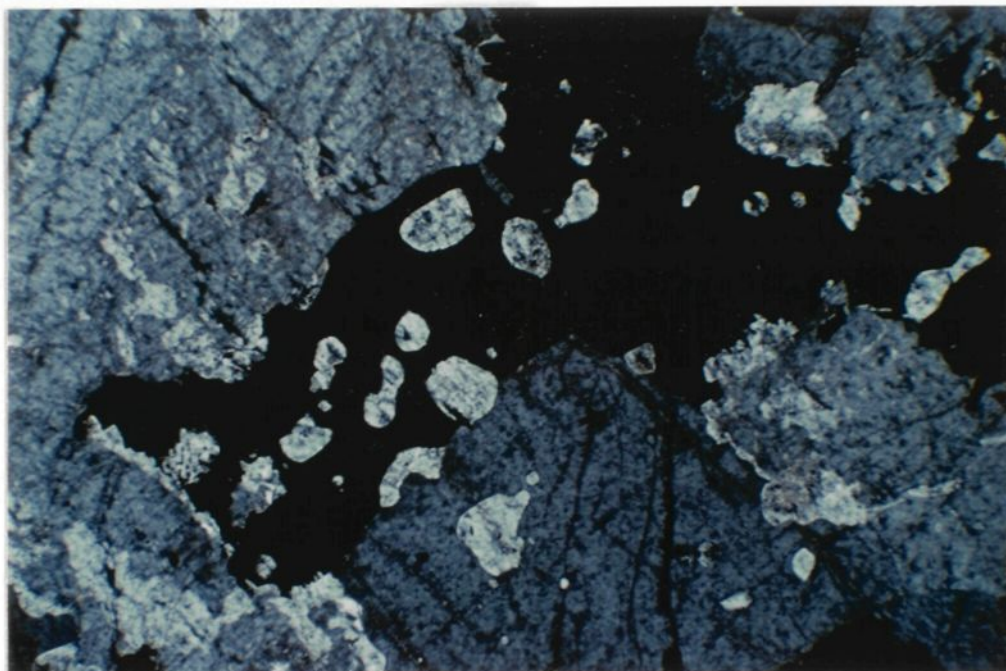
3.6.4 Résumé et interprétation

L'adamellite à quartz constitue une injection postérieure à l'enderbite et antérieure à l'adamellite mafique. Elle se distingue par la texture porphyritique des mégacristsaux de feldspath potassique et par l'abondance de quartz interstitiel. L'abondance de phases hydratées et l'absence totale de pyroxène et le peu de déformation sont distinctifs. Malgré le manque de relation recoupante, ceci indique que cette intrusion d'adamellite à quartz post-date l'injection de farsundite en bordure de l'anorthosite.

L'orthose se retrouve en mégacristsaux ou en aggrégats mégacristiques. Les mégacristsaux sont similaires à ceux de la farsundite sauf pour un développement des perthites et un idiomorphisme plus élevé. Les aggrégats mégacristiques sont composés d'une abondance de cristaux d'orthose non-orientés contenus dans une matrice de plagioclase et de quartz. Les relations texturales des "inclusions" de plagioclase contenues dans les cristaux d'orthose suggèrent que l'origine des aggrégats soit possiblement due à une recristallisation de mégacristsaux (mésoperthitiques?) qui aurait épargné les perthites originales, retrouvées en "inclusions" de plagioclase. Le lien existant entre l'orientation des "inclusions", les perthites ainsi que l'influence de la morphologie de l'orthose sur le développement des mirmékites, semble corroborer cette hypothèse. Les cristaux d'orthose n'offrant pas de développement de mirmékite (donc équilibre entre le plagioclase et l'orthose) représenteraient des reliques d'orthose primaire. Les cristaux idiomorphes offrant un développement de mirmékites représentent des néoblastes où il y avait déséquilibre entre le plagioclase et l'orthose.

L'oligoclase ($An\ 25 \pm 8$) localement antiperthitique et le quartz offrent généralement les mêmes relations que dans la farsundite. La hornblende forme des aggrégats avec la biotite et les minéraux opaques. La texture hypidiomorphe à xénomorphe de la hornblende, l'absence de texture granoblastique ainsi que la forme tabulaire de la biotite indiquent une origine primaire. Ces relations indiquent une saturation en H_2O (et volatils?) du magma de composition similaire à la farsundite.

Planche 15: Adamellite à quartz: inclusions de plagioclase
optiquement continu à l'intérieur de cristaux d'orthose, ces derniers
étant optiquement discontinus.



0 ————— 1 mm

3.7 Adamellite mafique (groupe d'âge III moyen)

3.7.1 Description mégascopique

L'adamellite mafique, retrouvée à l'est de la séquence métasédimentaire, forme des injections d'épaisseur variable (métrique à hectométrique) orientées c. 060/75 (figure 3). Cette unité recoupe l'enderbite et l'adamellite à quartz (tableau 7). Des dykes d'opdalite et de metabasites d'âge III recoupent l'unité. La bordure des injections d'adamellite mafique présente des zones décimétriques d'hybridation avec les unités encaissantes d'enderbite et d'adamellite à quartz.

De patine brune orangée, cette unité se distingue par son index de coloration élevé (i.c. c. 20) et un développement moyen de mégacristsaux centimétriques de feldspath potassique. Ces derniers sont contenus dans une matrice millimétrique équigranulaire où abondent des cumulus de plagioclase idiomorphe et des agrégats de hornblende. De plus, cette unité est caractérisée par l'abondance de xénolithes mafiques microgrenus (enderbite?) formant des horizons discontinus d'épaisseur variable (centimétrique à métrique) parallèles à la foliation interne (figure 18). Ces xénolithes présentent un degré élevé d'assimilation et d'hybridation avec l'adamellite mafique.

L'orientation des mégacristsaux et des xénolithes mafiques définit une faible foliation (fluidalité magmatique?) d'orientation

concordante au patron régional de la déformation III (c. 055/70).

3.7.2 Minéralogie

Le feldspath potassique (23%), le plagioclase (c. 40%) et le quartz (17 - 19%) constituent la fraction felsique tandis que la hornblende (14%) et la biotite (4%) constituent la fraction fémique majeure (figure 17). La minéralogie accessoire est constituée des minéraux opaques (c. 2%), zircon (0.2%), apatite (0.7%), épidote, chlorite, séricite, et d'un minéral jaune (radioactif?) de la famille de l'épidote (allanite? etc). Le pyroxène n'est pas observé.

Le feldspath potassique se retrouve en mégacristsaux ou en aggrégats mégacristiques hypidiomorphes ou xénomorphes arrondis. Le plagioclase constitue la fraction felsique dominante de la "matrice" des mégacristsaux et aggrégats de feldspath potassique. Cette distribution hétérogène de la fraction felsique génère une texture porphyritique hétérogranulaire. Une vague texture rapakivi est faiblement développée, formant généralement des couronnes (1 - 2 mm) discontinues de plagioclase autour du feldspath potassique. Les relations pétrographiques des principales phases présentes dans l'adamellite mafique sont résumées dans le tableau A-13.

3.7.3 Description microscopique

Le plagioclase a une composition de l'oligoclase (An c. 25 ± 5) et se présente en cristaux cumulus variant d'idiomorphes à

hypidiomorphes avec une granulométrie autour de 1 - 2 mm. Il offre parfois une faible zonation normale en l'extrême bordure, à laquelle s'associe fréquemment le développement de mirmékites.

Le feldspath potassique se retrouve en cristaux xénomorphes millimétriques associés à la matrice (c. 40% du feldspath potassique) ainsi qu'en mégacristaux et en aggrégats mégacristiques centimétriques (c. 60% du feldspath potassique). Le feldspath potassique associé à la matrice est composé d'orthose perthitique exhibant un faible développement des macles en quadrille. Les perthites ont une texture qui varie de "film perthite" à "bead perthite" au sens de Spry (1983) avec peu de "vein perthite". Les cristaux forment des "embalements" autour du plagioclase idiomorphe retrouvé parfois en inclusions.

Les mégacristaux et les aggrégats mégacristiques offrent en général les mêmes relations que celles décrites précédemment dans l'adamellite à quartz. Les différences notables sont un développement plus élevé de la texture des macles en quadrille et un degré d'altération plus élevé. De plus, les aggrégats mégacristiques y sont moins abondants. Localement, la diffusion des perthites forme une courroie millimétrique monocristalline de plagioclase en continuité optique avec les perthites du mégacristal.

La hornblende (α : jaune verdâtre, β : vert, γ : vert olive) varie de xénomorphe à hypidiomorphe et se présente en cristaux d'aspect massif de granulométrie moyenne de 1 - 2 mm. Les cristaux de petite dimension (inférieurs à 2 mm) se retrouvent en aggrégats

légèrement orientés parallèlement à la foliation. Les cristaux de granulométrie supérieure à 2 - 3 mm sont fréquemment individualisés et forment une vague texture sub-ophitique avec le plagioclase.

La biotite remplace à divers degrés la hornblende et forme des pseudomorphes de granulométrie identique. L'altération en chlorite est fréquente et intense. Les minéraux opaques et accessoires offrent généralement les mêmes relations que celles de l'adamellite à quartz.

3.7.4 Xénolithes

Les xénolithes présents dans l'unité sont composés c. 40 - 70% de hornblende, 10 - 30% de biotite, 30 - 40% de plagioclase et 10 - 20% de quartz. Le feldspath potassique et le pyroxène n'y sont pas observés. La minéralogie présente une fine granulométrie (0.2 - 1 mm) et une texture granoblastique (polygonale) caractéristique. La hornblende se présente fréquemment en aggrégats poikiloblastiques xénomorphes. La transition entre les xénolithes et l'unité encaissante est transitoire sur une épaisseur inférieure au centimètre, où la recristallisation et la granulométrie augmente vers l'encaissant.

3.7.5 Résumé et interprétation

L'adamellite mafique se distingue par son index de coloration élevé (i.c. c. 20), l'abondance de xénolithes mafiques (assimilés), la texture porphyritique des feldspath potassiques et des contacts offrant une hybridation avec les unités encaissantes. L'abondance des phases

hydratées et l'absence complète de pyroxène est significative. La faible orientation des mégacristsaux de feldspath potassique et des xénolithes mafiques serait due, en partie, à la "fluidalité" magmatique.

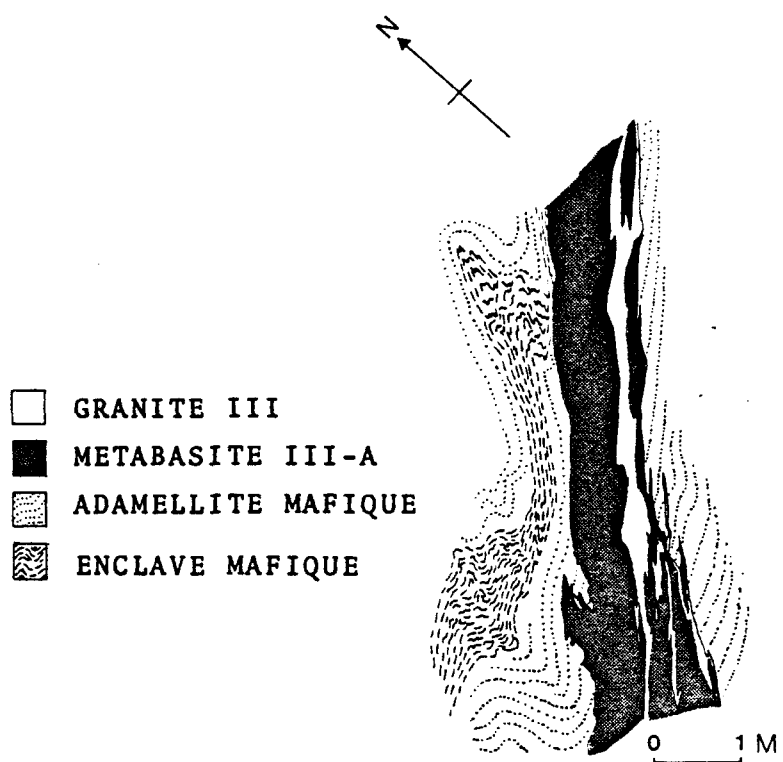
Les cumulus (hyp-)idiomorphes d'oligoclase ($An\ 25 \pm 5$) et d'orthose interstitielles constituent la "matrice" finement grenue entre les mégacristsaux de feldspath potassique. Les relations de la minéralogie felsique de la matrice indiquent une cristallisation précoce du plagioclase, suivie de l'orthose interstitielle. Les mégacristsaux offrent les mêmes relations que l'orthose de l'adamellite à quartz, sauf un développement plus poussé des macles en quadrille et un degré d'altération plus élevé. Cette plus grande abondance de macles en quadrille suggère une triclinicité plus forte indiquant une transformation plus forte (mais incomplète) en microcline. L'abondance des phases hydratées dans l'unité pourrait expliquer le degré plus élevé de transformation de l'orthose en microcline, où l' H_2O aurait servi de cataliseur à cette transformation très lente (McConnell et McKie, 1960; Yund, 1983).

La hornblende retrouvée en cristaux individuels (2 - 3 mm) forme une vague texture intercumulus avec les cumulus de plagioclase et représente possiblement des cristaux primaires. La hornblende granoblastique retrouvée en aggrégats semble issue de la recrystallisation des phases fémiques des xénolithes. La biotite, les minéraux opaques et accessoires offrent généralement les mêmes relations que ceux de l'adamellite à quartz.

Les xénolithes sont composés de hornblende, plagioclase, biotite et quartz de texture granoblastique où la hornblende est fréquemment en aggrégats poëciloclastiques. La minéralogie suggère un protolithe basique de composition gabbroïque similaire à l'enderbite encaissant. Les évidences de fusion des xénolithes suggèrent que l'index de coloration mafique de cette unité soit due (en partie?) à l'assimilation de matériel basique.

Les relations minérales et texturales indiquent que l'adamellite est issue de l'hybridation d'un magma basique avec des éléments plus acides (magma ou enclaves). La nature fémique (i.e. élevé) et les cumulus de plagioclase indiquent un magma parent avec le plagioclase sur le liquidus. La composition potassique est plus conjecturale et peut être issue de la combinaison d'un ou plusieurs des facteurs suivants; la composition initiale du magma, l'assimilation et la mixtion avec un magma plus acide, l'assimilation d'enclaves ou le métasomatisme tardif. Le caractère hydraté de l'adamellite mafique (mis en évidence par l'hydratation complète des xénolithes basiques) suggère qu'une mixtion avec un magma hydraté, tel l'adamellite à quartz, est plausible.

Figure 18: Adamellite mafique contenant un xénolithe (enclave)
mafique fortement assimilé, recoupé par un dyke sub-discordant de
métabasite III-A.



3.8 Opdalite (groupe d'âge III moyen)

3.8.1 Description mégascopique

L'opdalite trouvé dans la séquence de roches à l'est de la bande de métasédiments forme des dykes d'épaisseur variable (m - dam) d'orientation c. 030/70 (figure 3). Ces dykes recoupent l'enderbite, l'adamellite riche en quartz et l'adamellite mafique. L'opdalite contient des xénolithes arrondis à divers degrés d'assimilation des unités encaissantes. Les dykes metabasiques d'âge III recoupent l'opdalite. Les contacts des dykes d'opdalite sont nets et ne présentent pas de frange de refroidissement. L'unité est homogène, de patine brun foncé et se caractérise par des cumulats de plagioclase formant une texture sub-ophitique grossière qui se distingue de l'enderbite par l'absence de fins batonnets de plagioclase ainsi que par l'index de coloration moins élevé (c. 30). L'opdalite contient localement quelques mégacristaux (c. 3%) centimétriques de feldspath potassique dont la distribution semble spatialement associée à la proximité des contacts avec les intrusions d'adamellite riches en quartz et mafiques.

3.8.2 Minéralogie

Les minéraux felsiques sont constitués de plagioclase (44%), feldspath potassique (18%) et de quartz (8%). La hornblende (18%), l'hypersthène (5%), l'augite (< 1%) et la biotite (2%) constituent la

fraction fémique (figures 15 et 17). Les minéraux accessoires sont composés de l'apatite (1%), des minéraux opaques (2%) ainsi que de traces de zircon, épidote, chlorite. Les relations pétrographiques des principales phases présentes dans l'opdalite sont résumées dans le tableau A-14.

3.8.3 Description microscopique

Le feldspath potassique se retrouve soit en interstices entre les cumulats de plagioclase et les phases fémiques, soit en mégacristaux centimétriques. Le feldspath interstitiel est constitué d'orthose xénomorphe de fine granulométrie (0.2 à 0.5 mm) qui présente une distribution homogène entre les autres phases.

Les mégacristaux xénomorphes d'orthose (5 à 10 mm) n'offrent pas de zonation. Ils contiennent des macles de type Carlsbad et ne montrent que peu de macles en quadrille. Les inclusions sont constituées de 2 - 3% de quartz arrondi et de plagioclase xénomorphe. Ce dernier est en discontinuité optique avec l'orthose et présente fréquemment des mirmékites en bordure. Les perthites constituent c. 15% et moins des mégacristaux dans lesquels ils offrent une distribution hétérogène. Ils forment soit des "patch perthite" (c. 0.2 mm) maclées, individualisées ou interpénétrantes, soit des "stringlet perthite" (c. 0.01 mm) dont l'abondance décroît à presque nulle à proximité (c. 0.03 mm) des "patch perthite". Le plagioclase en bordure des mégacristaux d'orthose est optiquement continu ou discontinu avec les perthites. Au contact avec l'orthose, les cristaux de plagioclase

en continuité optique n'offrent que très rarement des mirmékites qui sont plus abondantes au contact des cristaux granoblastiques en discontinuité optique.

En plus de former des exsolutions du feldspath potassique, le plagioclase se présente en cumulats hypidiomorphes grossièrement tabulaires de composition de l'andésine antiperthitique (An 33-5). La granulométrie des phénocristaux (0.5 à 10 mm) se situe autour de 5 mm, les macles (de type albite) sont peu développées et les inclusions de quartz arrondi sont peu fréquentes. Des cristaux xénomorphes aux bordures fortement corrodées, exhibant une faible zonation oscillatoire normale et présentant une abondance moindre d'antiperthite, représentent des vestiges de phénocristaux précoces résorbés. La recristallisation de cumulats produit une texture blastophtique locale. Le pyroxène, composé principalement de cristaux intercumulus d'hypersthène avec de l'augite en quantité subordonnée, offre en général les mêmes relations que ceux de l'enderbite. Par contre, les pyroxènes se distinguent par un aspect plus massif et une rétro-morphose plus intense (jusqu'à c. 80%).

La hornblende se trouve en cristaux granoblastiques dont la totalité semble issus de la rétro-morphose du pyroxène. L'intensité de la rétro-morphose des pyroxènes est accentuée dans les zones de déformations ductiles. La hornblende, la biotite, le quartz ainsi que les minéraux accessoires offrent les mêmes relations que celles retrouvées dans l'enderbite. Par contre, malgré le caractère plus potassique de l'unité (abondance de feldspath potassique) la biotite y

est moins abondante (1-3% contre 11-13%). Les phénomènes de rétro-morphose tardive et d'altération tels les symplectites biotite-quartz, l'épidote et la chlorite sont plus abondantes.

3.8.4 Résumé et interprétation

L'opdalite forme des dykes métriques à décamétriques qui recoupent l'adamellite mafique et qui sont recoupés par les dykes de metabasite III. L'opdalite constitue un faible volume et se caractérise par une texture sub-ophitique grossière, un index de coloration élevé (i.c. c. 30) une abondance de feldspath potassique et une assez forte rétro-morphose. Cette unité offre plusieurs similarités minéralogiques et texturales avec l'enderbite.

Les cumulats d'andésine antiperthitique présentent plusieurs générations de cumulus, ce qui indique une composition du magma sur le liquidus du plagioclase. Le plagioclase se distingue de celui de l'enderbite par la composition (antiperthitique) et l'aspect tabulaire des cristaux où la recristallisation locale a produit une texture blastophtique.

Le feldspath potassique se retrouve soit en cristaux d'orthose xénomorphes interstitiels entre les autres phases, soit en mégacristaux d'orthose à peu près similaires aux mégacristaux des adamellites. La présence de xénolithes à divers de degré d'assimilation ainsi que les mégacristaux de feldspath potassique confinés en bordure de l'adamellite indiquent qu'une potentielle de K_2O

allochtone, par assimilation magmatique et par métasomatisme (de haute température?) ait été ajouté au K_2O initial (de pourcentage inconnu) du magma.

En dépit de l'aspect plus massif des pyroxènes intercumulus, de leur degré de rétro-morphose plus élevé en hornblende, ainsi que la rareté de la biotite, ces minéraux ainsi que les autres phases mineures et accessoires présentent les mêmes relations que ceux de l'enderbite.

La nature potassique et plus hydratée (rétromorphose plus forte) de l'opdalite vis-à-vis l'enderbite est due, en partie ou en totalité, à des sources externes de K_2O et de H_2O ou autre(s) volatil(s). Ces relations suggèrent une filiation entre l'enderbite et l'opdalite qui offrent une similarité de magma riche en Al_2O_3 (plagioclase sur le liquidus) et pauvre en H_2O . La source probable de l' H_2O proviendrait de l'adamellite encaissante, candidat tout indiqué vu que son état est complètement hydraté.

Chapitre IV

Les dykes du groupe d'âge III supérieur

4.0 Introduction

Les dykes de metabasite et de "granite" d'âge III sont injectés dans le socle gneissique et les diverses plutonites d'âge III. Concernant les dykes de metabasite, les observations de terrain ainsi que les éléments de déformation III permettent de distinguer les dykes syn- à tardi-tectoniques (les dykes de metabasite syn-cinématique III) des dykes tardi- à post-tectoniques (les dykes III-a, III-b et III-c). Les dykes syn-cinématiques se distinguent par les déformations internes qui oblitèrent les relations minérales et texturales primaires. Les dykes tardi- à post-tectoniques exhibent fréquemment leur texture ou leur minéralogie primaire, malgré une oblitération variable due à la rétro-morphose.

Les dykes de "granite" III recoupent les dykes de metabasite III et constituent le dernier élément intrusif d'âge III dans la coupe du lac Kénogami. Les descriptions des différents types de dykes basiques et acides sont présentés dans les paragraphes suivants.

Ce chapitre contient aussi les observations des phénomènes de rétro-morphose tardive, tels la ré-équilibration et l'hydratation des

diverses unités durant la période d'âge III (et partiellement d'âge IV).

4.1 Les dykes de metabasite syn-cinématiques

4.1.1 Description mégascopique

Les dykes syn-cinématiques d'âge III s'observent parfois dans les gneiss du socle mais se retrouvent surtout dans l'anorthosite déformée de la bordure (tableau 5). Dans la séquence de paragneiss, les dykes syn-cinématiques se distinguent des dykes de metabasite II par l'absence de plis et de mobilisats II et par la continuité des contacts légèrement discordants et ce, à proximité des dykes de metabasites II plissés isoclinalement et boudinés (figure 19). Ces dykes syn-cinématiques sont recoupés en discordance par des mobilisats III.

Dans l'anorthosite, les dykes syn-cinématiques forment des injections d'épaisseur centimétrique ou décimétrique. Les contacts des dykes syn-cinématiques sont concordants ou légèrement discordants avec la foliation de l'anorthosite et les zones de mylonites qu'ils recoupent localement (des recouvrements inverses n'ont pas été observés) (figure 11, planche 5). Dans l'anorthosite, aucun mobilisat III recoupant ces dykes n'a été observé.

Ces dykes se distinguent par la présence de déformations

associées au développement d'une foliation interne qui a presque oblitéré complètement les textures et la minéralogie primaire. L'orientation parallèle de la biotite définit la foliation interne qui se caractérise par sa concordance avec les irrégularités du contact, telles les bayonettes et les "embalements". Cette foliation interne est légèrement discordante à la foliation des unités encaissantes. Ces dykes syn-cinématiques offrent une patine brun noirâtre et sont généralement homogènes.

4.1.2 Minéralogie

Le plagioclase (50 - 60%) et le quartz (traces - 10%) constituent la fraction felsique. La fraction fémique est constituée de biotite (10 - 30%), de hornblende (0 - 20%) et, dans les dykes injectés dans les paragneiss, de grenat (trace - 5%). Aucun pyroxène n'est observé. Les minéraux accessoires comprennent l'apatite, les minéraux opaques, le rutile et le zircon. L'épidote, la chlorite et la séricite sont associés à la rétro-morphose tardive (tableau A-12). La texture est blasto-mylonitique. Les relations pétrographiques des principales phases présentes dans les dykes syn-cinématiques sont résumées dans le tableau A-15.

4.1.3 Description microscopique

Le plagioclase, de composition de l'andésine ($An\ 38 \pm 7$), se distingue par une abondance de néoblastes de fine granulométrie (c. 0.2 mm) associés à peu de phénocristaux. Les néoblastes sont fréquemment

maclés de type albite et exhibent une extinction roulante offrant jusqu'à 10° de torsion. La texture granoblastique est oblitérée à divers degrés par une blastomylonitisation qui a provoqué une cataclase et une recristallisation du plagioclase en très fins néoblastes (< 0.1 mm) (planche 16). Les phénocristaux de plagioclase xénomorphes sont retrouvés en trace, avec une orientation parallèle à la foliation interne. Ils sont turbides et ils offrent une légère zonation oscillatoire normale.

Le quartz se retrouve en cristaux hypidiomorphes granoblastiques entre les phases fémique et felsique.

La hornblende granoblastique (α : jaune, β : jaune vert, γ : vert-jaune) est hypidiomorphe ou xénomorphe et se présente à divers degrés de cataclase. Avec l'augmentation de la déformation, les plus gros cristaux (1 - 2 mm) offrent des évidences de rotation associée à des trainées de fragments parallèles à la foliation. Ces porphyroclastes sont fréquemment transformés en biotite. La hornblende n'est pas observée dans les dykes injectés dans les métapélites.

La biotite (α : jaune brun, γ : brun rougeâtre) se présente en cristaux hypidiomorphes d'orientation parallèle définissant la foliation (planche 16). Ces cristaux, soit individuels ou soit en aggrégats, sont produits de la désagrégation des porphyroclastes de hornblende. Le grenat, retrouvé exclusivement dans les dykes injectés dans les métapélites, est associé à la rétro-morphose ayant aussi généré les mobilisats III. Ces mobilisats sont décrits dans le paragraphe

4.7.1 "rétromorphose des métasédiments".

Les minéraux accessoires tels l'apatite, le rutile, les minéraux opaques et l'épidote sont présents en faible quantité (traces à 2 - 3%) distribués sporadiquement dans l'unité. L'épidote (0.05 à 0.2 mm) est fréquemment zoné et est en déséquilibre avec la biotite.

4.1.4 Résumé et interprétation

Les dykes syn-cinématiques, retrouvés dans le socle et surtout en bordure dans l'anorthosite à proximité de la bordure, forment des injections (centimétriques ou décimétriques) concordantes ou légèrement discordantes à la foliation des unités encaissantes. Dans l'anorthosite, ces dykes recoupent les mylonites "concordantes". Le développement de la foliation interne des dykes a oblitéré les textures et la minéralogie primaire. La foliation interne, définie par l'orientation de la biotite, est toujours concordante au contact qui montre parfois des "embalements" et des bayonettes. Cette foliation interne offre une légère discordance avec la foliation des unités encaissantes.

L'andésine (An 38 \pm 7) se retrouve surtout en néoblastes offrant des évidences de cataclase et de recristallisation. Les rares phénocristaux de plagioclase offrent une zonation normale oscillatoire et ils se présentent à un état avancé de recristallisation. La hornblende granoblastique offre des évidences de cataclase, de désaggrégation et de rétro-morphose en biotite. Le quartz et la biotite

montrent aussi une recristallisation dynamique.

La source du potassium requise pour la formation de la biotite retrouvée dans les dykes syn-cinématiques de l'anorthosite, en l'absence d'analyse chimique, est ambiguë à préciser. Par contre, la biotite (seule phase potassique) se développe au détriment de la hornblende (phase ferro-magnésienne calcique possiblement secondaire, issue de la rétro-morphose de pyroxènes) qui a subi une désagrégation dynamique (cataclase). Ces relations suggèrent que la disponibilité du potassium, pour stabiliser la biotite, est contemporaine à la déformation et non pas antérieure à celle-ci. Il est donc possible que la déformation de l'anorthosite ait pu libérer suffisamment de K_2O du plagioclase (anti-perthitique ou dissout) pour générer la biotite. De même que pour la biotite retrouvée dans les "mylonites concordantes" de l'anorthosite, ces relations signifient que le massif anorthositique constitue un réservoir potentiel suffisant pour le peu de K_2O requis à la formation de la biotite retrouvée dans ces dykes.

Les relations structurales, texturales et minéralogiques suggèrent que l'injection, la recristallisation et la rétro-morphose ont opéré dans un milieu dynamique. Ces observations sont similaires aux descriptions des dykes syn-cinématiques de Watterson (1965, 1968).

Dans l'anorthosite, le recoupement des mylonites par ces dykes, indique une injection tardive plutôt que précoce en rapport avec la déformation D_{Am} . Dans les métapélites, le recoupement de ces dykes par des mobilisats III indique une injection antérieure à la

génération des mobilisats III et aux metabasites III-a (exempts de mobilisats III). Dans l'anorthosite, l'absence de recoupement de ces dykes par des mobilisats III est due à la nature para-autochtone de ces mobilisats (confinés aux métapélites) plutôt qu'à des facteurs de temps ou de variations P-T. Toutes ces relations indiquent qu'un magmatisme basique restreint était opérant au niveau d'âge III inférieur et/ou moyen. Ceci soulève la question de la relation entre ces dykes syn-cinématiques et 1) les dykes de metabasite II, 2) l'anorthosite et la ferrodiorite et 3) les dykes de metabasites III. Ces points seront abordés avec le chapitre de la discussion.

Figure 19: Dyke de metabasite syn-cinématique dans les métasédiments.

Noter la faible discordance (en bas) et le recoupement par un mobilisat III (en haut). Le développement de mobilisat III se trouve aussi dans les extrémités (franges de pression) de dykes de metabasite II plissés et boudinés.

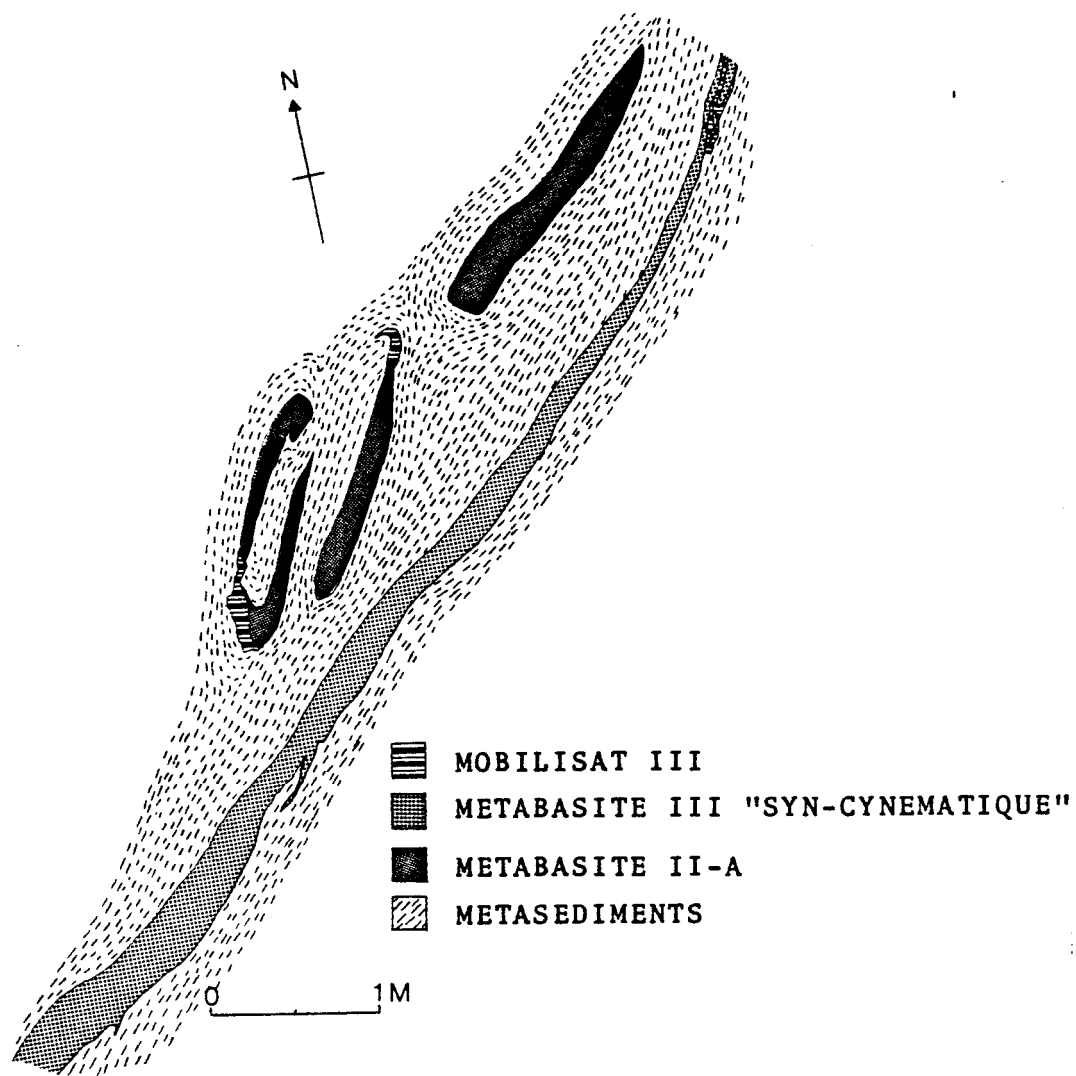
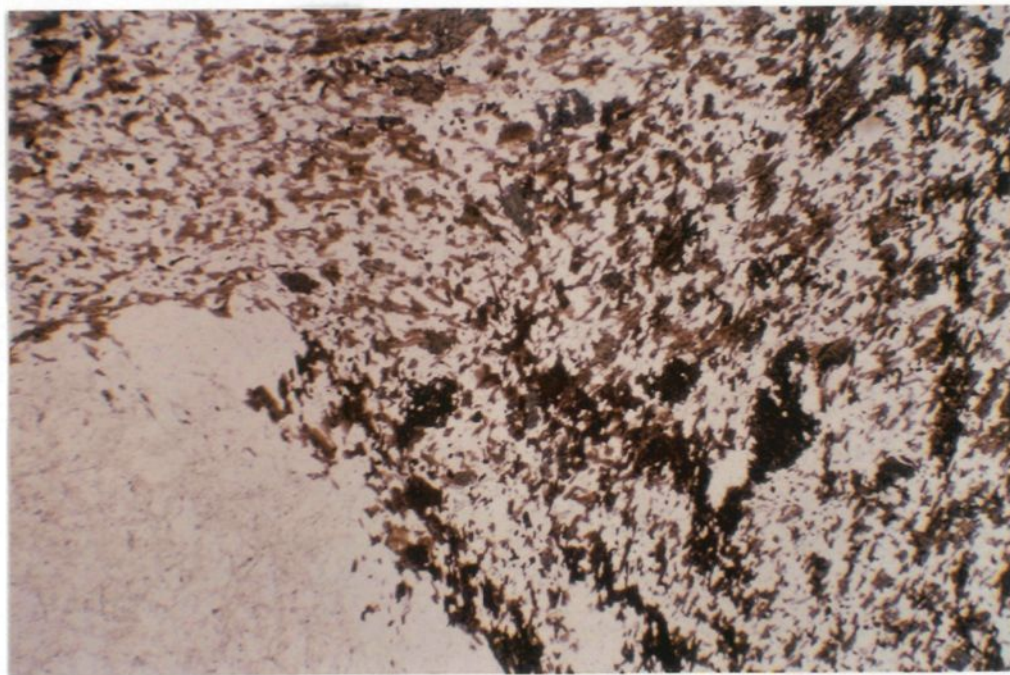


Planche 16: Dyke de metabasite syn-cinématique avec texture blastomylonitique. Noter la foliation parallèle au contact, même le long des irrégularités.



0 ————— 1 mm

4.2 Les dykes de metabasite III-a

4.2.1 Description mégascopique

Les dykes de metabasite III-a recoupent les unités du socle gneissique et les plutonites d'âge III, y compris la bordure de l'anorthosite où quelques dykes sont observés en discordance (tableau 5). Ces dykes se distinguent des dykes de metabasite syn-cinématiques par le peu de déformation interne et l'absence de mobilisats III. Ces dykes pré-datent les dykes de metabasite III-b.

L'épaisseur, généralement décimétrique, varie du centimètre au mètre. Le volume total des dykes de metabasite III-a est estimé à environ 2% du volume de la séquence étudiée (figure 20).

Ces dykes sont injectés dans les unités encaissantes soit en (sub-)concordance, soit en discordance (figures 8 et 21, planche 17). Ces dykes présentent encore des structures primaires telles des injections en bayonettes, en échelons et localement exhibent des franges millimétriques de refroidissement. Certains dykes sont associés à des zones de cisaillement dextre avec un déplacement d'échelle métrique.

Les dykes de metabasite III-a sont injectés selon deux orientations majeures, soit c. 050/75 et c. 015/75. Les dykes d'orientation 050/75 sont les plus abondants (c. 2/3 des dykes) et

offrent une orientation à peu près concordante à la foliation S_3 . Localement, l'injection en échelon a produit des dykes d'orientation c. 120/85 (figure 22).

Les dykes d'orientation 015/75, injectés sporadiquement dans les unités, forment surtout un réseau localisé de fréquence décimétrique situé à l'extrémité est de la séquence métasédimentaire (figure 23). Malgré le manque de recoupement observé, la similarité minéralogique et texturale de ces dykes avec ceux d'orientation 050/75 suggère une injection pénée-contemporaine de ces dykes, les dykes orientés 015/75 étant possiblement légèrement postérieurs, vu leur attitude discordante.

L'abondance de ces dykes décroît en s'éloignant du contact de l'anorthosite (figure 23). Ils ne sont que rarement observés à plus de 2 kilomètres du contact. Ces dykes sont tous exempts de mobilisats.

Certains dykes retrouvés dans les plutonites d'âge III ceinturant l'anorthosite présentent un développement local de plis en S ou en Z. Sur le stéréogramme, la distribution des axes de plongée de ces plis définit un grand cercle dont le centre de distribution polaire est similaire à celle de la signature tectonique régionale (figure 13).

Les dykes retrouvés dans l'anorthosite déformée du contact offrent des relations nettement discordantes (figure 24). Tout comme dans les unités ceinturant l'anorthosite, certains dykes offrent des évidences de plissement tandis que d'autres n'en montrent pas. Ces

derniers offrent parfois une frange de refroidissement millimétrique.

4.2.2 Minéralogie

La hornblende (20 - 40%), le pyroxène (0 - 10%) et la biotite (tr - 20%) constituent les phases fémiques. La fraction felsique est dominée par le plagioclase (40 - 70) et ne contient que très peu de quartz (tr - 2%) (figure 15). Les minéraux accessoires sont constitués de minéraux opaques, d'apatite, de zircon, et de sphène. Les minéraux résultant de l'altération sont constitués de chlorite, épidote, séricite et de calcite (tableau 6). La texture granoblastique \pm polygonale est localement blastophitique. Le tableau A-16 résume les relations pétrographiques des principales phases présentes dans les dykes de metabasites III-a. Les relations pétrographiques des principales phases présentes dans les dykes de metabasite III-a sont résumées au tableau A-16.

4.2.3 Descriptions microscopiques

Le plagioclase est surtout constitué de néoblastes d'andésine (An 40 \pm 8) auxquels s'associent quelques traces de phénocristaux de Labrador (An 55 - 10). Ces derniers forment des cumulus xénomorphes (jusqu'à 5 mm) d'orientation sub-parallèle à la faible foliation présente. Ils contiennent des inclusions de hornblende, de biotite et de minéraux opaques. Les néoblastes hypidiomorphes ou idiomorphes ont une granulométrie fine et forment une texture granoblastique (polygonale) avec les néoblastes de hornblende. Ils se retrouvent

aussi en aggrégats pseudomorphes d'après les cumulats de plagioclase (planche 18).

Le quartz (trace à 2%), retrouvé en interstices entre les minéraux felsiques et fémiques, semble un produit de la rétro-morphose des pyroxènes en hornblende.

L'hypersthène et l'augite constituent les phases intercumulus et se retrouvent en cristaux individuels ou en aggrégats. Les cristaux individuels se présentent en plages avec un idiomorphisme plus faible et une granulométrie plus forte (c. 0.5 mm) que les cristaux idiomorphes (0.05 à 0.2 mm) formant des aggrégats polygonaux. Ces aggrégats de pyroxènes polygonaux sont observés dans des dykes possédant des franges de refroidissement et qui recoupent des unités constituées exclusivement de phases fémiques hydratées. Ces relations indiquent que ces aggrégats sont issus d'une cristallisation sous pression. Les néoblastes de pyroxène ne sont pas (plus?) observés.

La hornblende (α : vert jaune, β : vert (\pm olive), γ : vert (brun)) se présente en cristaux hypidiomorphes ou idiomorphes issus de la rétro-morphose des pyroxènes. La hornblende se présente en pseudomorphes formant des plages ou des aggrégats polygonaux d'après la morphologie primaire du pyroxène.

La biotite (α : jaune brun, γ : brun (\pm foncé)), présente en quantités variables, se retrouve associée à la rétro-morphose de la hornblende. L'abondance est reliée au degré d'hydratation et de

tectonisme des dykes. L'orientation parallèle des cristaux ou des aggrégats définit une faible foliation interne parallèle à S_3 .

Les minéraux opaques sont fréquemment associés ou entourés de sphène dont l'abondance croît avec l'hydratation des dykes. L'apatite, les minéraux opaques et le zircon constituent les minéraux accessoires. L'épidote, la chlorite et la séricite constituent des produits de rétrogenèse de la hornblende, de la biotite et du plagioclase respectivement. Une rétrogenèse tardive a produit des symplectites hornblende-quartz au contact de la hornblende avec le plagioclase ou la hornblende. Ces symplectites se retrouvent parfois à moins de 0.05 mm de cristaux de pyroxène en contact avec du plagioclase.

4.2.4 Résumé et interprétation

Les dykes de metabasite III-a forment des injections (sub-)discordantes de composition méso-gabbroïque dans les gneiss du socle et les plutonites d'âge III. Ils post-datent les dykes de metabasite syn-cinématiques. Ces dykes ont une épaisseur moyenne décimétrique et offrent fréquemment des textures primaires. Malgré l'abondance de ces dykes (beaucoup de dykes de faible épaisseur), leur volume total est estimé à 2 - 3% du volume de la séquence étudiée, ce qui correspond à la moitié du volume estimé pour les dykes de metabasite II et III-b (figure 20).

Ces dykes sont injectés selon deux orientations majeures (c. 050/75 et c. 015/75). Les dykes orientés c. 050/75 sont injectés en

(sub-)concordance avec la signature tectonique de la zone de contact avec l'anorthosite. Les dykes orientés c. 015/75 forment un réseau d'injections assez localisé qui est discordant à la signature tectonique locale. La similarité des textures et de la minéralogie de ces dykes suggère qu'ils représentent des injections péné-contemporaines (formant un réseau conjugué ?), où les dykes discordants seraient légèrement plus tardifs que les dykes concordants.

De part et d'autre du contact de l'anorthosite, la présence de dykes offrant des évidences de plissement et de dykes étant peu ou pas affectés par une déformation suggère des injections sur une assez grande période de temps. Les relations indiquent que ces dykes ont été injectés dans un système de déformation décroissante. La similarité du style tectonique de ces dykes de part et d'autre du contact indique que la stabilisation de l'anorthosite, au niveau structural actuel, prédate ces injections. La présence de dykes discordants de metabasite III-a dans la bordure de l'anorthosite corrobore cette interprétation.

L'abondance décroissante de ces dykes de metabasite III-a en s'éloignant du contact de l'anorthosite indique un lien spatial, sinon génétique, entre ces dykes et la masse anorthositique.

La minéralogie primaire, constituée de phénocristaux de labrador et de pyroxènes intercumulus, est généralement recristallisée et plus ou moins rétrotransformée en assemblage d'andésine et de hornblende de texture variant de blastophtique à granoblastique polygonale. La présence de reliques de minéraux fémiqes anhydres

indique une sous-saturation en H_2O du magma basique lors de l'injection de ces dykes.

L'absence de néoblastes de pyroxène et de mobilisats dans ces dykes contraste avec ceux de la région de Chicoutimi (paragraphe 6.3.2 et 6.5.3) qui présentent fréquemment des néoblastes de pyroxène et localement des mobilisats centimétriques. L'absence de mobilisat, au lac Kénogami, serait due à des injections de composition différente (différence en contenu An du plagioclase, par exemple) ou à des âges légèrement plus tardifs (à P-T-X différent) hors des conditions de mobilisation. L'absence de néoblastes peut aussi être due à ces conditions ci-mentionnées, ou bien à une oblitération (préférentielle) des néoblastes par la rétro-morphose.

La rétro-morphose de ces dykes est variable et indépendante du degré de rétro-morphose des unités encaissantes. Certains dykes possédant une frange de refroidissement et un rapport élevé pyroxène/hornblende (où la texture polygonale des pyroxènes suggère une cristallisation sous pression) recoupent des unités constituées exclusivement de phases fémiques hydratées. Par contre, des relations inverses sont observées où des dykes de metabasite III-a, injectés dans la farsundite offrant peu d'évidence de rétro-morphose, sont constitués exclusivement de phases fémiques hydratées à texture granoblastique. Ces relations indiquent une rétro-morphose est postérieure à leur mise en place et ayant opéré localement et indépendamment des unités encaissantes. Ces relations suggèrent que ces dykes ont pu servir de conduits pour le peu de H_2O disponible. La rareté et la faible

diffusion de $1^{\circ}\text{H}_2\text{O}$ expliquent bien la proximité de symplectites tardives hornblende-quartz (au contact entre la hornblende et le plagioclase) situées parfois à moins de 0.05 mm de pyroxène n'offrant aucun signe de rétro-morphose.

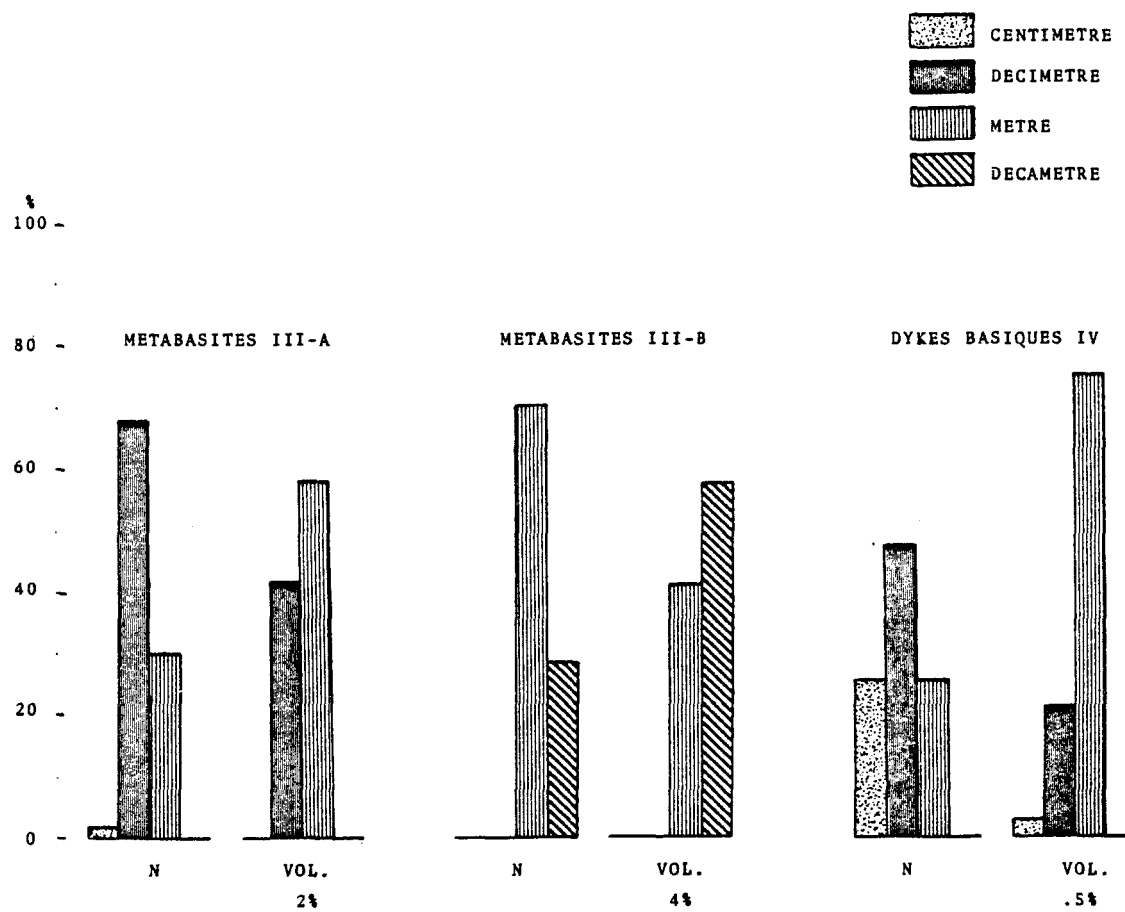


Figure 20: Histogramme de la distribution de l'épaisseur (proportionnelle au volume) des dykes de métabasite III-A, III-B et IV. Le pourcentage représente le volume occupé par les divers types de dykes observés dans la séquence du lac Kénogami.

Figure 21: Réseau serré de dykes de metabasite III

Figure 22: Fine apophyse reliant deux dykes de metabasite III-A formant un réseau en échellon. Noter la structure en bayonnette (mal) développée à la limite inférieure gauche.

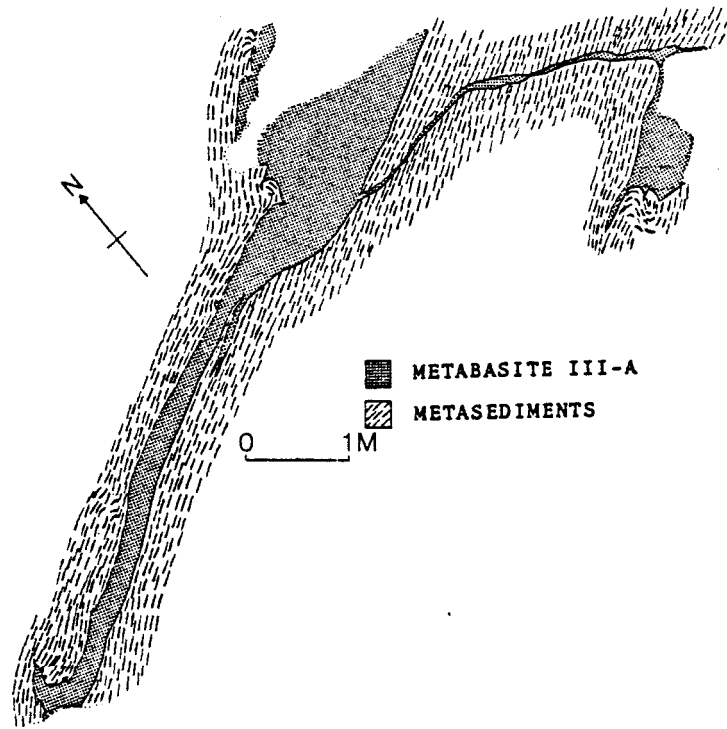
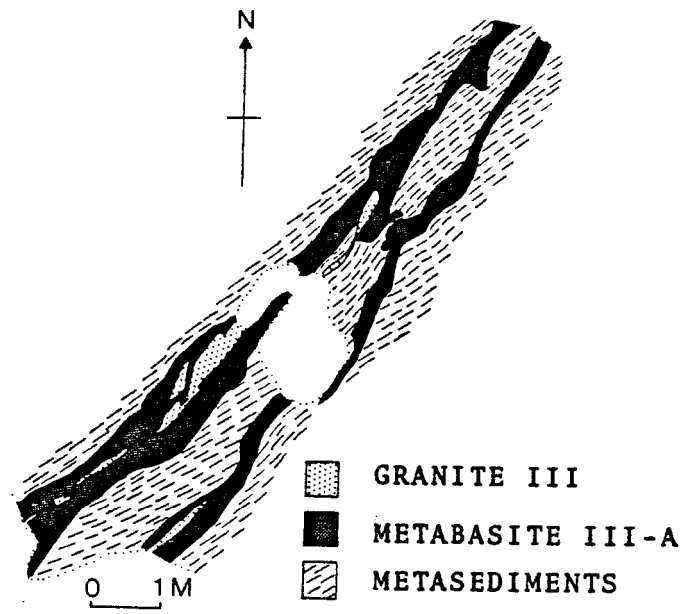


Figure 23: Distribution géographique des dykes de metabasite III selon leur orientation préférentielle à la coupe du lac Kénogami. Noter 1) l'abondance décroissante des dykes en s'éloignant du contact, 2) le confinement des dykes d'orientation c. 015° à une bande à un secteur de la coupe. Les tirets indiquent le contact de l'anorthosite (au Nord-Ouest).

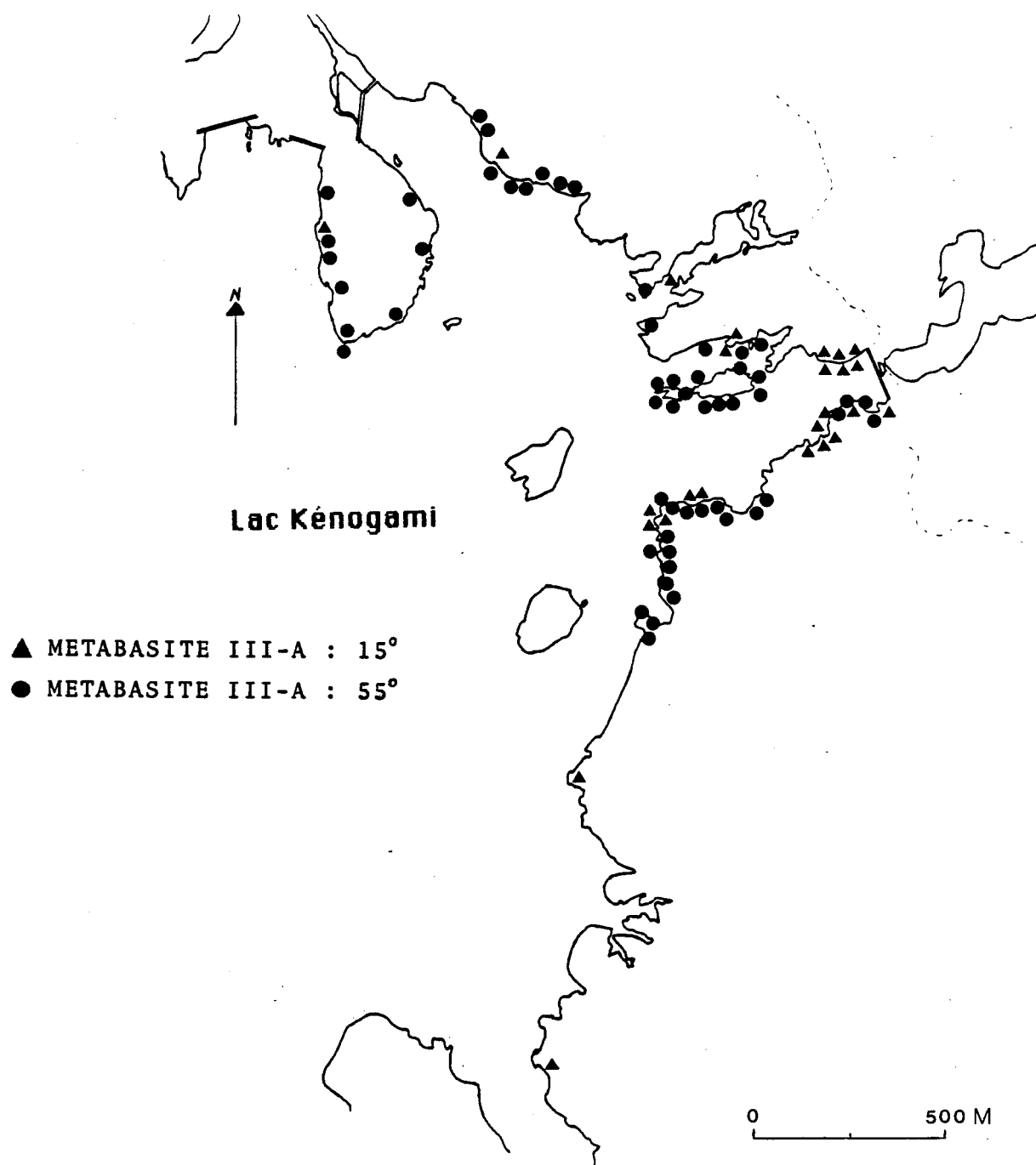


Figure 24: Dyke de metabasite III-A discordant injecté dans l'anorthosite foliée de la bordure, recoupé par un dyke de granite III déformé.

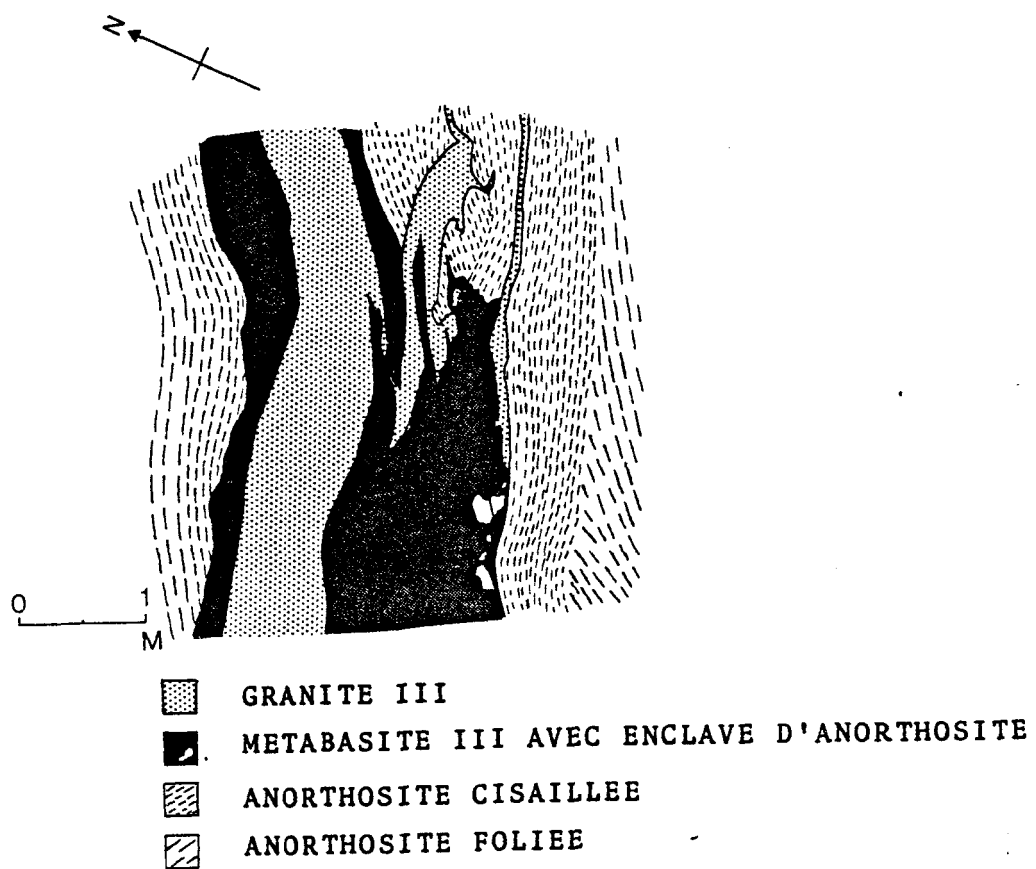
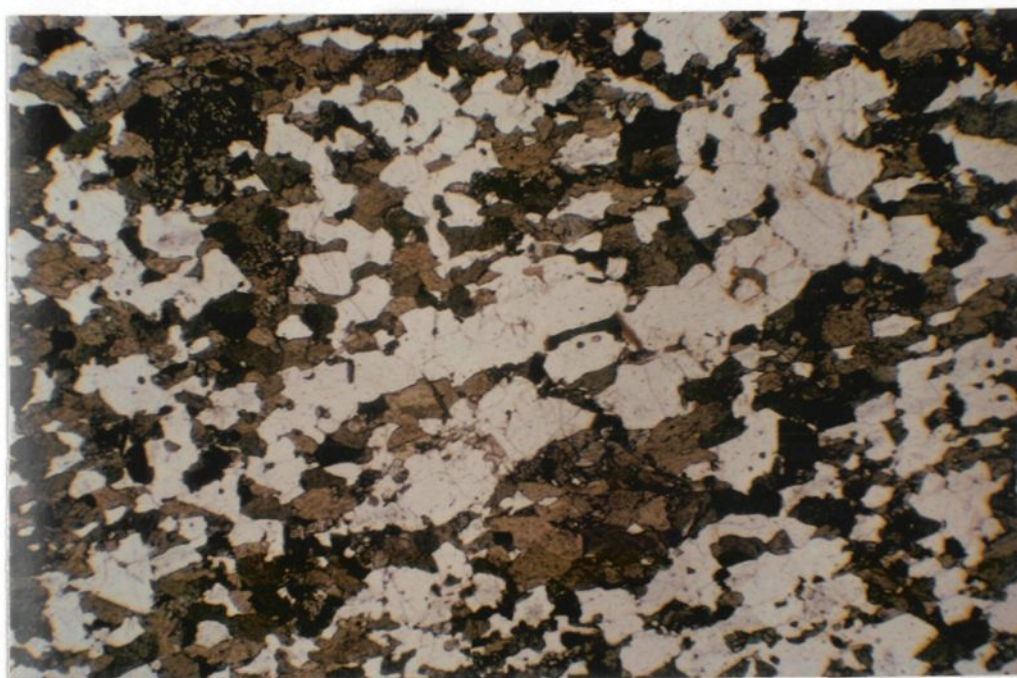


Planche 17: Contact discordant de metabasite III-A injecté dans le paragneiss. Noter l'enclave para-autochtone encore orientée.

Planche 18: Texture légèrement blastophytique de cumulats de plagioclase dans une matrice granoblastique.



4.3 Les dykes de metabasite III-B

4.3.1 Description mégascopique

Les dykes de metabasite III-b forment des injections de patine grise-verte d'épaisseur variant de métrique à décamétrique avec une orientation autour de 045/70 (figures 3 et 11). Ils recoupent localement les dykes de metabasite III-a et sont recoupés par les dykes de "granite" III (tableau 5). Les traits distinctifs de ces dykes sont: 1) leur épaisseur, 2) la présence de franges de refroidissement décimétriques, 3) la conservation de la texture sub-ophitique, 4) une granulométrie sub-centimétrique dans le centre des dykes. Les franges de refroidissement sont caractérisées par des phénocristaux de plagioclase de fine granulométrie (autour de 1 mm) et un index de coloration élevé (i.c. c. 50-60) associé à une texture (blast-)ophitique (planche 19). Ces dykes ne montrent pas d'évidence de plissement. Les dykes constituent environ 4% du volume de la séquence étudiée (figures 23 et 25).

4.3.2 Minéralogie

Le plagioclase (55%) et le quartz (c. 1%) composent la fraction felsique. Les phases fémiqes sont constituées d'hypersthène (2%), d'augite (6%), de hornblende (35%) ainsi que de traces de biotite. Les minéraux accessoires sont constitués de minéraux opaques,

d'apatite et de sphène (figure 15).

La rétromorphose et la recristallisation génère une texture blastophtique tandis qu'en bordure des dykes, la texture granoblastique polygonale a détruit les textures primaires (tableau 6). Les relations pétrographiques des principales phases présentes dans les dykes de metabasite III-B sont résumées au tableau A-17.

4.3.3 Description microscopique

Le plagioclase est retrouvé en quantité variable de phénocristaux (70 à 30% de la fraction totale) et de néoblastes (25 à 70%). Les phénocristaux (1 à 5+ mm), composés d'andésine ($An\ 43 \pm 5$) se retrouvent en cristaux columnaires ou en lattes variant d'hypidiomorphes à xénomorphes selon le degré de recristallisation et le degré de rétromorphose des pyroxènes adjacents. Des cristaux xénomorphes, à divers degrés de résorption, offrent une zonation normale, localement inverse ou oscillatoire en bordure.

Les néoblastes de plagioclase, hypidiomorphes ou idiomorphes, ont une granulométrie très fine ($< 0.5\ mm$) et, au centre des dykes, les aggrégats forment une texture blastophtique. En bordure des dykes, le degré de recristallisation et le développement d'une texture granoblastique est plus intense.

Le quartz est xénomorphe, arrondi et se retrouve associé comme produit de réaction à la formation de hornblende rétrograde.

L'hypersthène et l'augite constituent une texture sub-ophitique avec les phénocristaux de plagioclase. Le pyroxène se retrouve en cristaux xénomorphes de forte granulométrie (0.5 à 2+ mm) qui contrastent avec les aggrégats de cristaux hypidiomorphes de très fine granulométrie (0.01 à c. 0.1 mm) formant fréquemment une texture polygonale (planche 20). Les deux variétés de pyroxène offrent des variantes intermédiaires et s'observent fréquemment en contact.

La hornblende (α : jaune vert, β : verdâtre, γ : vert foncé) associée à ces cristaux de pyroxène se retrouve en pseudomorphes formant soit des plages xénomorphes en continuité optique avec le pyroxène xénomorphe, soit en cristaux hypidiomorphes ou idiomorphes formant des aggrégats granoblastiques polygonaux associés aux pyroxènes de texture granoblastique au centre des dykes. La texture granoblastique polygonale est fortement développée dans les zones de franges de refroidissement. Le degré de rétrogenèse est élevé et parfois complet dans certains dykes. Des fractures sub-millimétriques recoupent fréquemment ces dykes et contiennent des cristaux de hornblende recristallisée.

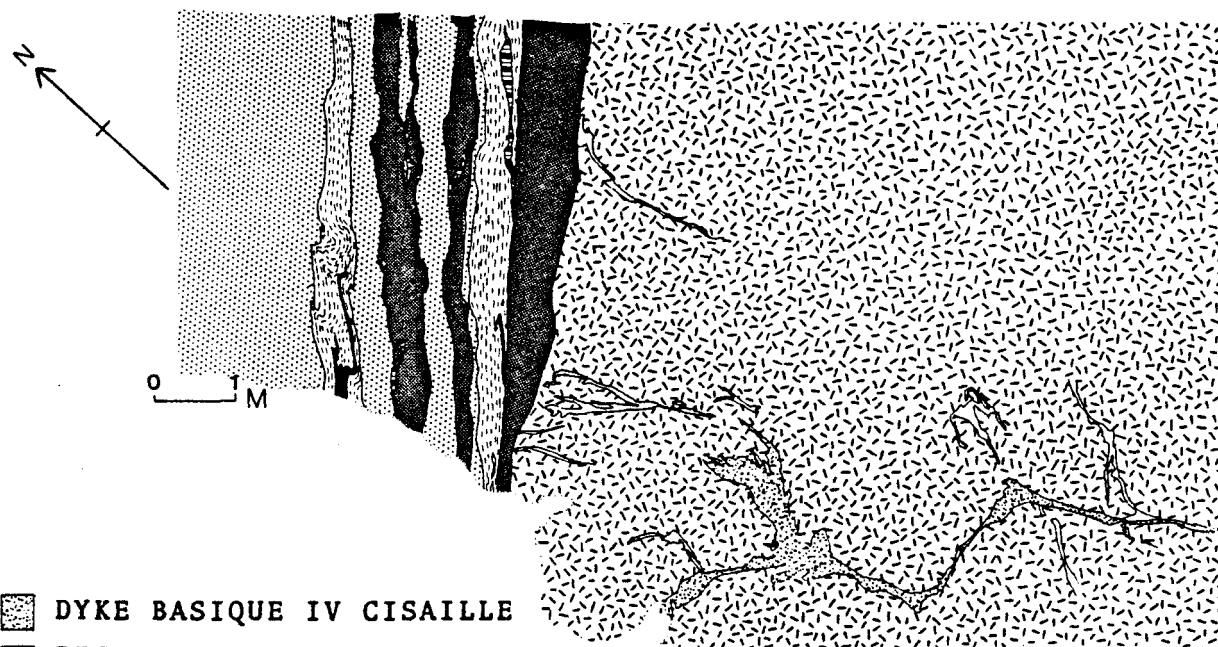
La biotite est localement retrouvée en trace, formant des cristaux hypidiomorphes associés aux zones de plus intense hydratation ainsi qu'en bordure des dykes. Les minéraux accessoires offrent les mêmes relations que ceux des dykes de metabasite III-a. Des symplectites hornblende-plagioclase sont associés à des phénomènes de rétrogenèse tardive.

4.3.4 Résumé et interprétation

Ces dykes de metabasite III-b de composition méso-gabbroïque se distinguent par leur épaisseur (m-dam) et ils constituent un pourcentage en volume légèrement supérieur (c. 4 - 5%) au pourcentage en volume des dykes de metabasite III-a (c. 3%). La présence de franges de refroidissement indique un écart de température important entre le magma et les unités encaissantes, de l'ordre de 500°C et plus (Watterson, 1968). Ceci suggère que lors de l'injection de ces dykes, le système subissait déjà une baisse de température-pression associée à la dénudation de la croûte. Par contre, la similarité de la minéralogie et du pourcentage modal des phases des dykes de metabasite III-a et III-b indique un lien génétique entre les magmas de ces dykes. Tout comme pour les dykes de metabasite III-A la texture granoblastique des pyroxènes de ces dykes indique une cristallisation sous pression, ce qui suggère un confinement du magma basique sans voie de sortie vers le sommet.

Le degré de rétro-morphose de ces dykes est variable d'un dyke à l'autre et à l'intérieur d'un même dyke. Dans ce dernier cas, la rétro-morphose est toujours plus forte en bordure qu'au centre, ce qui indique une source H₂O externe. Ces relations associées à la présence de hornblende granoblastique retrouvée dans des fractures recoupant ces dykes, indiquent une injection dans des conditions métamorphiques minimums équivalant au faciès amphibolite moyen.

Figure 25: Métopélite et métaquartzite injectées des dykes de metabasite II et III-A, suivi de l'injection d'un dyke (d'épaisseur décamétrique) de metabasite III-B, recoupé des dykes de granite III et d'un dyke basique IV cisailé (IV-B?).











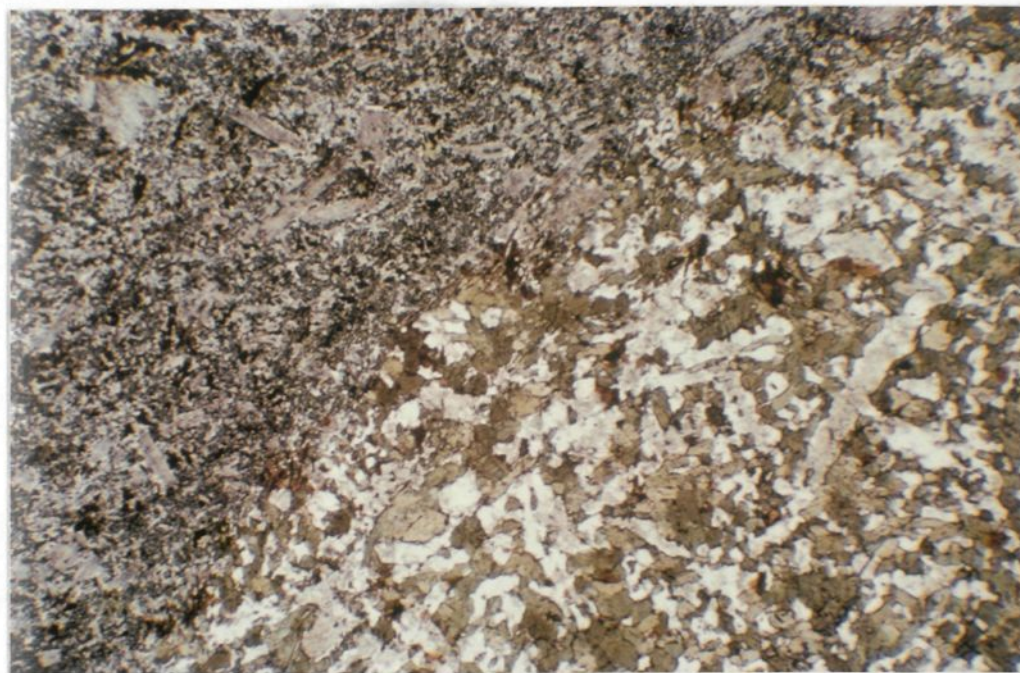
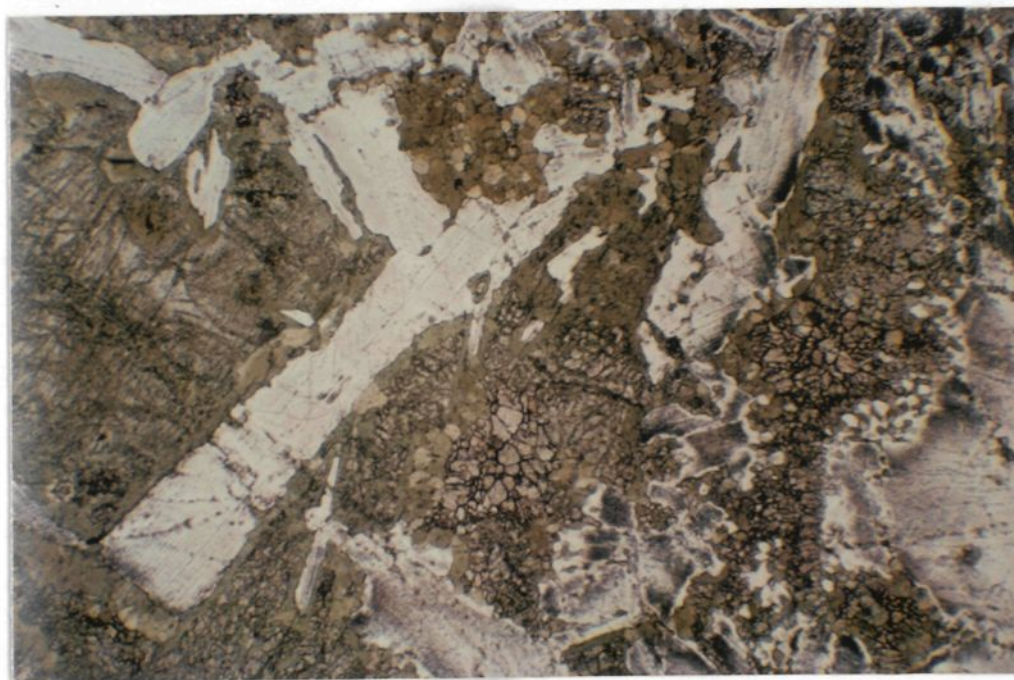
-  DYKE BASIQUE IV CISAILLE
-  PEGMATITE III
-  METABASITE III-B
-  METABASITE III-A
-  MOBILISAT III
-  METABASITE II
-  METAPELITE
-  QUARTZITE

Planche 19: Contact d'un dyke basique IV-A (en haut à gauche) recoupant la bordure d'un dyke de metabasite III-B. Noter la fluidalité magmatique du dyke basique IV ainsi que le contraste de la granulométrie et du degré de rétrogenèse de la frange de refroidissement du dyke de metabasite III-B par rapport à la portion centrale (planche 20).

Planche 20: Texture (sub-) ophitique au centre du dyke de metabasite III-B de la planche 19. Noter 1) les deux morphologies du pyroxène: massif (à gauche) et polygonal issu de la cristallisation sous pression (à droite), 2) le pseudomorphisme de la hornblende et le faible degré de recristallisation du plagioclase comparé au pyroxène. De rares symplectites tardives de hornblende-quartz sont observées au contact plagioclase-hornblende, à droite.



0 1 mm



0 1 mm

4.4 Les dykes de metabasite III-c

4.4.1 Description mégascopique

Cette unité se retrouve en dykes d'épaisseur décimétrique ou métrique de part et d'autre du contact de l'anorthosite. Les orientations sont soit c. NE-SW, soit c. ESE-WNW avec pendage de 60 à 80°. Ces dykes recoupent en discordance l'anorthosite déformée ainsi que des zones de farsundite mylonitisée. Des dykes de granite III et de metabasite IV recoupent localement ces dykes.

La patine vert noirâtre, l'abondance de minéraux fémiques (i.e. c. 50 - 75) générant une texture ophitique avec les phénocristaux de plagioclase séricitisés de couleur blanchâtre distinguent cette unité des autres dykes de metabasite d'âge III (tableau 6). Ces dykes constituent toutefois un volume mineur de la séquence étudiée. Le tableau 5 résume les observations mégascopiques de ces dykes.

4.4.2 Minéralogie

Le plagioclase (30 - 50%) et le peu de quartz (< 2%) constituent la fraction felsique tandis que la hornblende (40 - 60%) et la biotite (5 - 15%) constituent la fraction fémique. Les minéraux opaques et l'apatite constituent les minéraux accessoires. Le tableau A-18 résume les observations pétrographiques des principales phases de ces dykes de metabasite III-c.

4.4.3 Description microscopique

Le plagioclase, de composition andésine ($An\ 35 \pm 5$) se retrouve en phénocristaux hypidiomorphes ou idiomorphes. La granulométrie varie autour de 3 mm tandis que le cisaillement interne a induit un sub-parallélisme aux phénocristaux qui offrent une faible cataclase et recristallisation en bordure.

Le quartz forme des cristaux xénomorphes entre les phases felsiques et fémiques.

La hornblende (α : vert jaune, β : vert, γ : vert olive) se distingue par sa texture granoblastique, localement polygonale. L'abondance de hornblende génère une texture ophitique granoblastique qui contraste avec le faible degré de recristallisation du plagioclase. Les contacts entre les cristaux de hornblende contiennent fréquemment de très fines lentilles (c. 0.03 - 0.05 mm) de quartz bordant de 30 à 75% des contacts. Cette texture suggère que la hornblende soit en bonne partie rétrograde. Ces dykes sont exempts de pyroxène.

La biotite, hypidiomorphe ou idiomorphe, est produite de la rétro-morphose de la hornblende. Son orientation parallèle définit la foliation interne. Les minéraux opaques (tr - 2%) ainsi que l'apatite se retrouvent associés aux minéraux fémiques soit en inclusions, soit en interstices.

4.4.4 Résumé et interprétation

Les dykes de metabasite III-c recoupant l'anorthosite déformée et la farsundite mylonitisée, représentent des injections assez tardives de composition méso-gabbroïque. Aucun recoupement avec les dykes de metabasite III-a et III-b n'est observé. Mis à part la texture ophitique et la composition plus mafique de cette unité, la distinction avec les dykes de metabasite III-a et III-b est difficile à faire, ce qui indique un lien probable avec ces derniers. Si tel est le cas, ces dykes représenteraient les dernières injections des magmas méso-gabbroïques ayant nourri les dykes de metabasite III-a et III-b.

4.5 Dykes acides d'âge III

4.5.1 Description mégascopique

Plusieurs injections de dykes de composition "granitique" recoupent les unités du socle gneissique, les plutonites d'âge III et les dykes de metabasite III (figures 8, 18, 21, 24). Les dykes ont une composition variant de tonalite à granite à syeno-granite avec pyroxènes ou hornblende. Ils présentent une granulométrie millimétrique ou localement centimétrique, ce qui génère une texture pegmatitique. Les dykes ont une épaisseur variant du centimètre au mètre et une orientation sub-concordante à la signature régionale des unités encaissantes (figure 11). Ces dykes offrent parfois un plissement assymétrique (ouvert à localement fermé) dont les axes définissent un grand cercle avec un centre de distribution polaire similaire à celui

de la signature tectonique régionale (figure 13). Des cisaillements tardifs, ductiles ou cassants, sont associés à certains dykes.

4.5.2 Minéralogie

La description systématique de la minéralogie des dykes n'a pas été entreprise vu la grande variation compositionnelle qu'ils présentent. En général, la minéralogie est constituée de 80 à 95% de plagioclase, quartz et feldspath potassique, ce qui confère un index de coloration élevé (c. 15 - 20). Les pyroxènes (ortho- et clinopyroxène) constituent les seules phases fémiqes anhydres tandis que la hornblende, la biotite, l'épidote constituent les phases fémiqes hydratées, issues de la rétro-morphose. Les minéraux opaques, l'apatite, le zircon et le sphène constituent les minéraux accessoires.

4.5.3 Description microscopique

Les variations de composition des dykes permettent de distinguer trois types de dykes. Un premier type, de composition granite-granodiorite, contient du pyroxène (ortho- et clinopyroxène) qui se présente en cristaux xénomorphes granulés. Ces dykes se distinguent aussi par la faible abondance de hornblende et de biotite ainsi que la présence du feldspath potassique en cristaux contraints flottant dans une mésostase microgrenue (< 0.1 mm) de néoblastes de feldspath et quartz. La minéralogie et la texture de ces dykes s'apparentent à celles de la farsundite. Le lien chronostratigraphique exact avec les dykes de metabasite III n'est pas établi.

Le second type de dyke présente une composition variant de granodiorite à tonalite. Il se caractérise par des phénocristaux de plagioclase (hyp-)idiomorphes flottant dans une matrice de quartz relativement pauvre en phases fémiqes (hydratées). Le troisième type de dyke constitue quelques rares injections de composition syéno-granite à hornblende, de granulométrie millimétrique.

4.5.4 Résumé et interprétation

Ces dykes acides représentent l'activité magmatique terminale des unités d'âge III. Les variations compositionnelles de ces dykes suggèrent une ou des sources magmatiques à différents degrés d'évolution injectées sur une assez longue période de temps. La similarité de composition des dykes de granite à pyroxène s'apparentant à la farsundite suggère qu'ils sont issus des liquides (résiduels?) de la farsundite. Les dykes de composition tonalite-granodiorite pourraient représenter des injections mineures de résidus magmatiques plus évolués des intrusions d'âge III plus basiques. Certains dykes de granite ou syéno-granite peuvent représenter des mobilisats "allochtones" issus en profondeur.

4.6 Métamorphisme rétrograde tardif

4.6.1 Rétromorphose des métasédiments

Les mobilisats III ainsi que les phases métastables de sillimanite, grenat, biotite et muscovite rétrogrades constituent les principaux phénomènes de rétrogenèse observés dans les métasédiments. Tel que mentionné dans le paragraphe 2.2 (Métasédiments) la rétrogenèse a débuté par la déstabilisation de l'hypersthène en présence de la cordiérite formant l'assemblage grenat-plagioclase en "embalement" autour de la cordiérite prograde.

4.6.1.1 Mobilisats III

Les mobilisats III, observés dans les métasédiments seulement, abondent peu et forment des veines centimétriques discordantes à la foliation S_3 . Ils recoupent les mobilisats et les dykes de metabasite d'âge II. Ces mobilisats se distinguent par l'abondance de quartz et le développement de grenat symplectique atteignant jusqu'à 5+ cm de diamètre (planche 20). La granulométrie de ces mobilisats est plus forte que celle des mobilisats d'âge II, avec une autour de 5 à 10 mm.

La position de ces mobilisats est généralement autochtone (associés à des bordures restitiques) (planche 20). Par contre, dans les métapélites, le recoupement de dykes syn-cinématiques de metabasite par des veines exemptes de restite, se rattachant parfois à des veines bordées de restite, indique qu'une minorité des ces mobilisats est parfois para-autochtone. L'âge exact de ces mobilisats est incertain, vu le manque de recoupement entre ces mobilisats et les dykes post-cinématiques. L'absence de déformation des phases minérales

indique toutefois une formation post-tectonique à D_3 .

4.6.1.1a Minéralogie

Le plagioclase (15 - 25%), le quartz (60 - 80%) constituent les seules phases felsiques (tableau A-1, figures 9 et 10). Le feldspath potassique est typiquement absent, même s'il abonde dans le paléosome adjacent (planche 22). Le grenat (10 - 20%), la biotite (5 - 10%) constituent les seules phases fémiqes. La sillimanite, la cordiérite ainsi que la muscovite rétrograde n'y sont observés.

4.6.1.1b Description minéralogique

Le plagioclase (An 30 - 35) forme des cristaux hypidiomorphes de 1 à 5 mm présentant fréquemment des macles albite. Il n'offre aucune zonation avec le grenat. Les contacts entre les cristaux de plagioclase et, moins fréquemment entre le plagioclase et le grenat, présentent de fines symplectites plagioclase-quartz sub-millimétriques. Le quartz se retrouve en cristaux xénomorphes de 1 à 5+ mm offrant une extinction roulante. La biotite forme des cristaux xénomorphes ou hypidiomorphes de 0.5 à 2+ mm caractérisés par le manque d'orientation et l'abondance d'inclusions de zircon. Il se retrouve fréquemment en inclusion dans le grenat. Le grenat est décrit au paragraphe 4.6.1.2, "grenat rétrograde".

4.6.1.1c La restite

La bordure restitique se distingue par une abondance de biotite (50 - 80+) formant une bande épaisse de 5 à 10 mm en bordure des mobilisats (planche 21). Deux générations de biotite sont observées dans la restite. Une première génération forme des cristaux orientés, hypidiomorphes et sub-millimétriques; ils représentent des "reliques" de la biotite présente dans le paléosome issues lors du métamorphisme régional prograde. Ces cristaux de biotite se retrouvent (recristallisés) en "embalements" dans la biotite produite lors de la formation du mobilisat, qui forme des cristaux non-orientés de 0.5 à 5+ mm riches en inclusions de zircon. La biotite est en contact d'équilibre avec le grenat contenu dans la restite. Le plagioclase (c. 20 - 30% ; andésine) forme des cristaux hypidiomorphes de 1 à 2 mm. Le quartz est en quantité mineure. Aucun cristal de sillimanite et de cordiérite n'est observé dans la restite.

4.6.1.2 Grenat rétrograde

Le grenat rétrograde, caractérisé par une texture symplectique poéciloblastique, constitue environ 10 à 30% des mobilisats III et 0 à 10% de la restite associée (planche 21). La granulométrie varie de 0.3 à 5+ cm. Les cristaux de faible dimension (c. < 1 cm) offrent fréquemment un centre symplectique et une bordure (hyp-)idiomorphe, tandis que les cristaux plus volumineux (2 à 5+ cm) sont xénomorphes. Ces grenats ne sont pas observés hors des mobilisats et des restites III.

Les inclusions constituent de 20 à 40% du volume des cristaux

d'échelle millimétrique et jusqu'à 70% du volume des cristaux d'échelle centimétrique, ce qui leur confère une texture "en éponge". Le quartz constitue jusqu'à 90% des inclusions et se retrouve en cristaux hypidiomorphes variant de 0.5 à 2 mm. De plus, le quartz forme une vague couronne discontinue autour des grenats. Quelques pourcents d'inclusions de biotite et de plagioclase y sont présents. Les grenats d'échelle millimétrique offrent une forte diminution du pourcentage des inclusions du centre vers la bordure et présentent un idiomorphisme plus élevé associé à un développement moins fréquent de couronnes de quartz.

Les grenats associés aux restites contiennent peu d'inclusions (5 - 20%) de quartz, de biotite, de plagioclase et de minéraux opaques. Localement, le grenat exhibe un pseudomorphisme des symplectites rétrogrades biotite-quartz qu'ils remplacent. Le contact avec la biotite est soit net et planaire, soit interdigité. Les inclusions ne forment pas de patron orienté (schistosité interne). La sillimanite et la cordiérite ne se présentent ni en contact, ni en inclusions.

4.6.1.3 Sillimanite rétrograde

La sillimanite rétrograde se retrouve associée à la rétro-morphose du grenat et de la cordiérite (planches 3 et 23). La sillimanite constitue deux assemblages, soit sillimanite + quartz et sillimanite + quartz + biotite.

L'assemblage sillimanite + quartz, en l'absence de feldspath potassique, se retrouve en bordure et en "embaïement" avec le grenat. En présence de feldspath potassique, cet assemblage n'est pas observé au contact du grenat. L'association avec la cordiérite est similaire et de plus se retrouve en "pseudo-inclusions" développées au centre de la cordiérite et l'assemblage sépare fréquemment la cordiérite du grenat en l'absence de plagioclase. L'assemblage sillimanite + quartz consiste de c. $40 \pm 20\%$ de sillimanite et c. $60 \pm 20\%$ de quartz et forme une texture faserkiesel. La sillimanite est idiomorphe, de très fine granulométrie (c. $< 0.05 \text{ mm} \times 0.5 \text{ mm}$) et exhibe parfois un centre évidé. Elle offre peu de contact avec la cordiérite ou le grenat, étant séparé de ces derniers par le quartz constituant la matrice mono- ou poly-cristalline. Lorsqu'en interface entre la cordiérite et le grenat, la sillimanite a un développement préférentiel près du contact de la cordiérite (sillimanite: quartz c. 60:40) plutôt que celui du grenat (sillimanite: quartz: c. 20:80). Lorsque fortement développé, cet assemblage forme des aggrégats lenticulaires (jusqu'à 5 mm) discordants à S_2 .

L'assemblage sillimanite + quartz + biotite offre les mêmes relations avec le grenat ou la cordiérite que l'assemblage sillimanite + quartz. Par contre, il se retrouve à l'interface du grenat et de la cordiérite en présence de plagioclase. Cet assemblage se caractérise par le développement de biotite formant des cristaux en lattes ($< 0.2 \text{ mm}$) qui se distinguent par l'absence de texture symplectique. La sillimanite et le quartz offrent les mêmes relations que l'assemblage démunie de biotite. Cet assemblage peut remplacer partiellement ou

totalement la cordiérite.

4.6.1.4 Biotite rétrograde

La biotite rétrograde forme des symplectites de biotite + quartz ou des assemblages sillimanite + quartz + biotite. La granulométrie est inférieure à 0.5 mm et le pléochroïsme est plus jaune-verdâtre que celui de la biotite prograde. Les cristaux sont fréquemment orientés parallèle à S_3 .

4.6.1.5 Muscovite rétrograde

Quelques zones de métapélite offrant un léger cisaillement présentent un développement de muscovite rétrograde. Les cristaux (0.1 à 0.5 mm) sont hypidiomorphes et se présentent en contact avec la sillimanite, le grenat et la biotite progrades ainsi qu'avec le quartz, le plagioclase et le feldspath-potassique. Les cristaux sont légèrement plissés et ne présentent pas de développement de schistosité de plan axial. Quelques symplectites muscovite-quartz sont associées à la rétromorphose du plagioclase des métatonalites.

4.6.1.6 Altération de la cordiérite et du grenat

L'altération de la cordiérite se retrouve en bordure ou à l'intérieur des cristaux. Dans ce dernier cas, l'altération s'observe le long de fractures d'orientation variable, autour des inclusions ainsi qu'autour des assemblages rétrogrades sillimanite + quartz (+

biotite). L'altération a produit un matériel crypto- ou microcristallin, de couleur jaunâtre ou brunâtre avec un très faible relief et birefringence (pinnite?). L'altération peut être très forte, laissant quelques reliques xénomorphes de cordiérite, ou totale, ne laissant dans ce cas qu'un amas indéfini de produit d'altération. Une altération tardive a produit de la séricite-muscovite fibro-radiale ou en lattes recoupant l'altération précédente. L'altération du grenat a produit une chloritisation des fractures internes associée à de la calcite et séricite.

4.6.2 Rétromorphose tardive des plutonites d'âge III

Le développement des couronnes de hornblende autour des pyroxènes dans l'anorthosite, la ferrodiorite et certaines plutonites et dykes basiques d'âge III, représente le principal élément de rétro-morphose de ces unités (décrit dans le paragraphe 3.2.3). Le développement des symplectites hornblende-quartz et biotite-quartz représente une ré-équilibration tardive qui se superpose fréquemment aux couronnes de hornblende.

4.6.2.1 Symplectites hornblende-quartz

Ces symplectites se développent au contact hornblende-plagioclase (planche 24) et parfois au contact hornblende-hornblende. La hornblende et le quartz forment des interdigitations de dimension inférieure à 0.1 mm développées perpendiculaires à la surface du substrat. Au contact

hornblende-plagioclase, la hornblende verte (30 - 40%) de la symplectite se développe à la surface de la hornblende de la couronne, tandis que le quartz (60 - 70%) s'observe surtout au contact du plagioclase, séparant fréquemment la hornblende symplectique du plagioclase. Le développement de ces symplectites forme parfois des plages sub-millimétriques. Au contact hornblende-hornblende, le développement des symplectites hornblende-quartz est hétérogène à l'échelle même du grain. Le quartz est moins abondant (40 - 60%) aux dépens de la hornblende. Le développement de ces symplectites à moins de 0.05 mm de cristaux de pyroxène indique une très faible diffusion de l' H_2O .

4.6.2.2 Symplectites biotite-quartz

Ces symplectites se développent au contact du feldspath potassique avec la hornblende ou la biotite (planche 25). La biotite (0.2 - 1 mm), de pléochroïsme brun foncé (riche en Ti) à jaune vert, constitue 70 - 80% de la symplectite et forme des interdigitations avec le quartz (20 à 30%) hypidiomorphes. Ces symplectites biotite-quartz recoupent la hornblende ainsi que la biotite et s'observent localement avec les symplectites hornblende-quartz. Le cisaillement sub-millimétrique a favorisé localement le développement de ces symplectites qui montrent une déformation due à la réactivation du cisaillement.

4.6.3 Résumé et interprétation

Les mobilisats III forment des veines centimétriques à bordure restitique d'orientation discordante à la foliation S_3 . Ces mobilisats III post-datent les éléments lithologiques et structuraux d'âge II. Malgré le manque de relations de recoupement entre les injections basiques et acides d'âge III et ces mobilisats, leur développement est probablement tardif avec les événements plutoniques et tectoniques d'âge III. Ceci est corroboré par le manque de déformation de ces mobilisats, caractérisé par l'absence d'orientation des phases (biotite non-orientée dans la restite).

L'abondance de grenat symplectique ("en éponge"), de quartz et de plagioclase dans les mobilisats à bordure restitique (position autochtone), suggère une origine sub-anatectique, par un processus de différenciation métamorphique et/ou métasomatisme. L'absence de feldspath potassique (même s'il abonde dans le paléosome), de sillimanite et de cordiérite corrobore cette hypothèse. Par contre la position para-autochtone de quelques mobilisats exempts de bordure restitique indique une certaine mobilité. Ceci suggère que des phases liquides étaient présentes, indicatives d'anatexie. Ces veines se seraient formées dans des conditions de température-pression décroissantes de l'âge III. Ces mobilisats seraient postérieurs aux veines de sillimanite-quartz discordantes décrites par Corriveau (1982).

Les minéraux type rétrogrades des métasédiments sont constitués du grenat, de la sillimanite, de la biotite et de la muscovite. Le grenat rétrograde est associé au développement des

mobilisats III. Il se caractérise par un fort taux d'inclusions de quartz qui lui confère une texture fortement poecilitique ("en éponge"). Le développement du grenat semble être contemporain au développement des symplectites biotite-quartz qu'il remplace localement dans la restite des mobilisats III.

La sillimanite rétrograde forme deux assemblages, soit sillimanite + quartz, et sillimanite + quartz + biotite. Ces assemblages se retrouvent associés à la rétro-morphose de la cordiérite et du grenat prograde. La biotite rétrograde forme des symplectites orientées avec le quartz ou avec le quartz et la sillimanite. La muscovite rétrograde est associée à des zones de cisaillement mineures et se trouve en contact avec la sillimanite, le grenat et la biotite prograde ainsi qu'avec le quartz et les feldspath (l'andalousite ou la staurotide rétrograde ne sont pas observés). Les produits d'altération crypto-cristallin de la cordiérite (pinite?) et du grenat (chlorite) constituent des éléments tardifs de la rétro-morphose dans les métasédiments.

La rétro-morphose tardive dans les plutonites d'âge III a produit les symplectites hornblende-quartz, au contact de la hornblende avec le plagioclase ou la hornblende, et les symplectites biotite-quartz au contact du feldspath potassique avec la hornblende ou la biotite. De rares symplectites muscovite-quartz sont localement développées en bordure du plagioclase.

Ces phénomènes de rétro-morphose indiquent une rééquilibration

continue d'intensité décroissante de la fin de l'âge III et durant l'âge IV due à la remontée graduelle de la croûte durant cette période.

Planche 21: Mobilisat III tonalitique avec développement de grenat symplectique (échantillon de gauche) et de bordure restitutive. L'échantillon de droite est coloré au cobaltonitrite.

Planche 22: Mobilisat III exempt de feldpath potassique développé dans une métapélite où abonde le feldpath potassique.

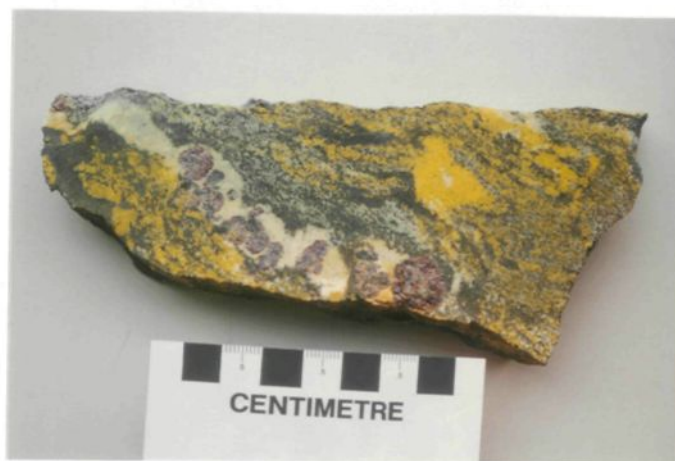
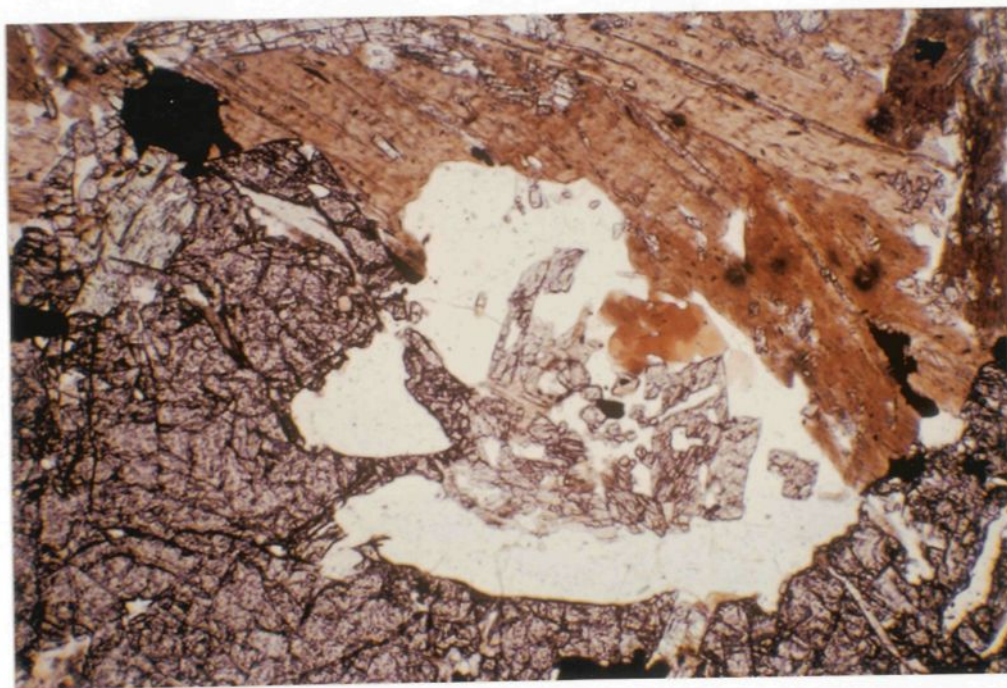


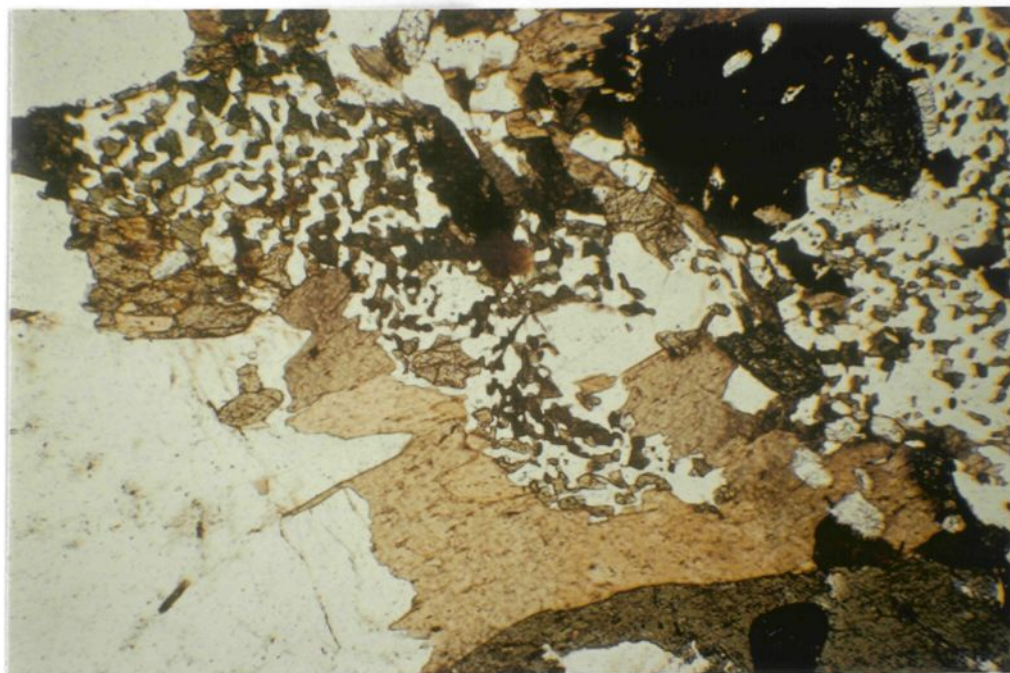
Planche 23: Développement de symplectite sillimanite-quartz au contact grenat-biotite. Noter la sillimanite prograde en inclusion dans le grenat (à gauche).



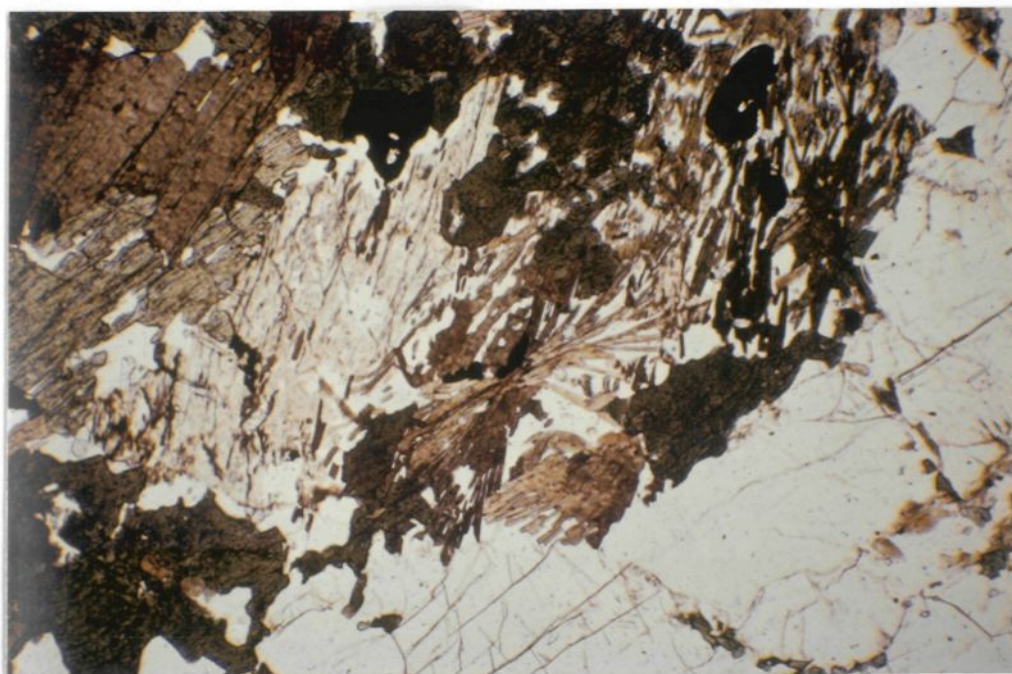
0 1 mm

Planche 24: Symplectite hornblende-quartz recoupant la hornblende et la biotite dans l'adamellite à quartz. Noter l'abondance variable du quartz associé à ces symplectites.

Planche 25: Symplectite biotite-quartz dans l'opdalite. Noter la couleur verdâtre de la biotite symplectique par rapport à la biotite primaire.



0 1 mm



0 1 mm

Chapitre V

Les unités d'âge IV

5.0 Introduction

A la section du lac Kénogami, les unités d'âge IV sont constituées des injections de dykes basiques, acides et de lamprophyres qui recoupent toutes les unités antérieures. Les déformations d'âge IV ont produit quelques plis subordonnés aux dislocations tectoniques variant de ductiles (mylonitisation) à cassantes (cataclase) et qui découpent toute les unités antérieures.

5.1 Analyse structurale

Les déformations d'âge IV sont peu pénétrantes et n'ont pas produit de foliation, elles ont par contre généré des plis exempts de schistosité de plan axial. Le style de plissement et les relations chronostratigraphiques permettent de distinguer les plis d'âge IV des plis d'âge III. Les injections des dykes basiques et acides d'âge IV se distinguent par le peu d'orientation préférentielle. L'étalement des poles (figure 27) indique la présence de plusieurs populations d'injections (conjuguées?) encore mal définies (trop peu de données).

5.1.1 Plis

Un premier plissement, d'échelle décamétrique (10 - 20 m) forme de larges plis ouverts en Z (figure 26) avec un plongement oblique à sub-vertical vers le sud-est (figure 27-c). Ces plis prédatent les dykes de granite IV, ces derniers n'étant pas déformés par ce style de pli. L'orientation et le style singulier de ces plis les distinguent de la phase de plissement majeure d'âge III. Une seconde série de plis mineurs affecte localement les dykes de granite IV ("granite à muscovite"). Ceux-ci montrent des plis ouverts ou fermés avec un plongement oblique vers le nord-est (figure 27-d). Tel que décrit dans le paragraphe 4.6 (métamorphisme rétrograde), la muscovite rétrograde montrant un plissement mineur serait reliée à cette phase de déformation.

5.1.2 Mylonites

Les mylonites (à l'exception des "mylonites concordantes"; paragraphe 3.2.2) forment un réseau recoupant toutes les unités de la séquence, ainsi que la zone de contact de l'anorthosite et les mylonites associées au diapir du C.A.L.S.J. Ce réseau de mylonites offre trois orientations principales, soit 1) c. 050/75 (senestre), 2) 085/80 (dextre), 3) 170/75 (senestre) (figure 27-e et 27-f). Le plongement des linéations varie de sub-horizontale à oblique, avec une absence notable de linéations verticales. L'abondance des mylonites d'épaisseur décimétrique et métrique (figure 28) indique que cette activité tectonique localisée a été passablement intense. Ces

mylonites présentent fréquemment un centre ultramylonitisé, confiné sur des plans d'épaisseur du millimètre au centimètre. Les bordures offrent des plis de rebroussement d'échelle du centimètre au mètre.

La texture à l'intérieur des mylonites est généralement blastomylonitique. Le quartz et les feldspaths forment une mésostase de très fine granulométrie (< 0.1 mm) de texture hypidiomorphe (feldspaths) ou xénomorphes lenticulaires (quartz). L'extinction ondulante observée à l'intérieur de ces néoblastes atteste une recristallisation dynamique de ces phases. Le feldspath potassique et le plagioclase s'observent aussi en porphyroclastes lenticulaires (1 - 2 mm) xénomorphes avec une bordure fortement "granulée". Ils exhibent une extinction ondulante d'intensité et de distribution variable, à laquelle s'associent des dislocations et une recristallisation interne.

Les pyroxènes s'observent seulement dans les zones faiblement mylonitisées. Ils se présentent en trainées de porphyroclastes associées à des néoblastes microgrenus de hornblende offrant fréquemment une extinction roulante. Dans les zones fortement mylonitisées, les seules phases fémiqes sont la hornblende et la biotite qui forment des néoblastes orientés exhibant fréquemment une extinction ondulante, qui indique une croissance sous contrainte associée à la recristallisation dynamique. Dans les métasédiments, les mylonites ont déstabilisé les minéraux type du grenat, de la sillimanite et de la cordiérite.

5.1.3 Cisaillements

Des zones de cisaillement, d'épaisseur variant du millimètre au décimètre, forment un réseau d'orientation multiple (figure 27-g). Plusieurs de ces cisaillements ont une orientation similaire au domaine 1 des mylonites (figure 27-e). Ces cisaillements se présentent généralement sans plis de rebroussement et présentent une blastèse de la hornblende et de la biotite orientée (syn-cinématique) et localement de grenat xénomorphe. Des gleittbretts sont parfois développés dans les métasédiments.

5.1.4 Fractures

Les fractures forment un patron de direction c. sud-est, à pendage sub-vertical (figure 27-h). Le déplacement varie du centimètre au mètre avec une orientation sénestre. L'orientation de pseudotachylites (ou ultra-cataclasites?) et de quelques dykes de lamprophyre offrent une orientation similaire.

Ces fractures sont fréquemment remplies de quartz avec des traces d'oxydes et de sulfures. Les phénomènes deutériques sont fréquents et en bordure de ces fractures. Ils se présentent par la formation de chlorite, épidote, carbonates, et séricite associés à des traces d'oxydes et de sulfures (Py, Cp).

5.1.5 Résumé et interprétation

L'absence de foliation et la faible intensité du plissement

indiquent que les déformations d'âge IV se sont développées dans un milieu de relachement progressif des contraintes de déformation. L'injection des dykes selon plusieurs populations de directions corrobore cette interprétation. Le relachement des contraintes a principalement opéré le long de zones devenant progressivement plus localisées telles les mylonites, les cisaillements et les fractures. Ces relations indiquent que ces déformations opéraient dans un système où la pression lithostatique était décroissante, associée à la remontée du socle.

Le plongement sub-vertical des axes des plis en Z contraste avec le plongement sub-horizontale ou oblique des axes des plis d'âge III. Ceci suggère un changement dans l'orientation du système de contrainte opérant vers la fin de l'âge III et le début de l'âge IV. Le plongement oblique des axes de plis mineurs affectant les dykes de granite IV semble dû à des contraintes différentes, possiblement(?) reliées aux mêmes déformations qui ont généré les zones de mylonites tardives.

Les mylonites tardives (non "concordantes") recoupent toute la structure des unités à l'intérieur et à l'extérieur de l'anorthosite de bordure et présentent une distribution des poles selon trois domaines. Les relations angulaires des mylonites constituant un réseau conjugué indiquent que l'angle obtus correspond à l'axe de compression maximal plutôt que l'angle aigu (Ramsay, 1980). Les relations angulaires entre les mylonites suggèrent que le réseau conjugué soit formé des mylonites des domaines d'orientation 1 (050/75) et 2 (085/80)

avec un axe de compression orienté c. 130-310 (figure 29).

L'orientation majeure des cisaillements est similaire aux mylonites du domaine 1. L'orientation et le sens de déplacement similaire des mylonites du domaine d'orientation 3 (170/75; sénestre) et des fractures indique que ces déformations sont postérieures aux mylonites des domaines d'orientation 1 et 2. Ces déformations tardives pourraient être reliées à l'activité tectonique associée à des éléments précurseurs de la formation du graben du Saguenay (?).

La mylonitisation a produit une texture blastomylonitique caractérisée par des néoblastes microgrenus associée à une rétro-morphose variable des phases anhydres. L'augmentation du degré de rétro-morphose en fonction du degré de déformation indique une activité H_2O accrue, qui serait reliée à la libération de H_2O intracristalline (inclusions, etc) associée possiblement à un apport d'une source externe. La néoblastèse dynamique de la hornblende, exhibée par l'extinction roulante, suggère que si une source externe de H_2O était disponible, elle devait l'être durant la déformation (et probablement après).

Les zones de cisaillement offrent des évidences de déformation d'assez haute température, exhibée par la blastèse de la hornblende, de la biotite et du grenat. Le confinement du grenat à des zones de cisaillement (avec hornblende et biotite) recoupant des unités exemptes de grenat, suggère que le grenat soit formé par l'homogénéisation des unités encaissantes dans la zone de cisaillement dans des conditions P-T assez élevées pour stabiliser le grenat

(plutôt que par "shear heating" à des niveaux moins profonds).

Les fractures (injectées de quartz ou de lamprophyres) et localement une pseudotachylite sont reliées à la formation du graben du Saguenay.

5.2 Dykes basiques IV

Les dykes basiques IV sont principalement constitués de dykes "post-tectoniques" (dykes basiques IV-a) et de quelques rares dykes légèrement potassiques associés à des zones de cisaillements (dykes basiques IV-b).

5.2.1 Dykes basiques IV-a

5.2.1.1 Description mégascopique

Les dykes basiques IV-a, de composition méso-gabbroïque, se caractérisent par leur injection en discordance dans les unités d'âge I, II et III (figure 12). Les tableaux 8 et A-19 résument les relations de terrain et pétrographiques des dykes basiques IV-a. Ils se distinguent des metabasites d'âge III par la texture porphyritique du plagioclase qui persiste jusqu'au centre du dyke le plus épais (4+ m). Ces dykes sont de patine noire et d'épaisseur variable (cm à m) avec une épaisseur moyenne d'environ 30 - 50 cm. Ils possèdent tous des franges de refroidissement et forment parfois des apophyses dans

les unités encaissantes (figure 12). Ces dykes constituent moins de 0.5% du volume de la séquence étudiée (figure 20). Ils sont injectés selon deux orientations préférentielles qui forment probablement un système conjugué; les dykes orientés c. 030/70 à 060/70 sont les plus fréquents tandis que ceux injectés c. 120/45 sont en quantité subordonnée (figure 27-a). Des déformations tardives, postérieures à l'injection des dykes de granite IV, génèrent des néoblastes de hornblende et de biotite définissant une faible foliation.

5.2.1.2 Minéralogie

Le plagioclase constitue la phase felsique principale (60 - 75%) tandis que les minéraux fémiqes (25 - 40%) sont constitués de quantité variable d'hypersthène, augite, hornblende et biotite. Les minéraux accessoires sont formés d'apatite, de minéraux opaques, de quartz, de chlorite, d'épidote, de séricite. La texture est généralement porphyritique ou microporphyritique et se définit, dans les échantillons mégascopiques, par les phénocristaux de plagioclase typiquement noirâtres. Ces derniers offrent parfois un parallélisme du à la fluidalité magmatique (planche 19). Les relations des principales phases minérales de ces dykes basiques d'âge IV-a sont décrites au tableau A-19.

5.2.1.3 Description microscopique

Au centre des dykes les plus épais, les phénocristaux de plagioclase, grisâtre à brunâtre, constituent jusqu'à 50% du dyke.

La granulométrie est variable et les cristaux atteignent jusqu'à 5 mm; la longueur moyenne se situe autour de 1 - 2 mm. Leur composition est celle de l'andésine ($An\ 44 \pm 5$) et les cristaux sont caractérisés par une zonation oscillatoire normale. Les bandes oscillatoires sont nombreuses (jusqu'à 15+), très fines (c. 0.01 - 0.03 mm) et montrent des effets de résorptions multiples. Le plagioclase varie d'hypidiomorphe à xénomorphe lorsque très corrodé. Il forme une texture porphyritique à microporphyritique où la matrice est constituée d'une mésostase de plagioclase et de minéraux fémiques microgrenus. Le plagioclase de la matrice (25%; c. 0.01 - .05 mm) ne montre pas de zonation.

L'hypersthène et l'augite se trouvent en quantité variable (traces à c. 15%). Ils forment des cristaux inter-cumulus de très fine granulométrie (0.02 - 0.5 mm) avec une grosseur moyenne se situant autour de 0.2 mm. L'hypersthène est de couleur variant de brun rouge à brun noir lorsque riche en inclusions opaques sub-microscopiques. Par contre l'augite, de couleur verdâtre, est exempte d'inclusions opaques.

La hornblende (traces à 30%) est microgrenue avec une grosseur moyenne se situant autour de 0.03 mm. Lorsqu'elle se trouve en traces, les cristaux sont xénomorphes et associés à des inclusions dans les pyroxènes. Lorsque présente en pourcentage plus élevé, les cristaux varient de hypidiomorphe à xénomorphe et ils forment une vague texture granoblastique qui offre un faible parallélisme avec les cristaux de biotite.

Dans les zones non-déformées, la biotite (10 - 20%) varie de jaune brun (α) à brun (γ), de texture subhédrale à anhédrale et ne montre pas d'orientation préférentielle. Les minéraux opaques (c. 6 - 8%) microgrenus et l'apatite (c. 5%) constituent les minéraux accessoires. Des traces de chlorite, séricite, épidote sont associées à la rétro-morphose.

La bordure de ces dykes est caractérisée par la très fine granulométrie (inférieure à 0.03 mm) de la matrice et des phénocristaux (c. 0.5 mm). Ces derniers sont très peu zonés et leur orientation parallèle au contact est primaire, issue de la fluidalité magmatique.

Dans certains cas, une recristallisation associée à des cisaillements tardifs (postérieurs à l'injection des granites IV) a provoqué la formation de néoblastes orientés de plagioclase, de hornblende et de biotite définissant une faible foliation. Ces minéraux forment une vague texture granoblastique polygonale. De plus, des cristaux de hornblende sont observés associés à ces fractures dans les zones internes des dykes d'épaisseur métrique.

5.2.1.4 Résumé et interprétation

Les dykes basiques IV, de composition méso-gabbroïque, se distinguent par leurs injections en discordance de part et d'autre du contact de l'anorthosite ainsi que par leurs franges de refroidissement. Les phénocristaux d'andésine forment une texture porphyrique dans une

mésostase de pyroxène, hornblende et biotite. La présence de zonation normale, oscillatoire ainsi que de surfaces de résorptions multiples indiquent un déséquilibre entre les cumulats de plagioclase, la composition (et la pression H_2O) du magma. La présence de hornblende, biotite et plagioclase granoblastiques associés à des zones de cisaillements postérieures aux dykes de granite IV indique des déformations au faciès amphibolite. Ces relations démontrent que les unités encaissantes se trouvaient encore au faciès amphibolite lors de l'injection de ces dykes. Les franges de refroidissement sont donc indicatrices d'un écart de température important entre le magma et les unités encaissantes plutôt qu'une injection en milieu épizonal (Watterson, 1968).

5.2.2 Les dykes de metabasite IV-B

5.2.2.1 Description mégascopique

Ces dykes forment des injections décimétriques discordantes d'orientation NE-SW avec pendage oblique ou sub-vertical fréquemment associées à des zones de cisaillement. Ils se distinguent par la foliation interne concordante au contact définie par l'orientation parallèle de la biotite, des phénocristaux de plagioclase avec un centre fortement séricitisé et une absence de rétomorphose en hornblende. Le tableau 8 résume les relations mégascopiques de ces dykes.

5.2.2.2 Minéralogie

Le plagioclase (c. 70%), le feldspath potassique (0 - 15%) et le quartz (5 - 10%) constituent la fraction felsique tandis que l'hypersthène et l'augite (15 - 20%), la biotite (10 - 20%) et des traces de hornblende constituent la fraction fémique. L'apatite, l'épidote, le sphène, les minéraux opaques et la chlorite constituent la minéralogie accessoire. La texture ignée, constituée de phénocristaux de plagioclase et de pyroxène poécilitique, est fréquemment oblitérée par le cisaillement interne caractéristique à ces dykes. Les relations pétrographiques des principales phases des dykes de metabasite IV-B sont résumées au tableau A-20.

5.2.2.3 Description microscopique

Le plagioclase se retrouve soit en phénocristaux à divers degrés de cataclase, soit en néoblastes (tableau A-20). Les phénocristaux, de composition de l'andésine ($An\ 43 \pm 5$) forment des cumulus hypidiomorphes ou xénomorphes dont le centre des cristaux est fortement séricitisé en comparaison de la bordure. La cataclase produit une recristallisation qui a généré des néoblastes ($< 0.2\ mm$) hypidiomorphes formant localement une texture granoblastique polygonale.

Le feldspath potassique, composé d'orthose non perthitique, se retrouve en cristaux xénomorphes interstitiels entre les phénocristaux de plagioclase et le pyroxène. Le quartz forme des cristaux xénomorphes arrondis retrouvés en interstices entre les autres

phases. Il se présente fréquemment associé aux zones de cisaillement où la recristallisation est fréquente.

L'augite et l'hypersthène forment des cristaux intercumulus xénomorphes ou hypidiomorphes. Ils se distinguent par la texture fortement poecilitique où le pourcentage des inclusions varie de 15 à 50%. Les inclusions sont constituées principalement de plagioclase (< 0.2 mm) arrondi, avec une quantité subordonnée de cristaux de hornblende, de biotite et de sphène. Localement, des "embalements" de plagioclase sub-millimétriques sont observés dans le pyroxène.

Dans les zones les moins tectonisées, la hornblende (α : vert pâle, β : vert, γ : vert brun) est retrouvée en traces et se distingue par son confinement en inclusions arrondies dans les cristaux de pyroxène. Dans les zones les plus tectonisées, la hornblende (α : jaune vert, β : vert, γ : vert sapin) est localement observée à divers degrés de cataclase et recristallisation, formant des trainées sub-millimétriques parallèles.

La biotite (α : jaune brun, γ : brun rouge foncé) est hypidiomorphe ou xénomorphe. Elle se retrouve fréquemment associée aux zones de cisaillement, à divers degrés de cataclase et recristallisation.

Cette unité se distingue par l'abondance de sphène (1 - 3%) xénomorphe et arrondie, fréquemment retrouvée en inclusions dans les pyroxènes. Les minéraux opaques, l'apatite et quelques traces de

zircon constituent les minéraux accessoires. De plus, la rétro-morphose, associée au cisaillement, a produit la formation de chlorite, d'épidote. Des traces de calcite et de pyrite sont observées localement.

5.2.2.4 Résumé et interprétation

Les dykes de metabasite IV-B se distinguent des autres dykes de metabasite IV par leur association avec des zones de cisaillement et une foliation interne parallèle au contact. La minéralogie se distingue par la présence de feldspath potassique interstitiel entre les phénocristaux d'andésine fortement séricitisé et l'abondance de biotite, ce qui confère une composition assez potassique. Dans les zones les moins déformées, la hornblende est confinée en inclusions dans les cristaux intercumulus de pyroxène fortement poecilitique, ce qui indique une cristallisation précoce de la hornblende dans un magma devenu rapidement sous-saturé en H_2O . L'abondance du sphène, en inclusions dans les pyroxènes et en cristaux individuels, indique un magma riche en titane.

Les relations texturales et minéralogiques indiquent que ces derniers dykes basiques d'âge IV se sont injectés dans un milieu dynamique de tectonique relativement "cassante", pour former des dykes de nature syn-cinématique. L'absence de rétro-morphose des pyroxènes en hornblende et le recoupement des dykes de metabasite III et IV rétro-morphosés indiquent une injection tardive, postérieure à la rétro-morphose, en un niveau crustal moins profond que celui associé aux

dykes de metabasite IV-A.

5.3 Dykes acides IV

5.3.1 Description mégascopique et minéralogie

Les dykes "acides" d'âge IV forment des injections d'épaisseur centimétrique à métrique recoupant toutes les unités antérieures (figures 8 et 26). Ces dykes présentent une vague orientation préférentielle c. sud-est ou nord-ouest avec un étalement assez fort sur le stéréographe (figure 27-b). Quelques dykes montrent un plissement mineur, tandis que d'autres sont injectés le long de zones de mylonites ou cisaillement (figure 30). La granulométrie varie du millimètre au centimètre et la minéralogie, dominée par le quartz et les feldspath, présente un index de coloration de 0 à 10. La biotite est la seule phase féminique majeure. Certains dykes se distinguent par l'abondance de muscovite.

5.3.2 Résumé et interprétation

Ces dykes "acides" constituent l'activité ignée finale précédant le magmatisme alcalin associé à la formation du graben du Saguenay. Le peu d'orientation préférentielle de ces dykes acides indique des injections dans un système en décompression dans des conditions épizonales.

Figure 26: Pli en Z d'échelle décamétrique avec plongée oblique à sub-verticale, prédatant le dyke de granite IV.

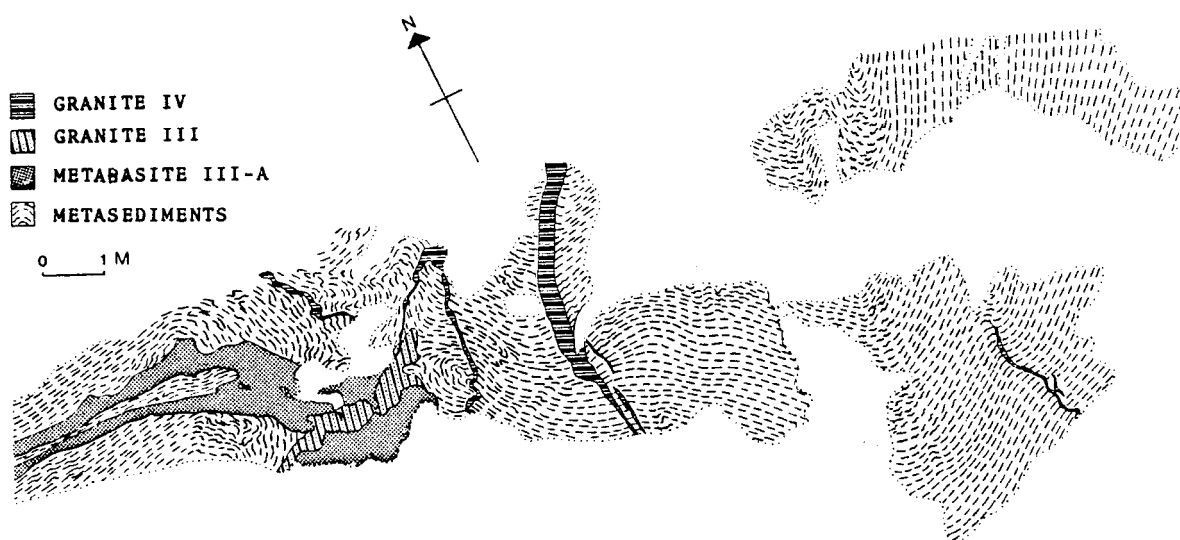


Figure 27: Relations structurales des unités d'âge IV.

a) dykes basiques

b) dykes acides

c)° plis prédatant les dykes de granite IV

d)° plis postdatant les dykes de granite IV

° Note: (•) et (+) : Plans axiaux

(o) et (x) : Axes de plis

e) mylonites; domaine 1: 045°/70° (sénestre)

domaine 2: 090°/75° (dextre)

domaine 3: 170°/75° (sénestre)

n=1, 2, 4 et 9 ; N=57

f) linéations associées aux domaines 1, 2 et 3

des mylonites

g) cisaillements divers

h) fractures post-grenvilliennes; 1: fractures

2: pseudotachylite

3: lamprophyre

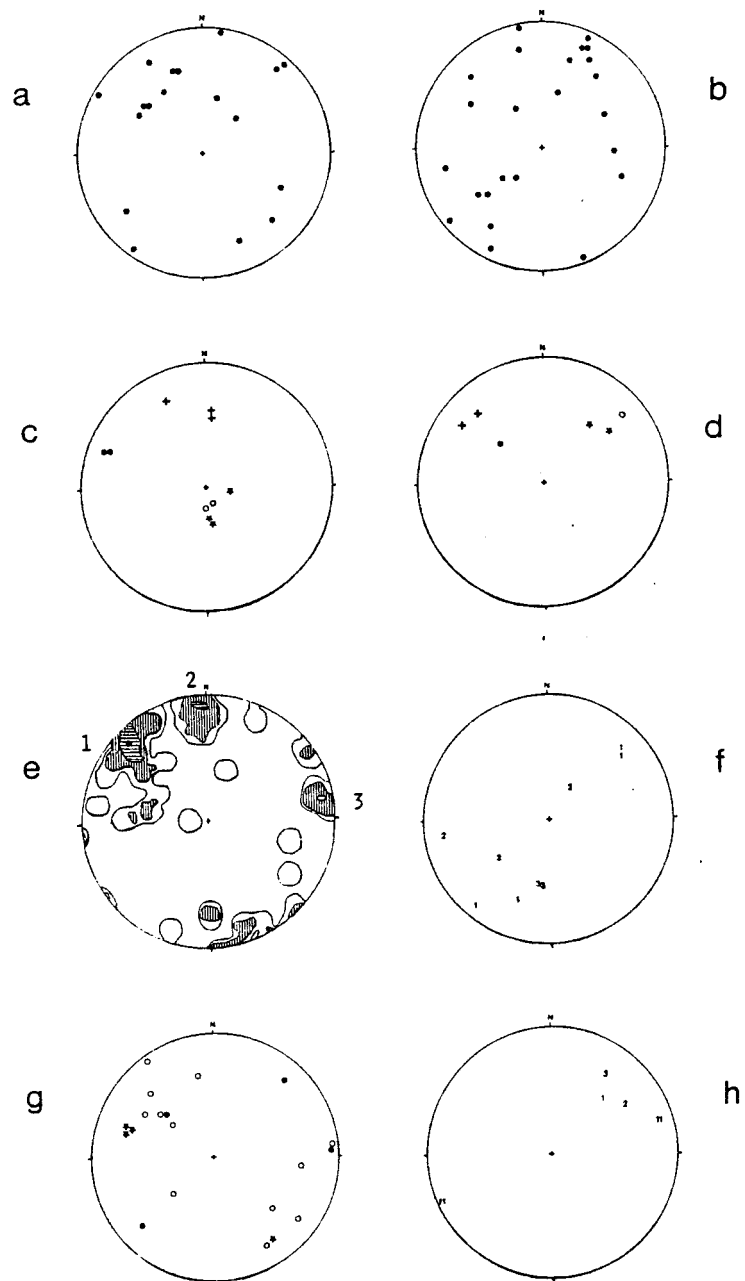


Figure 28: Distribution de l'épaisseur des mylonites. L'abondance de mylonites d'épaisseur décimétrique et métrique révèle l'intensité de ce style de déformation.

Figure 29: Interprétation du système de contraintes ayant généré les mylonites des domaines 1 et 2 (fig.27,e).

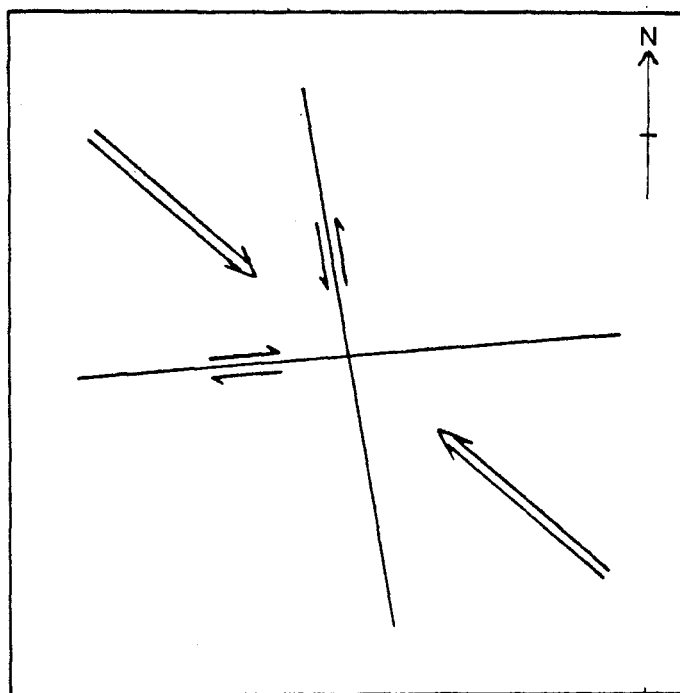
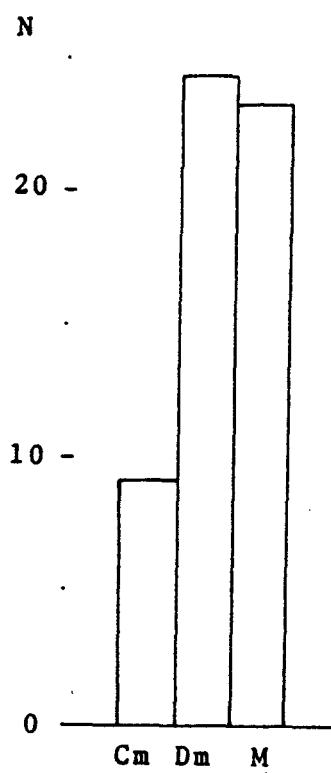


Figure 30: Dyke de granite IV associé à une zone de mylonite de déplacement dextre. Noter les fentes d'extension tardives remplies de quartz.

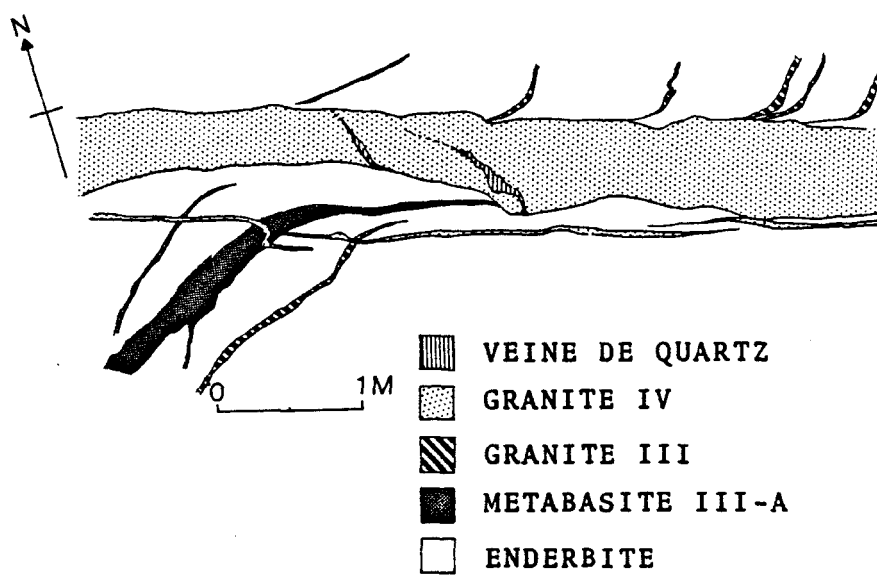


Tableau 8: Caractéristiques mégascopiques des dykes basiques d'âge IV (légende des symboles p. 386).

	<u>METABASITE IV-a</u>	<u>METABASITE IV-b</u>
COULEUR	noir	brunâtre
DIRECTION/PENDAGE	population 1; 030-060/70 population 2; 120/45	040/60 → 85, 210/70
FREQUENCE	généralement seuls	toujours seuls
VOLUME ESTIME (%)	trace	trace
EPAISSEUR (d)	cm → m, \bar{x} 30-50 cm	dm, \bar{x} c. 30-40 cm
VARIATION (d) EN FONC- TION DE LA LONGUEUR	assez fréquent, apophyses	N.O.
BOUDINAGE	N.O.	N.O.
STRUCTURES PRIMAIRES	apophyses, franges de refroidissement	discordance angulaire, toujours associée à un cisaillement
RECOUPEMENTS	injection dans les unités d'âge I, II et III, recoupés par les dykes de granite IV	post metabasite III-a
RELATIONS AVEC LES UNITES ENCAISSANTES		
- CONTACT	toujours discordant	toujours discordant
- FOLIATION DES UNITES ENCAISSANTES	toujours discordant	toujours discordant
- ASSOCIATION AVEC ZONE DE CISAILLEMENT	N.O. (mais possible)	très fréquente
ENCLAVES	N.O.	N.O.
PLIS:-TYPE, DIRECTION/ PENDAGE DU PLAN AXIAL	absent	absent
- ORIENTATION DE L'AXE	absent	absent
FOLIATION INTERNE DEFINIE PAR	absente, sauf associée à cisaillement tardif; néoblastèse et orienta- tion biotite-hornblende	orientation de la biotite et des phéno- cristaux de plagioclase
LINEATION	phénocristaux de plagioclase; fluidalité magmatique	N.D.
MARGES		
- VARIATION GRANULOME- TRIQUE	toujours, diminution de la granulométrie vers le contact	N.D. (tectonisé)
- VARIATION DU POURCEN- TAGE DES MINERAUX EN FONCTION DE L'EPAISSEUR	N.O., sauf augmentation rapport phénocristaux/ mésostase du plagioclase vers le centre	N.D.
DEGRE D'HETEROGENEITE DU DYKE	homogène	homogène
TEXTURE	porphyritique	porphyroclastique à légèrement blastomylo- nitique
MIGMATISATION	absente	absente

Chapitre VI

Géologie de la région de Chicoutimi

6.0 Introduction

La région de Chicoutimi comprend une section large de 7 km limitée à l'ouest par le contact de l'anorthosite (c. à la hauteur de l'usine Alcan d'Arvida) et à l'est par la mangérite de Chicoutimi (figure 4). Les rivières Saguenay et Chicoutimi ainsi que les lignes de haute tension offrent une bonne qualité d'affleurements continus.

Ce chapitre relate les principaux éléments structuraux et lithologiques présents dans le secteur de Chicoutimi. L'affleurement clé du terrain de golf de l'Alcan, sur la rive sud du Saguenay, présente une signature tectonique singulière et sera traité séparément au paragraphe 6.5.

La région de Chicoutimi offre, en général, la plupart des éléments litho-structuraux observés à la coupe clé du lac Kénogami, soit:

- 1) un socle gneissique avec déformations et migmatisations polyphasées d'âge I et II,
- 2) les plutonites majeures d'âge III constituées de la

suite bimodale d'intrusifs "anorthosite-charnockite" accompagnée d'une déformation (D_3) et recoupées par les dykes de metabasite III,

- 3) les plutons "granitiques" tardi- ou post-tectoniques,
- 4) le magmatisme alcalin d'âge IV associé au graben du Saguenay.

Pour éviter une redite, seuls les points saillants de la région de Chicoutimi sont élaborés dans ce chapitre.

6.1 Analyse structurale

L'intensité de la déformation d'âge III et le caractère migmatitique avancé (metatexite hétérogène à diatexite homogène) des unités du socle de la région de Chicoutimi rendent difficile la reconnaissance des éléments structuraux d'âge II et I. De rares plis intrafoliaux affectant les mobilisats I dans les gneiss mafiques représentent le seul vestige structural attribuable à la première phase de déformation (D_1). La seconde phase de déformation (D_2) a produit une foliation S_2 , des plis fermés ou isoclinaux (avec foliation de plan axial) qui affectent les unités d'âge I et II.

La troisième phase de déformation D_3 a produit une forte transposition des structures des unités du socle parallèle à la foliation S_3 . Ces structures d'âge III ont une orientation moyenne autour de 205/75 (figure 31, a). La distribution des poles de ces

foliations sur le stéréographe de Wulff forme un amas assez bien défini concordant avec l'orientation du contact de l'anorthosite de la région de Chicoutimi. L'orientation moyenne de ces structures de la région de Chicoutimi offre un écart de direction et d'orientation du pendage avec celles du lac Kénogami (055/75).

Les axes de plis des unités d'âge III ont un plongement sub-horizontal vers c. 025° et 205° (figure 31, b). Sur le stéréographe, les axes forment un amas distribué faiblement le long d'un grand cercle (ceinture) dont le pôle correspond à l'orientation moyenne des pôles des foliations. Cette distribution en ceinture est mieux définie pour les axes de plis d'âge II des unités du socle, transposés par la déformation D_3 (figure 31, c). La particularité du plissement d'âge III de la région de Chicoutimi réside dans l'abondance de plis en Z d'échelle décimétrique, avec axe de plongée sub-horizontal (figure 32). Il semble que ce style de pli en Z se présente aussi à l'échelle kilométrique, tel que le montre une coupe de la structure à Chicoutimi nord (figure 33).

L'orientation des dykes de metabasite III est en général (sub-) concordante à la foliation S_3 (figure 31, d). Quelques rares dykes de direction c. nord-ouest sont localement observés. Tout comme la foliation de la région de Chicoutimi, les dykes de metabasite III présentent aussi une discordance avec l'orientation des dykes de metabasite III du lac Kénogami. Des relations similaires sont notées pour les dykes de "granite" III, qui présentent un plus grand étalement des pôles. La présence ou l'absence de plissement des dykes de

métabasite III permet de distinguer plusieurs générations d'injections (voir paragraphe 6.5.3).

Les mylonites (figure 31, e) forment une distribution des poles en un amas assez étalé de direction variant c. sud à sud-ouest avec pendage oblique à sub-vertical. Les cisaillements et les fractures offrent un étalement plus large d'où semble se définir trois amas principaux de pendage sub-vertical, soit: a) direction SSE, b) direction WSW et c) direction NW. Les déformations orientées c. S à SSW offrent en général un mouvement senestre tandis que celles d'orientation c. W à SW présentent un mouvement dextre, avec des déplacements variant du centimètre au mètre.

6.1.1 Résumé et interprétation

Les relations structurales des unités du socle et des plutonites d'âge III corroborent, en général, les relations observées à la séquence du lac Kénogami. La troisième phase de déformation D_3 est marquée par la transposition des éléments structuraux des unités du socle et par le développement d'une foliation S_3 qui, à l'échelle régionale, est associée à la proximité du contact de l'anorthosite du C.A.L.S.J. L'écart ("discordance") dans l'orientation moyenne de la foliation S de la région de Chicoutimi (205/75) avec celle du lac Kénogami (c. 055/75) est "primaire" (due à la géométrie initiale de la masse anorthositique lors de sa mise en place) plutôt que "secondaire" (plissement de grande échelle, postérieur à la mise en place).

Le pendage subvertical des foliations soutient cette origine "primaire". Cette "discordance" est aussi observée pour l'orientation moyenne des dykes de metabasite III. Ceci démontre bien que l'orientation de ces dykes était contrôlée par la structure locale des unités encaissantes plutôt que par des facteurs tectoniques externes, d'échelle régionale. Ces relations renforcent l'hypothèse du lien génétique et spatial entre le contact de l'anorthosite et la présence des dykes de metabasite III.

Les axes de plis des unités du socle présentent une distribution formant une ceinture dont le pôle correspond à l'orientation moyenne des pôles de foliation. Ces relations concordent avec une origine par transposition de ces unités lors de la troisième phase de déformation. Le plissement d'âge III se distingue par la distribution en amas (sur le stéréographe) des axes de plis qui présentent un plongement sub-horizontale vers le NNE et le SSW.

Le plissement fréquent en Z, pour les plis d'axe plongeant vers le nord (ou en S pour les plis d'axe plongeant vers le sud) tant à l'échelle métrique que kilométrique, associé au plongement sub-horizontale des axes de plis suggère une composante de cisaillement simple, d'orientation (sub-) verticale, où le secteur ouest monte par rapport au secteur est. Ces relations sont attribuées à la mise en place, par diapirisme, de l'anorthosite située à l'ouest.

Le peu de données structurales sur les mylonites de la région

de Chicoutimi (exception faite des mylonites de la séquence du terrain de golf de l'Alcan) indique une concentration des poles des mylonites de direction sud à sud-ouest. Le mouvement senestre des zones de mylonites et cisaillements de direction S à SSW associé au mouvement dextre des zones de direction W à SW suggère un système de mylonites conjuguées formé par une compression orientée NW-SE, similaire à l'axe de compression déduit pour les mylonites des domaines 1 et 2 du lac Kénogami.

6.2 Le socle gneissique d'âge I et II

6.2.1 Unités d'âge I

Le trait marquant des unités d'âge I de la région de Chicoutimi réside dans la très faible quantité de métasédiments de composition pelitique qui contraste avec l'abondance de ces derniers dans le secteur du lac Kénogami et à la séquence de St-Fulgence. Les métapélites forment des bandes d'échelle métrique à décamétrique retrouvées dans les gneiss mafiques (à pyroxène-biotite-hornblende) auxquels s'associent de rares bandes de quartzite (cm-m).

L'intensité de la migmatisation (abondance de la diatexie) et des déformations d'âge III ont obscurci la position stratigraphique réelle des gneiss mafiques (unité d'âge I et II?). Dans quelques zones moins déformées, des mobilisats de 1 à 3 mm d'épaisseur de granulométrie inférieure au millimètre offrent les mêmes relations

que les mobilisats I observés dans des unités similaires à St-Fulgence (Owen, 1981). De plus, le (rare) recoupement par des mobilisats de plus forte granulométrie (mobilisats II) et par des dykes de metabasite II confirment l'âge I des mobilisats décrits plus haut et par conséquent des gneiss mafiques (planches 26 et 27).

Ces gneiss mafiques ont une texture c. équi-granulaire avec des cristaux (hyp-)idiomorphes de fine granulométrie (0.1-0.5 mm) où la minéralogie est dominée par le plagioclase (40 - 60%). Le quartz (10 - 15%), le feldspath potassique (5 - 25%) et les minéraux féimiques, constitués de pyroxène (opx, cpx; 10 - 20%), de biotite (10 - 15%) et de hornblende (2 - 5%), représentent les phases mineures. Le trait dominant de ces gneiss mafiques réside dans l'abondance de pyroxènes (opx, cpx) relativement à la hornblende qui se présente en cristaux individuels où les textures de couronnes sont absentes.

Les injections de "granite" I, fortement recristallisées et migmatisées, sont difficiles à discriminer sur le terrain.

6.2.2 Unités d'âge II

Les unités d'âge II comprennent les injections de "granite" et de metabasite II qui offrent les memes relations lithologiques, structurales et métamorphiques que celles décrites au lac Kénogami et à St-Fulgence (Owen, 1981). Le point essentiel des relations chronostratigraphiques réside dans le recoupement des gneiss mafiques par les dykes de metabasite II (planche 26) qui sont eux-mêmes

plissés (planche 27) et recoupés par les "granites oeillées" d'âge III.

Les mobilisats II des gneiss mafiques et des dykes de metabasite II ont une granulométrie plus grossière que les paléosomes, sont caractérisés par les assemblages à deux pyroxènes qui contiennent des inclusions d'apatite, de minéraux opaques et localement des traces de hornblende et biotite. La biotite et la hornblende sont totalement exclues de ces mobilisats où dominant le feldspath potassique et le plagioclase.

6.2.3 Résumé et interprétation

La caractéristique essentielle des unités du socle de la région de Chicoutimi réside dans le très faible volume de métasédiments de composition pelitique, ou quartzeux. L'interdigitation de ces unités avec les gneiss mafiques contenant les mobilisats I et II ainsi que le recoupement par les dykes de metabasite II indiquent sans ambiguïté que ces gneiss appartiennent au groupe d'âge I. Ces relations excluent l'hypothèse qu'ils représentent une injection massive d'âge II. L'abondance de biotite suggère un protolithe du type tuf mafique (?).

Les autres unités du socle (granite I, dykes de metabasite et "granite" II) offrent les mêmes relations qu'au lac Kénogami et St-Fulgence. Le faciès granulite, indiqué par la présence ubiquiste d'ortho- et clinopyroxène dans les paléosomes ainsi que dans les

néosomes, est relativement bien conservé (peu rétro-morphosé) par rapport à la coupe du lac Kénogami. L'abondance des mobilisats à deux pyroxènes contraste avec la rareté du clinopyroxène dans les mobilisats II des metabasites de St-Fulgence (Owen, 1981). Ceci suggère que dans la région de Chicoutimi, les conditions de température et de pression élevées ont opéré plus longtemps vû la proximité de l'anorthosite (plus chaude).

6.3 Unités d'âge III

Les unités d'âge III comprennent essentiellement les plutonites de la série anorthosite - ferrodiorite ainsi que des injections de "granite oeilé" recoupées des dykes de metabasite et de granite III. La mangérite de Chicoutimi constitue un élément intrusif important de ce groupe d'âge III.

6.3.1 Plutonites d'âge III

L'anorthosite de bordure est déformée et injectée de dykes syn-cinématiques de metabasite III. La ferrodiorite sépare l'anorthosite des unités de la ceinture et présente le même contraste tectonique observé au lac Kénogami.

Le principal élément intrusif retrouvé dans les unités ceinturant l'anorthosite et la ferrodiorite est constitué d'intrusions acides porphyriques (appelées "granite oeilé") de composition variant

de la farsundite à la charnockite et qui recourent les unités déformées du socle (figures 34, 35, planche 28). L'abondance variable des phénocristaux de feldspath potassique génère des textures variant d'équigranulaire (pas de phénocriste) à hétérogranulaire ocellé (20 - 60% de phénocriste de feldspath potassique). Les minéraux fémiques présentent des proportions variables de pyroxène: hornblende variant de 9:1 à localement 1:9 selon le degré d'hydratation. La biotite, le plagioclase et le quartz sont les autres principaux constituants.

La variation de la texture équigranulaire à la texture ocellée s'effectue parfois sur une échelle de quelques mètres. De plus, les gneiss mafiques (déjà migmatisés) présentent une transition jusqu'à la diatexie homogène en deça de quelques dizaines de mètres. La diatexite produite est relativement pauvre en mégacristaux de feldspath potassique et présente toujours un contact graduel avec les gneiss mafiques. Les portions nettement plus riches en mégacristaux de feldspath potassique présentent toujours un contact net avec les unités encaissantes. Les mobilisats ne sont pas observés dans cette unité.

L'intrusion de la mangérite (de Chicoutimi) constitue une masse d'une surface de plusieurs dizaines de kilomètres carrés qui constitue la limite Est du complexe gneissique de Chicoutimi. L'absence d'injection de "granite ocellé" dans cette dernière indique une intrusion postérieure à celui-ci. L'absence de dyke de metabasite III dans la mangérite, située à plus de 7 km du contact de l'anorthosite, ne constitue pas un critère stratigraphique valable pour préciser l'âge de l'intrusion de la mangérite, car ces dykes sont

confinés à une bande de 3 km bordant l'anorthosite. La mangérite de couleur vert bouteille a un index de coloration faible (i.c. < 15) et est constituée de phases fémiques dominées par le pyroxène. La bordure ouest de la mangérite présente une zone cisailée de près d'un kilomètre d'épaisseur où l'intensité du cisaillement associé à une rétro-morphose s'accroît vers la bordure. Cette zone se caractérise par une teinte de plus en plus rosacée, par une cataclase et une hydratation des pyroxènes en hornblende et biotite ainsi que par le développement d'une foliation concordante au contact.

6.3.2 Dykes de metabasite et "granite" III

Les dykes de metabasite III abondent surtout près du contact de l'anorthosite et ne sont que très rarement observés à plus de 3-4 km à l'Est de Chicoutimi. Ces dykes sont injectés en (sub) discordance avec la structure des unités encaissantes (planche 29). Les dykes offrent les mêmes particularités que les dykes de metabasite III-a du lac Kénogami. Ils diffèrent de ces derniers par l'abondance de pyroxènes granoblastiques (Cpx, Opx) associés à des quantités subordonnées de la hornblende et de biotite. Rarement ces dykes présentent des mobilisats discontinus de forme lenticulaire (mm - cm) composés de feldspath potassique, pyroxènes (Cpx, Opx en trace) et de plagioclase (voir paragraphe 6.5.3).

La composition des dykes acides III varie de granodiorite à granite. Ils recoupent toutes les unités précédentes et présentent localement du plissement (fig 34, 35).

6.3.3 Résumé et interprétation

Les relations intrusives et le contraste tectonique de l'anorthosite et de la ferrodiorite sont les mêmes qu'au lac Kénogami, ce qui renforce l'hypothèse d'une mise en place de l'anorthosite à l'état solide alors que la ferrodiorite était encore liquide.

Les intrusifs acides sont principalement constitués des "granites porphyriques" ("granites ocellés") de composition variant de farsundite à charnockite dont le pourcentage de phénocristes (5 - 15 mm) varie de c. 0% (faciès équi-granulaire) jusqu'à 60% (faciès porphyrique). Les faciès porphyriques présentent des contacts nets (cm-dm) avec l'encaissant et sont beaucoup plus abondants que les faciès équi-granulaires qu'ils recoupent parfois. Ces derniers se distinguent par le contact graduel, d'une part avec les unités déjà migmatisées du socle et d'autre part, avec le faciès porphyrique, et ce, sur des distances variant du mètre au décamètre. Il semble donc que la fusion en profondeur de matériel infracrustal ait généré un magma granitique dont l'injection et la cristallisation au niveau crustal actuel constituent les faciès porphyriques. Les relations des faciès équi-granulaires indiquent que ce mécanisme de fusion a opéré au niveau structural actuel, mais avec une bien moins forte intensité.

L'intrusion de la mangérite représente un pluton de plusieurs dizaines de kilomètres carrés caractérisé par une orientation

concordante à l'orientation du contact de l'anorthosite. Le style intrusif de cette masse, avec zone de bordure cisailée associée au développement d'une foliation constituée de porphyroclastes et des phases fémiques hydratées, indique une mise en place tardive dans le groupe d'âge III possiblement dans un état où la cristallisation était assez avancée ("bouillie" \pm solide).

Les dykes de metabasite III offrent les mêmes relations structurales que ceux du lac Kénogami. Leur trait distinctif réside dans leur texture blastophitique où les phases fémiques sont dominées par les pyroxènes (Opx, Cpx). De plus, près du contact de l'anorthosite, certains dykes présentent localement des évidences d'un début de mobilisation caractérisé par des lentilles discontinues de granulométrie plus grossière contenant l'assemblage feldspath potassique, clinopyroxène, orthopyroxène et plagioclase. La présence de phénocristaux de plagioclase à proximité des mobilisats indique que la mobilisation et la recristallisation étaient des processus concomitants déroulés peu de temps après la cristallisation des dykes. Ceci indique que l'injection des dykes de metabasite III a débuté dans un milieu où les conditions T-P étaient suffisamment élevées pour permettre 1) une recristallisation des pyroxènes et 2) un développement des mobilisats.

Puisque seulement une fraction des dykes de metabasite présentent ces relations de mobilisation, ceci indique que les injections de metabasite ont procédé sur une assez longue période de temps pour que les conditions T-P des unités encaissantes décroissent de façon significative pour en empêcher la mobilisation, tel qu'observé

dans la majorité des dykes de metabasite III.

Les dykes de granite III, recoupant les unités précédentes, offrent localement un plissement attribué à des réajustements tectoniques mineurs.

6.4 Unités d'âge IV

Les unités d'âge IV de la région de Chicoutimi comprennent l'intrusion de syénite de Chicoutimi-Nord, des dykes basiques et acides, l'intrusion du complexe alcalin de St-Honoré ainsi que les dykes de lamprophyres associés. Les intrusions granitiques IV de dimension de stock ou pluton, similaires aux granites du lac des Ilets et de La Baie (Woussen, communication personnelle, 1984) ne sont pas observés.

6.4.1 Dykes basiques et acides

Ces dykes forment des injections mineures qui recoupent les unités antérieures et qui sont recoupés par les dykes de lamprophyre et carbonatite. Ils offrent les memes relations que ceux observés au lac Kénogami; entre autres, les dykes basiques présentent des franges de refroidissement et une recristallisation de la matrice en un assemblage granoblastique de plagioclase, hornblende, biotite orienté associé à des traces de pyroxène et plagioclase primaire (igné).

6.4.2 Syénite de Chicoutimi-Nord et intrusions alcalines

L'intrusion de syénite d'âge IV située à l'ouest de Chicoutimi-Nord se présente en deux variétés, une syénite "rose" pauvre en minéraux fémiques, recoupée par une syénite "brun mauve", riche en biotite et opaques, qui forme localement des dykes. Cette intrusion se distingue par l'absence de structure pénétrante, ce qui lui confère un âge post-grenvillien. Des fragments des unités encaissantes forment des enclaves (cm - m) en bordure de l'intrusion. Localement, des dykes basiques IV parfois brechifiés, ainsi que des dykes d'aplite recoupent la syénite dans le secteur ouest.

Les dykes de lamprophyres, retrouvés presque exclusivement en injections sub-horizontales de pendage orienté c. vers le nord. En un endroit, le long de la rivière Chicoutimi, un dyke vertical, associé à une fracture offrant un déplacement de c. 50 cm, recoupe un dyke sub-horizantal. Quelques rares dykes de carbonatite sont observés sur la rive sud du Saguenay vis-à-vis St-Jean-Eude.

6.4.3 Résumé et interprétation

Les franges de refroidissement des dykes basiques IV ainsi que la texture granoblastique de la matrice où les granoblastes de pyroxène sont absents, indiquent une injection dans un milieu qui offrait un contraste de température assez élevé avec le magma pour figer la bordure, dans des conditions permettant encore la néoblastèse de la hornblende.

L'intrusion post-grenvillienne de syénite de Chicoutimi-Nord, vû l'absence de pyroxène aegérine ne semble pas directement associée au magmatisme alcalin du complexe de St-Honoré.

Le magmatisme alcalin associé au complexe alcalin de St-Honoré est constitué d'injections multiples de syénite recoupées par les dykes de lamprophyre et carbonatite. La présence de rares dykes basiques et d'aplite recoupant la syénite indique que le début du magmatisme alcalin était concomitant aux dernières phases basiques et acides d'âge IV.

6.5 Séquence du terrain de golf de l'Alcan

Cette séquence est située sur les rives du Saguenay à c. 1 km à l'est du contact du lobe de Chicoutimi du C.A.L.S.J. (La majorité des affleurements ne sont visibles qu'à marée basse). Cette séquence se distingue par la présence de structures d'orientation singulière (direction: W-NW avec pendage: oblique à sub-vertical) qui sont utilisées comme marqueur chronostratigraphique puisqu'elles oblitèrent la signature tectonique régionale (c. 205/75).

6.5.1 Structure

Les diverses structures d'âge III observées au terrain de golf de l'Alcan (foliation, axes de plis et mylonites) offrent une orientation discordante à la signature tectonique régionale.

L'ensemble des foliations des quatre domaines structuraux (figure 36)

offre une distribution des poles sur le stéréographe en un large amas en forme de croissant. La concordance entre l'orientation des mylonites I et les foliations des domaines 2 et 4 en particulier est notable.

Les axes B des plis observés dans les domaines 1 et 2 plongent c. 25° - 50° vers WNW (figure 37). Ces plis, ouverts ou fermés, ont une longueur d'onde décimétrique et ne présentent pas de foliation de plan axial. Les axes II de chacun de ces domaines présentent une orientation similaire. L'opposition des axes de pli B des domaines 2 et 3 (figure 37) suggère un plissement tardif plongeant vers le sud. Par contre, la difficulté de distinguer si la petite surface de gneiss mafiques plissés du domaine 3 est en place ou représente une enclave "flottant" dans le "granite" III encaissant, rend l'interprétation de ce plissement tardif hasardeux.

Plusieurs générations de mylonites d'orientations diverses sont observées (figure 38). La première génération de mylonite constitue la principale zone de déformation située dans la portion nord des affleurements étudiés. D'épaisseur décamétrique, elle offre une orientation autour de $284/83$ et recoupe les unités du socle, le contact de l'anorthosite C.A.L.S.J., les injections acides et les dykes de metabasite III-1 (cf. paragraphe 6.5.3). Le manque de recoupement avec les dykes de metabasite III-2 et III-3 ne permet pas de mieux cerner les relations chronologiques entre ceux-ci, qui pourraient être contemporaines.

Le style de rotation des mégacristsaux de feldspath K indique que la composante de mouvement vertical, de type normal (où le toit a descendu) a dominé sur le mouvement horizontal (senestre). L'épaisseur de la mylonite (au moins 20 mètres, elle disparaît dans le Saguenay) suggère qu'un déplacement important s'est produit le long de cette zone de déformation ductile. Cette zone de mylonite est exempte de mobilisat; seuls quelques petits dykes tardifs de granite (au moins deux injections différentes) et de lamprophyre la recoupent en discordance.

La texture est généralement blastomylonitique avec des porphyroclastes (0.5 - 10mm) de feldspath potassique, de plagioclase (avec macles complexes de déformation) et de pyroxène flottant dans une matrice de granulométrie inférieure à 0.2 mm. Cette matrice est composée de pyroxènes (cpx, trace de opx), plagioclase, feldspath K, biotite, quartz, minéraux opaques qui forment des agrégats granoblastiques orientés définissant la foliation. La hornblende (0% - 10%) présente une distribution hétérogène dans la mylonite reliée à une rétro-morphose irrégulière des pyroxènes. De couleur vert brunâtre, les cristaux ont une forte granulométrie (0.5 - 1+mm) par rapport à la matrice (< 0.2 mm). Ils contiennent des inclusions de biotite orientée et ils n'offrent que très peu ou pas d'extinction roulante. Ces relations indiquent une blastèse tardi- à post-tectonique par rapport à la mylonite.

Les mylonites II et III constituent des déformations tardives qui sillonnent les affleurements du secteur SE. La mylonite II,

orientée c. 314/74 (figure 38) déforme un dyke basique IV qui forme des porphyroclastes plus ou moins arrondis dans une matrice plus ductile. La mylonite III, d'orientation c. 142/28 avec linéation d'extension plongeant 10° vers 322 (figure 38), déforme un dyke de granite qui recoupe la mylonite II. Les plis de rebroussement et la présence de dykes de granite similaires de part et d'autre de la mylonite permettent d'évaluer le déplacement senestre à 10 mètres. Une pegmatite grossière tardive (non déformée) est injectée au centre de la mylonite.

Trois populations de cisaillements tardifs, avec déplacement senestre inférieur au mètre, sillonnent les affleurements (figure 38). Le déplacement vertical de ces cisaillements est difficile à évaluer. L'orientation concordante des cisaillements avec les mylonites I et II suggère un lien entre ces deux styles de déformation.

Les fractures d'orientation W à NW avec pendage sub-vertical sont associées au graben tandis que celles de faible pendage, fréquemment injectés de lamprophyre, sont associés au complexe alcalin de St-Honoré.

6.5.2 Unités du socle

Les unités du socle sont constituées des gneiss mafiques d'âge I ainsi que d'un granite charnockitique d'âge II dans lequel sont retrouvés des bandes mafiques d'âge indéterminé (enclave de gneiss mafique ou dyke de metabasite II?). Ces unités contiennent des

mobilisats II tandis que les mobilisats I des gneiss mafiques ne sont que localement observés. Une zone de métagabbro d'âge indéterminé occupe la portion SE. Toutes ces unités sont caractérisées par la présence ubiquiste du pyroxène (cpx, opx) granoblastique où la hornblende ne constitue qu'une phase rétrograde tardive très subordonnée.

6.5.3 Unités d'âge III

Ces unités sont constituées des injections acides et des dykes de metabasite III. Les injections acides sont constituées des "granites oeillés" (décrits dans le chapitre 6.3.1) exhibant un taux variable de blastèse de feldspath K, surtout en s'éloignant de la limite SE. Des injections de syénogranite avec phénocristaux de plagioclase et de syénite équi-granulaire se présentent en masses de géométrie indéterminée et localement en dykes. Ces injections offrent des contacts nets avec les unités encaissantes qui présentent parfois une granitisation de bordure ou plus étendue. Ces unités ont un faible index de coloration (i.c. < 15) et présentent un degré variable de recristallisation. Le pyroxène n'est observé que dans le syénogranite.

Les dykes de metabasite III (figure 39) se classent en trois groupes, soit III-1, III-2, III-3 (cette nomenclature est adaptée afin de ne pas les confondre avec les dykes de metabasite du lac Kénogami). Les dykes III-1 (dm - m) forment un réseau où l'agmatisation puis la mylonitisation ont détruit les structures primaires. Ces dykes sont recoupés par les dykes de metabasite III-2 qui offrent des contacts en

bayonnette et une texture vaguement blastophitique.

Ces dykes se distinguent par un plissement local d'axe plongeant sub-vertical vers le SSE et par le faible développement de mobilisats formant des lentilles centimétriques plissées. La matrice a une texture équi-granulaire avec très fine granulométrie (0.03 - 0.08 mm). Elle se compose de 70 - 80% de plagioclase granoblastique (avec de rares reliques de phénocristaux), de 15% de biotite orientée et de c. 10% de clinopyroxène granoblastique. Des traces de quartz, de minéraux opaques et d'apatite ainsi que de hornblende rétrograde constituent les phases accessoires.

Les mobilisats se distinguent par la plus forte granulométrie (0.2 - 1mm) et la texture hypidiomorphe hétérogranulaire. La minéralogie est dominée par le feldspath potassique perthitique (70 - 80%) n'offrant pas de contact avec la biotite de la matrice qui présente une déstabilisation à c. 0.5 - 1mm du mobilisat. Le clinopyroxène constitue la phase fémique dominante. Les petits cristaux de clinopyroxène de la matrice sont exempts de ces mobilisats tandis que l'orthopyroxène ne s'observe qu'en trace localement. Les minéraux opaques et l'apatite constituent les phases mineures.

Les dykes de metabasite III-3, d'orientation moyenne 257/77, se caractérisent par les contacts cisailés avec structure en bayonnette, ainsi que l'absence de plissement et de mobilisats. Le pyroxène granoblastique constitue la principale phase fémique.

6.5.4 Unités d'âge IV

Les dykes basiques et acides IV ainsi que les injections de lamprophyres et de carbonatite (plus au SE) constituent les unités d'âge IV (figure 39). Les dykes basiques IV se distinguent par une injection discordante et localement le long des plans axiaux des plis des metabasites III-2. L'abondance des inclusions opaques dans les phénocristaux de plagioclase leur donne la couleur typiquement noire sur le terrain. Les phénocristaux (1 - 5mm) présentent une zonation normale qui s'accroît vers la bordure. Leur orientation parallèle semble due à la fluidalité magmatique. La matrice offre une texture granoblastique polygonale composée des plagioclase-hornblende, biotite et pyroxène. Le pyroxène (primaire) est peu fréquent et offre un signe avancé de recristallisation en hornblende.

Le recoupement des dykes de granite permet de distinguer cinq populations d'orientations distinctes, dont certains recoupent les mylonites. Les dykes sub-horizontaux de lamprophyre recoupent toutes les lithologies. Certains présentent un fort pourcentage d'enclaves (30 - 60%) polygéniques fortement altérées, de dimension et de morphologie variable (mm - cm et arrondis).

6.5.5 Résumé et interprétation

Les unités du socle, d'âge III et d'âge IV offrent essentiellement les mêmes relations que celles de Chicoutimi ou du lac Kénogami. La présence de mobilisat à pyroxène dans les unités du

socle indique un métamorphisme de faciès granulite. Les dykes de metabasite III se subdivisent en trois générations qui reflètent une diminution des conditions T-P et de déformation. La présence de mobilisats avec pyroxène dans les dykes les plus anciens indique une injection alors que les unités encaissantes étaient encore au faciès granulite. Les dykes de metabasite III-1 sont déformés par la principale zone de mylonite I-B, mais aucun recoupement n'est observé avec les dykes de metabasite III-2 et III-3. Ceci indique un âge minimum de la mylonite postérieure aux dykes III-1.

Les affleurements du terrain de golf de l'Alcan se distinguent par l'orientation singulière (c. 280-300/40-80) de la structure (mylonites, foliation, axes de plis) qui recoupe la structure régionale (c. 205/75) ainsi que le contact de l'anorthosite du C.A.L.S.J. Plusieurs générations de mylonites sont observées dont la plus importante est le mylonite I qui se distingue par l'épaisseur décimétrique ainsi que par le style de déformation où la composante de mouvement vertical (déplacement normal: le toit vers le bas) domine sur la composante de mouvement horizontal (sénestre). Ces relations indiquent que cette mylonite est le foyer d'un déplacement normal important et signifie qu'au niveau d'érosion actuel, le bloc situé au nord du Saguenay correspond à un niveau structural moins profond que celui situé au sud du Saguenay.

L'absence de mobilisat et la texture blastomylonitique avec néoblastèse de pyroxène indiquent que ces déformations ont opéré au faciès granulite inférieur. L'hydratation des pyroxènes en hornblende

contenant des inclusions orientées de biotite et n'offrant que très peu ou pas d'extinction ondulante, indique une rétro-morphose tardive ou postérieure à la mylonitisation. Les mylonites II et III, ainsi que les cisaillements, représentent des déformations mineures dont certains offrent une orientation concordante à la mylonite I. Ces déformations tardives reflètent une tectonique décroissant en intensité et devenant de plus en plus cassante et localisée.

La concordance de l'orientation locale de la foliation avec la zone majeure de mylonite I suggère que la foliation du domaine I, en bordure de la mylonite, représente une foliation générée par le cisaillement de la mylonite qui se serait superposé à la foliation S_3 (fortement transposé), tandis que la foliation dans les domaines 1 et 2 (plus distants) représente un entraînement moins prononcé de la foliation régionale S_3 . La concordance des axes de plis B et II, avec plongée sub-horizontale à oblique vers le NW, semble reliée à cette déformation. Ils représenteraient des plis de rebroussement où les axes B correspondraient à des plis secondaires aux plis de rebroussement (d'axe II) de plus grande échelle.

Cette importante zone de mylonite d'âge tardi-grenvillien représente possiblement une "cassure" majeure de la croûte dans la province de Grenville. Le confinement et la concordance de cette zone de déformation avec l'orientation du graben ordovicien du Saguenay suggèrent que ce dernier se soit développé préférentiellement le long de cette ancienne zone de faiblesse par une réactivation tectonique.

- Figure 31: Structure des unités de Chicoutimi;
- A: Foliation S_3
 - B: Axes de pli des unités d'âge III
 - C: Axes de pli des unités du socle
 - D: (●) Dykes de metabasite III
 (•) Dykes de "granite" III
 - E: (●) Mylonites
 (•) Fractures
 - ↻: mouvement dextre
 - ↺: mouvement sénestre

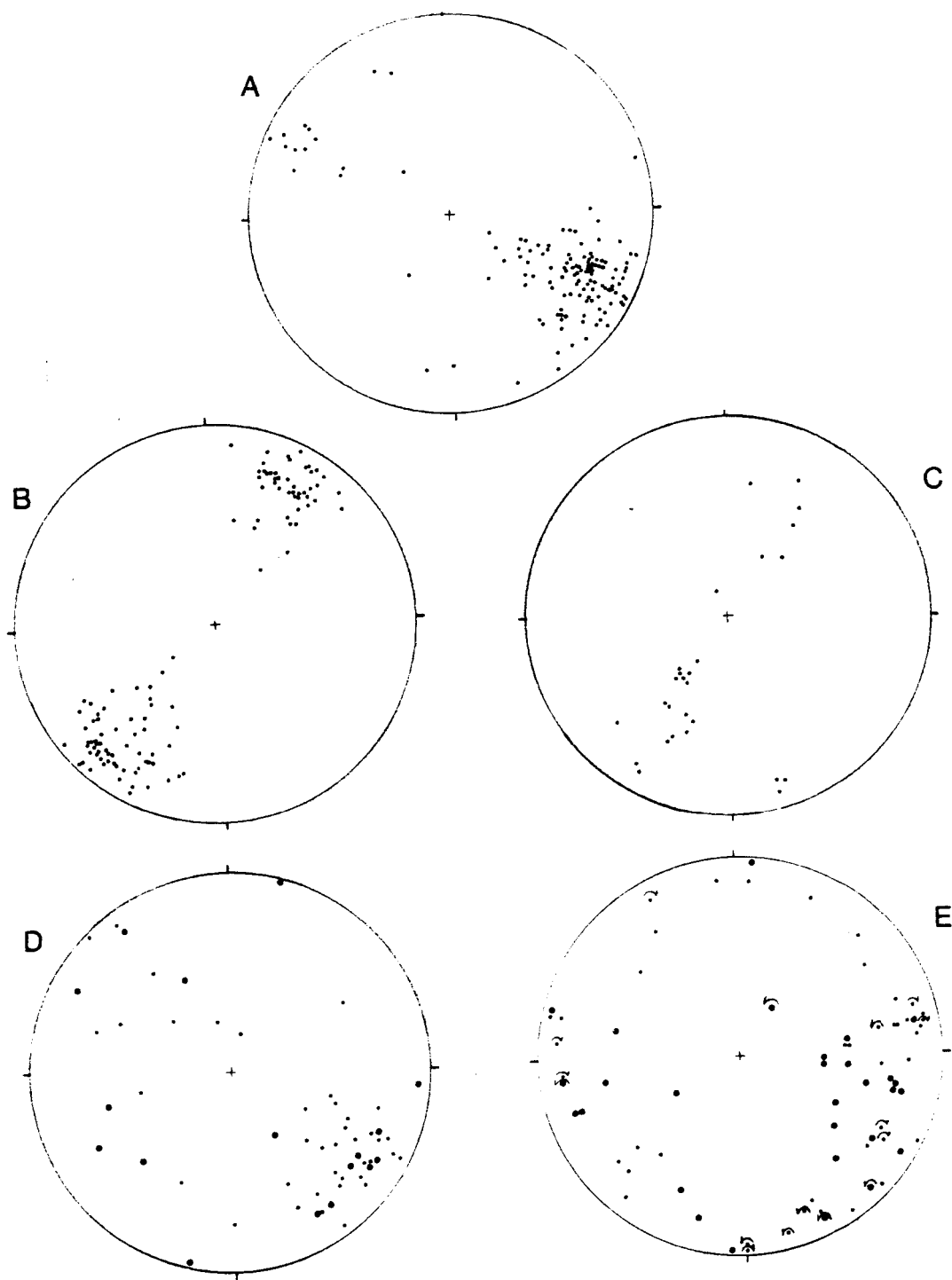
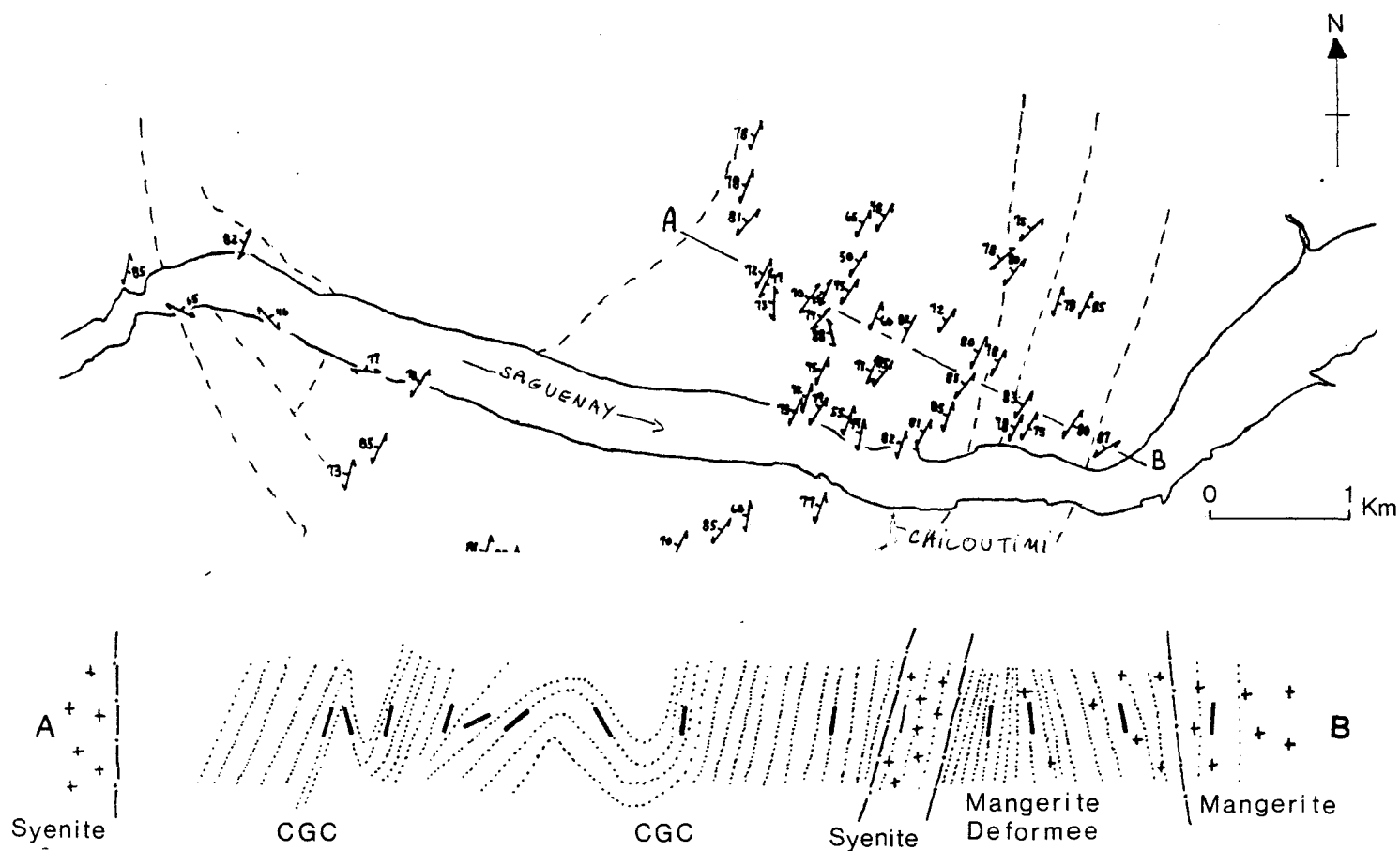
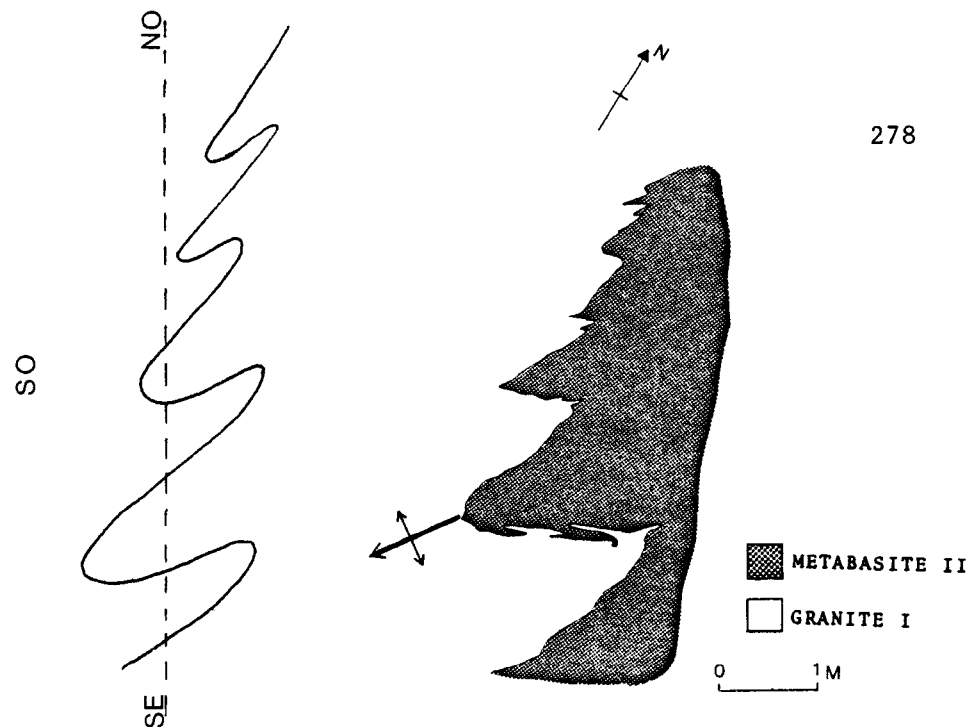


Figure 32: Pli asymétrique en S déversé vers l'Est de plongée sub-horizontale vers le Sud-Ouest. La figure de gauche représente une coupe Sud-Est - Nord-Ouest regardant vers le Sud-Ouest (dans l'axe de la plongée) de cet affleurement de la carrière Jobin à Chicoutimi.

Figure 33: Coupe de la section de Chicoutimi-Nord (regardant vers le Nord-Est) montrant le même style de pli asymétrique (à l'échelle kilométrique) qu'à la figure 32.

C.G.C.: Complexe Gneissique de Chicoutimi.



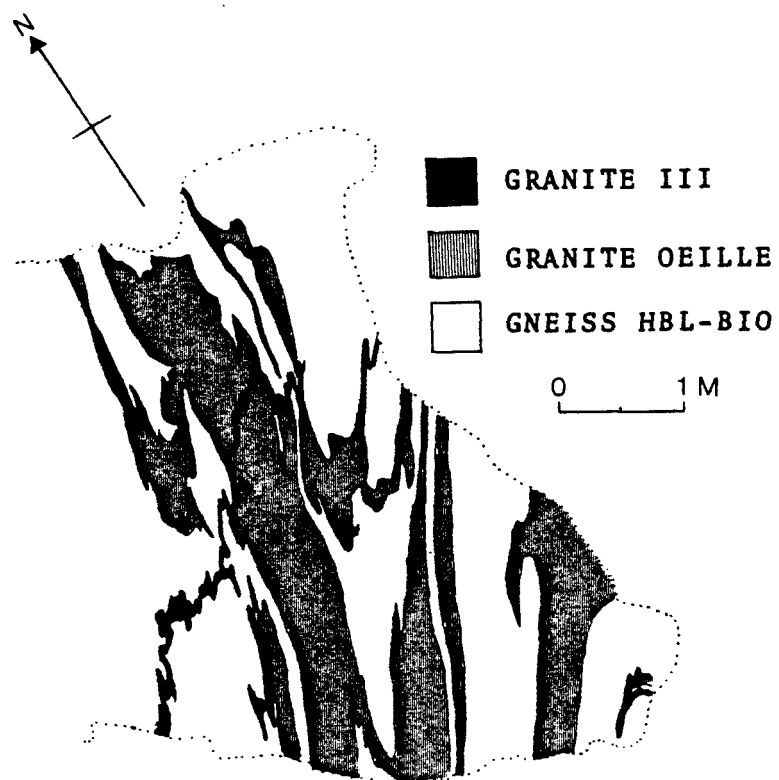


Figure 34: Injection de granite ocellé dans le mafique et plissé avec un axe de plongée sub-horizontale vers le Sud-Ouest (Carrière de Chicoutimi).

Figure 35: Granite ocellé injecté dans les gneiss mafiques, le tout offrant un plissement asymétrique. Ces unités sont recoupées par une abondance de dykes de granite III et IV ainsi que par un dyke de lamprophyre sub-horizontal. Coupe verticale regardant vers le Nord, située à la base de la falaise du Cap-St-Anne.



Figure 36: Terrain de golf de l'Alcan: Domaines de foliations.

Dans les domaines 1 et 2, la distribution en ceinture peu définie suggère un plissement à grande échelle, présenté par les axes de plis β et β , similaires aux axes observés (figure 37). Les foliations sur la figure représentent l'orientation et le pendage moyens de la foliation dans chacun des domaines. Noter sur les affleurements la variation (presque) systématique de l'orientation de la foliation du secteur Sud-Est (secteur distal: domaines 1 et 2) au secteur Nord-Ouest (secteur proximal: domaine 4) qui devient concordante à l'orientation de la mylonite I (figure 38), située à l'extrémité Nord-Nord-Ouest des affleurements (patron hachuré).

: pendage $> 60^\circ$

: pendage $< 60^\circ$

n = Nombre de données dans chaque intervalle.

N = Nombre total de données.

Domaine 1 : n=1, 2, 5 et 10 ; N=36

Domaine 2 : n=1, 2, 5 et 10 ; N=51

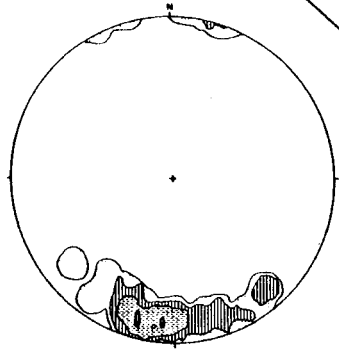
Domaine 3 : n=1, 2 et 5 ; N=11

Domaine 4 : n=1, 2, 5 et 10 ; N=36

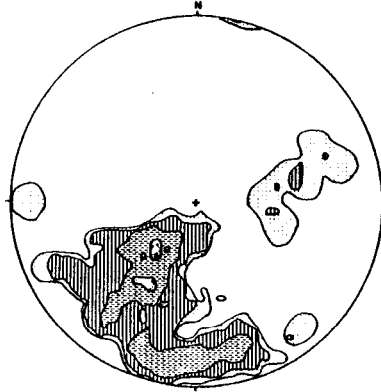
Domaines 1+2+3+4 : n=1, 2, 5 et 10 ; N=136



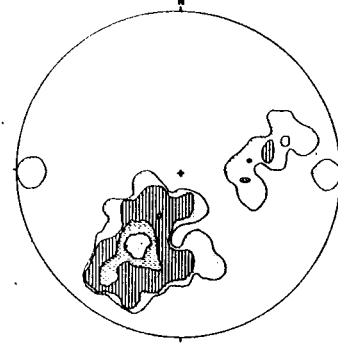
Rivière Saguenay



DOMAINE 4

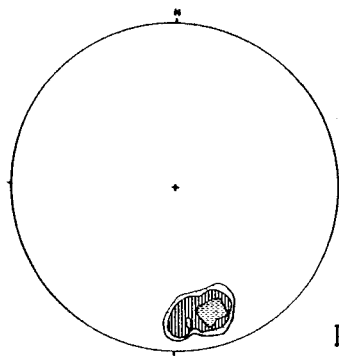
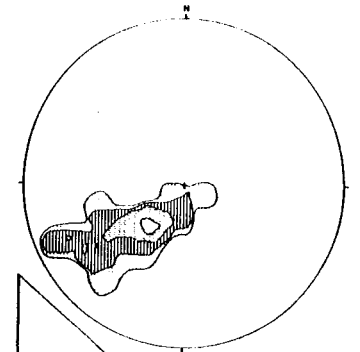


DOMAINE 1+2+3+4

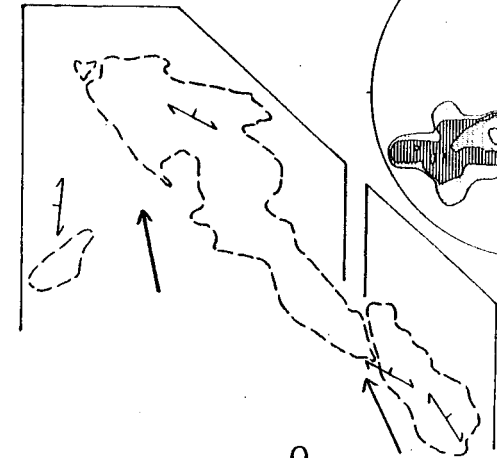


DOMAINE 2

DOMAINE 1



DOMAINE 3



0 50 M

Figure 37: Terrain de golf de l'Alcan: Domaines des plis.

Domaines 1 et 2: Quadrant N.O.: Axes de plis

Quadrant S.O.: Plans axiaux

Domaine 3: Quadrant E.: Axes de plis

Quadrant S.E.: Plans axiaux

Patron hachuré : Zone de mylonite

n = Nombre de données dans chaque intervalle.

N = Nombre total de données.

Domaine 1 : n=1 et 2 ; N=12

Domaine 2 : n=1, 2 et 5 ; N=45

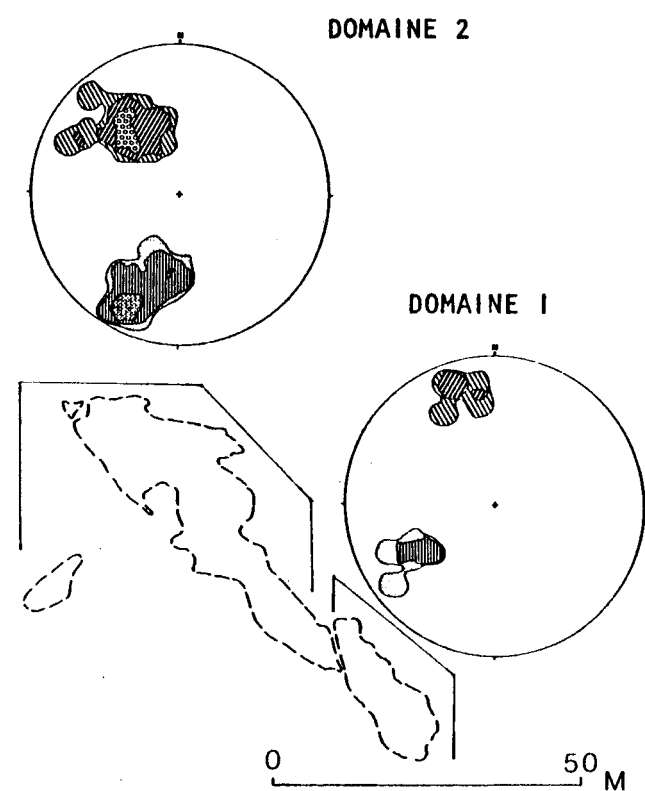
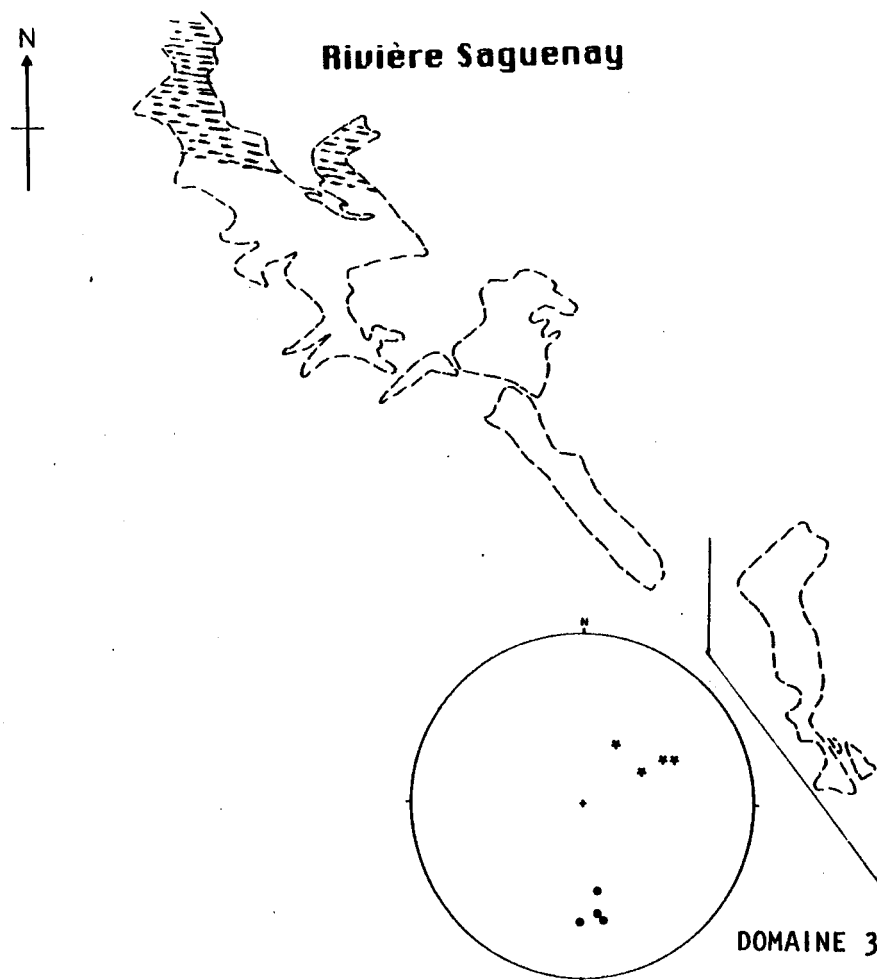


Figure 38: Terrain de golf de l'Alcan: Domaines des mylonites, cisaillements et fractures.

Mylonites: 1 : ■ : Zone de mylonite décamétrique
(patron hachuré)

2 : ○ : Zone de mylonite sub-concordante à la
zone 1, postérieure aux
dykes basiques IV.

3 : △ : Zone de mylonite tardive
: ✱ : Linéation sub-horizontale

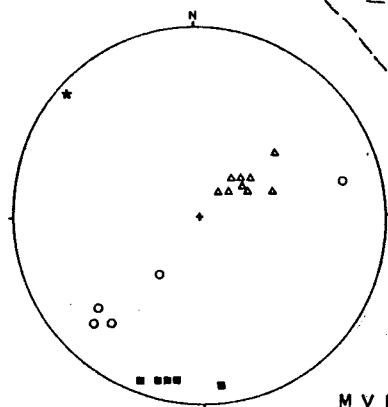
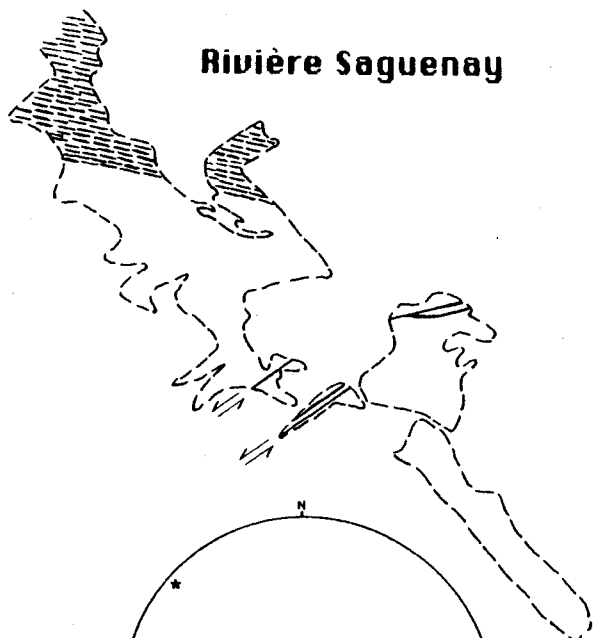
Cisaillements: A (□), B (✱) et C (•): Zones de cisaillement
avec déplacement sénestre.

Fractures: (✚) : Fractures associées à des dykes
de lamprophyre

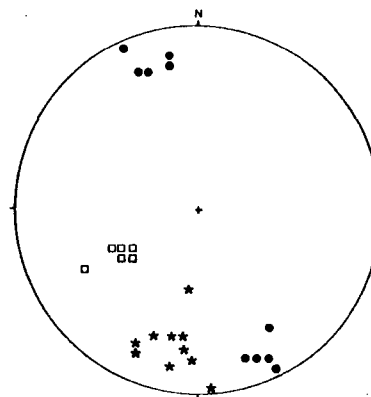
(•) : Fractures associées au graben
du Saguenay



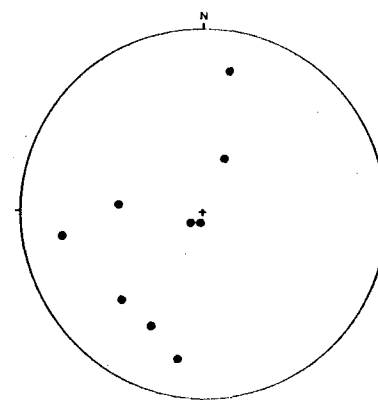
Rivière Saguenay



MYLONITES



CISAILLEMENTS



FRACTURES



0 50 M

Figure 39: Terrain de golf de l'Alcan: Domaines des différentes générations de dykes basiques et acides d'âge III et IV.

Les chiffres 1 à 6 sur le diagramme des dykes acides III et IV correspondent aux âges relatifs (observés par recoupements) des différentes populations. Les dykes basiques IV comprennent deux générations de dykes (obliques : cercles et carrés) qui prédatent la dernière génération des dykes sub-horizontaux de lamprophyres (étoiles). La caractérisation de ces diverses générations de dykes basiques et acides dépasse le cadre actuel de cette recherche et n'est pas discutée dans le présent texte.

n = Nombre de données dans chaque intervalle.

N = Nombre total de données.

Métabasites III-A, B et C : n=1, 2 et 5 ; N=31



Rivière Saguenay

METABASITES III-A, -B, -C

DYKES BASIQUES
D'AGE IV

DYKES ACIDES III ET IV

0 50 M

289

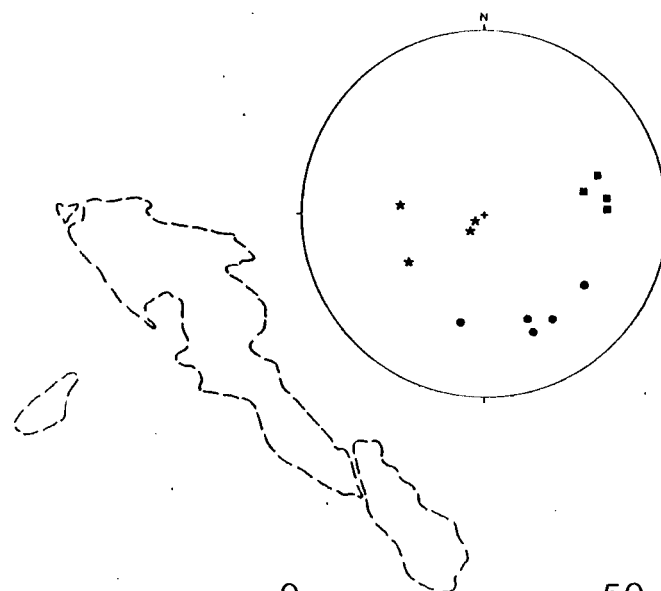
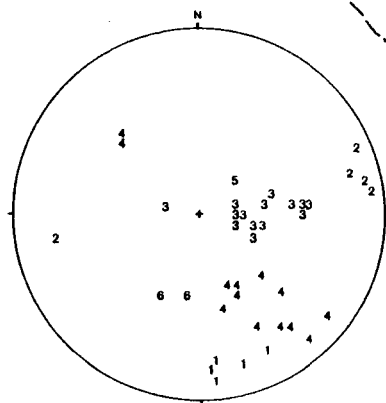
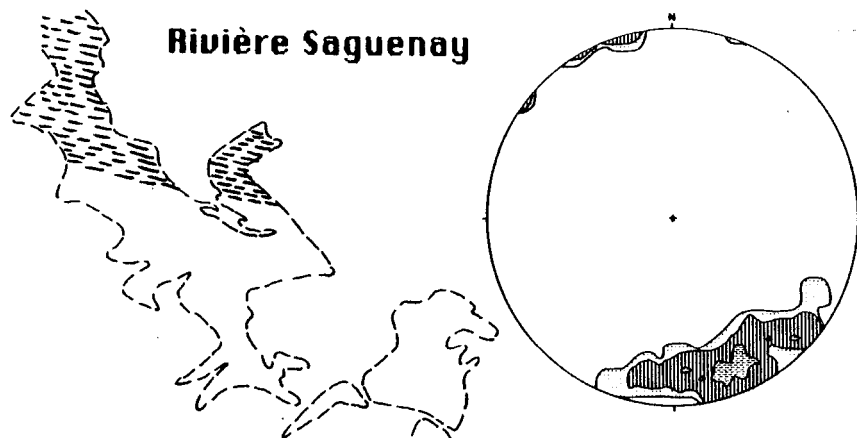


Planche 26: Dyke de metabasite II injecté dans le gneiss mafique d'âge I; noter le contraste de migmatisation entre ces unités.

Planche 27: Dyke de metabasite II injecté dans le gneiss mafique d'âge I, le tout plissé et plongeant sub-horizontalement vers le Sud-Ouest (vers l'observateur). Des dykes acides d'âge III (plissés) et d'âge IV (peu déformés) recoupent l'affleurement.



Planche 28: Injection de gneiss ocellé dans le gneiss mafique, le tout formant un pli d'échelle décamétrique.

Planche 29: Dykes de métabasite III recoupant en discordance le gneiss mafique. Noter la veine acide d'âge II recoupé par le dyke, lui-même recoupé par un dykelet acide tardif.



Chapitre VII

Discussion

7.1 Unités du socle

Malgré la déformation d'âge III associée à la bordure du C.A.L.S.J., les éléments lithologiques et structuraux observés à la coupe du lac Kénogami et dans la région immédiate de Chicoutimi offrent beaucoup de similarité à ceux de St-Fulgence et du Rang St-Martin décrits par Owen (1981), Dimroth et al. (1981), Woussen et al. (1981), ce qui indique que le modèle chronostratigraphique est valable à l'échelle régionale, possiblement à l'échelle de la province du Grenville.

Les relations de migmatisations et de recoupements (par des dykes de metabasite II) indiquent que les gneiss mafiques de la région de Chicoutimi appartiennent aux unités d'âge I. Ils sont (péné-)contemporains aux "amphibolites concordantes" de Owen (1981), ainsi qu'aux métasédiments retrouvés au lac Kénogami et à St-Fulgence. La distribution hétérogène des gneiss mafiques dans la région (abondant à Chicoutimi, très peu abondant à St-Fulgence et à la coupe du lac Kénogami) est possiblement l'expression d'une distribution primaire hétérogène des divers protolithes, accentuée par les déformations (?). Les injections acides et basiques (?) d'âge I observés à St-Fulgence

sont peu ou pas distinguables dans la région de Chicoutimi, vu les déformations intenses. (Concernant les dykes basiques d'âge I, ceux-ci n'ont pas encore été prouvé de façon définitive).

Avant d'aborder les relations des mobilisats d'âge I et II, les mécanismes de formation des migmatites seront présentés dans les paragraphes suivants.

7.1.1 Formation des migmatites

Les mécanismes de formation des migmatites se classifient en quatre groupes (White, 1966; Misch, 1968; Olsen, 1977; Yardley, 1978): a) l'injection ignée, b) l'anatexie (fusion), c) la différenciation métamorphique sub-solidus (métasomatose interne), d) la métasomatose externe.

Trois facteurs inter-reliés contribuent à produire la variété compositionnelle et texturale des leucosomes: 1) l'ouverture ou la fermeture du système; 2) l'état liquide ou solide du leucosome lors de sa formation et, pour corrolaire, son degré de mobilité; 3) les transformations ultérieures à la formation des leucosomes. Ces facteurs seront abordés avant la description de la formation des migmatites, afin de mieux cerner le contexte dans laquelle elle se déroule. De plus, la méthodologie de l'étude des migmatites et quelques problèmes inhérents sont présentés pour en cerner les limitations.

7.1.1.1 Facteurs liés à la formation des migmatites

1: La notion de système ouvert ou fermé est intimement liée à l'échelle (dimension) considérée. Lors du métamorphisme prograde, l'hétérogénéité dans la composition initiale des protolithes, exprimée par la variation du pourcentage et de la composition des phases, s'accroît et (peut) résulte(r) en des différences marquées de réaction lors de la "migmatisation", et ce, à petite échelle. Ceci est d'ailleurs corroboré dans les métapélites, par exemple, par le développement hétérogène des leucosomes ce qui, faute de quoi, indique au moins un gradient chimique ou physique de petite échelle. Ceci incite donc à utiliser une échelle de petite dimension, dans l'ordre de grandeur du leucosome afin de pouvoir comparer le plus adéquatement possible les facteurs ayant régi la formation de ces derniers. Donc, tenant compte de l'échelle, un système est considéré fermé s'il est isochimique (exception faite des fluides tels H_2O , CO_2 et des composés O-H-Cl-F-N-B) tandis qu'il est ouvert s'il y a addition ou soustraction d'éléments allochtones (Olsen, 1977; Yardley, 1978).

2: L'état liquide ou solide du leucosome détermine son degré de mobilité par rapport à son lieu de formation. Ainsi l'état liquide du leucosome (quelques pourcents à cent pourcents) lui confère une mobilité "locale" ou "régionale". Si la mobilité est "locale", le leucosome est considéré "paraautochtone" et il peut être retracé à son lieu de formation, ce qui implique un déplacement mineur (cm-m). Si la mobilité est "régionale" (déplacement majeur (m-km)), le leucosome est considéré "allochtone" et son lieu de

formation peut ne pas être retraceable. Les leucosomes "autochtones" sont situés à l'emplacement du lieu de formation et ils se sont formés à l'état liquide ou solide.

3: La déformation, la recristallisation et les transformations chimiques postérieures à la formation des leucosomes contribuent à changer ou oblitérer la signature chimique et texturale initiale et, par conséquent, à obscurcir la signature du (des) mécanisme(s) de formation.

7.1.1.2 Méthodologie de l'étude des migmatites

Le(s) mécanisme(s) de formation des migmatites sont étudiés selon deux méthodes complémentaires (ceci étant une généralisation):

A) Evaluer les relations pétrographiques et minéralogiques liant le système leucosome - mélanosome - paléosome (White, 1966; Hedge, 1972; Amit et Eyal, 1976; Olsen, 1977, 1983; Yardley, 1978; Dougan, 1979).

B) Vérifier si les compositions des leucosomes et des paléosomes sont contrôlées respectivement par le liquidus et le solidus d'un système expérimental adéquat. Dans ce dernier cas, ceci correspond: 1) à déterminer le degré de coïncidence de la composition du leucosome et du paléosome avec les résultats expérimentaux (von Platten, 1965; Misch, 1968; Winkler, 1979; Mehnert et Bush, 1982), 2) à évaluer les relations de composition entre les migmatites et les équivalents pré-migmatitiques (Brown, 1967; Ashworth, 1976; Henke et Johannes, 1981; Gupta et Johannes, 1982; Johannes, 1983).

Les problèmes reliés à cette dernière méthode (b) sont les suivants:

1) il y a une baisse de précision lorsque les constituants du système à l'étude ne correspondent pas à ceux du système expérimental;

2) la composition du liquide peut avoir ou ne pas avoir une composition eutectique ou cotectique d'un système selon le degré et le type de fusion (en équilibre ou fractionné) et selon l'écart de la composition de l'unité avec la composition de l'eutectique ou de la cotectique (Presnall, 1969; Roeder, 1974; Morse, 1976, 1980). Donc le manque de coïncidence de la composition d'un leucosome avec l'eutectique ou la cotectique d'un système n'est pas une évidence contre l'anatexie (Dougan, 1979). Ceci est également applicable par exemple pour l'absence de la baisse du contenu An des plagioclases dans les leucosomes qui peut être aussi bien un argument contre la persistance de la concentration Ab dans le leucosome qu'un argument contre l'anatexie (Johannes, 1983). Le contraire est également valide; une baisse du contenu An des plagioclases dans les leucosomes n'est pas un argument ferme pour une origine anatectique.

3) La fusion débutant au contact des minéraux les plus fusibles (Mehnert et al. 1973) indique qu'au stade initial de l'anatexie, la composition du liquide n'est pas reliée directement par la composition totale de l'unité. Ces relations indiquent l'importance d'utiliser un maximum de recoupement d'observations et de résultats lors de l'interprétation de ces migmatites.

7.1.1.3 Mécanismes de migmatisation

Le tableau 9 résume les relations des divers modes de génération des migmatites.

a: L'injection ignée forme des veines concordantes (injection "lit-par-lit" parallèle à la foliation ou "artérite" (Sederholm, 1967)) ou discordantes (par exemple, les dykes riches en xénolithes d'apparence migmatitique décrits par Pitcher et Berger, 1972). Le trait discriminant de ce type d'injection générant un aspect migmatitique réside dans la composition des "leucosomes" qui est indépendante de celle de l'unité encaissante ainsi que par l'absence probable de "restite" (s'il n'y a pas eu réaction pendant ou après l'injection). L'injection ignée constitue un système ouvert.

b: L'anatexie produit des leucosomes issus de la fusion des minéraux les plus fusibles de l'encaissant, accompagnée d'une accumulation de minéraux "réfractaires" formant une "restite" en bordure des leucosomes. Le début de la fusion est contrôlé par l'interaction des facteurs suivants: la composition de la lithologie, les relations sub-solidi des phases (solution-solide), la température et la pression, les phases fluides (H_2O , CO_2 , etc), les gradients chimiques (l'activité et la fugacité de certains éléments) et physiques (pression lithostatique et contrainte différentielle).

Lors de la fusion, la composition du liquide est contrôlée par les facteurs ci-mentionnés ainsi que par le degré de fusion (faible ou élevé) et le type de fusion (équilibre ou fractionnée, incongrue).

Le degré d'extraction (du foyer intergranulaire), d'homogénéisation et de mobilité du liquide, ainsi que le type de cristallisation, génèrent des leucosomes dont la composition peut être difficile et ambiguë à interpréter. Ainsi, par exemple, des unités avec différents degrés de fusibilité offriront des relations différentes (à T-P-X égales) où les unités les plus fusibles (ex: granite, métapélite, etc) produiront des leucosomes par anatexie alors que les unités plus réfractaires (ex: metabasite, etc) produiront des leucosomes que par différenciation métamorphique. Un lien existe donc entre l'écart de température de fusion minimum d'unités de composition différente et leur degré de fusion. Selon la mobilité du leucosome issu de l'anatexie, celui-ci constitue un système fermé (leucosome autochtone) ou ouvert (leucosome parautochtone ou allochtone).

c: La différenciation métamorphique (métasomatose interne, Yardley (1978)) représente un processus chimique et/ou mécanique de formation de leucosome à l'état solide dans un système fermé. La différenciation mécanique est produite suite à l'expansion du leucosome qui provoque un gradient de pression (Esher, 1966). L'incorporation de phases "inertes" dans le leucosome est aussi une forme de différenciation mécanique.

La différenciation chimique constitue une diffusion intra- ou inter-cristalline d'éléments à l'aide d'une phase fluide en réponse à un gradient chimique interne de part et d'autre du paléo- (du mélan-) et du leucosome (Carmichael, 1969; Eugster, 1970; Fisher, 1970). Le gradient du potentiel chimique requis pour la diffusion des éléments

peut être dû à une instabilité dans les assemblages minéraux (Fisher, 1970; Greenwood, 1975), ou soit à un gradient de température (Olsen, 1977). Ainsi, si le gradient du potentiel chimique présent entre le paléo- (mélano-) et le leucosome correspond à la migration observée des éléments du système, le mécanisme de différenciation métamorphique est probablement responsable de la migmatisation (Fisher, 1970; Olsen et Fisher, 1974; Olsen, 1977).

d: La métasomatose externe comprend la diffusion à une échelle supérieure à celle de la différenciation métamorphique, ce qui implique un système ouvert (Korzkinski, 1970; Yardley, 1975, 1978). Les relations sont similaires à celles de la différenciation métamorphique à l'exception du lien chimique entre le leucosome et le paléosome qui peut être nul.

7.1.2 Migmatisation et Métamorphisme I

Afin de discuter des mécanismes possibles de la génération des migmatites dans le contexte régional, les résultats des comptages de points des mobilisats I, II et des paléosomes de Owen (1981) sont incorporés aux figures 40-a, 40-b et 40-c. Ces compositions projetées sur les diagrammes Qz-Ab-Or tiennent compte de la composition approximative du plagioclase, située entre An 20 et An 40 (Corriveau, 1982).

Le trait marquant des paléosomes des granites I et II réside dans leurs compositions situées à proximité de la cotectique

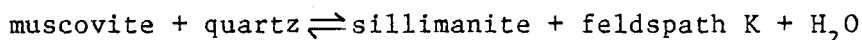
quartz-feldspaths, ce qui indique une "prédisposition" à la fusion et à la génération de larges volumes de leucosomes à des conditions T-P-X adéquates.

Les compositions des mobilisats d'âge I reportés sur le diagramme Qz-Ab-Or se distribuent en trois groupes (figure 40-a). Le premier groupe est constitué des mobilisats I issus des métapélites qui se distinguent par l'absence quasi-totale de plagioclase et une position hors de la cotectique quartz-feldspaths à 2 et 5 Kb. Le second groupe de mobilisats I, issu des métasédiments et granite I, se distingue par une composition située près de la cotectique quartz-feldspaths, dans le champ du quartz. Le troisième groupe, composé des mobilisats I issus des "amphibolites concordantes" (Owen, 1981), est totalement dépourvu de feldspath potassique.

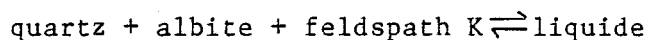
Une telle répartition de la composition des mobilisats, caractérisée par une large variation Ab-(An-)Or, suggère que différents processus de migmatisation ont opéré simultanément dans ces unités d'âge I, du à leur contraste de "fusibilité" et de teneur en H₂O. L'anatexie est un processus envisageable pour les mobilisats I situés près de la cotectique quartz-feldspaths (groupe 2). Pour les granites I, ces relations sont corroborées par la similarité des compositions des mobilisats I et II ainsi que du paléosome, tous distribués près de la cotectique quartz-feldspaths à 5 Kb. Les compositions des mobilisats I du groupe 1 (avec bordure restitique) et du groupe 3 ont suggéré à Owen (1981) une origine par différenciation métamorphique. La recristallisation (associée à une métasomatose externe?) de ces

mobilisats lors du métamorphisme d'âge II, peut avoir obscurci les relations de composition initiale de ces mobilisats I. Ceci expliquerait la différence de composition entre les mobilisats I des métapélites de St-Fulgence et du lac Kénogami.

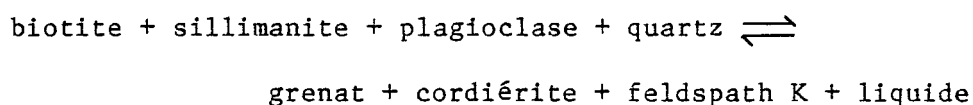
La limite inférieure des conditions T-P estimée pour les granites I est définie par la courbe de fusion minimum. Dans les métapélites, la réaction (1)



a précédé, concurrencé ou aidé (H_2O diminuant le point de fusion) la réaction de fusion minimum (4)



La limite supérieure des conditions T-P est définie, dans les métapélites, par la réaction (2) qui marque l'apparition du grenat et de la cordiérite qui ne sont pas observés dans les mobilisats I



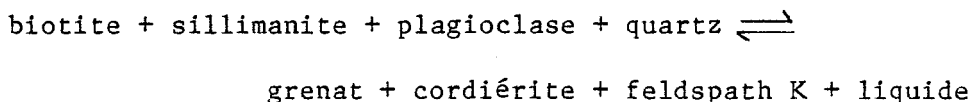
La courbe de fusion des gneiss amphibolitiques indique la limite supérieure pour les roches basiques ("amphibolite concordante").

La présence de deux phases de migmatisation indique que le processus de la migmatisation a été discontinu dans le temps, suite à une baisse des conditions P-T de la première période de métamorphisme. Le lien possible entre cet arrêt de la migmatisation I et la

déformation I sera discuté dans le paragraphe 7.1.4 de l'analyse structurale.

7.1.3 Migmatisation et Métamorphisme II

Dans le diagramme Qz-Ab-Or, la distribution des compositions des mobilisats II (figure 40-b) forme trois groupes qui sont reliés à la composition de leurs protolithes respectifs. Le premier groupe de mobilisats, issus des granites I et II, offre une distribution située à proximité de la cotectique quartz-feldspaths (5 et 7 Kb) et de la composition des paléosomes, ce qui suggère une origine anatectique. Le second groupe de mobilisats, issus des métapélites, a une composition située hors du domaine de la cotectique quartz-feldspaths, dans le champ de l'orthose. Cette composition, dominée par le feldspath potassique (Or: Qz ~2:1) avec très peu ou pas de plagioclase, pourrait s'expliquer par une origine issue de la réaction (2) qui consomme entre autre le plagioclase et le quartz pour former le feldspath potassique, le liquide "granitique" et les minéraux types cordiérite et grenat retrouvés dans ces mobilisats.



Le troisième groupe de mobilisats, issus des "amphibolites concordantes" se situe sur la limite Qz-Ab, dans le champ du quartz. Owen (1981) attribue à ces mobilisats, exempts de clinopyroxène, une origine par différenciation métamorphique. Les mobilisats contenant du clinopyroxène ne sont pas nécessairement liés à l'anatexie. Ainsi, les

gneiss mafiques de Chicoutimi se distinguent par un assemblage où domine le plagioclase, le clinopyroxène, l'orthopyroxène, la biotite et dont la hornblende, le feldspath K, le quartz, les minéraux opaques et l'apatite sont les phases mineures. Les mobilisats sont dominés par le plagioclase, l'orthopyroxène, le clinopyroxène avec les phases mineures constituées de quartz, de minéraux opaques et d'apatite. Dans le paléosome et le leucosome, l'olivine et le sphène sont absents.

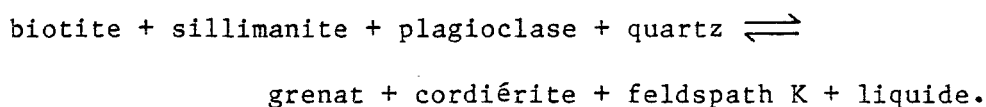
Spear (1981) montre qu'à 2 Kb une tholéiite à olivine soumise à des conditions de fugacité de l'oxygène des tampons QFM (et WM), la hornblende se décompose en clinopyroxène autour de $780^{\circ} \pm 15^{\circ}$ C, suivi de l'orthopyroxène par 10 à 30° C et de l'olivine par un autre 10 à 30° C. La hornblende disparaît complètement autour de 920° C. Par contre sous des conditions de fugacité de l'oxygène des tampons HM, la hornblende se décompose en clinopyroxène à c. 735° C, tandis que l'orthopyroxène et l'olivine ne sont pas stables avant la disparition de la hornblende ($> 900^{\circ}$ C). Le sphène est favorisé par une basse température, une haute pression et une fugacité de l'oxygène élevée. Avec le tampon QFM, le sphène est stable à des pressions supérieures à 6 Kb à 800° C.

L'abaissement de la fraction molaire H_2O , la saturation en SiO_2 et l'augmentation du rapport Fe/Mg contribuent tous, à pression constante, à abaisser les températures 1) de l'apparition des phases fémiques anhydres et 2) de la disparition de la hornblende, à une température aussi basse que 700° C. La très forte pente de l'apparition de ces phases sur les diagrammes P-T- fO_2 indique que

l'extrapolation à plus haute pression donne des températures similaires ($\pm 20^\circ \text{C}$) à celles obtenues par Spear (1981) à basse pression.

La présence d'orthopyroxène dans ces gneiss mafiques indique une fugacité de l'oxygène inférieure au tampon HM, possiblement dans l'ordre de celui du QFM. Ces relations, combinées à l'absence d'olivine, suggèrent une température maximale autour de $800 - 830^\circ \text{C}$. La présence de quartz et d'une faible quantité de hornblende indiquent une certaine activité de la silice et une fraction molaire H_2O inférieure à 1, ce qui réduit probablement le maximum de la température de plusieurs dizaines de degrés où la biotite n'est pas sans influencer le système. L'absence de sphène dans le gneiss mafique indique une pression maximale de c. 6 Kb ou moins, à 800°C .

Les relations pétrographiques dans les métapélites montrent des évidences de rétrogenèse qui masquent les relations P-T maximum. L'assemblage maximum cordiérite-hypersthène observé par Corriveau (1982) à La Baie n'est pas observé à la séquence du lac Kénogami. Seul l'assemblage cordiérite-grenat subsiste, issu de la réaction (2)



Cette réaction, calibrée pour une composition du plagioclase An 30 (Corriveau, 1982) indique une température autour de 780°C (à 6 Kb). Une mesure précise de la pression maximale, par l'emploi de la composition X de la cordiérite, ne peut être faite à la séquence de métapélites du lac Kénogami vu la rééquilibration du système à plus

basse température et pression, telle qu'observée par Corriveau (1982) pour les phases biotite-grenat. Vu l'ensemble des similarités lithologiques et texturales entre le lac Kénogami et la séquence de St-Fulgence, il n'y a pas lieu de croire qu'il y ait des différences marquées de pression maximale, estimée à 6.2 Kb (Corriveau, 1982).

La présence de deux phases de mobilisats dans les granites I, toutes deux issues de l'anatexie, pose certains problèmes. Comment expliquer, lors de la migmatisation II, le comportement des mobilisats I qui n'ont fait que recristalliser sans développer préférentiellement de mobilisats II? Un gradient de la fraction molaire H_2O pourrait expliquer ce comportement. La baisse de la fraction molaire H_2O dans le paléosome immédiat à la restite comparé au paléosome non affecté par l'anatexie (Powell, 1983), associé à un enrichissement en CO_2 du à la plus grande solubilité du H_2O dans le liquide anatectique (Touret, 1981), aurait créé un profil hétérogène de saturation et de diffusion des phases dans l'unité, similaire au "stranded diffusion profile" (Putnis et McConnell, 1980) observé dans les minéraux à solution-solide avec phases exsolvées. La localisation des nouvelles phases anatectiques est alors exclusive des anciennes phases présentes et se situe hors de la limite de diffusion de celles-ci.

7.1.4 Analyse structurale

L'analyse structurale du socle gneissique révèle deux épisodes de déformation d'intensité croissante. La première déformation, contemporaine à la première phase de migmatisation, se

distingue par des plis intrafoliaux qui pourraient être attribuables à une tectonique de compression, d'âge hudsonien (Dimroth et al. 1981; Woussen et al. 1981). Vu l'intensité des déformations d'âge II, il est impossible de vérifier si ces unités d'âge I sont en position autochtone ou allochtone sur un socle encore plus ancien (Archéen?). L'arrêt de la migmatisation I indique une baisse des conditions T-P dont l'origine est associée à la dénudation tardi- à post-tectonique associé à la fin de l'orogénie hudsonienne. Suite à cette remontée, les conditions plus cassantes de la croûte ont facilité la fracturation et l'injection de dykes basiques d'âge II (dykes de metabasite II: voir l'interprétation de ces dykes au paragraphe 7.1.5).

La seconde période de déformation D_2 a produit des plis isoclinaux ou fermés ainsi qu'une foliation (de plan axial) qui est associée à la période de compression attribuée à l'orogénie Grenville (Dimroth et al. 1981). L'absence de structures majeures de déformations ductiles sub-horizontales d'âge II indique que les zones de chevauchement grenvillien avec transport de blocs allochtones (pré-grenvilliens) de la région du Labrador (Rivers et Chown, 1984) ne sont pas observés dans la région de Chicoutimi. Il est difficile de distinguer si cette absence est réelle, où la région de l'étude représenterait la région source de ces allochtones précités (Chown, 1985, communication personnelle), ou bien seulement qu'apparente, dû au niveau érosionnel actuel.

Dans la région à proximité du contact de l'anorthosite du

C.A.L.S.J., la concordance entre a) les structures planaires d'âge II et b) l'orientation générale des unités d'âge II et III suggère une origine par une transposition des structures planaires du socle imposée par la mise en place du lobe de Chicoutimi du C.A.L.S.J.. Ceci indique que cette mise en place de l'anorthosite au niveau structural actuel est postérieure à l'apogée de la déformation II.

7.1.5 Les dykes de metabasite II

L'injection des dykes de metabasite II représente un essaim de dykes ("dyke swarm") constituant 5 à 10% du socle gneissique. Malgré la nature déformée de ces dykes, ceux-ci résultent de l'effet combiné de deux variables interdépendantes: ils sont l'expression tectonique d'une fracturation d'extension ("extensional failure event") et l'expression magmatique d'une introduction d'un volume important de magma basique.

Concernant le magmatisme, l'injection de ces dykes avant la mise en place du C.A.L.S.J. au niveau actuel, suggère un lien de cause à effet, sinon génétique, entre ces éléments. Puisque la dimension du C.A.L.S.J. (c. 20 000 km² de surface) exige une source de magma basique d'un volume énorme, ceci suggère que l'injection en essaim de ces dykes (méta-)basiques II puisse être reliée à l'intrusion (et à l'accumulation) d'une quantité encore plus volumineuse de ce magma basique à la base de la croûte continentale. Les rapports du taux d'addition de magma à la base de la croûte et du taux de soustraction par les dykes n'étant pas connu, il n'en demeure pas moins qu'il y a eu

une accumulation importante de ce magma à la base de la croûte, et ce, pendant et/ou après l'expulsion (continue ou discontinue) du magma par ces dykes.

Shaw (1980) note que, suite à une rupture d'extension ("extensional failure event" = "dyke forming event"), la variation de pression dans le magma lors de son transport est contrôlée par deux facteurs: 1) le taux d'ajustement du magma au stress imposé par l'encaissant à la source, 2) le taux de production du magma. Il démontre que dans le cas d'un ajustement lent au stress de l'encaissant, un taux élevé de production de magma (supérieur au taux instantané d'éjection) produit des pulsions importantes à intermittence, similaire au magmatisme ayant opéré pour les basaltes de Columbia River. Ces résultats corroborent l'hypothèse de l'injection de ces dykes suite à une intrusion volumineuse à la base de la croûte et de plus un tel mécanisme expliquerait la diversité de composition de certains dykes de metabasite II liée à des pulsations différentes.

La formation des fractures d'extension ("extensional failure event") selon Shaw (1980), comprend tout mécanisme de fracturation qui résulte en l'ouverture d'espace dans laquelle une ou des phases mobiles peuvent être injectées. Comme le note Hobbs et al. (1976, p. 381), "even if the evidence for extension (which refers to strain) is compelling, this does not necessarily mean that any of the principal stresses were tensile" (la parenthèse est en guide de précision). Il suffit donc d'une diminution des contraintes dirigées, sans nécessairement y avoir de tension, pour gouverner la fracturation et

par conséquent l'orientation de l'injection des dykes.

Les relations existant entre la fracturation et l'injection massive des dykes basiques suggère qu'un environnement tectono-magmatique similaire au rift soit à l'origine de cette fracturation d'extension. Les caractéristiques des zones de rift actuelles se présentent par une extension crustale associée à un comportement anormal de la croûte et du manteau supérieur. Ceci se traduit en surface de la croûte par un soulèvement associé à une fracturation normale (formation de graben) et une activité volcanique (alcaline) et sédimentaire (détritique). De plus, ces zones de rift se caractérisent par un flux thermique anormalement élevé, une anomalie Bouger négative d'échelle régionale ainsi qu'une activité sismique accrue.

La section suivante, qui traite des processus de rifting contemporains, permet de mieux cerner les liens existant entre la tectonique et le magmatisme afin de les extrapoler, dans les limites de leur validité, à l'Hélikien.

Les processus de rifting se classent en deux groupes, selon que le rifting soit actif ou passif. Le rifting actif est associé à l'amincissement thermique ("thermal thinning") de la croûte, soit par simple conduction thermique ou par convection mantellique (jugé trop lent; Mareschal, 1983; Turcotte et Emerman, 1983), ou soit par un réchauffement magmatique (requiert un volume de magma énorme). Le rifting actif n'est pas nécessairement associé à un magmatisme alcalin.

L'amincissement thermique et/ou le diapir de l'asthénosphère peuvent générer le stress requis pour l'initiation du rifting, mais le développement ultérieur du rift ne se produira qu'en présence d'un régime tectonique régional (Morgan et Baker, 1983).

Le rifting passif est associé à l'étirement de la croûte par une tectonique régionale (généralement d'extension). Il produit un étranglement de la croûte qui se distingue par un renforcement en surface (contraire au bombement observé) et une montée passive de l'asthénosphère à la base de la croûte. Le magmatisme, selon le stade évolutif du rift, se présente par des intrusions (per-)alcalines et par des dykes de diabase. L'extension crustale peut initier un rifting isolé; mais le rift s'étendra et se développera préférentiellement qu'au-dessus d'anomalies thermiques pré-existantes (Morgan et Baker, 1983).

De ces recherches, il ressort que la forte interdépendance entre les régimes thermique et tectonique lors de la formation d'un rift rend difficile la discrimination entre l'effet et la cause a) lors de l'initiation et b) lors de la propagation du rift. Malgré tout, l'association de l'essaim de dykes de metabasite II à un contexte tectono-magmatique de rifting (Woussen, 1981; Woussen et al. 1984), quoique circonstanciel, permet de suggérer que le magmatisme mantellique contemporain à la génération de ces dykes est relié à celui ayant produit les anorthosites, issu en milieu anorogénique. Crough (1983) démontre que l'injection de magma sur de nombreux dykes étroits répond le mieux aux données géophysiques reliées aux bombements de la

croûte continentale, ces derniers pouvant ultimement générer des forces suffisantes pour initier un rifting actif.

Dans la région de l'étude, 1) la présence de ces dykes injectés dans une croûte continentale, 2) l'absence de magmatisme (per-)alcalin d'âge II ainsi que 3) l'absence de lithologies d'âge II issus de protolithes volcano-sédimentaires de marge continentale passive suggèrent un développement limité et mineur du rifting. Dans la limite de validité du modèle, ces relations sont compatibles avec le développement d'un rift actif en l'absence de régime tensionnel important.

La déformation II (tectonique de compression) a pu jouer un rôle 1) dans l'arrêt de l'émission de magma par les dykes et 2) dans l'accumulation de magma à la base de la croûte. Il est possible que la pression externe, une fois devenue supérieure à la pression interne des dykes, ait causé un arrêt du transport de magma, ce qui aurait provoqué (ou accentué) une accumulation du magma à la base. Si l'accumulation de magma à la base est due à la tectonique de compression, ceci indique bien une indépendance entre les mécanismes de génération du magma de composition uniforme et la tectonique, ce qui n'est pas le cas dans un système de rift passif.

Figure 40: Diagrammes Qz-Pl(Ab)-Or des mobilisats d'âge I et II des unités de la région de Chicoutimi et de St-Fulgence (Owen, 1981). La cotectique correspond à celle de $P_{H_2O}=5$ Kb. La composition du plagioclase étant c. An 20-40 correspond, en réalité, à un déplacement mineur des compositions s'éloignant du pôle Pl(Ab) ce qui n'altère que peu les relations entre les mobilisats.

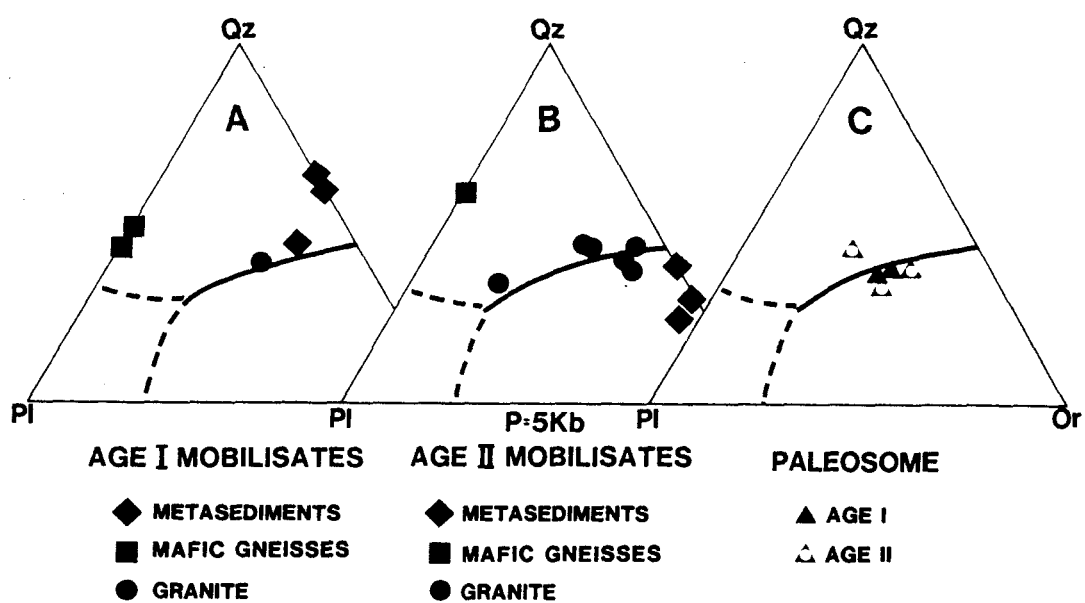


Tableau 9: Résumé des processus de migmatisation.

	LOCALISATION DU LEUCOSOME PAR RAPPORT A SON LIEU DE FORMATION	NATURE DU SYSTEME	SOURCE DES ELEMENTS DU LEUCOSOME PAR RAPPORT A SA LOCALISATION	NATURE DU LEUCOSOME	MELANOSOME PRESENT?	COMPOSITION DE L'UNITE MIGMATISE	MINERALOGIE DU LEUCOSOME SIMILAIRE A LA MINERALOGIE DE L'ENCAISSANT	COMPOSITION DU PLAGIOCLASE DU LEUCOSOME, ZONATION	GRANULOMETRIE DU LEUCOSOME	LIEU DE DEVELOPPEMENT PREFERENTIEL DU LEUCOSOME	LIEN ENTRE LA FORMATION DU LEUCOSOME ET LE FACIES METAMORPHIQUE			
											SCH. VERT	AMPHIBOLITE INFERIEUR	MOYEN-SUPERIEUR	GRANULITE
<u>INJECTION IGNEE</u>	ALLOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	VARIABLE	TRES VARIABLE	0	0	0	0
<u>METASOMATOSE EXTERNE</u>	AUTOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	SOLIDE	OUI OU NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	GROS. → PEGM	ZONES DE BASSE PRESSION OU PERVASIF	f-F	f-F	f-F	f-F
<u>DIFFERENCIATION METAMORPHIQUE</u>	AUTOCHTONE	FERME	AUTOCHTONE	SOLIDE	OUI OU NON	INCHANGEE	OUI	VARIABLE	GROS. → PEGM	ZONES DE BASSE PRESSION	F	f-F	f-F	f-F
<u>ANATEXIE</u>	AUTOCHTONE	FERME	AUTOCHTONE	LIQUIDE	OUI	INCHANGEE	OUI OU NON	AN _{LEUCO} < AN _{PALEO}	GROSSIERE	ZONES LES PLUS FUSIBLES	0	0	F	F
	PARAAUTOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	GROSSIERE					
	ALLOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	GROSSIERE					
<u>INJECTION IGNEE</u> + <u>METASOMATOSE EXTERNE</u>	ALLOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	OUI OU NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	VARIABLE	TRES VARIABLE	f-F	f-F	f-F	f-F
<u>DIFFERENCIATION METAMORPHIQUE</u> + <u>METASOMATOSE EXTERNE</u>	AUTOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	SOLIDE	OUI OU NON	CHANGEE	OUI	VARIABLE	GROS. → PEGM	ZONES DE BASSE PRESSION OU PERVASIF	f-F	f-F	f-F	f-F
<u>ANATEXIE</u> + <u>DIFFERENCIATION METAMORPHIQUE</u>	AUTOCHTONE	FERME	AUTOCHTONE	LIQUIDE	OUI	INCHANGEE	OUI OU NON	VARIABLE	GROS. → PEGM	ZONES LES PLUS FUSIBLES + ZONES DE BASSE PRESSION	0	0	f-F	f-F
	PARAAUTOCHTONE	ALLOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	GROS. → PEGM				
+ <u>METASOMATOSE EXTERNE</u>	AUTOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	OUI	CHANGEE	OUI OU NON	VARIABLE	GROS. → PEGM	ZONES LES PLUS FUSIBLES OU PERVASIF	0	0	f-F	f-F
	PARAAUTOCHTONE	ALLOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	GROS. → PEGM				
+ <u>DIFFERENCIATION METAMORPHIQUE</u> + <u>METASOMATOSE EXTERNE</u>	AUTOCHTONE	ALLOCHTONE	OUVERT	ALLOCHTONE	LIQUIDE	OUI OU NON	CHANGEE	NON	VARIABLE	GROS. → PEGM	0	0	f-F	f-F

Note : Ce tableau s'applique surtout pour les roches pélitiques et les granites; pour les autres compositions, il peut y avoir des variantes. Ce tableau ne tient pas compte des déformations et des transformations postérieures à la génération de ces mobilisats.

7.2 Les plutonites et les dykes d'âge III

Cette section débute par un résumé des relations magmatiques, structurales et sub-solidii des suites anorthosite-adamellite (-charnockite) et se poursuit par la discussion des unités d'âge III à l'étude.

7.2.1 Les suites anorthosite-adamellite(-charnockite)

L'intérêt pétrologique du "problème des anorthosites" réside 1) dans l'équivoque de l'origine et de la nature des volumes énormes des magmas ayant généré la suite "anorthosite-adamellite" (ou "charnockite") et, 2) dans l'ambiguïté sur leur "degré" de cosanguinité. De même, en généralisant, l'intérêt structural relié à cette abondante suite dans la ceinture mobile de Grenville réside dans l'ambiguïté sur le rôle tectonique actif ou passif de l'anorthosite sur les déformations observées ("diapir orogénique" ou "intrusion anorogénique"?). Les généralités et les problèmes reliés aux suites anorthosites-adamellites (charnockites) sont traités dans les paragraphes suivants.

7.2.1.1 Relations Magmatiques

Les anorthosites terrestres constituent une activité plutonique qui s'étale de l'Archéen au Paléozoïque et dont le point culminant se situe au Protérozoïque Moyen, en particulier au

Paléo-Hélikien (Bridgwater et Windley, 1973; Emslie 1978, 1980; Morse, 1982).

La nature des magmas parents générés dans le manteau et dans la croûte est étroitement reliée au contexte tectonique (orogénique ou anorogénique) contemporain à la production de ces magmas. Pour l'origine des magmas primaires de l'anorthosite, certains auteurs invoquent une source magmatique de composition calc-alcaline (Green, 1967; Philpotts, 1969; Duchesne et Demaiffe, 1978) ou bien issue de l'anatexie (de Waard, 1969; Frith et Currie, 1976) ce qui correspond, en l'absence d'autre source de chaleur, à un contexte orogénique. Par contre, le patron des terres-rares, les faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ainsi que la présence de mégacristaux d'orthopyroxène d'origine de haute pression (Emslie, 1980) suggèrent plutôt un magma parent de composition "gabbroïque" issu du manteau, associé à un environnement anorogénique.

La nature de ce magma gabbroïque se distingue par une très faible teneur en H_2O et une signature riche en Al_2O_3 (supérieur à 17%) de composition troctolitique ou noritique (dont la saturation simultanée du plagioclase et des silicates fémiques s'effectue à c. 17-19%). La formation des unités de composition supérieure à 20% Al_2O_3 (leucotroctolite-anorthosite) est due à l'interaction de trois facteurs dépendants des variables T-P-X du système: 1) la composition, 2) les contrastes de densité et 3) les contrastes de viscosité entre les phases cristallines et le magma. Deux modèles (complémentaires?) expliqueraient la génération de ces unités anorthositiques (Al_2O_3

supérieur à 20%); soit une sur-saturation en composante plagioclasique à l'état liquide, soit une accumulation mécanique issue d'un magma parent tholéiitique riche en alumine.

Le premier modèle nécessite un faible taux de nucléation du plagioclase par rapport à celui des minéraux ferro-magnésiens (Wiebe, 1979) ou bien un mécanisme itératif de crypto-cumulats en système ouvert invoquant la cristallisation du plagioclase suivie d'une résorption lors de la mixtion avec des injections renouvelées de magma primitif (Flower, 1984). Dans ce premier modèle, le faible contraste de densité entre les cristaux et le liquide, et la viscosité de ce dernier ne permettent pas l'extraction mécanique du plagioclase et la totalité des cristaux demeure "autochtone" lors de la cristallisation (Morse, 1982).

Le second modèle propose un processus de fractionnement polybarique (à haute et moyenne pression) de l'orthopyroxène (\pm olivine) d'un magma tholéiitique primaire mantellique de composition tholéiite à olivine, ce qui génère un magma parent tholéiitique riche en alumine capable de fractionner et d'accumuler mécaniquement le plagioclase. Les travaux de Kushiro (1980) montrent que dans un magma saturé en plagioclase, en phases femiques et riche en fer, le plagioclase peut s'extraire mécaniquement du liquide et, selon les facteurs mentionnés plus haut, celui-ci peut flotter ou sédimenter. Malgré la multitude de variables en jeu, il ressort que l'accumulation mécanique par la flottation est un processus opérant en plus grande profondeur que la sédimentation (Kushiro, 1980; figures 16 et 19). Ces

relations entre la profondeur de cristallisation et le style d'extraction expliquent le peu d'évidences d'accumulation d'anorthosite par flottation, vu le milieu catazonal (souvent retectonisé) dans lequel ils se retrouvent présentement.

Les relations minérales et chimiques des ferrodiorites (-monzonite ou -syénite), fréquemment observées en bordures ou en dykes dans les anorthosites, indiquent une cristallisation à haute température dans un milieu anhydre où la fractionnation en milieu fermé sous une faible fugacité d'oxygène a permis l'enrichissement en fer et titane. Les isotopes et les éléments en trace de ces ferrodiorites indiquent qu'ils sont issus des liquides résiduels de la fractionnation à haute pression du magma primaire dont est issu le magma parent des cumulats anorthositiques. De ce fait, ils ne sont pas considérés comme des résidus magmatiques après la fractionnation du plagioclase des anorthosites. Selon Emslie (1980), la composition de ces ferrodiorites est similaire au produit résiduel de magma tholéiitique fortement fractionné dans un contexte anorogénique, similaire aux intrusions de Skye et Skaergaard. La formation de complexes constitués de pulsions multiples de magma parent homogène indique que la génération du magma primaire a opéré sur une assez longue période de temps, ce qui suggère un isolement du magma de la contamination crustale, tel à la base de la croûte.

Malgré la remarquable association spatiale et temporelle des unités granitiques (adamellites, granites rapakivis, mangérite à quartz et charnockite) avec l'anorthosite, les études des éléments en traces

et des isotopes démontrent que ces "granites" ne sont pas co-magmatiques ("cosanguins") avec les anorthosites à partir d'une différenciation poussée d'un magma parent commun. Les rapports initiaux élevés $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et Rb/Sr indiquent une source de magmatique issue de la fusion de matériel infracrustal, qui est indépendante du magma parent de l'anorthosite. Les processus de contamination et d'assimilation de ces magmas granitiques avec d'autres unités (infra-)crustales peuvent expliquer certaines variantes géochimiques.

L'hypothèse de mixtion de ces granites avec des liquides différenciés de magma primaire ou différencié de l'anorthosite est plausible, tel que proposé par Martignole (1974), Duchesne et Demaiffe (1978), Weiss et Demaiffe (1983). L'échelle restreinte (mm-dam) de "l'entremêlement" ("comingling" : "mixing in which the original magmas retain their identities"; Wiebe, 1978, 1980a) et l'absence d'hybridation ("mixing in which identities of original magmas are (completely) obscured"; ibid) au niveau structural actuel dans le complexe de Nain suggèrent une portée restreinte à ce mécanisme, du moins en milieu épizonal.

Le magmatisme bimodal des suites magmatiques anorogéniques (Martin et Piwinski, 1972) semble le mieux caractériser les suites anorthosite-adamellites, où les magmas de composition intermédiaire constituent un volume mineur ou absent. Emslie (1978, 1980) note que l'enrichissement en Fe, TiO_2 et P_2O_5 des fractions basiques constituées de roches alcalines et tholéitiques n'est pas représentatif des suites orogéniques calc-alcalines. Cette distinction entre suite

orogénique et anorogénique pour les fractions felsiques est plus subtile et réside dans le faible volume de roches de composition "intermédiaire" par rapport au volume des roches de composition acide, où le rapport $\text{NaO} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ de ces derniers est trop élevé pour être compatible aux suites calc-alcalines. De plus, le rapport élevé $\text{FeO}^\circ / \text{FeO}^\circ + \text{MgO}$ ($\text{FeO}^\circ = \text{Fe total}$) sur un large éventail SiO_2 est distinct de celui des suites calc-alcalines où il n'est observé que dans les phases résiduelles du magma.

7.2.1.2 Les suites anorthosite-adamellite en milieux an- ou post-orogéniques

Le magmatisme bimodal suggère un environnement tectonique de "rift" (Bridgwater et Windley, 1973; Berg, 1977; Emslie, 1978, 1980). Emslie note que le magmatisme bimodal paléo-Hélikien, suivi d'une activité volcano-sédimentaire typique des zones de rift, se distribue le long d'une ceinture du Labrador au Nouveau-Mexique. Comme il l'indique "There is no structural évidence that incipient rifting existed at the time of Paleo-Helikian magmatism,..., I interpret this as meaning that paleo-Helikian magmatism took place under atectonic or neutral stress conditions". La notion d'un rift s'élargissant du Sud-Ouest au Nord-Est (Emslie, 1978, 1980) peut être valide pour le secteur au Sud-Ouest de Grenville, mais n'a que très peu d'évidences probantes à l'intérieur même de Grenville, sinon le volume plus important qu'occupent les suites anorthosite-charnockites dans ce dernier. L'accroissement du volume de cette suite dans le milieu (catazonal) de Grenville, postulé par Emslie (1980) comme pouvant

être un facteur significatif de l'accroissement de l'ouverture de rift, peut aussi s'interpréter comme étant l'expression d'une même intensité magmatique reliée à un niveau structural plus profond.

L'emplacement des massifs Protérozoïques dans les milieux an- ou post-orogéniques du Labrador et d'ailleurs se situe à une profondeur moyenne de 2-3 Kb. Les anorthosites mises en place en faible profondeur offrent un métamorphisme de contact en bordure et ne présentent pas de métamorphisme prograde ultérieur. Ces intrusions anorthositiques ont une morphologie variant de planaire ("sheet-like") à + lopolithique. Les anomalies gravimétriques positives suggèrent que les fractions mafiques soient présentes à plus grande profondeur.

7.2.1.3 Les suites anorthosite-charnockites en milieu orogénique grenvillien.

La spécificité du milieu catazonal de la ceinture mobile de Grenville dans laquelle sont retrouvées les suites anorthosite-charnockite infirme tout rapprochement direct avec les suites anorogéniques hors de Grenville, soit au Sud-Ouest ou au Nord-Ouest de la ceinture.

Le peu de variation des rapports isotopiques parents/filles, la faible quantité de rubidium et de zircon, la rééquilibration métamorphique et la contamination crustale constituent un handicap sérieux pour l'obtention d'âges fiables pour les anorthosites dans le Grenville (et ailleurs). Le peu de données radiométriques et

l'étalement de celles-ci brouillent les relations chronologiques entre l'âge de la cristallisation et de la mise en place de ces massifs.

Les résultats obtenus par les méthodes Rb-Sr et U-Pb sur les gneiss et les intrusions acides associés aux anorthosites (mais non comagmatiques!) donnent des âges de plus de 1.4 Ga (Frith et Doig, 1975; Rb-Sr) à c. 1.1 Ga (Silver, 1969; U-Pb). De même, les âges obtenus directement sur les anorthosites par la méthode Sm-Nd varient de 1.58 Ga (Mealy Mts; assemblage inconnu, Ashwall et Wooden, 1983b) à 1.08 Ga (St-Urbain, assemblage inconnu, Ashwall et Wooden, 1983b). Les âges obtenus du massif des Adirondacks varient de c. 1.29 Ga (Ashwall et Wooden, 1983a; assemblage primaire (?) Pl-Px exempt de grenat) à 1.10 Ga (Basu et Pettingill, 1983; assemblage Pl-Gt (métamorphique!)). Des intrusions mineures post-orogéniques sont représentées par l'anorthosite de Sept-Iles (540 Ma (Rb-Sr), Higgins et Doig, 1981) et au lac St-Jean par l'anorthosite de St-Nazaire (qui recoupe en discordance une mylonite tardigrenvillienne dans le C.A.L.S.J.).

Donc, excluant les anorthosites post-orogéniques, il s'avère que la cristallisation des masses anorthositiques constitue un événement couvrant tout l'Hélikien dont l'apogé date possiblement du Paléo-Hélikien. Dans le contexte grenvillien, l'âge de la cristallisation de ces massifs n'est pas une garantie de l'âge de leur mise en place au niveau structural actuel.

Dans la province de Grenville, les unités ceinturant les anorthosites sont caractérisées par une déformation et un métamorphisme

polyphasé (Dimroth et al. , 1981; Jaffe, 1983) dont le faciès granulitique "régional" (distinct de "local") est associé à l'apogée de l'orogénie Grenville (c. 1.1 à 0.95 Ga). L'interprétation des relations temporelles et génétiques entre le métamorphisme (de faciès granulitique), la tectonique (origine et style de déformation) et la série anorthosite-charnockite, a abouti à la formulation de deux modèles antithétiques selon le rôle actif ou passif accordé à l'anorthosite dans l'évolution de la ceinture de Grenville. Martignole (1970), Martignole et Schriver (1970), Barraud (1977) attribuent un rôle actif à l'anorthosite, avec un modèle de mise en place à l'état \pm solide par un mécanisme de diapir, dans un faciès granulite. Cette mise en place serait à l'origine de la déformation interne et externe ("locale") de l'anorthosite de Morin ainsi que la génération des farsundites, par anatexie de contact issue d'un socle pré-datant le super-groupe de Grenville. D'autre part, Wynne-Edward (1972), Emslie (1978, 1980), Morse (1982) font jouer un rôle passif à l'anorthosite, avec une intrusion et une consolidation du magma anorthositique en milieu mésozonal, suivi ultérieurement d'un enfoncement et d'un métamorphisme de faciès granulite accompagnés des déformations associées à l'orogénie Grenville.

L'argumentation de Martignole (1974, 1975), Martignole et Schrijver (1970a, 1970b) stipule que les domaines de contraintes et de températures peuvent être totalement déterminés par la montée (par flottabilité) de l'anorthosite sous l'influence de la gravité sans faire appel à aucune contrainte externe, contemporaine ou postérieure. Ce modèle explique le patron des trois principales unités du complexe

de Morin (un "dome", une "nappe" et un "diapir"), ainsi que la dépendance des structures linéaires (linéations et axes de plis) et planaires (foliation et plans axiaux) des unités de ceinture imposée par la morphologie de la masse de Morin. La conservation de la répartition radiale des axes "c" du quartz autour du massif indique une absence de contraintes externes contemporaines ou postérieures à la montée du diapir. Le métamorphisme de faciès granulite précéderait la mise en place de la masse de Morin, tandis que l'entraînement des géo-isothermes vers le haut, de par la lente montée de la masse anorthositique, expliquerait le manque d'uniformité du patron des températures où le taux de refroidissement aurait été plus lent près de la masse anorthositique (plus chaude) qu'ailleurs. Ce contraste dans le style de refroidissement lors de la dénudation présente un patron P-T retrograde particulier, concave vers l'axe des températures (Martignole, 1984), qui convient à une croûte continentale ayant subi épaisissement magmatique ("magmatic thickening") plutôt que tectonique ("tectonic thickening").

Quant au rôle passif de l'anorthosite, Emslie (1975, 1980) invoque la similarité des caractéristiques pétrochimiques des suites anorthosite-"granite" des masses de Morin et des Adirondacks avec celles du Labrador et d'ailleurs. Quant à la nature équivoque de l'interprétation tectonique (Martignole et al.) ou ignée (Emslie, 1972) de certains affleurements du complexe de Morin, Emslie (1980) note "the danger of confounding syndeformational and synmetamorphic effects with postintrusion deformation and metamorphism is great". De plus, il ajoute "the common association of anorthosite massifs and the

accompanying granitic rocks with relatively high-grade metamorphic terranes may simply be a consequence of the intrusion into older, stable cratonic crust, as in central Labrador, rather than an indication of intrusion into crustal environments at ambient granulite facies of regional metamorphic conditions". Morse (1982) remarque "the frequently cited genetic relationship between anorthosite and granulite facies metamorphism is wrong and should be abandoned. Anorthosites and granulite do occur together and may be related but they need not be as a condition for anorthosite genesis". De plus il mentionne que "the retrograde or autometamorphic development of metamorphic mineral assemblages is not an inevitable consequence of the cooling of igneous bodies at high pressure, and the observed textures could better be interpreted as due to later prograde metamorphism".

Il appert donc que ces ambiguïtés majeures associées aux anorthosites de Grenville portent essentiellement sur deux points: 1) le peu de données fiables d'âges absolus et 2) la nature des relations passives/actives et du degré de synchronisme ("timing") des déformations et du métamorphisme des suites anorthosite-charnockites. De plus, le manque de rigueur de l'emploi des termes "intrusion" et "mise en place" dans le contexte anorthositique de Grenville porte à confusion. Ainsi Emslie emploie le terme "intrusion" pour signifier l'emplacement de magma liquide au niveau structural actuel, tandis que Martignole utilise le terme "mise en place" dans le sens d'emplacement au niveau structural actuel à l'état solide (ce qui n'exclue pas une "intrusion" liquide antérieure à un niveau structural plus profond). Comme le note Emslie (1980) "severe metamorphic and deformational

overprint on these rocks make syn-orogenic "re-emplacment" of earlier anorogenic plutons not easily distinguishable from syn-orogenic intrusions". Le peu de précision sur le mécanisme de rifting proposé par Emslie (1978, 1980) (rifting actif ou passif?) peut mener à une interprétation tectonique hasardeuse.

7.2.1.4 Les dykes et les réactions sub-solidi.

L'étude des différentes générations de dykes basiques et des relations sub-solidi tels les couronnes réactionelles et les lamelles d'exsolution (multiples) associées aux phases ferro-magnésiennes de l'anorthosite constituent un outil important pour évaluer les variations P-T après la cristallisation de l'anorthosite.

A) Les dykes

L'injection multiple de dykes basiques dans l'anorthosite, tel qu'observé au C.A.L.S.J. (Woussen, 1981) permet d'étudier les relations entre la disponibilité du magma, la nature (dynamique ou statique) de l'encaissant ainsi que les variations de la profondeur des injections de par les réactions sub-solidi.

B) Les lamelles d'exsolution

La présence de lamelles d'exsolution dans les silicates fémiques de l'anorthosite et de la ferrodiorite de la bordure, permettent d'évaluer qualitativement les relations de refroidissement

et du métamorphisme de la masse anorthositique. L'exsolution est issue de la décomposition spinodale suivie de la nucléation hétérogène et de la croissance de phase devenue sursaturée dans le minéral hôte; elle est conséquence de la composition des phases minérales, de leur structure atomique, du taux et du coefficient de diffusion, du stress interne ainsi que du taux de refroidissement et de décompression (Putnis et McConnell, 1980). Les différentes générations d'exolutions issues du refroidissement lent des intrusions en profondeur, permettent d'en caractériser les variations P-T.

Les mégacristaux d'orthopyroxène riches en Al, Mg et Cr contenant des exolutions de plagioclase, exceptionnellement de pyrope (Jaffe, 1983), représentent des cristaux exotiques infracrustaux ou mantelliques devenus métastables lors de leur ascension au niveau de l'intrusion (Emslie, 1980). L'exsolution d'augite antérieure et postérieure à l'inversion de la pigeonite présente un patron complexe de lamelles d'orientation et d'épaisseur différentes. Pour un cristal de pigeonite présentant plusieurs lamelles orientées dans la même direction, les exolutions métamorphiques se caractérisent par de très fines lamelles qui recoupent parfois des lamelles "primaires", dont la formation est toujours postérieure à l'inversion monoclinique-orthorhombique du pyroxène hôte (Robinson, 1980). Le métamorphisme en présence de phases volatiles ou de gradient chimique peut aussi induire une migration-recristallisation des lamelles d'exsolution en aggrégats coronitiques autour de l'hôte, ou bien en aggrégats d'ortho- et clinopyroxène de textures \pm polygonale lorsque la recristallisation de l'hôte est complète.

C) Les couronnes réactionelles anhydres

Le déséquilibre induit par les variations P-T-X dans une intrusion se traduit par la formation de couronnes qui résultent de la ré-équilibration sub-solidus du système. Cette ré-équilibration peut être continue sur toute la période post-intrusive et peut de ce fait enregistrer (toute) l'évolution post-magmatique de l'intrusion. Les principaux facteurs qui déterminent la diversité de ces réactions sub-solidii comprennent 1) la composition ainsi que la cinétique de réaction et de diffusion des phases, et 2) la profondeur de l'injection ainsi que le patron de décompression-refroidissement sur le diagramme P-T; ces relations étant reliées à l'évolution métamorphique pendant et après l'intrusion.

Dans une troctolite cristallisée, selon les variations de température-pression, trois assemblages distincts peuvent être observés; 1: Ol-P1, 2: Cpx-Opx-Sp-P1, 3: Cpx-Gt-P1. Les travaux de Kushiro et Yoder (1966), Green et Ringwood (1967), Irving et Green (1970) indiquent que les réactions sub-solidi définissant les limites de stabilité de ces assemblages, sur le diagramme P-T, présentent une faible pente positive à haute température et pression (figure 41).

Une injection dans un milieu de pression décroissante et/ou stable (tardi- ou post-orogénique) présentera un patron de refroidissement / décompression concave ou convexe vers la limite supérieure de l'axe des températures : le patron concave est issu d'un

refroidissement essentiellement isobarique à haute température suivi d'une baisse de pression à plus basse température, tandis que le patron convexe offre les relations inverses. Sur la figure 41 ces relations indiquent qu'une intrusion injectée en deçà de 6.5 ± 0.5 Kb ne peut produire ni l'assemblage 2, ni l'assemblage 3, peu importe le patron de refroidissement/décompression. Pour une intrusion injectée entre 6.5 ± 0.5 Kb et 8.5 ± 0.5 Kb, seul le patron concave produira l'assemblage 2 (Cpx-Opx-Sp-Pl) (l'assemblage 3 ne pouvant être produit). Ce dernier cas est proposé par Woussen et al. (1981) pour expliquer l'évolution P-T du C.A.L.S.J..

Dans le cas d'une intrusion pré- (ou inter-) orogénique tel celui du C.A.L.S.J., l'augmentation de pression associée à l'orogénie peut aboutir à la formation de l'assemblage 2 et, possiblement, de l'assemblage 3. L'apparition de ces assemblages dépendra du degré de refroidissement/décompression de l'intrusion avant l'orogénie, qui est fonction du laps de temps entre cette intrusion et l'apogée de l'orogénie. Ainsi l'augmentation de pression enregistrée par l'intrusion durant l'orogénie devrait être égale (ou moindre, si l'intrusion est postérieure au minimum de pression inter-orogénique) à la variation enregistrée dans les unités encaissantes et ce, indépendamment de leur niveau structural respectif avant l'orogénie.

Dans le contexte des anorthosites de Grenville, en particulier dans celui du C.A.L.S.J. à l'étude, ces relations sont des prérequis fondamentaux pour expliquer les relations observées à l'intérieur et en bordure du complexe, entre autre, pour relier l'orogénie Grenville et la mise en place du complexe au niveau structural actuel (par montée

diapirique), postérieure à l'apogée de la déformation grenvillienne.

7.2.1.5 Les structures de déformation des anorthosites

Les anorthosites en milieu catazonal présentent une distribution des déformations de type "zonal", tel le complexe de Morin avec des déformations décroissant d'intensité de la bordure au coeur (Martignole et Schrijver, 1970a), ou bien "hétérogène", telle la masse anorthositique du lac Rouvray (Kehlenbeck, 1972). Le degré de correspondance entre le tectonisme, la recristallisation et les transformations chimiques (diffusion, fluides, etc) des anorthosites génère des patrons texturaux et minéralogiques qui peuvent se classifier selon cinq mécanismes (Roussel, 1981) juxtaposables: la cataclase, le fluage super-plastique, le fluage par dislocation ("creep dislocation"), le fluage par diffusion ("creep diffusion") et la recristallisation.

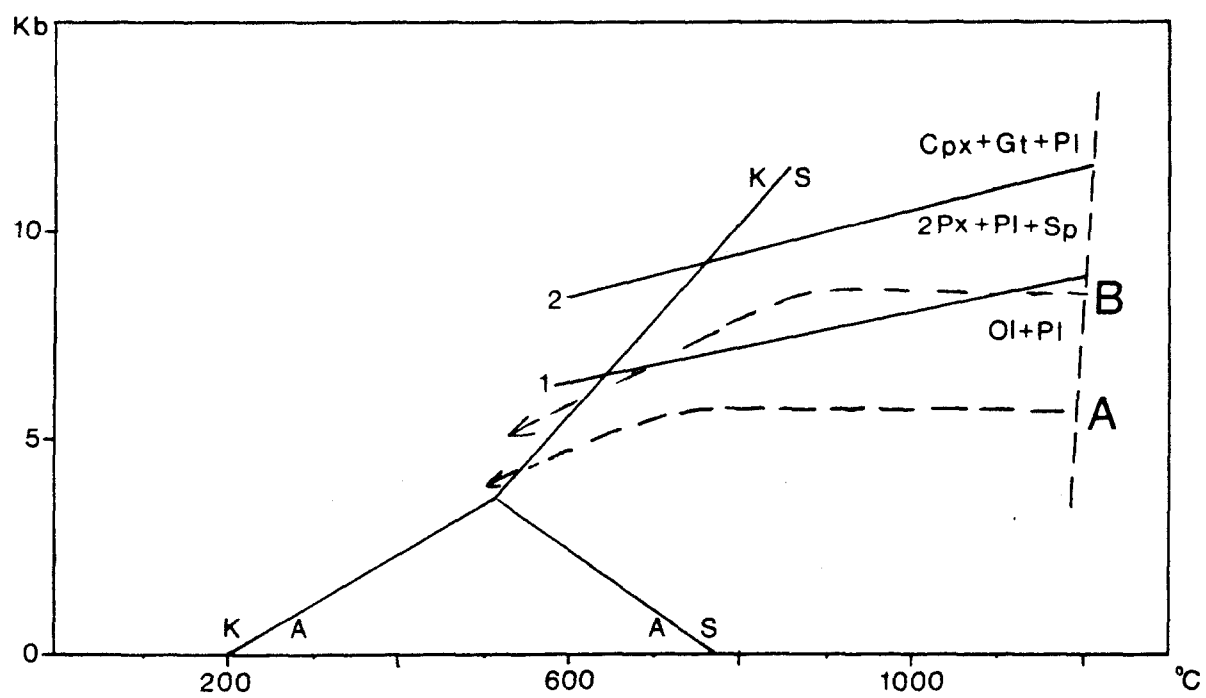
La cataclase progressive de l'anorthosite, bien documentée par Kehlenbeck (1972), produit une série de textures caractérisées par une diminution progressive de la granulométrie et l'accroissement des déformations internes, généralement associés à une recristallisation. La cataclase est associée à une déformation d'échelle régionale ou locale (faille, mylonite). Le fluage super-plastique, retrouvé dans certaines mylonites, décrit un comportement quasi-visceux exempt de rupture ou de dislocation des phases (Boullier et Gueguen, 1975). La haute température ainsi que des taux modérés de stress et de déformation ("strain") produisent la très fine granulométrie (c. 10-25

m) des phases où les minéraux fémiques, agissant comme lubrifiant, n'offrent pas d'orientation préférentielle.

La dislocation par fluage ("creep dislocation") qui dépend de la température, se développe par la multiplication des glissements ("slip") de dislocation ou de maclage qui deviennent plus mobiles à haute température. Ce style de déformation produit des macles d'extinction, une extinction ondulante, des bandes de déformation et des "kink bands". Le fluage de diffusion, opérant à haute température sous faible "stress", est un processus opérant à l'intérieur des cristaux ("Nabarro-Herring creep") ou en bordure des cristaux ("Coble creep"), ce dernier produisant une solution de pression.

La recristallisation peut être statique ou dynamique, selon le degré de synchronisme ("timing") avec la déformation. Le premier cas produit des cristaux de texture granoblastique ± polygonale, tandis que le second produit des cristaux déformés de texture blastomylonitique. La recristallisation (statique ou dynamique) de cristaux déjà contraints ("strained") libère l'énergie interne enmagasinée sous forme d'une forte densité de dislocations et produit des cristaux ± exempts de dislocations. La recristallisation dynamique est favorable à la diffusion ionique impliquant des fluides, car la production de néoblastes de petite dimension augmente la surface totale des grains (et la porosité), favorisant l'introduction et la circulation de fluides dans ces zones de déformation (Watts et William, 1983), ce qui est important pour expliquer la rétro-morphose.

Figure 41: Patrons de refroidissement-décompression d'intrusions de composition troctolitique post-orogénique (c.à.d. ne subissant pas d'augmentation de pression-température ultérieure) injectés à différentes profondeurs dans la croûte. Ces patrons débutent par un refroidissement isobarique accompagné ultérieurement d'une décompression. L'intrusion A, en faible profondeur (inférieure à 6.5 Kb), ne peut produire l'assemblage $2 \text{ Px} + \text{Pl} + \text{Sp}$ tandis que l'intrusion B, en plus grande profondeur (entre 6.5 et 8.5 Kb), le produira. La droite 1 et 2 (Irving et Green, 1969) constitue respectivement la limite inférieure des assemblages $2 \text{ Px} + \text{Pl} + \text{Sp}$ et $\text{Cp} + \text{Gt} + \text{Pl}$. Les limites de champ des polymorphes Al SiO_3 (Holdaway, 1971) sont inclus pour fin de comparaison avec la figure 43.



7.2.2 Structure des unités d'âge III

La relation génétique de la déformation D_3 avec la mise en place de l'anorthosite du C.A.L.S.J. au niveau structural actuel est révélée par le lien positif existant entre l'accroissement de la déformation D_3 et la proximité du contact du C.A.L.S.J.. Les relations minérales et texturales indiquent que l'accroissement de l'intensité des déformations résultent de la continuité d'un même processus de déformation qui, dans une zone de c. 10-15 km du contact, s'exprime par la concordance de la foliation avec le contact. Le développement hétérogène de la déformation de part et d'autre du contact s'explique par la différence de compétence entre l'anorthosite, plus "cassante", et les unités encaissantes du socle, plus "ductiles".

L'accroissement de la déformation de l'anorthosite, en s'approchant du contact, se traduit par la formation de plis ouverts que succède une zone foliée qui, près du contact, présente des mylonites "concordantes". Les variations de textures à la bordure des mylonites indiquent que la déformation a débuté par le fluage par dislocation des cristaux de plagioclase associé à la cataclase qui, au centre des mylonites, s'est associé à une recristallisation dynamique qui maintenait la granulométrie des néoblastes en deçà de 0.2 mm.

Dans les unités ceinturant l'anorthosite, la déformation D_3 s'exprime par une transposition des structures des unités du socle associée au développement de la foliation S_3 concordante au contact,

quelque soit l'orientation de ce contact (c. $210^{\circ}/75^{\circ}$ à Chicoutimi, c. $055^{\circ}/75^{\circ}$ au lac Kénogami). La superposition de cette déformation D_3 sur les structures de déformation D_2 indique indubitablement que la mise en place au niveau structural actuel est postérieure à l'apogée de la déformation D_2 associée à l'orogénie Grenville.

Les plis asymétriques P d'axe de plongement sub-horizantal, forment une distribution en amas sur le stréréographe. Le développement de ces plis asymétriques en Z (d'axe plongeant vers le Nord) ou en S (d'axe plongeant vers le Sud) indique une composante de cisaillement simple d'orientation sub-verticale, où le secteur Ouest a monté par rapport au secteur Est. Ce patron est conforme au patron "fig tree drag fold" décrit par Carey (1962).

Ces relations de foliation concordante, d'axe sub-horizantal de plis asymétriques associés à la proximité du contact de l'anorthosite sont attribuées au diapir de l'anorthosite situé plus à l'Ouest. La diminution du développement de la foliation, des plus vieilles aux plus jeunes unités des intrusions basiques et acides d'âge III, indique une relaxation progressive du système de contrainte du à la mise en place de l'anorthosite au niveau structural actuel. La variation du pendage sub-vertical du contact, pendant vers l'Est au lac Kénogami et pendant vers l'Ouest à Chicoutimi, indique un changement de la géométrie de la bordure du lobe de Chicoutimi. L'absence de direction préférentielle de la plongée des plis d'âge III (fig 31-b) suggère une variation de la géométrie à un niveau structural horizontal.

7.2.3 Les unités d'âge III inférieur et moyen

La diversité de la composition et du degré de la déformation ainsi que l'hybridation caractérisent les unités intrusives d'âge III à proximité du contact du C.A.L.S.J.. Les unités intrusives d'âge III observées à la coupe du lac Kénogami se divisent en trois groupes: 1) une suite "basique" constituée de l'anorthosite et de la ferrodiorite, cette dernière étant possiblement liée aux intrusions ultérieures d'enderbite et d'opdalite, 2) une suite "acide" composée de la farsundite et de l'adamellite à quartz et 3) une unité hybride constituée d'adamellite mafique. Le recoupement successif des unités des divers groupes indique une évolution synchrone des fractions "acides" et "basiques" (tableau 1).

7.2.3.1 La suite "basique"

Les structures et textures primaires de l'anorthosite de bordure sont (largement) oblitérées par le développement de la foliation et des mylonites concordantes. Malgré l'oblitération par la forte rétro-morphose tardive, les relations minérales indiquent que les déformations ont débuté dans le faciès granulite. Les textures protoclastiques à porphyroclastiques des zones foliées se transforment en textures granoblastiques ou blastomylonitiques dans les zones mylonitisées. Les relations entre la déformation, la minéralisation primaire et secondaire indiquent que le début de la rétro-morphose est

postérieur au développement initial de la foliation et qu'il est contemporain à la mylonitisation. Cette rétro-morphose s'est accentuée lors de la relaxation progressive des contraintes, à la fin de l'âge III et durant l'âge IV.

La ferrodiorite, de composition gabbroïque riche en apatite et en minéraux opaques, forme une bande hectométrique entre l'anorthosite et la farsundite. Le contrôle stratigraphique de l'accumulation de l'apatite et des minéraux opaques, le contraste de déformation avec l'anorthosite et la farsundite ainsi que la présence de dykes peu ou très peu déformés dans la farsundite, indiquent une injection à l'état liquide, contemporaine à la mise en place de l'anorthosite à l'état solide et légèrement postérieure à la farsundite. Les relations minérales du plagioclase (cumulus) et du pyroxène (à lamelles d'exsolution) ainsi que l'abondance de minéraux opaques et d'apatite indiquent une composition différenciée d'un magma anhydre riche en Al_2O_3 (plagioclase sur le liquidus) dont la différenciation sous faible fugacité d'oxygène a provoqué l'enrichissement en Fe-Ti. L'injection de ce magma anhydre au faciès granulite, suivi d'un lent refroidissement, est mis en évidence par l'épaisseur des lamelles d'exsolution des pyroxènes et par la recristallisation de ceux-ci. Ces relations corroborent celles de l'anorthosite qui indiquent que la rétro-morphose est un phénomène tardif.

L'enderbite constitue une injection plus tardive offrant des caractéristiques similaires à celles de la ferrodiorite, tels un index

de coloration élevé, une composition gabbroïque ainsi qu'une abondance relative de minéraux opaques et d'apatite. La présence d'une première génération résorbée de cumulus de plagioclase zoné et de pyroxène, précédant la période majeure de cristallisation, indique un déséquilibre précoce de la chimie du magma, possiblement associée à une mixtion avec une montée magmatique basique (moins différenciée). L'abondance de la biotite et l'absence de feldspath potassique, attestent un faible enrichissement en K_2O au stade final de la cristallisation, supérieur à celui de la ferrodiorite contenant très peu de biotite.

Les dykes tardifs d'opdalite constituent un volume mineur qui offre plusieurs similarités avec l'enderbite. Par contre il se distingue par l'abondance de feldspath potassique interstitiel et megacrastique, dont les relations texturales et minérales indiquent qu'une fraction (inconnue) de K_2O soit allochtone.

7.2.3.2 La suite "acide"

Les relations structurales, texturales et minérales de la farsundite sont compatibles avec une injection au faciès granulite, qui prédate de peu la mise en place de l'anorthosite qui l'a déformée (et entraînée) lors de sa montée diapirique. Le plagioclase et le pyroxène corrodé en inclusion dans les mégacristsaux d'orthose indiquent une cristallisation précoce de ces phases qui furent suivies par l'abondante orthose perthitique. La nature anhydre de la farsundite

est indiquée par la recristallisation des pyroxènes. La farsundite était assez ductile pour se déformer à l'état plastique et assez rigide pour soutenir un "cisaillement" dans lequel le liquide ferrodioritique s'est injecté pour former des dykes syn-cinématiques (distincts des dykes syn-cinématiques de l'anorthosite).

L'adamellite à quartz constitue une injection tardi-tectonique qui se distingue par l'abondance de quartz, de feldspath potassique et par des phases ferro-magnésiennes hydratées. Malgré la différence du degré de déformation et d'hydratation, attribuable à l'âge tardif de l'adamellite à quartz, cette dernière offre beaucoup de similarités avec la farsundite.

7.2.3.3 Le faciès hybride

L'index de coloration élevé, l'abondance de xénolithes basiques fortement assimilés, la nature hydratée et la présence de feldspath potassique interstitiel et mégacrastique indiquent une composition hybride pour l'adamellite mafique. Les relations minérales du plagioclase cumulus suggèrent une origine issue de l'hybridation d'un magma basique (c. enderbitique?) avec des phases plus acides, soit par mixtion avec un magma (adamellite à quartz?), soit par assimilation complète de xénolithes et/ou par métasomatisme.

7.2.3.4 Les "granites oeillés" et la mangérite de Chicoutimi

Dans le secteur de Chicoutimi, les intrusifs d'âge III

ceinturant l'anorthosite et la ferrodiorite sont principalement représentés par la suite acide constituée des "granites oeillés". Ces "granites oeillés" constituent des intrusions de composition farsundite-charnockite de texture variant localement d'équigranulaire à généralement porphyrique ("granite oeillé"). Les relations minérales et texturales indiquent une origine par fusion de matériel infracrustal injecté et cristallisé au niveau structural actuel. Le faible volume représenté par le faciès équigranulaire indique une génération mineure de ce magma au niveau structural actuel par rapport au magma généré en profondeur.

La mangérite (-farsundite) de Chicoutimi offre des évidences de mise en place tardive dans l'âge III, dans un état de cristallisation assez avancé (sous forme de boullie cristalline), associée à une rétrogression de bordure.

7.2.3.5 Evolution magmatique des "intrusions" d'âge III Inférieur et Moyen

Le magmatisme d'âge III se caractérise donc par l'évolution simultanée de deux sources magmatiques, l'une basique et l'autre acide qui présentent à une certaine période des évidences d'hybridation. La source basique semble reliée au magma ferrodioritique, possiblement augmentée de magma plus primitif, et représenterait un continuum magmatique complet après la mise en place de l'anorthosite. Les relations recoupantes de l'intrusion peuvent, qualitativement, exclure une origine des intrusions "acides" par cristallisation fractionnée du

magma basique. Une origine infracrustale, par anatexie de la croûte, avec le plagioclase sur le liquidus, semble la plus probable.

L'évolution sur le diagramme Qz-Fk-Pl (figure 42) fait bien ressortir

1) le contrôle du plagioclase sur l'évolution respective des suites acides et basiques; et 2) la localisation intermédiaire du faciès hybride de l'adamellite mafique située entre l'adamellite à quartz et l'enderbite. De plus ces analyses modales, bien que ne donnant qu'une image préliminaire de la suite magmatique, génèrent un patron similaire à la suite de Morin plutôt qu'à celui des Adirondacks (haute pression) ou de Nain (basse pression).

7.2.4 Les unités d'âge III supérieur

Les dykes basiques et acides constituent les unités d'âge III supérieur. La nature et le degré des transformations internes (minérales et tectoniques) des dykes de metabasite III permettent de discriminer plusieurs variétés qui représentent des injections dans des conditions P-T décroissantes et progressivement statiques. A la séquence du lac Kénogami, deux types de dykes de metabasite III sont reconnus, soit les dykes syn-cinématiques et les dykes post-cinématiques (A, B et C). Ces deux types de dykes sont affectés à divers degré par une rétro-morphose tardive qui oblitère à divers degré les relations primaires. Par contre les dykes de la région de Chicoutimi se distinguent par le développement local de mobilisats et le très faible degré de rétro-morphose.

Les dykes syn-cinématiques sont retrouvés dans l'anorthosite

(recoupant les mylonites) et dans le socle (recoupés par les mobilisats III). Ces dykes se distinguent par le développement d'une foliation interne concordante aux irrégularités du contact et légèrement discordante à la foliation externe. L'oblitération des relations primaires par la cataclase et la recristallisation dynamique est associée au développement de phases fémiques hydratées. La stabilisation de la biotite dans les dykes syn-cinématiques de l'anorthosite est attribuée à la libération de K₂O par la cataclase du plagioclase. Ces dykes syn-cinématiques sont l'expression d'injections assez tardives dans l'anorthosite encore légèrement mobile, suite au diapir.

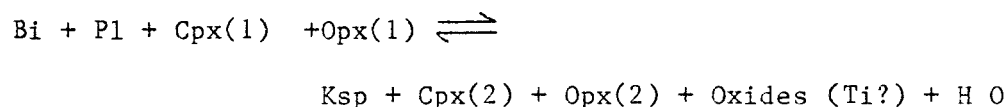
Les dykes de metabasite III post-cinématiques constituent le principal élément intrusif d'âge III supérieur. Ces dykes, d'épaisseur variable (cm-dam), et de composition généralement méso-gabbroïque sont injectés en (sub-) concordance ou en discordance dans les unités de la ceinture et de l'anorthosite; ils représentent le premier élément intrusif (discordant) postérieur à la stabilisation de l'anorthosite au niveau structural actuel. Dans les unités de la ceinture, ces dykes occupent c. 5-8% du volume et sont confinés à une bande large de 2-3 Km située au contact de l'anorthosite, ce qui indique un lien spatial, sinon génétique avec la masse anorthositique. Les dykes de metabasite III pourraient être reliés au magmatisme basique retrouvé à l'intérieur du C.A.S.L.J. sous forme de dykes d'épaisseur hecto- à kilométrique (dykes de diorite et de leucotroctolite à la hauteur de St-Ambroise-Larouche, (Woussen et al., 1981) ou bien à des phases tardives (?) du magmatisme ferrodioritique

de bordure de l'anorthosite.

Les relations structurales, texturales et minéralogiques indiquent que ces dykes de metabasite III sont constitués de plusieurs injections émises sur une assez longue période de temps où les conditions P-T et tectoniques décroissaient en intensité. Les dykes de metabasite III de la région de Chicoutimi et du terrain de golf de l'Alcan, sont exempts ou très peu affectés par la retromorphose tardive observée au lac Kénogami.

La présence de néoblastes de pyroxènes (orthopyroxène et clinopyroxène) et localement de mobilisats centimétriques légèrement plissés attestent que l'injection de ces dykes, constitués de magma sous-saturé en H₂O, a débuté dans un faciès granulite. Les dykes les plus anciens sont (sub-)concordants, ce qui indique que leur orientation était contrôlée par la structure locale. Les dykes les plus jeunes sont (sub-)discordants, ils offrent des contacts en bayonettes et contiennent toujours des néoblastes de pyroxènes.

Les mobilisats, riches en feldspath potassique et en clinopyroxène recristallisé sont exempts de plagioclase et biotite, ce qui suggère une origine par la réaction suivante



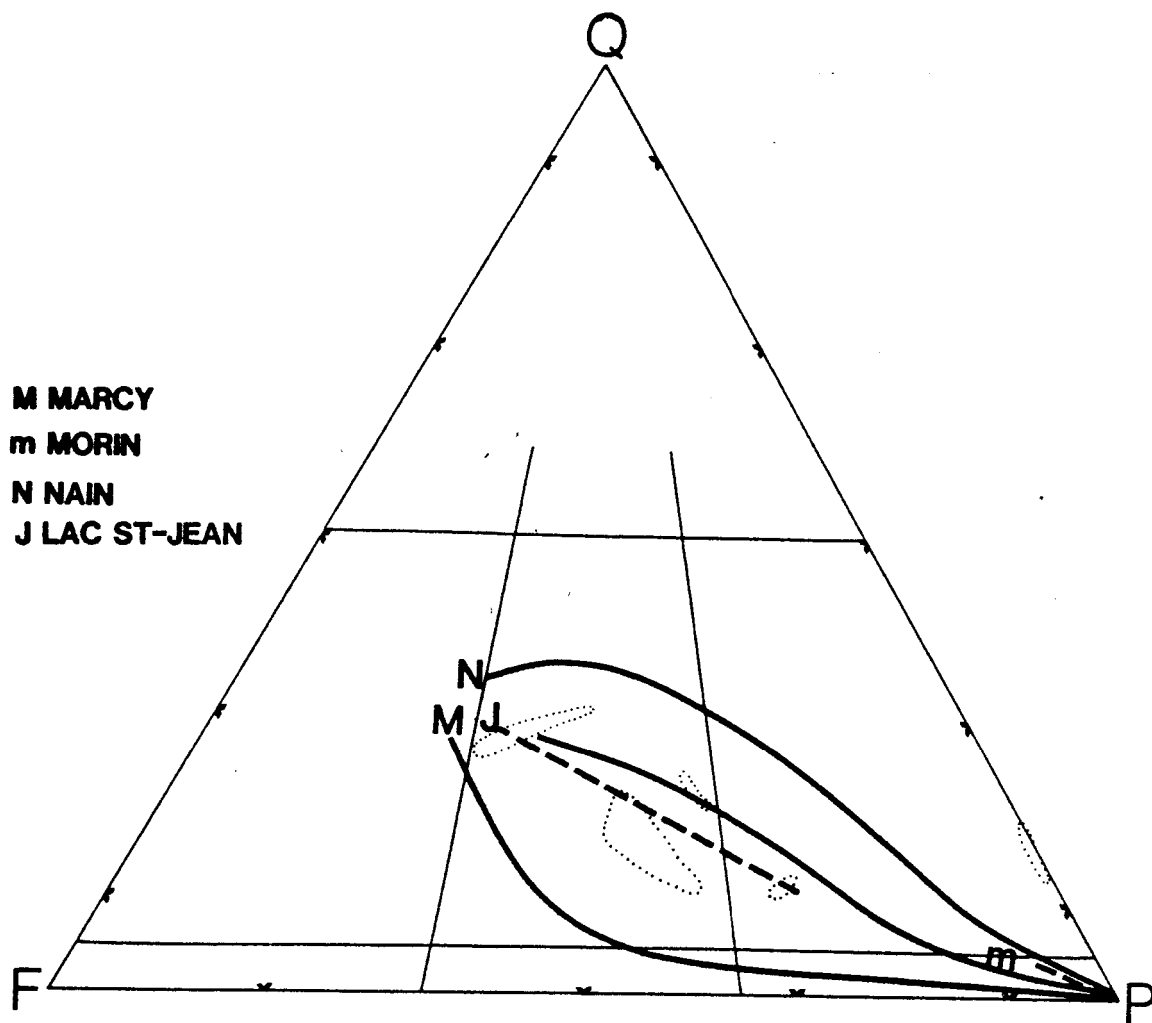
Il est difficile d'évaluer si cette réaction est issue de la

différenciation métamorphique ou de l'anatexie.

Au lac Kénogami, l'abondance des textures blastophtiques issues de la rétromorphose (variable) des dykes de metabasite III, ne laisse voir aucune relique de néoblastèse (partielle) des pyroxènes ni de migmatisation. Ceci indique bien que la retromorphose est bien un phénomène tardif car l' H_2O n'aurait qu'amplifié le développement de ce dernier, ce qui n'est pas observé. De plus l'injection selon deux orientations majeures suggère un système conjugué (?), tardif (?) par rapport à Chicoutitmi. La présence de franges de refroidissement des dykes tardifs indique un écart de température assez grand entre le magma et l'encaissant, ce qui dénote un refroidissement de ce dernier. Le degré de retromorphose tardif des dykes est indépendant des unités encaissantes.

Les dykes acides III représentent l'activité magmatique terminale des unités d'âge III, dont la variation de composition suggère des injections sur une assez longue période de temps. Certains dykes s'apparentent à des liquides résiduels de la séquence acide (granites (à pyroxène)), tandis que d'autres, de composition tonalite-granodiorite pourraient représenter les liquides résiduels de la séquence "basique". Certains dykes de granite ou de syéno-granite peuvent représenter des mobilisats III "allochtones" issus de l'anatexie en profondeur.

Figure 42: Patrons d'évolutions des suites "anorthosite-charnockite (-adamellite)" du Nain, de Morin, du C.A.L.S.J. et des Adirondacks sur le diagramme Qz-Pl-Or. Les domaines en pointillés correspondent à ceux de la figure 17. A : Adirondack , M : Morin , N : Nain , J : C.A.L.S.J.



7.3 Métamorphisme rétrograde et rétromorphose

Le développement "d'embralements" et de symplectites constitués d'assemblages retrogrades, de couronnes réactionelles de phases rétrogrades hydratées et finalement l'altération indiquent une ré-équilibration progressive des phases lors du métamorphisme rétrograde, en présence de phases fluides.

7.3.1 Origine et influence des phases fluides

7.3.1.1 Les phases fluides

Le métamorphisme rétrograde en présence de phases fluides est restreint 1) dans le temps, à des périodes limitées (Thompson, 1983) et 2) dans l'espace, où la composition des fluides de la portion supérieure de la croûte est dominée par le H_2O , tandis que la portion inférieure de la croûte (faciès granulite) et la manteau sont dominés par des fluides riches en CO_2 (Touret et Dietvorst, 1983). Lors de l'anatexie, la solubilité élevée du H_2O par rapport au CO_2 dans les liquides anatectiques (Touret, 1981) suggère que cette distribution à grande échelle est issue de la mobilisation de liquides anatectiques, riches en H_2O vers la partie supérieure de la croûte, laissant à la base un résidu enrichi en CO_2 . Cet enrichissement en CO_2 à la base de la croûte peut aussi se former ou s'accroître par des montées de fluides très riches en CO_2 issus du manteau, qui accentuent la déshydratation (Newton et al. 1980).

Lors du métamorphisme prograde, la déshydratation progressive s'opère par la formation de phases anhydres et par l'anatexie des unités; ce processus reste irréversible tant que des fluides de source externe ne sont pas ajoutés. Le contrôle structural des fractures ou des structures (foliation ou plis) impose des contraintes sur la diffusion et la concentration des fluides (Yardley, 1983; Watkin, 1983).

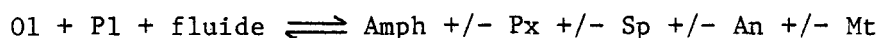
Puisque la rétro-morphose présente une preuve empirique de la disponibilité de fluides (H_2O et autres phases) pour la formation de réactions d'hydratation durant le refroidissement et de la décompression, la source de ces fluides demeure conjecturale. Cette source peut être soit autochtone (\pm in-situ) et/ou allochtone (externe). Les sources autochtones peuvent être possiblement générées par l'exsolution de phases hydratées (apatite; Huntington, 1979) ou anhydres (plagioclase, quartz; Spear et al., 1983) riches en inclusions fluides. Des exemples de dérivation autochtone sont exhibés par la séricitisation et la saussuritisation des portions internes de certains phénocristaux de plagioclase et, partiellement, par l'abondance de phases hydratées des zones de cisaillement d'unités anhydres au faciès granulite.

Les sources allochtones peuvent avoir une origine météorique, métamorphique (déshydratation) ou magmatique (infra-crustale ou mantellique). La solubilité élevée du H_2O pour les liquides anatectiques indique que l'extraction continue de ces liquides produit

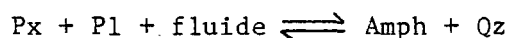
un appauvrissement progressif du contenu H₂O des produits de fusion tardive. Ceci signifie que dans un contexte orogénique d'une séquence progressivement métamorphisée jusqu'au faciès granulite, les intrusions précoces seront plus riches en H₂O que les intrusions injectées au faciès granulite ou lors de la décompression, vu la difficulté d'extraire des fluides riches en H₂O d'unités encore plus profondes déjà fortement anhydres (et riches en CO₂). La rétro-morphose d'unités de faciès granulite peut donc s'expliquer par l'exsolution tardive de fluides issus de la décompression d'intrusions d'origine infra-crustale générées avant l'apogée du métamorphisme prograde. Les isotopes ¹⁸O/¹⁶O et ¹³C/¹²C permettent de discriminer, dans une certaine mesure, l'origine mantellique, infracrustale, métamorphique ou météorique de ces fluides.

7.3.1.2 Les couronnes réactionnelles hydratées des intrusifs basiques.

L'interaction entre les effets de l'autométamorphisme (métamorphose rétrograde), du métamorphisme régional et des phases magmatiques tardives ("deutériques") est intimement lié à la présence ou à l'absence de phases fluides. Les réactions générant des couronnes au contact Ol-Pl, Opa-Pl et Opa-Px sont fortement influencées par la "concentration" des phases fluides présentes (ou pas). Ces phases fluides servent de catalyseur à ces réactions (Frodenen, 1968; Esbensen, 1978; van Lamoën, 1979), et ce, en favorisant le transport des éléments (diffusion), contribuant ainsi à l'ouverture du système ("open system"). Les réactions simplifiées en présence de phases fluides correspondent à



et



L'environnement favorisant le développement de ces réactions très lentes ("sluggish") requiert un refroidissement lent de l'intrusif, ce qui correspond le mieux à un environnement de métamorphisme rétrograde régional dans la croûte continentale (Griffin et Heier, 1973; Monkogolip et Ashworth, 1983). L'abondance des phases hydratées des unités met donc en évidence le rôle majeur des fluides.

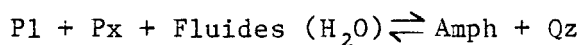
7.3.2 Retromorphose des intrusifs

Tel que relaté dans le paragraphe 7.2.3, les relations minérales et texturales indiquent que la rétromorphose de l'anorthosite a débuté pendant la formation des mylonites concordantes et s'est accentuée par après. Cette rétromorphose a débuté par la formation des aggrégats de cummingtonite qui fut suivie de la formation de la hornblende, en cristaux individuels ou en couronnes, associée au contact des phases Pl-Opx, Pl-Opa, Opx-Cum, Pl-Cum, Opa-Cum, et Pl-Opa.

La formation de la cummingtonite représente le premier stade de la rétromorphose associé à la déformation de la bordure. L'absence d'olivine et de pyroxène intercumulus semble attribué à la cataclase et la recristallisation de ces phases en aggrégats de cummingtonite, exprimé par les relations de la cummingtonite associée aux mégacristaux

d'orthopyroxène.

Les relations entre le début de l'hydratation et l'augmentation de l'intensité de la déformation, suggèrent une source initiale de fluides autochtone libérée à la suite de la cataclase et de la recristallisation de l'apatite (OH, Cl?, F?; Huntington, 1979) et du plagioclase (inclusions fluides). Par contre, le développement tardi- à post-tectonique des couronnes reflète une augmentation locale de l'activité des fluides (H₂O + ?) tardi- à post-tectonique à la déformation D₃. Les couronnes formées entre le plagioclase et le pyroxène semblent qualitativement obéir à la réaction



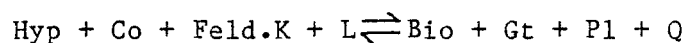
tandis que les couronnes entre les autres phases représentent des variantes de cette réaction. Le développement des symplectites hornblende-quartz (au contact Pl-Hb ou, plus rarement au contact Hb-Hb) et biotite-quartz (au contact feld.K-Hb ou Feld.K-Bio) est associé la phase terminale de la rétromorphose, qui recoupe parfois les couronnes et qui précède l'altération deutérique.

7.3.3 Rétromorphose des métasédiments

Les métasédiments présentent une longue ré-équilibration, qui débute par la formation d'assemblages rétrogrades anhydres suivi des assemblages rétrogrades hydratés et qui se termine par l'altération tardive.

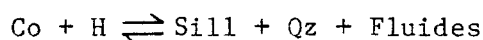
La formation tarditectonique (D₃) de grenat contenant

l'assemblage cordiérite-sillimanite est relié à l'absence de l'assemblage hypersthène-cordiérite. La réaction retrograde suivante pourrait correspondre à cette ré-équilibration rétrograde.

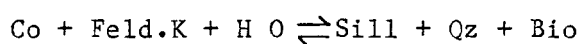


Les relations minérales et texturales indiquent que le développement des mobilisats III, confinés aux métasédiments, est postérieur aux metabasites III syn-cinématiques. La composition dioritique de ces mobilisats, même en présence de feldspath potassique dans le paléosome, se situe hors de la cotectique du système granitique et suggère une origine sub-anatectique. Par contre la position paraautochtone de certains mobilisats indique une légère mobilité, suggérant un état \pm liquide (indicatif d'anatexie?). L'absence de sillimanite, de cordiérite et la présence de grenat rétrograde dans ces mobilisats attestent une formation à température-pression assez basse. Les veines riches en quartz et sillimanite, décrites par Corriveau (1982), seraient antérieures à ces mobilisats.

L'assemblage retrograde sillimanite-quartz, associé parfois à la biotite, est produit de la rétro-morphose de la cordiérite, possiblement par une réaction métasomatique en présence de phase fluide du type suivant pour l'assemblage sillimanite-quartz (Vernon, 1979);



ou, pour l'assemblage sillimanite-quartz-biotite, par la réaction suivante (Tracy et Dietsch, 1982)



La présence de symplectites muscovite-quartz d'après le plagioclase, de muscovite rétrograde (plissée), de pinnite (dans la cordiérite) et de chlorite (dans le grenat et la biotite) attestent la rétromorphose/altération tardive de ces phases.

Ces relations indiquent une baisse de T-P associée à une augmentation locale de phases fluides des unités proximales du contact.

7.3.4 L'origine de la rétromorphose

Plusieurs facteurs doivent être considérés pour évaluer la nature de la rétromorphose dans le secteur de l'étude. D'une part, l'intensité de la rétromorphose est hétérogène tant à l'échelle régionale (dizaines de kilomètres) que locale (km-ham) que ponctuelle (dm-dam): A l'échelle régionale, le métamorphisme rétrograde est très peu ou pas développé dans les unités distales du contact de l'anorthosite (St-Fulgence) et s'accroît vers la zone proximale du contact affectée de la déformation III. A l'échelle locale, la zone de bordure présente aussi une distribution hétérogène de l'intensité de la rétromorphose; elle est beaucoup plus faible à la séquence de Chicoutimi qu'à la séquence du lac Kénogami, cette dernière se distinguant par la présence de la bande de métasédiments et par des intrusifs "acides" hydratés d'âge III. A l'échelle ponctuelle, l'hétérogénéité s'observe aussi par la présence d'intrusifs hydratés contenant des dykes peu rétromorphosés et vice-versa.

D'autre part la rétro-morphose est un phénomène tardif dont l'apogée est postérieure aux injections de dykes de metabasite III; par contre il montre des évidences d'un faible début assez précoce dans l'âge III et à la déformation III.

Ces relations indiquent que la rétro-morphose n'est pas un phénomène régional, mais plutôt local issu de la combinaison de facteurs tectoniques (déformation D_3 associée à la proximité du contact de l'anorthosite) et lithologiques, (présence de la séquence métasédimentaire et des intrusifs hydratés). La source des fluides semble autochtone aussi bien qu'allochtone. Cette dernière peut être issue au niveau structural actuel par l'exsolution des fluides des intrusions hydratées, ou bien issue d'intrusifs en profondeur où la mobilité des fluides fut contrôlée par la structure de la déformation D_3 . La ré-équilibration à 690°C et 4.7 Kb obtenue par Corriveau (1982) pour la séquence du lac Kénogami ne semble donc pas contemporaine à la mise en place de l'anorthosite au niveau structural actuel (âge III Inférieur), tel que suggéré par cette dernière, mais serait plus tardive, d'âge III Supérieur ou du début d'âge IV.

7.4 Unités et structures d'âge IV

Les dykes basiques et acides, les intrusions associées au complexe alcalin de St-Honoré ainsi que les dykes de lamprophyres et carbonatites constituent les unités d'âge IV de Chicoutimi et du lac Kénogami.

7.4.1 Les dykes basiques et acides

Les dykes basiques IV sont constitués d'injections de composition méso-gabbroïque avec texture porphyrique (dykes basiques IV-A) qui recoupent en discordance les unités de part et d'autre du contact de l'anorthosite. La zonation normale oscillatoire et les surfaces de résorption multiples des cumulus de plagioclase baignant dans une mésostase de plagioclase, de pyroxène et de biotite indiquent un déséquilibre continu avec la composition (et pression H_2O) du magma. Le plagioclase et le hornblende granoblastique dans les zones de cisaillement recoupant ces dykes démontre une injection alors que les unités encaissantes se trouvaient encore au faciès amphibolitique.

Localement on observe au lac Kénogami des dykes associés à des zones de cisaillement (dykes basiques IV-B) caractérisés par une foliation interne et une absence de retromorphose au faciès amphibolite. Le feldspath potassique, le sphène, la hornblende confinée en inclusion dans les oïcristes de pyroxène et le plagioclase fortement séricitisé en font un type intrusif distinct, postérieur au dykes basiques IV-A, injectés dans un milieu dynamique de tectonique relativement cassante.

7.4.2 Les intrusions associées au complexe alcalin de St-Honoré

L'intrusion de syénite de Chicoutimi-Nord est constituée d'un faciès "rose" qui est recoupé par un faciès "brun-mauve" plus tardif. Les dykes de lamprophyres (d'affinité kimberlitique; Gittins et al. 1975) et quelques dykes de carbonatite sont injectés en position sub-horizontale (formant un feuillet conique) ou plus rarement en position verticale disposés radialement autour de St-Honoré (Thivierge et al. 1983).

7.4.3 La structure

Les structures d'âge IV se distinguent par l'absence de foliation, un plissement local de faible intensité et d'échelle variable (sans schistosité de plan axial) avec des axes plongeant à l'oblique ou sub-vertical, ainsi qu'un développement abondant de mylonites et de fractures. Ces relations indiquent un changement du système de contraintes opérant lors de l'âge III qui s'est développé dans des zones de plus en plus localisées. La mylonite du terrain de golf de l'Alcan, même si elle appartient au groupe d'âge III Supérieur, est incluse dans cette section pour mieux souligner le lien qu'elle présente avec la déformation associée au graben.

Au lac Kénogami, les mylonites constituent deux générations de déformations dont les relations des mylonites des domaines 1 (050/70, sénestre) et 2 (085/80, dextre) et des cisaillements associés

à la première génération indiquent une compression orientée c. 130-310. La seconde génération, d'orientation 170/75 (sénestre), concordante aux fractures, est plus tardive et semble reliée à des "cross-deformations" associées au graben. La texture blastomylonitique des mylonites s'associe à une augmentation de l'intensité de la rétro-morphose.

La région de Chicoutimi offre des relations similaires et présente l'importante coupe-clée du terrain de golf de l'Alcan. Ces affleurements se distinguent par l'orientation singulière (280-300/40-80) des structures (mylonites, foliation et axes de plis) qui recoupe la structure régionale (c.205/75) ainsi que le contact de l'anorthosite. Une importante zone décamétrique de mylonite (mylonite I) représente le foyer de déplacement vertical normal important et signifie que le bloc situé au Nord du Saguenay correspond à un niveau structural moins profond (de combien??) que celui au Sud du Saguenay. Le développement de cette mylonite est de niveau structural correspondant au faciès granulite, indiqué par la recristallisation du pyroxène associé à une texture blastomylonitique. La faible rétro-morphose est tardi- ou post-tectonique. Les relations de la foliation et des axes de plis indiquent une transposition par entraînement des structures pré-existantes, avec formation de plis de rebroussement.

Cette zone de mylonite tardigrenvillienne représente possiblement une importante cassure majeure de la zone interne de la province du Grenville qui serait l'expression d'une segmentation majeure de la croûte. Cette mylonite prédate l'intrusion de

l'anorthosite de St-Nazaire et elle est associée à une forte anomalie magnétique négative plus à l'Est dans la rivière Saguenay. Il est difficile à discriminer si la nature de la déformation est issue du réajustement lithostatique de la croûte suite au rebondissement post-grenvillien ou de la superposition d'une déformation indépendante tardigrenvillienne. Cette dernière hypothèse semble plausible vu le confinement de cette déformation du type en extension (suggéré par la forte composante de déplacement normal de la mylonite) dans la rivière du Saguenay et la concordance avec l'orientation du graben ordovicien du Saguenay. Ceci suggère que le graben se soit développé préférentiellement le long de cette ancienne zone de faiblesse par une réactivation tectonique.

Ces relations suggèrent fortement que l'orientation du graben du Saguenay fut non seulement contrôlée par le "stress" opérant à l'Ordovicien, mais aussi par cette structure pré-existante. Donc l'orientation du graben serait non-seulement géométriquement relié à cette structure, mais aussi génétiquement. Ratcliffe (1971) ainsi que McConnel (1972) présentent des relations similaires du contrôle de structures pré-existantes sur le développement de fractures plus tardives. La localisation de la syénite en bordure du Saguenay et du complexe alcalin de St-Honoré, ce dernier contemporain aux mouvements précoces associés au rift du St-Laurent (Thivierge et al. 1983), semblent aussi avoir été contrôlé par cette structure. Ce style de déformation pourrait aussi être observé pour le graben de l'Outaouais.

7.5 Synthèse de l'évolution du segment granulitique de la région de Chicoutimi

L'évolution du segment granulitique de la région de Chicoutimi, est représentée de façon qualitative et préliminaire sur la graphique de la figure 43.

Les unités d'âge I ont subi un premier métamorphisme d'âge hudsonien, dont les conditions T-P minimums correspondent à la courbe de fusion minimum des granites. Après un refroidissement/décompression associé à la rétro-morphose post-hudsonienne, suivent les injections en essaim des dykes basiques II (dykes metabasiques II) reliées à l'injection volumineuse de magma basique à la base de la croûte, dans un contexte tectonique anorogénique. Le métamorphisme prograde grenvillien produit un enfouissement/réchauffement des unités du socle (du niveau structural actuel) à des conditions P-T autour de 8 Kb et 800°C (Corriveau, 1982). L'enfouissement simultané des intrusions anorthositiques, déjà en plus grande profondeur, provoque un déséquilibre de densité entre l'anorthosite et l'encaissant. Ceci amorce un déplacement de l'anorthosite par diapirisme vers le haut qui résulte par une mise en place de cette dernière au niveau structural actuel des unités encaissantes. Cette mise en place est associée 1) à une déformation localisée (D), concordante au contact, qui se superpose aux déformations grenvilliennes et 2) à une suite d'intrusions bi-modales (avec hybridation locale) que recoupent les dykes de metabasite III, injectés en bordure du contact du C.A.L.S.J. dans un faciès granulite.

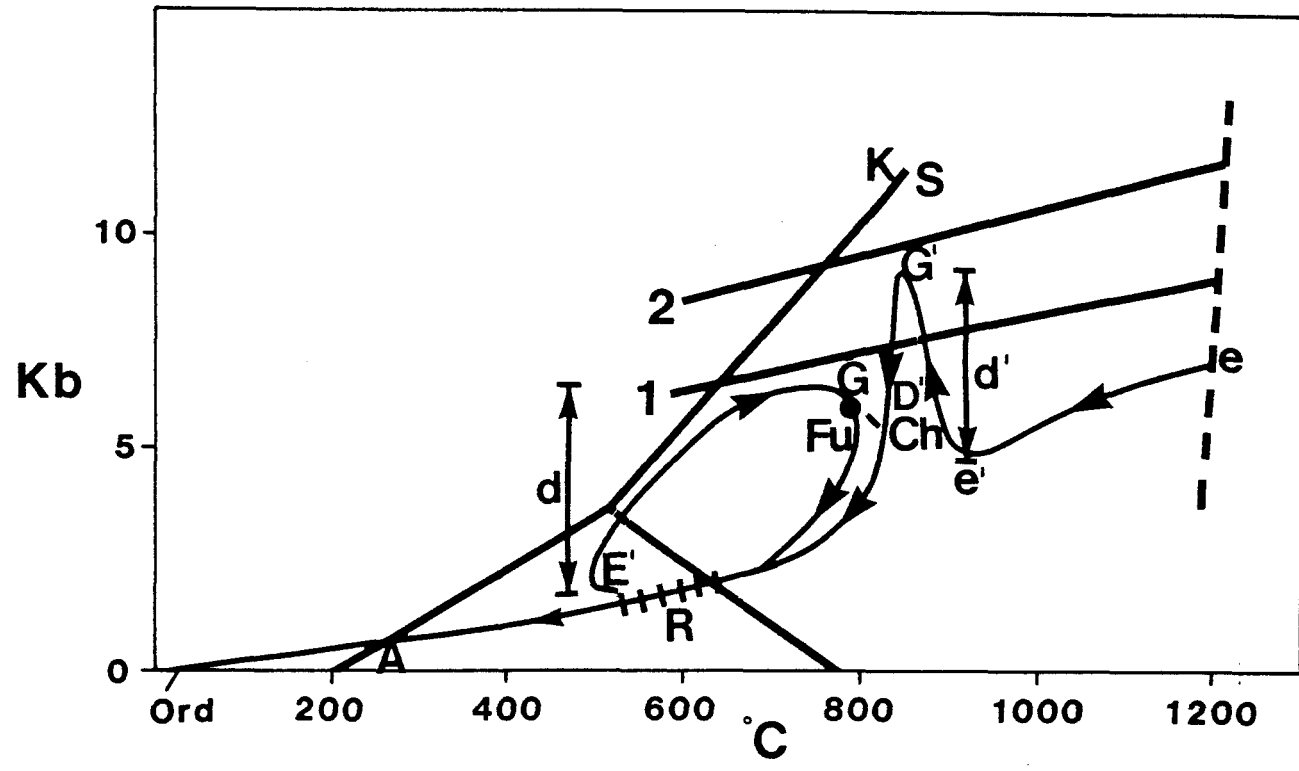
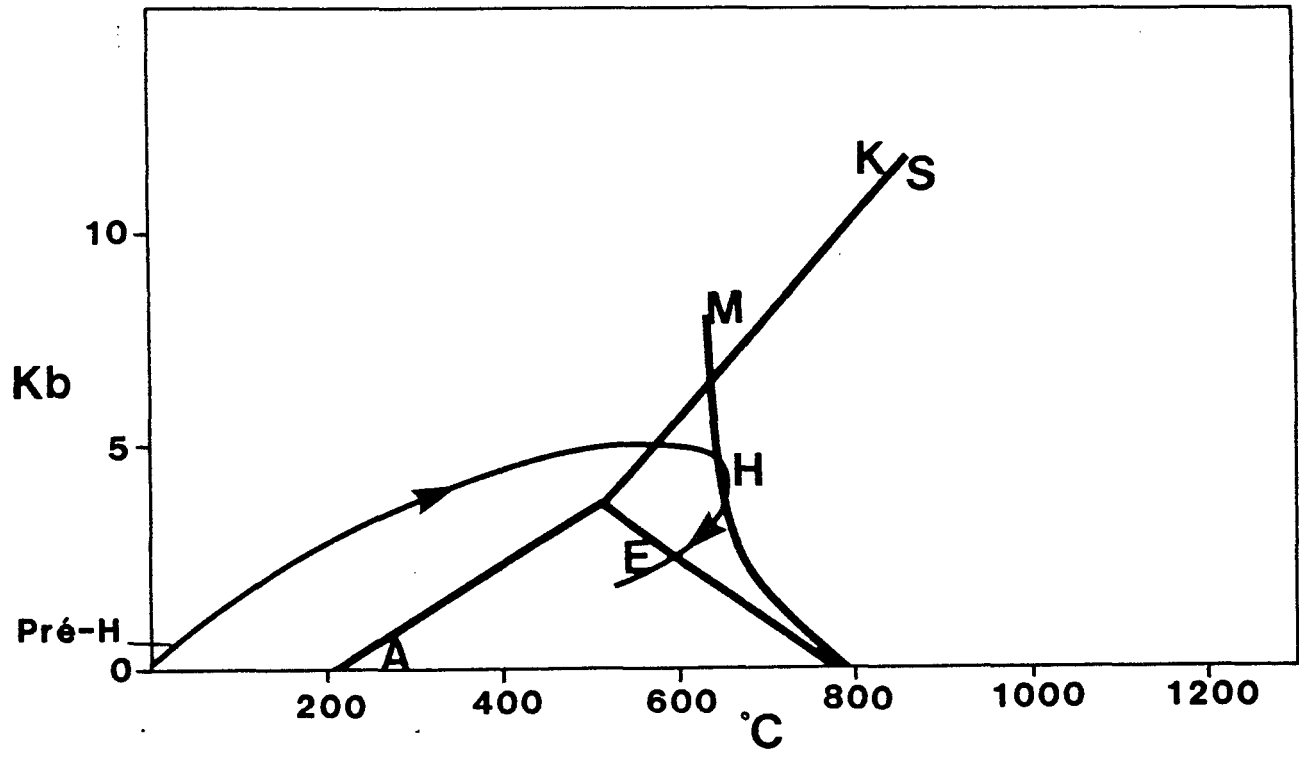
La mise en place de la masse anorthositique, plus chaude que les unités la ceinturant, a permis le développement d'une auréole thermique qui a par la suite engendré un refroidissement différentiel des unités de bordure par rapport aux unités plus distales. Dans les unités de bordure, ceci a permis le développement de mobilisats III et de toute une suite de rééquilibrations, associé à une hydratation locale d'intensité hétérogène.

Des déformations tardigrenvilliennes auraient contrôlé l'emplacement des intrusions alcalines et des déformations associées au graben du Saguenay, relié au rift du St-Laurent.

Ces relations indiquent que la région représente une suite tectonique continue de compression-extension-compression associée à une interférence magmatique du manteau et de la croûte (Woussen et al. 1984; Roy et al. 1984). L'épaississement de la croûte lors de l'orogénie Grenville (estimée à c. 60 km; Martignole, 1979) est compatible avec un milieu de collision continentale, tel que suggéré par Dewey et Burke (1973) ainsi que Woussen et al. (1984).

L'abondance des massifs anorthositiques à la surface de la province du Grenville serait l'aboutissement naturel d'un processus de ré-équilibration dynamique infra-crustale à la suite de l'épaississement de la croûte associée à une collision continentale.

Figure 43: Schéma d'évolution qualitatif de la séquence de l'étude sur un diagramme P-T-temps. Attention: la longueur des courbes n'est pas fonction de la période de temps écoulé. Dans la figure A, les unités pré-hudsonniennes (pré-H) subissent un premier métamorphisme à l'Hudsonnien (H) dans des conditions P-T similaires à la courbe de fusion minimum du système des granites (M). Après le refroidissement-décompression, suit à l'Elsonnien (figure B) l'injection des dykes de metabasite II dans les unités du socle (E) associée à l'intrusion volumineuse de magma basique à la base de la croûte (e). A la fin de l'Elsonnien (E' et e'), l'initiation de l'orogène Grenville produit un enfoncement simultané de la séquence du socle (d) et de l'intrusion anorthositique cristallisée (d') jusqu'à l'apogée de l'orogène Grenville (G et G'). Cet enfoncement de la masse anorthosite produit un déséquilibre de densité qui provoque la remontée diapirique ("mise en place") de cette dernière au niveau structural actuel (D'). La présence de cette dernière provoque un léger réchauffement de la séquence du Complexe Gneissique de Chicoutimi (Ch) associé à un refroidissement plus lent de ce dernier par rapport à la séquence "distale" de St-Fulgence. Une déformation tardi-grenvillienne, au faciès granulite, produit la mylonite du terrain de golf de l'Alcan (Al). La rétro-morphose tardive (R), au faciès amphibolite, est confinée à certaines portions des unités de la bordure du C.A.L.S.J.. L'exhumation se termine avant l'Ordovicien (Ord). Les courbes de réactions sub-solidi sont les mêmes que celles de la figure 41.



Chapitre VIII

Conclusion

Malgré la déformation d'âge III associée à la bordure du C.A.L.S.J., les relations recoupantes du magmatisme basique et acide associées aux phases de déformations et de migmatisations d'intensités variables, permettent de définir quatre unités lithostructurales majeures:

- 1) un socle gneissique avec déformations et migmatisations polyphasées d'âge I et II,
- 2) les plutonites majeures d'âge III constituées de la suite bimodale d'intrusifs "anorthosite-charnockite" accompagnée d'une déformation (D_3) et recoupées par les dykes de metabasite III,
- 3) les plutons "granitiques" tardi- ou post-tectoniques,
- 4) le magmatisme alcalin d'âge IV associé au graben du Saguenay.

Dans la région de l'étude, les unités d'âge I du socle sont constituées principalement de gneiss alumineux de protolithes pélitiques et de gneiss mafiques de protolithes volcano-sédimentaires (?) présentant une distribution hétérogène (primaire?) presque mutuellement exclusive. L'intensité des déformations III ne permet pas

de distinguer les injections acides et basiques d'âge I observées à la séquence de St-Fulgence.

La première phase de métamorphisme, d'âge hudsonien (Dimroth et al, 1981), a produit la déformation D_1 (plis intafoliaux) et une migmatisation des unités. Les relations des compositions modales des mobilisats indiquent que les unités les plus fusibles (granites, métapélites) ont probablement subies une (faible) anatexie alors que les unités les plus réfractaires ont été migmatisées par un processus de différenciation métamorphique. Ceci indique que les conditions maximums du métamorphisme hudsonien se situaient autour de la courbe de fusion minimum des granites (c. 650°C à 4 Kb). La discontinuité du processus de migmatisation I est associé au rebondissement/ refroidissement post-orogénique d'âge paléo-hélikien.

Un essaim de dykes de metabasites II, constituant 5 à 10% du socle gneissique, semble relié à l'injection volumineuse de magma basique à la base de la croûte dans un contexte tectono-magmatique anorogénique de rift actif.

La seconde phase de métamorphisme, d'âge grenvillien, a produit la déformation D_2 (foliation, plis isoclinaux) et une migmatisation extensive des unités du socle. L'assemblage à deux pyroxènes des mobilisats II des gneiss mafiques et l'assemblage cordiérite-grenat des mobilisats II des métapélites sont tous deux issus de l'anatexie, dans des conditions estimées autour de 800°C et 6 Kb, similaires à celles obtenues par Corriveau (1982) à St-Fulgence.

Les relations entre les intrusions et la déformation III permettent de sub-diviser le groupe d'âge III en trois périodes: Inférieur, Moyen et Supérieur (tableau 1). Les unités d'âge Inférieur et Moyen se composent d'une suite basique (anorthosite, ferrodiorite, enderbite et opdalite), d'une suite acide (farsundite et adamellite à quartz) et d'une suite hybride (adamellite mafique). Le contraste tectonique entre l'anorthosite de bordure, fortement folié et mylonitisé ("mylonites concordantes") et la ferrodiorite (très) peu déformée, indique une injection liquide de cette dernière contemporaine à la mise en place de l'anorthosite à l'état solide, dans un faciès granulite. La similarité des caractéristiques de l'enderbite et de l'opdalite avec la ferrodiorite suggère que ces unités constituent des injections plus différenciées de magma parent similaire.

La farsundite, injectée peu avant la mise en place de l'anorthosite, fut déformée à l'état plastique par cette dernière. Le plagioclase et la pyroxène résorbé et corrodé indiquent un contrôle magmatique de ces phase en début de cristallisation. L'adamellite à quartz, peu déformée et riche en quartz, constitue une intrusion plus tardive reliée à la farsundite. L'adamellite mafique constitue un faciès issu de l'hybridation de la suite basique avec des unités plus acides.

Dans la région de Chicoutimi, les granites oeillés offrent des relations similaires à la suite acide du lac Kénogami, tandis que la mangérite de Chicoutimi offre des évidences de mise en place tardive

dans un état de cristallisation avancé.

Sur le diagramme Qz-Pl-Or, ces relations montrent le contrôle du plagioclase sur l'évolution de chacune de ces suites où le faciès hybride se situe à mi-chemin entre les suites basiques et acides. Sur ce diagramme, ces suites lithologiques présentent un patron d'évolution similaire à celui de la masse anorthositique de Morin.

Les dykes basiques et "acides" III constituent les unités d'âge III Supérieur. Les dykes basiques sont soit syn-cinématiques, injectés assez tôt dans l'anorthosite encore mobile, ou soit post-cinématiques, injectés après la stabilisation finale de l'anorthosite. Ces dykes constituent 5 à 8% en volume des unités et sont confinés à une bande large de 2-3 Km au contact de l'anorthosite. Ils ont été injectés au faciès granulite et présentent une néoblastèse du pyroxène et un développement local de mobilisats. Les dykes acides, de composition très variable, constituent l'activité finale d'âge III.

La déformation d'âge III se présente par un accroissement, vers le contact de l'anorthosite, des déformations d'orientation concordante qui se superposent aux déformations d'âge II du socle. Dans les unités de la ceinture, cette déformation se traduit par la transposition des structures des unités du socle, associée à un développement de plis d'axes de plongé sub-horizontale, compatible à une formation due au diapirisme de l'anorthosite situé plus à l'Ouest.

La rétro-morphose, présentant un développement hétérogène à proximité du contact de l'anorthosite, est issue de la combinaison de facteurs tectoniques (déformation D_3) et lithologiques (métasédiments et intrusifs hydratés dans la région du lac Kénogami). La rétro-morphose, quoiqu'ayant débutée assez tôt, constitue un phénomène tardif dont l'apogée est postérieur aux injections des dykes de metabasite III. Dans les intrusions, la rétro-morphose a provoqué la formation de couronnes d'amphibole et de symplectites tardives Hb-Qz et Bi-Qz. Dans les métasédiments, la rétro-morphose a provoqué la formation de l'assemblage Co-Sill (au dépend de l'assemblage Py-Co) ainsi que le développement de mobilisats III, issus de la différenciation métamorphique ainsi que de la formation des symplectites Sill-Qz (-Bi), Mu-Qz et du grenat rétrograde. L'altération de la cordiérite en pinnite et du grenat en chlorite constituent des phénomènes d'altération tardifs. La source des fluides ayant produit l'hydratation semble être à la fois autochtone et allochtone.

Les unités d'âge IV sont constituées des dykes basiques (injectés au faciès amphibolite) et des dykes acides IV ainsi que des intrusions de syénite et des dykes de lamprophyres et de carbonatite associés au Complexe Alcalin de St-Honoré. Plusieurs générations de mylonites constituent des déformations tardives de plus en plus localisées, dont la plus importante se situe dans le Saguenay et pourrait avoir exercé un contrôle sur la formation du graben du Saguenay.

TRAVAUX FUTURS

Les travaux futurs devraient porter sur une étude systématique de la géochimie des éléments majeurs, mineurs et des traces, secondée d'une étude des isotopes:

- 1) des mobilisats I, II et III pour en caractériser leur mécanisme de formation,
- 2) des dykes de metabasite II et III afin de vérifier le degré de filiation de ces dykes avec les intrusifs d'âge III,
- 3) des suites intrusives "acides", "basiques" et hybrides d'âge III; avec une emphase sur le lien magmatique entre ces suites.

Une étude des variations de la rééquilibration des unités de la bordure lors de la rétro-morphose pourrait élucider le problème de la source des fluides lors de la rétro-morphose. Une étude micro-structurale des plutonites d'âge III pourrait mieux caractériser le degré de synchronisme entre ces dernières et la montée diapirique de l'anorthosite. Enfin, la recherche d'autres éléments de déformations tardi-grenvilliennes pourrait mieux cerner l'influence de ces déformations sur la formation du graben du Saguenay.

REFERENCES

- AMIT, O., and EYAL, Y. (1976) The genesis Of Wadi Magrish migmatites (NE Sinai). Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 59, pp. 95-110.
- ASHWALL, L.D., and WOODEN, J.L. (1983a) Sr and Nd isotope geochronology, geologic history and origin of the Adirondacks. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 47, pp. 1875-1885.
- ASHWALL, L.D., and WOODEN, J.L. (1983b) Isotopic evidence from the eastern Canadian shield for geochemical discontinuity in the Proterozoic mantle. Nature, v. 306, pp. 679-680.
- ASHWORTH, J.R. (1976) Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, northeast Scotland. Mineralogical Magazine, v. 40, pp. 661-682.
- BARAGAR, W.R.A. (1977) Volcanism in the Stable crust. In: Volcanic regimes in Canada. (Eds. W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall). Geological Association of Canada, Special Paper 16, pp. 377-405.
- BARRAUD, C. (1977) Evolution tectonique de la region de Pine Hill, Sud-Ouest du complexe anorthositique de Morin, province de Grenville, P.Q., Canada. Thèse Ph.D., Université de Montreal, 207 p.
- BASU, A.R., and PETTINGILL, H.S. (1983) Origin and age of Adirondack anorthosites re-evaluated with Nd isotopes. Geology, v. 11, pp. 514-518.
- BERG, J.H. (1977) Regional geobarometry in the contact aureoles of the anorthositic Nain complex, Labrador. Journal of Petrology, v. 18, pp. 399-430.
- BERGER, A.R., and PITCHER, W.S. (1970) Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granite tectonics. Proceedings of Geologists Association, v. 81, pp. 441-461.
- BERRANGE, J.P. (1962) The plutonic geology of part of the Grenville Province north of Lake St-John, Québec. Unpublished Ph.D. thesis, University of London, 451 p.
- BOULLIER, A.M., and GUEGUEN, Y. (1975) SP-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. Contributions to Mineralogy and petrology, v. 50, pp. 93-104.
- BRIDGWATER, D., and WINDLEY, B.F. (1973) Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks, and crustal development in the North-Atlantic shield during the mid-Proterozoic. Geological

Society of South Africa, Special Publication 3, pp. 307-317.

- BROWN, P.E. (1967) Major element composition of the Loch Coire migmatite complex, Sutherland, Scotland. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 14, pp. 1-26.
- CAREY, S.W. (1962) Folding. Journal of Alberta Society of Petroleum Geologists, v. 10, pp. 95-144.
- CARMICHAEL, D.M. (1969) On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 20, pp. 244-267.
- CORRIVEAU, L. (1982) Physical conditions of the regional and the retrograde metamorphism in the pelitic gneiss of the Chicoutimi area, Québec. Unpublished M.Sc. thesis, Queen's University, 264 p.
- CROUGH, S.T. (1983) Rifts and swells: Geophysical constraints on causality. In: Processes of Continental Rifting. (Eds. P. Morgan and B.H. Baker). Tectonophysics, v. 94, pp. 23-37.
- DE WAARD, D. (1969) The anorthosite problem. The problem of the anorthosite-charnockite suite of rocks. In: Origin of the anorthosite and related rocks. (Ed. I.W. Isaachsen). New York State Museum and Science Service, New York, Memoir 18, pp. 71-91.
- DE WAARD, D., DUCHESNE, J.C., and MICHOT, J. (1974) Anorthosites and their environment. In: Géologie des domaines cristallins. (Eds; J. Belliere and J.C. Duchesne). Société Géologique de Belgique, Liege, pp. 323-332.
- DEWEY, J.F., and BURKE, K (1973) Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. Journal of Geology, v. 81, pp. 683-691.
- DIMROTH, E., WOUSSEN, G., and ROY, D.W. (1981) Geologic history of the Saguenay region, Québec (Central granulite terrain of the Grenville Province): a working hypothesis. Canadian Journal of the Earth Sciences, v. 18, pp. 1506-1522.
- DOIG, R., and BARTON, J.M. (1968) Ages of carbonatites and other alkalines rocks in Québec. Canadian Journal of the Earth Sciences, v. 5, pp. 1401-1407.
- DOUGAN, T.W. (1979) Compositional and modal relationships and melting reactions in some migmatitic metapelites from New-Hampshire and Maine. American Journal of Science, v. 279, pp. 897-935
- DUCHESNE, J.C., and DEMAIFFE, D. (1978) Trace elements and anorthosite genesis. Earth and Planetary Science Letters,

v. 38, pp.249-272.

- EMSLIE, R.F. (1975c) Major rock units of the Morin complex, south-western Québec (with petrographic contributions by I.F. Ermanovics). Geological Survey of Canada, paper 74-48, 37 p.
- EMSLIE, R.F. (1978a) Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research*, v. 7, pp. 61-98.
- EMSLIE, R.F. (1978b) Elsonian magmatism in Labrador: age, characteristics and tectonic setting. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, v. 15, pp. 438-453.
- ESBENSEN, K.H. (1978) Coronites from the Fongen gabbro complex, Trondheim Region, Norway: role of water in the olivine-plagioclase reaction. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, v. 132, pp. 113-135.
- EUGSTER, H.P. (1970) Thermal and ionic equilibria among muscovite, potash-feldspar and aluminosilicate assemblages. *Fortschr. Mineralogie*, v. 47, pp. 106-123.
- FISHER, G.W. (1970) The application of ionic equilibria to metamorphic differentiation: An example. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 29, pp. 91-103.
- FLEUTY, M.J. (1964) The description of folds. *Geological Association Proceedings*, v. 75, pp. 461-492.
- FLOWER, M.F.J. (1984) Anorthosite genesis: The mid-ocean ridge analogue. *Geology*, v. 12, pp. 651-654.
- FRITH, R.A., and CURRIE, K.L. (1976) A model for the origin of the Lac St-Jean anorthositic massif. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, v. 13, pp. 389-399.
- FRITH, R.A., and DOIG, R. (1973) Rb-Sr isotopic ages and petrologic studies of the rocks of the Lac St-Jean area, Québec. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, v. 10, pp. 881-899.
- FRITH, R.A., and DOIG, R. (1975) PreKenorean tonalitic gneisses in the Grenville Province. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, v. 9, pp. 652-663.
- FRODENSEN, S. (1968) Coronas around olivine in a small gabbro intrusion, Bamble Area, South Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 88, pp. 201-206.
- GREEN, D.H. (1969) High-pressure experimental studies on the origin of anorthosites. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, v. 6, pp. 427-440.

- GREEN, D.H., and RINGWOOD, A.E. (1967) An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological application. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 31, pp. 767-833.
- GREENWOOD, H.J. (1975) The buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *American Journal of Science*, v. 275, pp. 573-593.
- GRIFFIN, W.L., and HEIER, K.S. (1973) Petrological implications of some corona structures. *Lithos*, v. 6, pp. 233-257.
- GUPTA, L.H., and JOHANNES, W. (1982) Petrogenesis of a stromatic migmatite (Nelaug, southern Norway). *Journal of Petrology*, v. 23, pp. 548-567.
- HEDGE, C.E. (1972) Source of leucosomes of migmatites in the Front Range, Colorado. *Memoir of the Geological Society of America*, No. 135, pp. 65-72.
- HENKES, L., and JOHANNES, W. (1981) The petrology of a migmatite Arvika, Varmland, western Sweden). *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen*, v. 141, pp. 113-133.
- HIGGINS, M.D., and DOIG, R. (1983) The Sept Iles Anorthosite Complex: field relationships, geochronology and petrology. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, v. 18, pp. 561-573.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., and WILLIAMS, P.F. (1976) *An Outline of Structural Geology*. John Wiley and Sons, New York, 571 p.
- HOCQ, M. (1977) Contribution à la connaissance pétrostructurale et minéralogique des massifs anorthositiques de la région du réservoir Pipmuacan. Thèse Ph.D., Université de Montréal, 699p.
- HOLDAWAY, M.J. (1976) Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, v. 271, pp. 97-131.
- HUEBNER, J.S. (1980) Pyroxene phase equilibria at low pressure. In; *Pyroxenes*. (Ed. P.H. Ribbe). Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, v. 7, pp. 213-288.
- HUNTINGTON, H.D. (1979) Kiglapait mineralogy I: Apatite, biotite, and volatiles. *Journal of Petrology*, v. 20, pp. 625-652.
- IRVING, A.J., and GREEN, D.H. (1970) Experimental duplication of mineral assemblages in basic inclusion of the Delegate breccia pipes. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, v. 3, pp. 385-389.
- JAFFE, H.W., JAFFE, E.B., OLLILA, P.W., and HALL, L.M. (1983) *Bed rock Geology of the High Peaks Region, Marcy Massif, Adirondacks, New York. Field guidebook Friends of the Grenville, Contribution No. 46 Department of Geology and*

Geography, U. of Massachusetts, 78 p.

- JOHANNES, W. (1983) On the origin of layered migmatites. In: Migmatites, Melting and Metamorphism. (Eds. M.P. Atherton and C.D. Gribble). Nantwich, Shiva Publisher, pp. 234-248.
- KEHLENBECK, M.M. (1972) Deformation textures in the Lac Rouvray anorthosite mass, Québec. Canadian Journal of the Earth Sciences, v. 9, pp. 1087-1098.
- KORZHINSKI, D.S. (1970) Theory of metasomatic zoning. Ed. Oxford University Press, Oxford, 162 p.
- KUMARAPALI, P.S. (1976) The St-Lawrence rift system, related metallogeny and plate tectonic models of appalachian evolution. In: Metallogeny and Plate Tectonics. (Ed. D.F. Strong). Geological Association of Canada, Special Paper 14, pp. 301-320.
- KUMARAPALI, P.S., and SAULL, V.A. (1966) The St Lawrence Valley System- A North American equivalent to the African Valley Rift Zone. Canadian Journal of the Earth Sciences, v. 3, pp. 639-658.
- KUSHIRO, I. (1980) Viscosity, density, and structure of silicate melts at high pressures, and their petrological applications. In: Physics of Magmatic processes. (Ed. R.B. Hargraves). Princeton University Press, Princeton, N.J., pp. 93-120.
- KUSHIRO, I., and YODER, H.S. (1966) Anorthosite-fosterite and anorthosite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. Journal of Petrology, v. 9, pp. 337-362.
- LAPOINTE, B. (1984) Les relations structurales autours du lobe anorthositique de St-Fulgence, Région du Saguenay. Thèse M.Sc.A., Université du Québec à Chicoutimi, 128 p.
- LAURIN, A.F., et SHARMA, K.N.M. (1975) Région des rivières Mistassini, Péribonka et Saguenay (Grenville 1965-1967). Département des Richesses naturelles du Québec, Rapport Géologique 161, 89 p.
- MARESCAL, J.-C. (1983) Mechanisms of uplift preceding rifting. In: Processes of Continental Rifting. (Eds. P. Morgan and B.H. Baker). Tectonophysics, v. 94, pp. 51-66.
- MARTIGNOLE, J. (1974) L'évolution magmatique du complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 44, pp. 117-137.
- MARTIGNOLE, J. (1975) Le précambrien dans le Sud de la province tectonique de Grenville (Bouclier Canadien). Etude des

formations catazonales et des complexes anorthositiques.
Thèse de doctorat d'Etat, Toulouse, France. 405 p.

- MARTIGNOLE, J. (1979) Charnockite genesis and the proterozoic crust. *Precambrian Research*, v. 9, pp. 303-310.
- MARTIGNOLE, J. (1984) Some questions about the Proterozoic crustal thickening: The case of the Grenville Province. Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 9, p. 87.
- MARTIGNOLE, J., and SCHRIJVER, K. (1970a) Tectonic setting and evolution of Morin anorthosite, Grenville Province, Québec. *Bulletin de la Société Géologique de Finlande*, v. 42, pp. 165-209.
- MARTIGNOLE, J., and SCHRIJVER, K. (1970b) The level of anorthosites and its tectonic pattern. *Tectonophysics*, v. 10, pp. 403-409.
- MARTIN, E.L. (1983) Modèle de formation et de mise en place de la partie Sud-Ouest du Complexe Anorthositique du Lac St-Jean. Thèse M.Sc.A., Université du Québec à Chicoutimi, 126 p.
- MARTIN, R.F., and PIWINSKII, A.J. (1972) Magmatism and tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, v. 77, pp. 4966-4975.
- McCONNELL, J.D.C., and McKIE, K. (1960) The kinetics of ordering process in triclinic NaAlSi₃O₈. *Mineralogical Magazine*, v. 32, pp. 436-454.
- McCONNELL, R.B. (1972) Geological development of the rift system of East Africa. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, pp. 2549-2572.
- MEHNERT, K.R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Copenhagen, 393 p.
- MEHNERT, K.R., and BUSCH, W. (1982) The initial stage of migmatite formation. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, v. 145, pp. 211-238.
- MEHNERT, K.R., BUSH, W., and SCHNEIDER, G. (1973) Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneiss and granites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, v. 4, pp. 165-183.
- MISCH, P. (1968) Plagioclase compositions and non-anatectic origin migmatite gneiss in Northern Cascade Mountains of Washington State. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 17, pp. 1-70.
- MONGKOLTIP, P., and ASHWORTH, J.R. (1983) Quantitative Estimation of an Open-system Symplectite-forming Reaction: Restricted

- Diffusion of Al and Si in Coronas around Olivine. *Journal of Petrology*, v. 24, pp. 635-661.
- MORGAN, P., and BAKER, B.H. (1983) Introduction-Processes of Continental Rifting. *In: Processes of Continental Rifting*. (Eds. P. Morgan and B.H. Baker). *Tectonophysics*, v. 94, pp. 1-10.
- MORSE, S.A. (1976) The lever rule with fractionnal crystallisation and fusion. *American Journal of Science*, v. 276, pp. 330-346.
- MORSE, S.A. (1980) Basalts and Phase Diagrams: An introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology. Springer-Verlag, New York, 493 p.
- MORSE, S.A. (1982) A partisan review of Proterozoic anorthosites. *American Mineralogist*, v. 67, pp. 1087-1100.
- NEWTON, R.C., SMITH, J.V., and WINDLEY, B.F. (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, v. 288, pp. 45-50.
- OLSEN, S.N. (1977) Origin of the Baltimore Gneiss migmatite at Piney Creek, Maryland. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 88, pp. 1089-1101.
- OLSEN, S.N. (1983) Quantitative approach to local mass balance in migmatites. *In: Migmatites, Melting and Metamorphism*. (Eds. M.P. Atherton and C.D. Gribble). Shiva Publisher, Nantwich, pp. 201-233.
- OLSEN, S.N., and FISHER, G.W. (1974) Origin of the metamorphic segregations in the Baltimore Gneiss. Program with Abstracts, Geological Society of America, v. 6, p. 60.
- OWEN, J.V. (1981) Petrography of leucocratic segregations in the migmatitic old gneiss complex East of Chicoutimi, Québec. Thèse M.Sc.A., Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 172 p.
- OWEN, V., DIMROTH, E., and WOUSSEN, G. (1980) The Old Gneiss complex east of Chicoutimi, Québec. Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, pp. 137-146.
- PHILPOTTS, A.R. (1966) Origin of anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec. *Journal of Petrology*, v. 7, pp. 1-64.
- PITCHER, W.S., and Berger, A.R. (1972) The Geology of the Donegal: A Study of Granite Emplacement and Unroofing. John Wiley Interscience, London
- POWELL, R. (1983) Fluids and melting under upper amphibolite facies conditions. *Journal of the Geological Society of London*,

v. 140, pp. 629-633.

- PRESNALL, D.C. (1969) The geometrical analysis of partial fusion. American Journal of Science, v. 267, pp. 1178-1194.
- PUTNIS, A., and McCONNELL, J.D.C. (1980) Principles of Mineral Behavior. Geoscience Textbook, v. 1, Elsevier, New York, 257 p.
- RAMBERG, H. (1967) Gravity, Deformation and the Earth's Crust. Academic Press, London, 214 p.
- RAMSAY, J.G. (1980) Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology, v. 2, pp. 83-99.
- RATCLIFFE, N.M. (1971) The Ramapo fault system in New York and adjacent north New Jersey: a case of tectonic heredity. Geological Society of America Bulletin, v. 82, pp. 125-142.
- RIVERS, T., and CHOWN, E.H. (1984) A geological compilation of para-autochthonous Aphebian sequences in the Grenville Province of Western Labrador-Eastern Québec. Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 9, p. 100.
- ROBINSON, P. (1980) The compositional space of terrestrial pyroxenes internal and external limits. In: Pyroxenes. (Ed. C.T. Preswitt). Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, v. 7, pp. 419-494.
- ROEDER, P.L. (1974) Paths of crystallization and fusion in systems showing ternary solid solution. American Journal of Science, v. 274, pp. 48-60.
- ROUSSEL, D.H. (1981) Fabric and origin of gneissic layers in anorthositic rocks of the St-Charles sill, Ontario. Canadian Journal of the Earth Sciences, v. 18, pp. 1681-1693.
- ROY, D.W. (1983) Programme EQAREA. Université du Québec à Chicoutimi
- ROY, D.W., WOUSSEN G., and DIMROTH E. (1984) The Central Grenville Province: A zone of protracted interference of crustal and mantle processes. Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 9, p. 101.
- SEDERHOLM, J.J. (1967) Selected works: granites and migmatites. Eds. Oliver and Boyd, 607 p.
- SHAW, H.R. (1980) The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: Physics of Magmatic Processes. (Ed. R.B. Hargraves). Princeton University Press, Princeton, N.J., pp. 201-264.
- SILVER, L.T. (1969) A geochronological investigation of the Adirondack complex, Adirondack Mountains, New-York. In: Origin of

- anorthosites and related rocks. (Ed. Y.W. Isachen, Albany).
New York State Museum and Science Service, New York,
Memoir 18, pp. 233-251.
- SPEAR, F.S. (1981) An experimental study of hornblende stability and
compositional variability in amphibolite. *American Journal
of Science*, v. 281, pp. 697-734.
- SPEAR, F.S., and SELVERSTONE, J. (1983) Water exsolution from quartz:
Implications for the generation of retrograde metamorphic
fluids. *Geology*, v. 11, pp. 82-85.
- SPRY, A. (1983) *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 352 p.
- STREICKEISEN, A. (1976) To each plutonic rock its proper name.
Earth and Science Review, v. 12, pp. 1-33.
- THIVIERGE, S., ROY, D.W., CHOWN, E.H., and GAUTHIER, A. (1983)
Evolution du Complexe Alcalin de St-Honoré (Québec) Après
sa mise en place. *Mineralum Deposita*, v. 18, pp. 267-283.
- THOMPSON, A.B. (1983) Fluid-absent metamorphism. *Journal of the
Geological Society of London*, v. 140, pp. 533-547.
- TOURET, J. (1981) Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks.
In: Short Course in fluid inclusions; Applications to
petrology. (Eds. L.S. Hollister and M.L. Crawford).
Mineralogical Association of Canada, Calgary, pp. 182-208.
- TOURET, J., and DIETVORST, P. (1983) Fluid inclusions in high-grade
anatectic metamorphites. *Journal of the Geological Society
of London*, v. 140, pp. 635-649.
- TRACY, R.J., and DIETSCH, C.W. (1982) High temperature retrograde
reactions in pelitic gneiss, Central Massachusetts. *Canadian
Mineralogist*, v. 20, pp. 425-437.
- TURCOTTE, D.L., and EMERMAN, S.H. (1983) Mechanism of active and
passive rifting. In: Processes of Continental Rifting. (Eds.
P. Morgan and B.H. Baker). *Tectonophysics*, v. 94, pp. 39-50.
- VALLEE, M., ET DUBUC, F. (1970) St-Honoré Carbonatite Complex,
Québec, Canada. *Bulletin of the Institute of Mineralurgy and
Metalurgy*, v. 73, pp. 346-356.
- VAN LAMOEN, H. (1979) Coronas in Olivine Gabbros and Iron Ores
From Susimaki and Riuttamaa, Finland. *Contributions to
Mineralogy and Petrology*, v. 68, pp. 259-268.
- VERNON, R.H. (1979) Formation of late sillimanite by hydrogen
metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses.
Lithos, v. 12, pp. 143-152.

- VON PLATEN, H. (1965) Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: Controls of Metamorphism. (Eds. W.S. Pitcher and G.W. Flinn). John Wiley and Sons, New York, pp. 203-218.
- WATKINS, K.P. (1983) Petrogenesis of Dalradian albite porphyroblast schists. *Journal of Geological Society of London*, v. 140, pp. 601-618.
- WATTERSON, J. (1965) Plutonic development of the Ilordleg area, South Greenland, Part I: chronology and the occurrence and significance of metamorphosed basic dykes. *Meddelelser om Gronland*, Bd 172, v. 7, 147 p.
- WATTERSON, J. (1968) Plutonic development of the Ilordleg area, South Greenland, Part II: Late Kinematic basic dykes. *Meddelelser om Gronland*, Bd 173, v. 3, 103 p.
- WATTS, M.J., and WILLIAMS, G.D. (1983) Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones: a study of softening mechanism during progressive mylonitisation. *Journal of Structural Geology*, v. 5, pp. 507-517.
- WEGMANN, C.E. (1963) Tectonic patterns at different levels. *Geological Society of South Africa*, annex to volume LXVI, Alex du Toit memorial lecture 8, 78 p.
- WEIS, D., and DEMAIFFE, D. (1983) Pb isotope geochemistry of a massif-type anorthositic-charnockitic body: the Hidra Massif (Rogaland, S.W. Norway). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, pp. 1405-1413.
- WHITE, A.J.R. (1966) Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia. *Chemical Geology*, v. 1, pp. 165-200.
- WIEBE, R.A. (1978) Anorthosites and related plutons, southern Nain complex, Labrador. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, v. 15, pp. 1326-1340.
- WIEBE, R.A. (1979) Fractionation and liquid immiscibility in an anorthositic pluton of the Nain complex, Labrador. *Journal of Petrology*, v. 20, pp. 236-269.
- WIEBE, R.A. (1980) Comingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. *Journal of Geology*, v. 88, pp. 197-209.
- WINKLER, H.G.F. (1979) Petrogenesis of Metamorphic rocks. Ed. Springer-Verlag, New-York, 348 p.
- WOUSSEN, G., DIMROTH, E., CORRIVEAU, L., and ARCHER, P. (1981) Crystallisation and emplacement of the Lac St-Jean Anorthosite massif (Québec, Canada). *Contributions to Mineralogy and*

Petrology, v. 76, pp. 343-350.

- WOUSSEN, G., ROY, D.W., DIMROTH, E., and CHOWN, E.H. (1984) The Grenville Province as a Proterozoic extension-contraction cycle. Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 9, p. 117.
- WYNNE-EDWARDS, H.R. (1972) The Grenville Province. In: Variations in tectonic styles in Canada. (Eds; R.A. Price and R.J.W. Douglas). Geological Association of Canada, Special Paper 11, pp. 263-334.
- YARDLEY, B.W.D. (1975) On some quartz-plagioclase veins in the Connemara Schists, Ireland. Geological Magazine, v. 12, pp. 183-190.
- YARDLEY, B.W.D. (1976) Deformation and metamorphism of Dalradian rocks and the evolution of the Connemara cordillera. Journal of the Geological Society of London, v. 132, pp. 521-542.
- YARDLEY, B.W.D. (1978) Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanism of migmatization. Bulletin of the Geological Society of America, v. 89, pp. 941-951.
- YARDLEY, B.W.D. (1983) Quartz veins and devolatilisation during metamorphism. Journal of the Geological Society of London, v. 140, pp. 657-663.
- YUND, R.A. (1983) Microstructures, Kinetics and Mechanisms of alkali feldspar exsolution. In: Feldspar Mineralogy. (Ed. P.H. Ribbe). Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy (Second Edition), v. 2, pp. 177-202.
- YUND, R.A. (1983) Diffusion in Feldspars. In: Feldspar Mineralogy. (Ed. P.H. Ribbe). Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy (Second Edition), v. 2, pp. 203-222.

ANNEXE 1TABLEAUX DES ANALYSES MODALES

Tableau A-1: Analyses modales des mobilisats I, II et III des métapélites.

	<u>MOB. I</u>	<u>RESTITE I</u>	<u>PALEOSOME</u>	<u>MOB. II-A</u>	<u>MOB. III</u>
	(a)	(b)	(c)	(d)	(d)
FELDSPATH K.	41.5	10 - 15	10 - 20	66.1	--
PLAGIOCLASE	12.5	15 - 25	40	6.6	49.3
QUARTZ	39.6	15 - 25	30	23.3	35.9
BIOTITE	5.2	40 - 60	10 - 15	3.7	5.4
SILLIMANITE	1.2	10 - 15	5 - 8	0.2	--
GRENAT	--	--	(tr - 3)	(5 - 20)	9.5
CORDIERITE	--	--	(tr)	(tr - 5)	--
i.c.	6			4	15
No. points	328			1024	873
Numéro éch.	P-18a			P-18a	P-19

NOTE: Les données des mobilisats I et II-A proviennent du même échantillon.
 Les données du mobilisat III proviennent d'un échantillon de composition similaire. MOB. : Mobilisat

(a) Comptage de points

(b) Estimation visuelle de la restite en bordure du mobilisat I en (a)

(c) Estimation visuelle du paléosome en bordure du mobilisat I et restite I

(d) Comptage de points hors de la zone grenatifère, où il y a variation importante du pourcentage modal du quartz et du feldspath K. Les valeurs entre parenthèses proviennent d'estimations visuelles faites sur d'autres échantillons de mobilisats.

i.c. : index de coloration

tr : trace

Tableau A-2: Analyses modales des unités d'âge III.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
PLAGIOCLASE	83.1	72.9	70.4	50.7	48.5	43.7	38.1	41.9	36.5	43.0	38.7	39.7	46.2	53.7	23.0	31.1	39.1	38.2
FELDSPATH-K	--	--	--	--	--	--	--	27.7	33.4	27.0	34.2	28.2	--	--	41.3	29.9	23.0(3)	24.2(4)
QUARTZ	(1)	(1)	(1)	0.7	0.4	1.8	0.7	14.2	13.8	9.1	20.1	10.9	10.4	8.5	22.5	26.7	17.1	19.1
ORTHOPYROXENE	--	--	--	10.3	10.2	15.3	15.7	3.2	2.8	2.0	2.4	--	17.7	15.1	--	--	--	--
CLINOPYROXENE	--	--	--	1.7	1.0	7.8	8.3	2.9	1.4	0.6	1.4	--	5.8	2.5	--	--	--	--
HORNBLÈDE	4.1	8.6	7.1	23.4	27.6	22.2	24.1	5.4	7.8	14.6	1.6	6.7	3.7	5.6	6.0	4.8	14.0	--
BIOTITE	8.6	15.3	21.1	2.6	4.9	1.0	--	0.3	0.2	0.2	0.1	1.9	11.8	11.1	5.3	4.8	4.1	--
MINS. OPAQUES	3.0	1.8	0.6	3.0	3.8	3.2	5.8	2.4	2.4	2.7	1.0	0.9	2.4	1.9	0.9	1.1	1.7	--
APATITE	1.2	1.4	0.7	7.5	3.5	5.1	7.4	1.3	1.0	0.6	0.4	0.7	1.9	2.5	0.9	0.8	0.7	--
EPIDOTE	--	--	--	--	--	--	--	0.6	0.7	0.1	0.3	0.6	--	--	0.1	0.8	0.1	--
ZIRCON	--	--	--	--	--	--	--	0.1	0.2	tr	0.1	0.1	--	--	--	0.1	0.2	--
i.c. (2)	17	27	29	48	50	54	61	16	16	21	7	11	43	38	13	13	21	19
No. points	1250	1250	1250	1500	1500	1500	1500	2126	1994	2225	2065	2250	1500	1500	1988	2313	1614	1278(5)
Num. éch.	An-7a	An-1	An-2	An-20	An-19	An-13b	An-13c	Ag-10	Ag-11	Ag-28c	Ag-31d	Ag-40	Ag-45c	Ag-46a	Ag-41d	Ag-59	Ag-52c	Ag-52d
Description:	1,2,3: Mylonites de l'anorthosite associées au diapir. 4,5,6: Ferro-diorite. 7: Dyke de ferro-diorite recoupant la ferro-diorite. 8,9,: Farsundite.									Description: 10,11: Farsundite. 12: Farsundite, faciès fortement rétro-morphosé. 13,14: Enderbite. 15,16: Adamellite riche en quartz. 17,18: Adamellite mafique.								
Notes:	(1): Peut être présent en trace, vu la très fine granulométrie. (2): Index de coloration.									Notes: (3): Feldspath-K mégacristsaux: 12.5%, matrice 10.5%. (4): Feldspath-K mégacristsaux: 12.5%, matrice 11.7%. (5): Comptage de points sur bloc avec coloration.								
	19	20	21	22	23	24	25	26										
Plagioclase	43.8	44.9	43.6	33.1	39.0	34.6	55.6	47.1										
Feldspath-K	16.7	19.4	--	--	--	--	--	--										
Quartz	9.1	7.9	(6)	(6)	0.3	1.0	0.3	1.4										
Orthopyroxène	5.8	5.4	--	--	10.6	--	2.3	0.7										
Clinopyroxène	0.1	--	--	--	0.3	--	6.0	--										
Hornblende	19.4	17.4	29.2	20.3	43.6	53.6	34.9	49.2										
Biotite	1.5	2.6	18.5	41.9	2.9	8.8	0.2	0.5										
Mins. opaques	2.2	1.7	5.9	1.4	2.8	1.6	0.2	0.2										
Apatite	1.3	0.8	2.8	2.3	0.3	6.4	0.4	0.4										
Epidote	--	--	--	0.1	0.2	0.1	--	0.3										
Sphène	--	--	--	--	--	--	0.2	--										
i.c.	30	28	56	67	61	64	44	51										
No. points	1500	1500	1250	1250	1250	1250	1500	1500										
Num. éch.	Ag-43	Ag-60	An-8a	An-18	Ag-47b	Ag-13a	P-1	P-16a										
Description:	19,20: Opdalite (non mégacristique) 21,22: Dykes de metabasite III syn-cinématique dans l'anorthosite. 23,24: Dykes de metabasite III-a. 25,26: Dykes de metabasite III-b.																	
Notes:	(6): Peut contenir des traces de quartz (trop fine granulométrie).																	

ANNEXE 2TABLEAUX DES RELATIONS PETROGRAPHIQUES ET TEXTURALES DES UNITES DE L'ETUDE

Tableau A-3: Légende utilisée pour les tableaux des relations pétrographiques.

GENERAL

tr	trace			
ff	très faible	ou	très peu	
f	faible		peu	
m	moyen		moyen	
F	fort		beaucoup	
FF	très fort		énormément	
T	complet		total	

↗

↘

augmente, s'accroît

diminue, décroît

asc.	associé			
aggr.	aggrégats			
cisail.	cisaillement			
defm.	déformation			
dev.	développement, développé			
fct.	fonction de			
incl.	inclusion			
N.D.	non déterminé			
N.O.	non observé			
tecto	tectonisme			
?	incertain			
//	parallèle			
Ø	diamètre, granulométrie			

COULEUR

br.	brun	ZONATION	Norm.	normale
j.	jaune		oscil.	oscillatoire
ol.	olive			
p.	pale	MACLE	alb.	albite
pléoch.	pléochroïsme		Carlsb.	Carlsbad
r.	rouge		comp.	complexe
v.	vert		per.	pericline
transp.	transparent		polysynth.	polysynthétique
			quad.	quadrille

TEXTURE

Bphyt.	blastophytique	MINERAUX	Ap	Apatite
decus.	decussate		Bi	Biotite
exsolt.	exsolution		Chl	Chlorite
granob.	granoblastique		Cpx	Clinopyroxène
hypid.	hypidiomorphe		Epi	Epidote
idio.	idiomorphe		FK	Feldspath K
intercum.	intercumulus		Gt	Grenat
Méga X	mégacrist(ique)		Hb	Hornblende
mésoperth	mésoperthitique		Ms	Muscovite
néob.	néoblastes		Op	Opaque
perth.	perthitique		Opx	Orthopyroxène
phéno X	phénocrist		Or	Orthoclase
Pblast.	porphyroblaste		Pl	Plagioclase
poce.	pocilitique		Px	Pyroxène
polyg.	polygonal		Qz	Quartzite
rétro.	rétromorphose		Ru	Rutile
reXion	recristallisation		Tr	Tremolite
symp.	symplectite		Zi	Zircon
xéno	xénomorphe			

Tableau A-4: Relations pétrographiques des dykes de métatonalite d'âge II.

	PLAGIOCLASE		QUARTZ		FELDSPATH-K		BIOTITE	
	paléosome	mobilisat	paléosome	mobilisat	paléosome	mobilisat	paléosome	mobilisat
1-POURCENTAGE	60-70	50-60	30-35	35-45	1-2	2-4	5-8	1-2
2-GRANULOMETRIE	0.1-5mm, \bar{x} -1.5mm	\bar{x} -1mm	0.05-5mm	\bar{x} -1mm	0.05-0.5 mm	\bar{x} -0.1mm	0.1-1mm	\bar{x} -0.5mm
3-COULEUR	transparent	transparent	--	--	--	--	α :jaune vert	γ :brun olive
4-TURBIDITE	--	--	--	--	ff asc.	alteration	--	--
5-COMPOSITION	N.D.	N.D.	--	--	microcline	--	--	--
6-ZONATION	N.O.	N.O.	--	--	--	--	N.O.	--
7-EXTINCTION	f roulante		f F roulante, fct de la ϕ		droite	f roulante	f roulante	droite
8-MACLE	asc defm.: polysynth		--	--	polysynth.(2 directions):	--	--	--
9-TEXTURE	hypid \rightarrow xéno, hétérogranulaire		xéno (F ϕ) granob. polyg.(ϕ)		quadrille xéno hypid, contact:arrondi		xéno-hypid	
10-RELT. TEXTURALES			interstitiel entre X Pl.		interstitiel au contact		défini foliation	
11-INCLUSIONS	1)Qz,>0.05mm, arrondie 2)Qz,<0.03mm, //réseauX,oblong		--		triple Pl-Qz N.O.		tr. zircon	
12-ORIENTATION	les aggregats et F ϕ : // S ₂		F ϕ orienté // S ₂		N.O.		(sub-)parallèle:défini S ₂	
13-GRANULATION	f, asc à recristallisation		asc F extinction roulante		N.O.		--	--
14-RECRISTALLISATION fréquente			fréq.: chapelet f ϕ autour Pl		N.O. (?)		rare	--
15-ASC. MINERALE	Qz-Bi		Pl-Bi		Pl-Qz-(ff)Bi		Pl-Qz-FK-(f)Op	
16-RETROMORPHOSE	f dev mirmekite avec Qz ff dev symplectite Ms + Qz		--		N.O.		ff, chlorite	
17-ALTERATION	f dev séricite		--		N.O.		ff, symplectite Qz+Bi	
CARACTERISTIQUES	1,2,9,10,11		1,2,9,10,12,14		1,2,9,10,15		1,2,3,10,12	

Tableau A-5: Relations pétrographiques des dykes de metabasite II-A.

	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>PYROXENE</u>	<u>HORNBLÉNDE</u>	<u>BIOTITE</u>	<u>TREMOLITE</u>
1-POURCENTAGE	50-60	15-20	15-20	10	3	3-5
2-GRANULOMETRIE	0.1 - 8mm \bar{x} ~4mm	.05 - 0.2mm \bar{x} ~0.1	0.5 - 5+mm \bar{x} ~3mm	0.1-1mm \bar{x} ~0.2mm	0.1-1mm \bar{x} ~0.2mm	0.5-5mm \bar{x} ~2mm
3-COULEUR	translucide	transparent	gris brunatre	α :jaune β :jaune-vert γ :vert olive	α :jaune brun γ :brun	α :j. transp. γ :j. pale
4-TURBIDITE	f \rightarrow F	--	f	--	--	--
5-COMPOSITION	N.D.	--	hypersthène	--	--	N.D.
6-ZONATION	N.O.	--	N.O.	ff contact opx	--	--
7-EXTINCTION	ff	f	f	ff	ff	f
8-MACLE	N.D.	--	f, très fine//100	--	--	polysynth.
9-TEXTURE	zéno hypid. poec.,f Pblast	hypid. xéno granob.	xéno Pblast poec.	idio(f ϕ) \rightarrow xéno(F ϕ)	idio tabulaire	hypid \rightarrow xéno
10-RELT. TEXTURALES	porphyroblastèse		aggregats cm	rétromorphose Opx.	rétromorphose Hb	contact Hb-Opx
11-INCLUSIONS	fréquent, 25% Qz	--	Pl-Qz-Hb-Op-Bi	Qz-Opx-Bi	ff Opx	f Opx
12-ORIENTATION	F ϕ : // foliation	--	aggregats //	F ϕ : // foliation	// foliation	F ϕ : // foliation
13-GRANULATION	f	--	N.O.	N.O.	N.O.	N.O.
14-RECRISTALLISATION	f	f	N.D.	N.D.	--	N.D.
15-ASC. MINÉRALE	Qz-Opx	Pl-Opx	Pl-Qz-Hb-Op-Bi-tr	Pl-Qz-Bi-Tr-(f)Opx	minéraux fémiques	Opx-Hb-Qz-Pl
16-RETROMORPHOSE	N.D.	--	ff: Hb-Bi	Bi	N.O.	Bi
17-ALTERATION	F sericite	--	--	--	--	--
CARACTERISTIQUES	2,4,9,10,11,12,17	9	2,5,8,9,10,11,12	6,9,10,11	9,10,11,12	2,9,10,11,12

Tableau A-6: Relations pétrographiques des dykes de metabasite II-B.

	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>BIOTITE</u>	<u>GRENAT</u>
1-POURCENTAGE	60	5-10	30	5-10
2-GRANULOMETRIE	0.1-0.8mm \bar{x} ~0.5mm	0.1-0.2mm	0.1-1+mm \bar{x} ~0.5mm	0.5-10+mm \bar{x} ~5mm
3-COULEUR	translucide	--	α :j.brun, γ :brun rouille	rougeatre
4-TURBIDITE	ff	--	--	f
5-COMPOSITION	An 37 5: andésine	--	--	N.D.
6-ZONATION	N.O.	--	N.O.	N.D.
7-EXTINCTION	f	f	f	--
8-MACLE	f albite, polysynth	--	--	--
9-TEXTURE	hypid f idio granob.	hypid xéno granob.	hypid idio f aggregats	hypid F xéno Pblast, poec.
10-RELT. TEXTURALES	-trace phénocristaux -équigranulaire	--	--	rétrograde
11-INCLUSIONS	ff Bi	N.O.	Zi-Op-Ap	Pl-Qz-Op-Ap
12-ORIENTATION	ff, surtout avec $F\phi$	ff, sub //	F: définit la foliation	f
13-GRANULATION	N.O.	N.O.	--	N.O.
14-RECRISTALLISATION	ff	N.D.	N.O.	N.O.
15-ASC. MINERALE	Qz-Bi-Gt	Pl-Bi	Pl-Qz-Gt	Pl-Qz-(f)Bi
16-RETROMORPHOSE	N.O.	--	ff symplectite Bi-Qz	ff
17-ALTERATION	ff	--	N.O.	N.O.
CARACTERISTIQUES	5,9,10,15	9,12,15	9,11,12,15	1,2,9,10,11,12,15

Tableau A-7: Essai de synthèse des textures de déformation et de recristallisation des anorthosites.

PLAGIOCLASE	TEXTURE:	PROTOCLASTIQUE	PORPHYROCLASTIQUE	OEILLE	GRANOBLASTIQUE	PORPHYROBLASTIQUE	BLASTOMYLONITIQUE
A: INTENSITE DE LA DEFORMATION MECANIQUE (pourcentage de fragments)	r-ff	f-F	ff-F	f-ff	n-r	n-r	
CARACTERISTIQUE DES FRAGMENTS							
- Individualisation du fragment de son cristal original (fréquence)	r-ff	m-FF	FF-T	FF-T	*FF-T	*FF-T	
- Nature du contact avec - autre fragment	cv-dnt, int	cv-dnt, int	cv-dnt, int	n	~n	~n	
- néoblaste	dnt	dnt-cv	*dnt-cv	*dnt-cv	*dnt-cv	*dnt-cv	
- Nature des macles: pourcentage (X) et type (t)	X:f-r, t:var	X:f-FF, t:var	X:F-FF, t:var	*X:F-FF, t:var	~n	~n	
1) Degré de torsion (angle)	n-f	f-F	f-F	*f-F	~n	~n	
2) Pourcentage de fragments ayant un accroissement du degré de torsion du centre à la bordure	n-ff	f-F	f-F	*f-F	~n	~n	
3) Pourcentage des fragments exhibant une variation de la densité des macles en fonction du degré de torsion	n-ff	f-F	m	m-F	~n	~n	
- Orientation préférentielle	n-f	f-F	F-T	F-T*	~n	~n	
- Composition	var	var	var	var	var	var	
- Degré de turbidité	var	var	var	var	~n	~n	
- Conservation des inclusions	T-FF	FF-f	FF-f	FF-f	~n	~n	
- Dimension des fragments	var	var	var	var	~n	~n	
- Fréquence des classes de dimension							
- Type de distribution de la granulométrie (fragments + néobl)	unimodale- ~bimodale	~bimodale	bimodale	~unimodale	~bimodale	~unimodale	
- unimodale (équigranulaire)							
- bimodale (hétérogranulaire)							
B: INTENSITE DE RECRISTALLISATION (pourcentage de néoblastes)							
CARACTERISTIQUES DES NEOBLASTES							
	n-r	ff-m	m-FF	FF-T	FF-T	T	
- Composition	* var	var	var	var	var	var	
- Dimension des néoblastes	* < mm	var	var	var	var	var	
- Fréquence des classes de dimension des néoblastes	* var	var	var	var	var	var	
- Type de distribution: - unimodale (équigranulaire)	* unimodale	var	var	~unimodale	bimodale	unimodale	
- bimodale (hétérogranulaire)							
-Nature des contacts avec autres néoblastes	*cv-rl,(f)int	cv-rl, int	rl-(f) int	rl-(f) int	rl-(f) int	cv-rl	
- Points triple, fréquence	*n-f	f-m	m-F	FF-T	FF-T	FF-T	
- Type d'extinction	*dr-(f) roul	(f-m) roul	(f-F) roul	(f-F) roul	(f-F) roul	f-FF roul	
- Degré de torsion	*n-f	r-m	r-m	r-m	r-m	r-F	
- Macles, type (t)	*n-f, t:var	r-f	r-m	r-m	f-F	m-FF	
- Degré de turbidité	*n-r	n-r	n-r	n-r	n-r	n-r	
- Inclusions	* n	n	n-r	n-r	n-	n-f	
- Orientation préférentielle	* n-r	n-f	f-m	f-m	f-m	FF-T	
MINERAUX FERRO-MAGNESIENS							
- Intensité de la déformation mécanique (pourcentage fragments)	r-ff	f-F	ff-F	f-ff	n-r	n-r	
- Intensité de la recristallisation (pourcentage de néoblastes)	n-r	ff-m	m-FF	F-T	F-T	FF-T	
- Texture - primaire (type)	bien conservé	conservé-détruite	détruite	conservé-détruite	détruite	détruite	
- secondaire (type)	ff-m développé	ff-m développé	m développé	m-FF développé	F-T développé	détruite	
- tectonique	r-ff développé	f-F développé	f-F développé		f-FF développé	FF-T développé	
- Disparition des phases anhydres	n-ff	f-F	F-T	F-T	T	T	
- Apparition des phases hydratées	n-ff	f-F	F-T	F-T	T	T	

NOTE: * = Lorsque présent

Tableau A-8: Caractéristiques texturales de l'anorthosite et de la ferrodiorite.

PLAGIOCLASE	TEXTURE:	ANORTHOSITE POLIEE	ANORTHOSITE MYLONITISEE	FERRO-DIORITE
A: INTENSITE DE LA DEFORMATION MECANIQUE (pourcentage de fragments)		F	R-F	ff-f
CARACTERISTIQUE DES FRAGMENTS				
- Individualisation du fragment de son cristal original (fréquence)	F-FF	FF-T	r-ff	
- Nature du contact avec - autre fragment - néoblaste	dentelé-interlobé curviligne	dentelé-interlobé* ~curviligne	dentelé-interlobé ~curviligne	
- Nature des macles: pourcentage (%) et type (t)	alb, comp: F, per, Carlsb:	alb: F, pericline: r-n	alb, comp: m, per, Carlsb:	
1) Degré de torsion (angle)	fréq.: 2-15, local. 15-25°	fréquent: 1-5°	rare: 2-10°	
2) Pourcentage de fragments ayant un accroissement du degré de torsion du centre à la bordure	m-F	f	ff-f	
3) Pourcentage des fragments exhibant une variation de la densité des macles en fonction du degré de torsion	m-FF	m	f-m	
- Orientation préférentielle	F-T	T	n-ff	
- Composition	An 48±5	An 47±5	An 42±5	
- Degré de turbidité	m	f-m	f-m	
- Conservation des inclusions	m-F	m	m-F	
- Dimension des fragments	0.1-10mm, \bar{x} 3-5mm	.05-.5 \bar{x} .2mm	.1-10mm	
- Fréquence des classes de dimension	>5mm ~f 0.5-5mm ~m 0.05-0.5mm ~f	>5mm ~n 0.5-5mm ~r 0.05-0.5mm ~FF	>5mm: f 0.5-5mm: m 0.05-0.5mm: f	
- Type de distribution de la granulométrie (fragments + néobl)				
- unimodale (équigranulaire)	variable, ~bimodale?	unimodale	~bimodale	
- bimodale (hétérogranulaire)				
B: INTENSITE DE RECRISTALLISATION (pourcentage de néoblastes)	ff-f	F-T	m	
CARACTERISTIQUES DES NEOBLASTES				
- Composition	N.D.	N.D.	An 40±10	
- Dimension des néoblastes	<0.05-0.2mm	0.01-0.2mm	0.05-0.5mm	
- Fréquence des classes de dimension des néoblastes	N.D.	~unimodale	~unimodale	
- Type de distribution: - unimodale (équigranulaire) - bimodale (hétérogranulaire)				
- Nature des contacts avec autres néoblastes	cv-rl	cv-rl	cv-rl	
- Points triple, fréquence	f	FF	FF	
- Type d'extinction	(f-m) roulante	m roulante	droite- roulante	
- Degré de torsion	n-f	n-f	n-ff	
- Macles, type (t)	r, albite	r-f albite	m: albite	
- Degré de turbidité	n-ff	n-ff	n-ff	
- Inclusions	n	r: Bi-Hb-Op-Ap	Hb-Bi-Op-Ap	
- Orientation préférentielle	n-ff	m-F	r-ff	
MINERAUX FERRO-MAGNESIENS				
- Intensité de la déformation mécanique (pourcentage fragments)	F-FF	FF-T	n-r	
- Intensité de la recristallisation (pourcentage de néoblastes)	FF	FF-T	m-FF	
- Texture - primaire (type)	r-f: sub-ophitique	n	FF: sub-ophitique	
- secondaire (type)	m-F: couronnes	n	FF: couronne, blastophit.	
- tectonique	f-m: fol. + cataclase + blastèse	FF-T: fol., blastèse cataclase	r-f: foliation tardive	
- Disparition des phases anhydres	FF-T: Ol, Px	T: Ol, Px	f-m: (Ol?)~Px	
- Apparition des phases hydratées	F: Hb-Bi	T: Bi, Hb	m: Hb-Bi	

Tableau A-9: Relations pétrographiques de la ferrodiorite.

	PLAGIOCLASE		PYROXENES		HORNBLLENDE	BIOTITE	
	Igné	Métamorphique	Opx	Cpx			
1-POURCENTAGE	40	~ 50-60	20	10-15	1-8	25	1-5
2-GRANULOMETRIE	1-10 x=7mm	<0.01-.5	1-10mm \bar{x} =3-5	.5-7mm \bar{x} =1-2	0.03-1mm \bar{x} =0.4mm	0.05-0.8mm \bar{x} =0.3mm	
3-COULEUR	translucide	transparent	brun r→brun v.verdatre		vert sapin	brun rouge	
4-TURBIDITE	--	--	ff-f: incl. 0 <.01mm // 100	ff	--	--	
5-COMPOSITION	An 43±5; andésine	An 40±5: andésine	hypersthene= pigeonite inv.	augite	hornblende	riche Fe-Ti	
6-ZONATION	bord. <.05mm ff-F, norm	nul→ff, norm	N.O.	N.D.	N.O.	N.O.	
7-EXTINCTION	f roulante	droite	roul. f roulante	f roulante	f roulante	ff roulante	
8-MACLE	F alb,f per. ffCarlsb,compl	ff alb.	f-ff polysynt.	ff-f polysyn	ff polysynth.	--	
9-TEXTURE	hypid-xéno	hypid-f idio	phénoX xéno+ lam. exs. Cpx néob:(hyp)idio	phenoX xenot ff cour. Opx néob:(hyp)id	hypidio polyg. cour., Bphyt.	idio xéno,ff Bphyt plus. générations	
10-RELT. TEXTURALES	cumulus	néoblastes	mésostase intercumulus entre Pl	mésostase	prd. rétro Px	prd. rétro Hb	
11-INCLUSIONS	--	--	Op, Ap, Pl (ff)		Pl-Px-Bi-Op-Ap	Pl-Op-Px-Hb-Ap	
12-ORIENTATION	aléatoire→ff	aléatoire	--	--	N.O.	ff-f sub //	
13-GRANULATION	ff-f cis.tard.	ff-f cis.tard.	ff:clast. avec torsion 20°+		ff: tecto. tardive	f: tecto. tardive	
14-RECRISTALLISATION	f-F,statique	ff: cis.tard.	f-F fin mésostase	Opx-Cpx	--	f: tecto. tardive	
15-ASC. MINERALE	Hb-Ap-Op- Bi-Pl(néob.)	Px-Hb	Hb-Op-Bi-Ap		Pl-Px-Bi-Op-Ap	Pl-Px-Hb-Op-Ap	
16-RETROMORPHOSE	--	--	f-F: cour. ou plage Hb(+Bi)		Bi	Chl	
17-ALTERATION	f:séricite, clinozoisite	f:séricite, clinozoisite	--	--	--	--	
CARACTERISTIQUES	1,5,9,10,12,14	5,9,10,12,14	2,5,8,9,10,14,15		5,9,10,11,15	5,9,10,11,15	

Tableau A-10: Relations pétrographiques de la farsundite.

	<u>FELDSPATH-K</u>	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>PYROXENE</u>		<u>HORNBLENDE</u>	<u>BIOTITE</u>
				<u>Opx</u>	<u>Cpx</u>		
1-POURCENTAGE	30	40	15	2-3	1-3	2-15	0.2
2-GRANULOMETRIE	2 → 20mm \bar{x} 5-10	2 → 15mm \bar{x} 5-10	0.05-15+mm \bar{x} 5mm	0.5 → 2mm \bar{x} 0.3-0.5	0.1 → 1.5+mm \bar{x} 1-mm	0.1-1mm \bar{x} 0.5mm	
3-COULEUR	verdâtre	translucide	transparent	brun vert, vert p.	α :vert j. β :v.sapin δ :v.ol.	α :brun j. γ :br.foncé	
4-TURBIDITE	f	f	--	--	--	--	
5-COMPOSITION	Or perth mesoperth	N.D.	--	hypersth. augite	--	riche en Fe-Ti	
6-ZONATION	N.O.	N.O.	--	N.O.	N.O.		
7-EXTINCTION	f → F roulante	f → F roulante	f → F roulante	roulante	f roulante	f roulante	
8-MACLE	f Carlsb, ff quad.	alb, ff per, f carlsb	--	--	N.O.	--	
9-TEXTURE	F xéno → f hypid Mega X	xéno → hypid	granob. decus	f hypid → F xéno forme des aggregats	hypid → xéno	hyp-idio en aggregats	
10-RELT. TEXTURALES	F oblitéré par tecto	-incl perth dans FK -intercumulus?	intercumulus, tecton., lentic.	-cumulus? -defm par tecto.	rétro des pyroxènes	rétro. de la Hb	
11-INCLUSIONS	Pl-Qz-Px-Hb-Op	Qz	Bi-Hb-Op	Op-Ap	Px-Op-Ap	Zi-Op-Ap-Hb	
12-ORIENTATION	sub // à //	sub // (fréquent)	sub // à //	aggr. ± //	sub // à //	non orienté sub //	
13-GRANULATION	omniprésente à divers degrés	fréquent, divers degrés	f F	variable	fréquente, divers degrés	locale	
14-RECRISTALLISATION	omniprésente à divers degrés	fréquent, divers degrés	fréquent, f F	variable	fréquente	locale, asc. cisail. tardif	
15-ASC. MINERALE	Pl-Qz	FK-Qz	Pl-FK	Hb-Bi-accessoires	Pyr-Bi-Op-Ap	min. fémiques + acces.	
16-RETROMORPHOSE	locale	ff mirmekite	--	Hb	symp1 Hb-Qz, Bi-Qz	locale	
17-ALTERATION	--	séricite	--	--	--	--	
CARACTERISTIQUES	2,3,5,9 à 14	2,7 à 15	2,9,10,12,14	2,7,9,10,12,13,14	1,2,3,9,10,12,15	1,3,9,10	

Tableau A-11: Relations pétrographiques de l'enderbite.

	PLAGIOCLASE	QUARTZ	PYROXENES		HORNBLENDE	BIOTITE
			Opx	Cpx		
1-POURCENTAGE	50	9	16	4	5	11
2-GRANULOMETRIE	0.2 → 10+mm \bar{x} 2-3	0.1 → 1+mm	0.1 → 30mm		0.1-1mm \bar{x} 0.3	0.2-2+mm \bar{x} 1mm
3-COULEUR	transparent	--	brun	vert	α :vert p. γ :vert	α :brun j. γ :brun r.
4-TURBIDITE	--	--	F, du à incl. br, Op		--	--
5-COMPOSITION	An 43 ± 5	--	hypersth. Augite		N.D.	riche en Fe-Ti
6-ZONATION	locale, oscil. normale	--	N.O.		N.O.	N.O.
7-EXTINCTION	f → m roulante	f → m	f m		f m	f m
8-MACLE	f dev alb. per	--	--		--	--
9-TEXTURE	hypid → xéno Bphyt	xéno arrondi plus. générations	idio → xéno plus. générations		hypi → xéno x:individuels aggr.	hypi → xéno tabulaire, massive
10-RELT. TEXTURALES	cumulats	inclusions inter- cumulus, asc. rétro	cumulus inter cumulus		rétro des Px asc avec defm	rétro (?) ou primaire
11-INCLUSIONS	Px-Qz	--	Pl-Cpx-Opx-Hb-Bi		Qz-Pl-Opx-Cpx	Px-Hb-Op-Ap-Zi
12-ORIENTATION	--	--	N.O.		--	f sub //
13-GRANULATION	N.O. (?)	N.O. (?)	N.O. (?)		N.O.	N.O.
14-RECRISTALLISATION	ff m	ff m	N.O.		N.O.	f
15-ASC. MINERALE	Qz-Px	Pl-Hb-Px-Bi	Pl-Qz-Bi-Hb		minéraux fémiques	min. fémiques, Pl, Qz
16-RETROMORPHOSE	f mirmekite	--	f, Hb-Bi		Bi	ff sympl. Bi-Qz
17-ALTERATION	très faible	--	--		chl	ff chl
CARACTERISTIQUES	5,6,9,10,11	9,10,15	2,5,9,10,11,16		3,5,9,10	3,5,9,10

Tableau A-12: Relations pétrographiques de l'adamellite à quartz.

	<u>FELDSPATH-K</u>	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>HORNBLÉNDE</u>	<u>BIOTITE</u>
1-POURCENTAGE	30-40	23-31	23-27	5-6	5
2-GRANULOMETRIE	5-30mm \bar{x} :variable	0.5 5mm \bar{x} -2-3	0.05-5+mm	0.1-2+mm \bar{x} -1mm	0.1-2+mm \bar{x} -1-mm
3-COULEUR	rosatre	translucide	--	α :v.jaune β :vert γ :v.olive	α :brun j. γ :brun foncé
4-TURBIDITE	N.O.	f	--	--	--
5-COMPOSITION	orthoclase perth.	An 25 \pm 3: oligoclase	--	--	riche Fe-Ti
6-ZONATION	N.O.	ff norm, en bordure	--	N.O.	--
7-EXTINCTION	f roulante	f roulante	F roulante	f roulante	f roulante
8-MACLE	ff Carlsb; tr quad.	polysynth.	--	--	--
9-TEXTURE	f 0:hypid F ϕ : xéno -mégacristaux -aggr. mégaX	hypid-xéno	xéno hypid (grano)	hypid-xéno	hypid-idio
10-RELT. TEXTURALES		-individualisés -f couron. avec FK	intercumulus	aggregats	aggregats
11-INCLUSIONS	Pl-Qz	Qz	--	Bi-Op-Ap-Zi, Qz	Hb-Op-Ap-Zi-Qz-Pl
12-ORIENTATION	sub //	--	sub //	sub //	sub //
13-GRANULATION	f	f	f	f	f
14-RECRISTALLISATION	ff	f m	f	f	f - rétro-morphose
15-ASC. MINÉRALE	Pl-Qz	FK-Qz	FK-Pl	Bi-Op-Ap-Zi	Hb-Op-Ap-Zi-Qz-Pl
16-RETROMORPHOSE	N.O.	mirmekite	--	symp. Hb-Qz(-Bi)	fréquente, symp. Bi-Qz
17-ALTERATION	f	ff sericite	--	ff épidote	f, Chl
CARACTÉRISTIQUES	2,3,5,9,10,11	2,9,10	1,9,10,11,12	2,9,10,11,12,15,16	2,3,5,9,10,14,16

Tableau A-13: Relations pétrographiques de l'adamellite mafique.

	<u>FELDSPATH-K</u>	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>HORNBLLENDE</u>	<u>BIOTITE</u>
1-POURCENTAGE	23	40	17-19.	14	4
2-GRANULOMETRIE	<0.5-20mm (aggr)	0.5-3+mm \bar{x} -1.5mm	0.5-5+mm \bar{x} -1mm	2-5+mm \bar{x} -1.5mm	0.5-4+mm \bar{x} -2mm
3-COULEUR	translucide	transparent	--	α :jaune v. β :vert δ :vert ol.	α :jaune δ :brun vert
4-TURBIDITE	ff	f	--	--	--
5-COMPOSITION	orthose microcline	An 25 \pm 5	--	--	--
6-ZONATION	N.O.	f, norm, en bordure	--	N.O.	N.O.
7-EXTINCTION	f roulante	f roulante	f roulante	f roulante	f roulante
8-MACLE	f quadrille	albite	--	--	--
9-TEXTURE	f porphyritique	hypid-xidio	plage interstit.	hypid-xéno	xéno-hypid
10-RELT. TEXTURALES	--	cumulus (?)	intercumulus	f ϕ : aggregats F ϕ : sub-ophit.	remplacement Hb
11-INCLUSIONS	Qz-P1	Qz- ff FK	--	Qz-P1-Op	Hb-Op-Qz-P1
12-ORIENTATION	sub //	f sub //	--	aggr // foliation	sub // ->aléatoire
13-GRANULATION	--	--	--	--	ff
14-RECRISTALLISATION	ff	F	f F	F	chl
15-ASC. MINERALE	P1-Qz	FK-Qz	--	FK-P1-Qz-Bi	FK-P1-Qz-Hb
16-RETROMORPHOSE	ff	--	--	Bi, Epidote	Chl
17-ALTERATION	--	--	--	Chl	--
CARACTERISTIQUES	2,5,8,9,12	5,6,9,10,11,12	2,9,10	2,3,9,10, 11,12,14	2,3,7,9, 10,11

Tableau A-14: Relations pétrographiques de l'opdalite.

	<u>FELDSPATH-K</u>	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>PYROXENE</u>		<u>HORNBLLENDE</u>	<u>BIOTITE</u>
				<u>Opx</u>	<u>Cpx</u>		
1-POURCENTAGE	18	44	8	5	<1	18	2
2-GRANULOMETRIE	0.2-5mm \bar{x} -0.8mm	0.5 10mm \bar{x} -5mm	0.1-1+mm	0.1-2+mm		0.2-1mm \bar{x} -0.3mm	0.1-1mm \bar{x} -0.5
3-COULEUR	translucide	transparent	--	br. rouge br. vert	vert p.	α :vert pomme γ :olive-brun	α :brun j. γ :brun r.
4-TURBIDITE	f \rightarrow ff	f	--	var.	inclusions	--	--
5-COMPOSITION	orthose microperth. An 33 \pm 3, antiperth.	--	--	Hypersth. Augite			riche Fe-Ti
6-ZONATION	N.O.	ff, normale	--	N.O.	N.O.	N.O.	N.O.
7-EXTINCTION	ff	f	f	f	f	ff	ff
8-MACLE	tr ff quad.	ff dev:alb. per	--	N.O.	N.O.	--	--
9-TEXTURE	xéno	hypid xéno Bphyt	-intercum. plus- sieur générations	hypid xéno		hypid-xéno decussate	idio-hypid tabulaire
10-RELT. TEXTURALES	interstitiel entre Pl, distrib. homog.	cumulats	inclusions (pré- coce) -intercum.	intercumulus(?)		-primaire (xéno) -rétro (hypid)	-rétro Hb-Px -primaire?
11-INCLUSIONS	f Pl	ff Qz	--	Op-Hb-Ap		Px-Op-Ap	Qz-Op-Ap-Zi
12-ORIENTATION	N.O.	f, sub //	f, sub //	N.O.		aggregats f //	ff //
13-GRANULATION	ff - f	ff - f	f	N.O.		--	--
14-RECRISTALLISATION	ff	f texture granob.	f	N.O.		f	mirmekite Bi-Qz
15-ASC. MINERALE	Pl-Qz, exsolt Pl	FK-Qz	Pl-FK	mins. fémiqes		mins. fémiqes	mins. fémiqes
16-RETROMORPHOSE	mirmekite	mirmekite asc FK	asc Bi rétrograde	Hb,Bi,syml Bi-Qz		syml Bi-Qz	syml Bi-Qz
17-ALTERATION	ff	f séricite	--	--		--	ff chl
CARACTERISTIQUES	1,5,8,9,10,16	5,8,9,10,16	9,10	3,5,9,10,11		3,9,10,11,15	3,5,9,10,11

Tableau A-15: Relations pétrographiques des dykes de metabasite
syn-cinématiques.

	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>HORNBLende</u>	<u>BIOTITE</u>
1-POURCENTAGE	50-60	tr-1	0-20	10-25
2-GRANULOMETRIE	0.05-2mm \bar{x} -0.2mm	0.05-0.1mm	0.05-2mm	0.05-0.3 \bar{x} -0.2mm
3-COULEUR	transparent	transparent	α :jaunatre β :jau. v γ :vert f	α :jaune br γ :brun r.
4-TURBIDITE	ff	--	--	--
5-COMPOSITION	An 40-5: Andésine	--	Hornblende	--
6-ZONATION	ff	--	--	--
7-EXTINCTION	f-m	f-m	f-m	f-F
8-MACLE	f alb.	--	--	--
9-TEXTURE	granoblastique	granoblastique	idio granobl. polyg.	idio-hypid
10-RELT. TEXTURALES	néoblastes d'après phéno X	produit de réaction rétro?	prd. de la rétro	défini fol. interne
11-INCLUSIONS	ff Bi	--	Op	Op
12-ORIENTATION	sub //	--	(sub) //	(sub) //
13-GRANULATION	f	--	f	--
14-RECRISTALLISATION	f F	--	f	f
15-ASC. MINERALE	Hb-Bi-Qz	--	Bi-Pl-Qz	Hb-Op
16-RETROMORPHOSE	f séricite	--	Bi	f
17-ALTERATION	--	--	--	--
CARACTERISTIQUES	1,2,5,7,8, 9,10,12,14	1,2,7,9,10	1,2,7,9, 10,12,13,14	1,7,9, 10,11,12,14

Tableau A-16: Relations pétrographiques des dykes de metabasite III-A.

	PLAGIOCLASE		QUARTZ	PYROXENE		HORNBLÉNDE	BIOTITE
	néoblaste	phéno X		Opx	Cpx		
1-POURCENTAGE	40-70	0-1	tr-2	0-10	0-10	20-40	tr-20
2-GRANULOMETRIE	.05-1mm \bar{x} 0.3	.5-5mm \bar{x} 1mm	0.01-0.2mm \bar{x} 0.1mm	0.05-.5mm \bar{x} 0.1mm	0.05-1mm \bar{x} 0.5-1mm	0.05-1mm \bar{x} 0.3mm	
3-COULEUR	transparent		--	f pleoch verdatre		α :vert j. ϕ :vert ol. δ :vert brun	α :jaune br. γ :brun v.
4-TURBIDITE	N.O.	f	--	f ff	--	--	--
5-COMPOSITION	An 40 \pm 8	An 63(?)	--	hypersth. augite	--	--	--
6-ZONATION	N.O.	N.O.	--	N.O.	N.O.	--	--
7-EXTINCTION	ff	f	f	f roulante	f roulante	f	f
8-MACLE	f alb+Carlsb	alb, Carlsb, polys	--	ff 100	N.O.	ff	--
9-TEXTURE	hypid idio granob polyg	hypid-xéno	hypid-idio granobl.	F xéno individuel	hypid aggr.	f xéno F hypid f idio individuel aggr.	hypid-idio
10-RELT. TEXTURALES	néoblaste Bphyt	cumuli	interstitiel entre Pl-Hb	intercumulus	rétro Px	rétro Hb-Px	
11-INCLUSIONS	ff Hb-Bi	f Op-Bi-Pl	f	Op-Ap-Hb	Px-Op-Ap-Bi-Ru	Px-Op-Ap-Hb-Ru	
12-ORIENTATION	agg:f sub //	f sub //	N.O.	aggr:f sub //	ff sub //	f sub //	
13-GRANULATION	ff	f	N.O.	N.O.	ff	--	
14-RECRISTALLISATION	f	F	--	N.O.	ff	f	
15-ASC. MINÉRALE	Hb-Qz-Pl (phéno X)	Hb-Qz-Pl	Pl-Hb	Hb-Px-Pl-Op	Px-Pl-Bi	Px-Hb-Pl	
16-RETROMORPHOSE	N.O.	N.O.	--	m FF f sympl.	Hb-Qz	--	
17-ALTERATION	ff	f	--	Bi	Bi	--	
CARACTÉRISTIQUES	1,5,9,10,15	1,8,9,10, 11,12,15	9,10,15	5,7,9,10,11,12,14	1,7,9,10,11,12	1,9,10,11,12	

Tableau A-17: Relations pétrographiques des dykes de metabasite III-B.

	PLAGIOCLASE		PYROXENE		HORNBLLENDE	BIOTITE	QUARTZ
	phénocristaux	néoblastes	Opx	Cpx			
1-POURCENTAGE	15-40	10-35	0-8	0-8	35	0-tr	1
2-GRANULOMETRIE	0.5-5mm \bar{x} -2mm	<.05 .5 \bar{x} -.1mm	xéno: .5-2mm idio: .01-.1mm	\bar{x} -1mm \bar{x} -0.05mm	0.05-0.5mm	0.1-1mm x 0.5	0.1-0.5mm
3-COULEUR	transparent	transparent	rouge br. verdâtre	verdâtre	α :jaune v. v. γ :v. ol. br.	α :jaune br. δ :brun	--
4-TURBIDITE	ff	ff	f F	f	f.	--	--
5-COMPOSITION	An 43 \pm 5	N.D.	hypersthène	Augite	Hornblende	--	--
6-ZONATION	local. N. f osc.	N.O.	N.O.	--	N.O.	N.O.	--
7-EXTINCTION	f	f	f	f	ff	f	f
8-MACLE	alb + Carlsb + complexe	ff albite	ff (100)	ff	--	--	--
9-TEXTURE	hypid xéno corrodé	hypid idio granob polyg.	f ϕ :idio	F ϕ : xéno	xéno idio	hypid xéno f aggr.	granoblastique
10-RELT. TEXTURALES	cumuli	néoblastes	-intercumulus, cristalli- sation sous pression		rétro. pseudom des pyroxènes	rétro Hb	prd. de réaction
11-INCLUSIONS	ff Hb-Op	N.O.	f Op + brunâtre?		Op-Px-Ap	ff Hb-Op	--
12-ORIENTATION	aléatoire	N.O.	aléatoire		N.O.	--	--
13-GRANULATION	ff	ff	ff	--	ff	N.O.	--
14-RECRISTALLISATION	f F	N.O.	--	--	ff cisail. tardif	N.O.	--
15-ASC. MINERALE	Qz-Px-Hb- Pl(néob.)	Qz-Px-Hb- Pl(phénoX)	Hb-Qz	--	Px-Op-Pl-Qz	Hb-Pl-Qz	Pl-Px-Hb
16-RETROMORPHOSE	--	--	variable	totale	f sympl. Hb-Qz	N.O.	--
17-ALTERATION	f séricite	f	ff	ff	ff	f chl	--
CARACTERISTIQUES	2,5,6,9,10	1,2,9,10,15	2,5,9,10,15		1,2,5,9, 10,14,15,16	1,2,9,10	1,9,15

Tableau A-18: Relations pétrographiques des dykes de métabasite III-C.

	<u>PLAGIOCLASE</u>	<u>QUARTZ</u>	<u>HORNBLÉNDÉ</u>	<u>BIOTITE</u>
1-POURCENTAGE	30-50	tr 2	40-60	5-15
2-GRANULOMETRIE	0.5-5+mm \bar{x} -3mm	0.01-0.3mm \bar{x} -0.1mm	.05-2mm \bar{x} -.5-1mm	0.05-0.5 \bar{x} -0.2mm
3-COULEUR	translucide	--	α :vert j. β :vert γ :vert ol.	α :jaune br. δ :brun r.
4-TURBIDITE	f-m	--	--	--
5-COMPOSITION	An 35 \pm 5: Andésine	--	--	riche Fe
6-ZONATION	f-F(bordure), norm	--	N.O.	--
7-EXTINCTION	f	f	f	f
8-MACLE	alb,per,Carlsb,comp	--	--	--
9-TEXTURE	idio hypid (phénoX)	xéno, interstitiel	F hypid-f idio granob. polyg.	hypid idio
10-RELT. TEXTURALES	cumuli	prd. rétro. Px(?)	matrice: ophit.	défini foliation
11-INCLUSIONS	f Hb, Bi	--	Pl-Op-Bi-Ap	Hb-Op
12-ORIENTATION	aléatoire f sub //	f sub //	non orient f sub//	f-F //
13-GRANULATION	f	f	ff f	ff: asc cisail tardif
14-RECRISTALLISATION	f m (bordure)	N.D.	ff f	ff; asc cisail tardif
15-ASC. MINÉRALE	Qz-Hb	Pl-Hb	Pl-Qz-Op	Hb
16-RETROMORPHOSE	--	--	Bi	--
17-ALTERATION	f F (centre): ser	--	--	ff chl
CARACTÉRISTIQUES	1,2,4,5, 6,8,12,17	9,10	1,2,9,14	1,9,12

Tableau A-19: Relations pétrographiques des dykes de métabasite IV-A.

	PLAGIOCLASE: PHENOCRISTAUX		PLAGIOCLASE: MATRICE	PYROXENES		HORNBLLENDE	BIOTITE
	Bordure	Centre		Opx	Cpx		
1-POURCENTAGE	25-	50+	25-40	0 10+	0 10+	traces 25	10-20
2-GRANULOMETRIE	0.5mm → 5mm; \bar{x} ~ 1.5mm		0.01-0.2, \bar{x} ~ 0.04	0.01 .5, bord. dyke \bar{x} ~ .02, ctre \bar{x} ~ 0.2		0.02 0.1; \bar{x} ~ 0.5mm	.02 .8, bord. dyke \bar{x} ~ .04, ctre \bar{x} ~ 0.2
3-COULEUR	grisatre		grisatre	brun r. noir	verdâtre	α :vert j. β :vert γ :vert f.	α :brun j. γ :brun
4-TURBIDITE	f		f	--	--	--	--
5-COMPOSITION	An 44:5		N.O.	Hyp	Aug	Hornblende	--
6-ZONATION	fréquente, oscil (n=10-15), Norm. d=0.01-0.03mm		N.O.	N.O.	N.O.	N.O.	N.O.
7-EXTINCTION	droite f roulante		droite f roulante	droite		droite f roulante	droite f roulante
8-MACLE	alb. Carlsb, ff complexe		N.O.	N.O.		N.O.	--
9-TEXTURE	hypid -F xéno (resorbtion)		xéno hypid	xéno, intercumulats		xéno hypid	xéno-idio, f aggr.
10-RELT. TEXTURALES	cumulats (micro) porph.		mésostase avec Px	mésostase avec Pl		phase primaire (?) + rétro	rétro, asc tecto
11-INCLUSIONS	ff (Bi), Px		N.O.	Op,Ap: ctre des Px		N.O.	traces Zi
12-ORIENTATION	(sub) //: fluidalité magmatique		N.O.	N.O.		bord. pseudom. var, relié au tecto	aléatoire // (asc. tecto)
13-GRANULATION	f	ff	N.O.	N.O.		N.O.	N.O.
14-RECRISTALLISATION	variable		variable (tectonique)	N.O.		var., asc. tecto	asc. tecto: fréquent
15-ASC. MINERALE	Hyp-Ang-Bi-Ap-Op-Hb		Hyp-Ang-Bi-Op-Ap	Hb-Bi-Op-Ap-Ru-Pl		Hyp-Ang-Bi-Ap-Op	Hyp-Ang-Hbl-Op-Kp
16-RETROMORPHOSE	f séricitisation		f séricitisation	Hb-Bi		ff Chl-Ep	ff Chl
17-ALTERATION	--		--	var., asc. tecto		--	N.O.
CARACTERISTIQUES	2,3,6,9,10,12		2,9,10	2,9,10,17		2,10,12	2,10,12,14

Tableau A-20: Relations pétrographiques des dykes de metabasite IV-B.

	PLAGIOCLASE		QUARTZ	FELDSPATH-K	PYROXENE		HORNBLLENDE	BIOTITE
	Phénocristaux	Néoblastes			Opx	Cpx		
1-POURCENTAGE	0-30	40-70	5-10	0 15	5-10	10-15	tr < 1	10-20
2-GRANULOMETRIE	0.5 5mm \bar{x} -2-3mm	.01-0.2mm \bar{x} -.05-.1	.05-0.2mm \bar{x} -.1mm	0.1 1mm \bar{x} -0.5	0.1 5mm \bar{x} -1mm		0.05-0.5 \bar{x} -0.1mm	.02-0.5mm \bar{x} -.2mm
3-COULEUR	blanc-grisatre	transp. grisatre	--	translucide	brunatre	verdâtre	α :jaune vert Y:vert ol.	α :jaune br. δ :brun r.
4-TURBIDITE	f-FF	N.O.-f	--	f	f	ff	--	--
5-COMPOSITION	An 43 ^f 5 Andésine	N.D.	--	orthoclase	hypersth.	augite	--	riche Fe-Ti
6-ZONATION	f, en bordure, N	N.O.	--	N.O.	--	--	N.O.	--
7-EXTINCTION	f-F roulante	f-F	f	f	ff	ff	droite	f
8-MACLE	alb+Carlsb+defm	f alb	--	N.O.	ff // 100	ff // 001	--	--
9-TEXTURE	hypid xéno phéno X porphyr.	hypid-idio f granob.	xéno (anor di)- hypid arrondi	xéno interstitiel	f hypid-F xéno F poec.		xéno arrondi	hypi-xéno freq asc cisail +incl Px
10-RELT. TEXTURALES	cumulus	reXion dynamique	intercumulus	intercumulus(?)	intercumulus(?)		retrouvé seulm. en inclusion dans Px	primaire? + rétro
11-INCLUSIONS	F, asc rétro	N.O. f: rétro	--	Px-Bi-Pl-Sp	Pl-Hb-Sp		N.O.	f Op,Ap,Zi
12-ORIENTATION	f sub //:tectonique	N.O.	--	ff	--		discontinuité optique avec Px	(sub)//:defm folt
13-GRANULATION	F	f-F: cisail tardif	f-F:cisail tardif	f F: cisail tardif	f F: cisail tardif	N.O.		f-F:cisail tardif
14-RECRISTALLISATION	f-F	f-F: cisail tardif	f-F:cisail tardif	f F: cisail tardif	N.O.		ff: asc cisail	F: cisail tardif
15-ASC. MINERALE	Pl(néob)-Qz-Px	Pl(phénoX)-Qz-Px-Bi	Pl-FK	Pl-Qz-Px-Bi	Pl-Qz-Sp		Px	--
16-RETROMORPHOSE	--	ff mirmekite	--	ff mirmekite	ff Hb		f Bi	f-F: chl
17-ALTERATION	f-FF: ser, chl, Bi	f-F: ser, chl, Bi	--	f	--		--	--
CARACTERISTIQUES	2,5,6,9, 10,11,12,14,17	1,2,7,8,9,10, 11,17	9,10	1,2,5,9,10,11,15	1,2,9,10,11,15	1,2,9,10,12		1,2,9,10,11,12