

TH 0138

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE PETROTECTONIQUE ET MINERALOGIQUE DES MASSIFS ANORTHOSITIQUE ET MANGERITIQUES DE LA REGION DU RESERVOIR PIPMUACAN

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

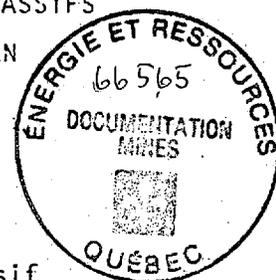
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE PETROTECTONIQUE ET MINERALOGIQUE DES MASSIFS
ANORTHOSITIQUE ET MANGÉRODORITQUES DE LA REGION DU RESERVOIR PIPMUACAN

Michel Hocq

Philosophiae Doctor (Géologie)



Ce travail est une contribution à l'étude d'une partie du massif anorthositique du lac Saint-Jean et des massifs granitoïdes (mangéro-dioritiques) qui l'entourent, tant du point de vue minéralogique, pétrographique et pétrochimique que structural; il renferme également une étude spéciale portant sur la tectonique dans la couverture, ainsi qu'une description du segment orogénique dont cette région occupe le coeur.

La région du réservoir Pimpuacan occupe une surface de près de 1500 km² en plein coeur du segment orogénique de la Province de Grenville au nord de Chicoutimi. Elle est constituée aux 3/4 par des roches intrusives consistant dans le Complexe plutonique anorthositique de Pimpuacan (CPAP) et des intrusions granitoïdes, le Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG) et celui de la Presqu'île (CPPI); le quart restant est occupé par la couverture gneissique lardée de niveaux d'amphibolites et de sills de métagabbro souvent olivinifère.

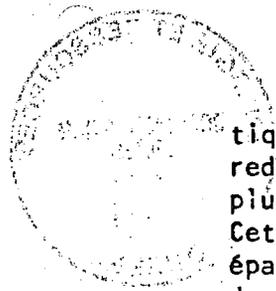
Le massif d'anorthosite à labrador (CPAP) constitue un resserrement du massif anorthositique du lac Saint-Jean entre le corps principal de cette intrusion et le diverticule entourant le gisement de fer titané du lac de la Blache au nord-est. Ce complexe est stratifié et le rubanement primaire est subvertical. Une lithostratigraphie a pu être mise en évidence dans le secteur oriental notamment. L'évolution magmatique est orientée du SE vers le NW ou l'W et elle se traduit concrètement par une diminution de la calcicité des plagioclases, des teneurs en forstérite des olivines et en enstatite des orthopyroxènes et une augmentation du rapport Fe/Mg dans la roche à partir du SE vers le NW. Aucun redoublement important mégascopiquement n'a été décelé dans le CPAP qui montre toutes les évidences d'une succession lithologique continue.

Ce complexe s'est décanté dans une chambre magmatique de façon relativement tranquille avant de se mettre en place dans la couverture gneissique de façon plastique et subconcordante dans le secteur septentrional et plutôt rigide et discordante dans le secteur méridional. Il semble que les bandes d'anorthosite hololeucocrate assez épaisses qu'on rencontre dans cette région se soient formées plutôt par "flottement" des plagioclases dans le magma. Ce magma plagioclasi-que au sens de P. Michot, dériverait peut-être de l'assimilation de sédiments par du magma basaltique.

Deux massifs granitoïdes de composition mangéro-dioritique qui recoupent le CPAP ont été étudiés en détail. Le CPLG est le plus grand (300 km² environ) et le mieux différencié, tandis que le CPPI est le plus petit (20 km² environ) et le plus homogène.

33371

11 MAI 1987



Le CPPI est constitué surtout par du matériau dioritique à mangérite assez homogène, et se présente sous forme d'une coupole aux bords redressés. Par contre, le CPLG qui est une sorte de "pipe" plongeant de plus de 65° vers l'est, est très bien différencié lithologiquement. Cette intrusion est constituée de couches concentriques plus ou moins épaisses (300 à 3000 m) qui s'emboîtent les unes dans les autres autour de deux centres dioritiques situés à l'extrémité SE du massif. La composition des diverses couches varie d'une diorite à un leucogranite en passant par les termes de jotunite, mangérite, mangérite quartzique, (mangérite syénitique) et charnockite. La variation de la calcicité des plagioclases (An40 à An5) souligne la différenciation magmatique de ce complexe igné des diorites aux leucogranites, tout comme celle des éléments majeurs et mineurs: Rb, Ba, Sr (roche totale et feldspaths). L'évolution magmatique de ces roches est caractéristique d'une suite calco-alcaline. L'état structural des plagioclases est intermédiaire ou de basse température, tandis que celui de la fraction potassique des perthites varie de l'orthose dans les antiperthites au microcline dans les leucogranites. Aucune corrélation n'a été observée entre calcicité et teneur en En. des orthopyroxènes. Le mécanisme proposé pour expliquer la nature et la disposition des différentes couches fait appel à la différenciation par fluage. L'apparition de hornblende et la nature des feldspaths laissent supposer que ces roches aient cristallisé sous une P_{H_2O} de l'ordre de 2 à 4 Kbars et une T° de 720 à 650°C.

L'évolution des éléments en traces (Rb, Ba, Sr) dans la roche et les plagioclases du CPAP d'une part et du CPLG-CPPI d'autre part jointe aux faits de terrain souligne le fait que ces deux types d'intrusion sont vraisemblablement génétiquement indépendants l'un de l'autre.

Les gneiss environnants ont atteint le faciès amphibolite-almandin dans le secteur septentrional et le faciès à orthopyroxène-hornblende verte à l'est et au sud. La nature des couronnes qui se sont développées autour des olivines des roches du CPAP (sans grenat, à spinelle) et des métagabbros à olivine de la couverture (à grenat) découle en partie de la composition chimique de la roche. En plus, ces couronnes soulignent que les conditions de P, T pour leur formation sont de l'ordre de 6-7 Kbars/850°C pour les roches magnésiennes du CPAP et 5-6 Kbars/600-700°C dans les métagabbros.

Les roches du CPAP ont été directement impliquées dans la tectonique souple dans le secteur septentrional. Elles sont plissées et intégrées en partie dans un anticlinal majeur orienté E-W. Deux systèmes de plissement ont été reconnus: le premier, isoclinal, orienté vraisemblablement ENE-WSW et le second N-S, ployant le premier système de plis le long de plans axiaux subverticaux souvent à l'emplacement d'intrusions granitoïdes ou anorthositiques dans la plupart des cas.

UNIVERSITE DE MONTREAL

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE PETROTECTONIQUE ET MINERALOGIQUE
DES MASSIFS ANORTHOSITIQUE ET MANGERITIQUES
DE LA REGION DU RESERVOIR PIPMUACAN

PAR

MICHEL HOCQ

DEPARTEMENT DE GEOLOGIE
FACULTE DES ARTS ET DES SCIENCES

THESE PRESENTEE A LA FACULTE DES ETUDES SUPERIEURES
EN VUE DE L'OBTENTION DU
PHILOSOPHIAE DOCTOR (GEOLOGIE)

novembre 1977

TABLE DES MATIERES

	<u>PAGE</u>
INTRODUCTION.....	1
0.1- La région de Pipmuacan.....	1
0.2- Raisons justifiant ce travail.....	3
0.3- Buts et envergure de cette étude.....	5
0.4- Travaux sur le terrain et visites dans le cadre de cette étude.....	7
0.5- Travaux antérieurs.....	9
0.6- Travaux en laboratoire.....	11
0.7- Plan du mémoire.....	12
 CHAPITRE 1: LES PRINCIPAUX TRAITES ET PROBLEMES DE LA GEOLOGIE REGIONALE.....	14
1.0- Introduction.....	14
1.1- Le Segment orogénique de la Province de Grenville situé entre les longitudes 70°-71°W.....	14
1.1.1- Généralités.....	14
1.1.2- Le volet septentrional.....	15
1.1.2.1- Types lithologiques des gneiss (paragneiss?) et des amphibolites	16
1.1.2.2- Types lithologiques des intrusions basiques ou mafiques.....	17
1.1.3- Le volet central ou le coeur du segment orogénique.....	20
1.1.4- Le volet méridional.....	23
1.2- Considérations générales sur la pétrologie et la tectonique du segment orogénique envisagé.....	25
1.3- Le contexte géologique adjacent à la région de Pip- muacan.....	37
1.4- Les principaux traits géomorphologiques et la géolo- gie générale de la feuille de Pipmuacan.....	43
1.4.1- La géographie physique.....	44
1.4.1.1- Le réseau hydrographique régional	44
1.4.1.2- Les dépôts récents et les traces de la période glaciaire.....	44
1.4.1.3- Les formes géomorphologiques, l'o- rographie et le réseau hydrogra- phique local.....	45
1.4.1.4- Flore et faune.....	48
1.4.2- La géologie générale de la feuille de Pip- muacan.....	48

TABLE DES MATIERES (suite)

	<u>PAGE</u>
CHAPITRE II: LA COUVERTURE PARAGNEISSIQUE, LES AMPHIBOLITES ET LES FILONS DE METAGABBRO.....	52
2.0- Introduction.....	52
2.1- Les paragneiss de Pimpuacan.....	53
2.1.1- Caractères lithologiques généraux des pa- ragneiss de la région de Pimpuacan.....	53
2.1.1.1- Les paragneiss situés dans les angles sud-est et sud-ouest....	53
2.1.1.2- Les paragneiss situés au nord- est du réservoir.....	56
2.1.1.3- Les paragneiss situés au nord du réservoir.....	58
2.1.1.3.1- Les paragneiss de la partie méridionale.....	60
2.1.1.3.2- Les paragneiss de la partie septentrionale.....	64
2.1.2- Pétrographie des paragneiss de la région du réservoir Pimpuacan.....	65
2.1.2.1- Généralités.....	65
2.1.2.2- Paramètres pétrographiques et minéralogiques.....	66
2.1.3- La migmatitisation dans les paragneiss de Pimpuacan.....	71
2.1.4- Commentaires préliminaires sur l'origine des gneiss de la région de Pimpuacan....	73
2.2- Les amphibolites de la couverture.....	75
2.2.1- Généralités.....	75
2.2.2- Caractères pétrographiques et lithologi- ques des amphibolites (s.l.).....	77
2.2.2.1- Généralités.....	77
2.2.2.2- Les principaux types lithologi- ques.....	78
2.2.3- Commentaires préliminaires sur l'origine des amphibolites.....	80
2.3- Les filons de métagabbro.....	81
2.3.1- Généralités.....	81
2.3.2- Minéralogie et pétrographie.....	83
2.3.2.1- Texture magmatique et habitus des cristaux.....	84
2.3.2.2- Modifications métamorphiques à la texture magmatique originelle	85
2.3.2.2.1- Les relations olivine- plagioclase.....	88
2.3.3- Commentaires préliminaires sur l'origine des métagabbros.....	90

TABLE DES MATIERES (suite)

	<u>PAGE</u>
CHAPITRE III: LE COMPLEXE PLUTONIQUE ANORTHOSITIQUE DE PIP- MUACAN.....	91
3.1- Le problème des anorthosites.....	91
3.1.1- Préambule.....	91
3.1.2- Les anorthosites plutono-orogéniques et les anorthosites stratiformes.....	92
3.1.2.1- Critique de la classification de Berrangé.....	95
3.1.3- Théories de la genèse des anorthosites plu- tono-orogéniques.....	101
3.1.3.1- Origine magmatique des anorthosi- tes.....	103
3.1.3.1.1- Magma parent non contaminé	103
3.1.3.1.2- Magma parent contaminé....	105
3.1.3.1.3- Magma résultant d'une ana- taxie (paligénèse basique).....	106
3.1.3.2- Origine métasomatique et métamor- phique.....	108
3.2- La géologie du complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan.....	109
3.2.1- Préambule.....	109
3.2.2- Introduction.....	110
3.2.2.1- Généralités.....	110
3.2.2.2- Nomenclature des types de roches anorthositiques du CPAP.....	111
3.2.2.3- Structures et textures dans le CPAP.....	115
3.2.2.3.1- Les structures primaires ou magmatiques.....	116
3.2.2.3.2- Les textures primaires ou magmatiques.....	123
3.2.2.3.3- Les structures secondaires ou dynamométamorphiques.....	126
3.2.2.3.4- Les textures secondaires ou dynamométamorphiques.....	127
3.2.2.3.4.1- La cataclase.....	128
3.2.2.3.4.2- Les textures réac- tionnelles.....	132
3.2.3- La description des unités lithologiques du CPAP.....	135
3.2.3.1- La position géologique du CPAP...	135
3.2.3.2- Les buts de la description litho- logique du CPAP.....	138
3.2.3.3- Description géologique et litho- stratigraphique condensée du CPAP	140
3.2.3.4- Résumé de la géologie du CPAP....	151

TABLE DES MATIERES (suite)

	<u>PAGE</u>
3.3- La minéralogie des roches du CPAP.....	154
3.3.0- Introduction.....	154
3.3.1- La composition et la distribution des phases minérales.....	155
3.3.2- La minéralogie des plagioclases.....	161
3.3.2.1- Généralités.....	161
3.3.2.2- Effets du métamorphisme sur l'as- pect et la composition des plagioc- clases.....	161
3.3.2.3- La composition des plagioclases du CPAP.....	165
3.3.2.4- L'état structural des plagioclases du CPAP.....	173
3.3.2.5- Teneurs et distribution du Ba et du Sr dans les plagioclases du CPAP..	176
3.3.3- La minéralogie des olivines.....	186
3.3.3.1- Généralités.....	186
3.3.3.2- L'aspect des olivines et l'impact du métamorphisme.....	187
3.3.3.3- La composition des olivines dans le CPAP et les métagabbros de la cou- verture.....	190
3.3.3.4- Conclusions.....	196
3.3.4- La minéralogie des pyroxènes.....	199
3.3.4.1- Généralités.....	199
3.3.4.2- L'orthopyroxène.....	199
3.3.4.2.1- L'aspect de l'orthopyroxène et l'influence du métamorphisme	199
3.3.4.2.2- La composition minéralogi- que des orthopyroxènes dans le CPAP	202
3.3.4.3- Le clinopyroxène.....	204
3.3.5- Les minéraux primaires accessoires et les minéraux d'origine secondaire.....	206
3.3.5.1- Les minéraux primaires accessoires	206
3.3.5.2- Les minéraux secondaires.....	210
3.3.6- Conclusions des données minéralogiques.....	212
3.4- La pétrochimie et la pétrologie des roches du CPAP..	214
3.4.1- Introduction.....	214
3.4.2- Les compositions minéralogiques et chimiques des roches du CPAP.....	215
3.4.2.1- Les compositions modales.....	215
3.4.2.2- Les compositions chimiques et les normes de roches du CPAP.....	216
3.4.3- Les variations chimiques et la différencia- tion des roches du CPAP.....	219
3.4.3.1- La distribution des éléments ma- jeurs.....	221
3.4.3.1.1- La variation de l'IF par rapport à l'IM.....	221

TABLE DES MATIERES (suite)

	<u>PAGE</u>
3.4.3.1.2- Les courbes de variation des oxydes en fonction de l'ID $Al_2O_3 + CaO + MgO$	224
3.4.3.1.3- L'évolution des roches du CPAP dans les diagrammes AFM.....	229
3.4.3.2- La distribution et les variations des éléments mineurs dans le CPAP	238
3.4.3.2.1- Le Ba, Sr et le Rb dans le CPAP.....	241
3.4.3.2.2- Le Ni et le Cr dans le CPAP.....	245
3.4.3.2.3- Conclusions.....	248
3.5- La lithostratigraphie du CPAP.....	249
3.5.1- Généralités.....	249
3.5.2- Le secteur ouest du CPAP.....	252
3.5.3- Le secteur est du CPAP.....	252
3.6- Origine des coronites dans le CPAP et dans les méta- gabbros.....	257
3.7- Evolution et cristallisation du magma originel hypo- thétique du CPAP.....	265
CHAPITRE IV: LES INTRUSIONS GRANITOIDES DU LAC GOUIN ET DE LA PRESQU'ÎLE.....	269
4.0- Préambule.....	269
4.1- Introduction.....	270
4.1.1- Le Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG).	270
4.1.2- Le Complexe plutonique de la Presqu'île (CPPI).....	274
4.2- La lithologie du CPLG et du CPPI.....	276
4.2.1- Les principaux types de roche.....	276
4.2.2- Description lithologique du CPLG.....	280
4.2.3- Description lithologique du CPPI.....	287
4.3- Pétrographie et minéralogie des roches du CPLG et du CPPI.....	287
4.3.0- Introduction.....	287
4.3.1- Pétrographie des principales roches types du CPLG et du CPPI.....	288
4.3.3.1- Les diorites et opdalites.....	288
4.3.1.2- Les jotunites.....	292
4.3.1.3- Les mangérites et les mangérites syénitiques.....	293
4.3.1.4- Les mangérites quartziques et charnockites.....	295
4.3.1.5- Les granites hololeucocrates.....	297
4.3.2- La paragenèse des phases minérales dans les roches du CPLG et du CPPI.....	298
4.3.2.1- La séquence diorite-opdalite-jo- tunite- (mangérite).....	300

TABLE DES MATIERES (suite)

	<u>PAGE</u>
4.3.2.2- La séquence mangérite-mangérite syénitique-mangérite quartzique-charnockite-granite hololeucocrate.....	303
4.3.2.2.1- Les mangérite-mangérite quartzique-charnockite.....	304
4.3.2.2.2- La mangérite syénitique.....	306
4.3.2.2.3- Le granite hololeucocrate.....	307
4.3.2.3- Conclusions.....	308
4.3.3- La minéralogie des feldspaths.....	309
4.3.3.1- Les plagioclases.....	310
4.3.3.1.1- La composition des plagioclases et sa distribution dans le CPLG et le CPPI.....	310
4.3.3.1.2- L'état structural des plagioclases.....	315
4.3.3.2- Les feldspaths potassiques.....	316
4.3.3.2.1- La composition des feldspaths potassiques et leur distribution dans le CPLG et le CPPI...	318
4.3.3.2.2- L'état structural des feldspaths potassiques.....	322
4.3.3.3- La géochimie du Ba, Sr et du Rb dans les feldspaths du CPLG.....	328
4.3.3.3.0- Introduction.....	328
4.3.3.3.1- Le rubidium.....	331
4.3.3.3.2- Le baryum.....	331
4.3.3.3.3- Le strontium.....	335
4.3.3.3.4- Conclusion.....	339
4.3.4- La minéralogie des orthopyroxènes du CPLG..	342
4.3.5- L'évolution des roches du CPLG et du CPPI dans le Système Qz-An-Ab-Or.....	342
4.4- La pétrochimie des roches du CPLG et du CPPI.....	353
4.4.0- Généralités.....	353
4.4.1- Variations des principaux oxydes.....	354
4.4.2- Variations des éléments en traces.....	363
4.4.3- Nature et différenciation du magma du CPLG-CPPI.....	373
4.5- Modèle de différenciation mécanique et de mise en place du CPLG.....	385
4.6- Sur l'association des massifs granitoïdes et anorthositiques.....	387
4.6.1- Les faits de terrain.....	387
4.6.2- La pétrographie, la pétrochimie et la géochimie.....	388
4.6.3- Conclusions.....	397

TABLE DES MATIERES (suite)

	<u>PAGE</u>
CHAPITRE V: LE METAMORPHISME.....	399
5.0- Généralités.....	399
5.1- Les gneiss et les amphibolites.....	399
5.2- Les roches plutoniques.....	404
5.3- Les conditions du métamorphisme dans la région du réservoir Pimpuacan.....	407
CHAPITRE VI: LA TECTONIQUE.....	411
6.0- Introduction.....	411
6.1- Les éléments structuraux dans les roches magmati- ques*.....	413
6.1.1- Les roches anorthositiques.....	413
6.1.2- Les roches des massifs granitoïdes.....	415
6.2- Les éléments structuraux dans les roches supra- crustales.....	415
6.3- La forme des plis.....	416
6.4- La description tectonique de la région orientale du réservoir Pimpuacan.....	418
6.4.1- Le secteur septentrional.....	419
6.4.1.1- Les mégastuctures dans les gneiss septentrionaux.....	419
6.4.1.2- La bordure septentrionale de l'a- northosite et ses relations avec la couverture.....	421
6.4.1.3- La zone du synforme S-3.....	423
6.4.2- Le secteur oriental du CPAP.....	428
6.4.3- Les massifs granitoïdes - CPLG, CPPI, CPLR - et anorthositique à andésine - CPLB.....	430
6.4.4- Le secteur méridional.....	431
6.4.5- Le secteur occidental du CPAP.....	432
6.5- Conclusions de l'étude tectonique.....	433
CHAPITRE VII: LA GEOLOGIE ECONOMIQUE.....	441
CHAPITRE VIII: CONCLUSIONS GENERALES DE L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU RESERVOIR PIMPUACAN.....	443
APPENDICE I:.....	453
APPENDICE II:.....	461
APPENDICE III:.....	465
APPENDICE IV:.....	472
APPENDICE V:.....	560

TABLE DES MATIERES (suite)

	<u>PAGE</u>
APPENDICE VI:.....	565
APPENDICE VII:.....	575
APPENDICE VIII:.....	578
APPENDICE IX:.....	581
APPENDICE X:.....	586
APPENDICE XI:.....	589
APPENDICE XII:.....	593
APPENDICE XIII:.....	597
APPENDICE XIV:.....	608
APPENDICE XV:.....	616
REMERCIEMENTS.....	686
REFERENCES.....	687
CONTENU DES APPENDICES.....	
LISTE DES TABLEAUX.....	
LISTE DES FIGURES.....	
LISTE DES CARTES.....	en pochette

CONTENU DES APPENDICES

	<u>PAGE</u>
Appendice I: Descriptions pétrographiques et analyses modales des principaux types de gneiss..	453
Appendice II: Descriptions pétrographiques et analyses modales des amphibolites.....	461
Appendice III: Descriptions pétrographiques et analyses modales des métagabbros.....	465
Appendice IV: Description lithologique détaillée du CPAP.....	472
0- Introduction.....	472
1- La partie orientale du CPAP.....	474
1.1- Généralités.....	474
1.2- L'unité A.....	476
1.2.1- La sous-unité A-1.....	476
1.2.2- La sous-unité A-2.....	477
1.2.3- La sous-unité A-3.....	478
1.2.4- La sous-unité A-4.....	479
1.2.5- La sous-unité A-5.....	479
1.2.6- La sous-unité A-6.....	479
1.2.7- La sous-unité A-7.....	479
1.2.8- La sous-unité A-8.....	480
1.3- L'unité B.....	481
1.3.1- La sous-unité B-1.....	482
1.3.1.1- Le membre b-1.	483
1.3.2- La sous-unité B-2.....	484
1.3.3- La sous-unité B-3.....	485
1.3.3.1- Le membre b-2.	486
1.4- L'unité C.....	487
1.5- L'unité H.....	489
1.6- L'unité G.....	491
1.6.1- L'anorthosite hololeu- cocrate olivinifère.....	493
1.6.2- L'anorthosite à olivine	493
1.6.3- La leuconorite et la nor- rite olivinifères ou à olivine.....	494
1.6.4- La leucotroctolite et la troctolite rubanées	495
1.7- Les unités F-E-D.....	498
1.7.1- Les variations litholo- giques et texturales primaires.....	499

CONTENU DES APPENDICES (suite)

	<u>PAGE</u>
1.7.1.1- L'unité F.....	499
1.7.1.2- L'unité E.....	501
1.7.1.3- L'unité D.....	503
1.7.2- Les variations structurales et texturales secondaires.....	504
1.7.2.1- L'unité F.....	504
1.7.2.2- L'unité E.....	506
1.8- L'unité I.....	508
1.9- Les unités J, K, L.....	510
1.9.1- Coupe du nord-est.....	511
1.9.1.1- La sous-unité J-1.....	512
1.9.1.2- La sous-unité K-1.....	513
1.9.1.3- La sous-unité K-2.....	514
1.9.1.4- La s-u J-1 (suite)	514
1.9.2- Coupe du centre.....	517
1.9.3- Coupe du rivage.....	519
1.9.3.1- La sous-unité K-3.....	519
1.9.3.2- La sous-unité K-4.....	520
1.9.3.3- Les sous-unités J-1, J-2 et K-5..	521
1.9.4- L'unité L.....	526
1.10- Les dykes.....	528
1.10.1-	528
1.10.2-	529
1.10.3-	530
1.10.4-	530
1.10.5-	530
1.10.6-	531
2- La partie occidentale du CPAP.....	531
2.1- Généralités.....	531
2.2- L'unité M: la séquence rubanée anorthosito-leuconoritique du nord et du nord-est.....	534
2.2.1- La sous-unité M-1....	534
2.2.2- La sous-unité M-2....	536
2.2.3- La sous-unité M-3....	536
2.2.4- La sous-unité M-4....	537
2.2.5- La sous-unité M-5....	537
2.2.6- La sous-unité M-6....	537
2.2.7- La sous-unité M-7....	539

CONTENU DES APPENDICES (suite)

	<u>PAGE</u>
2.3- L'unité N: la séquence rubanée anorthosito-leuconorito-noritique de l'ouest.....	540
2.3.1- La sous-unité N-1.....	540
2.3.2- La sous-unité N-2.....	540
2.3.3- La sous-unité N-3.....	542
2.3.4- La sous-unité N-4.....	544
2.3.5- La sous-unité N-5.....	546
2.4- L'unité 0: le gabbro du nord-ouest.....	549
2.4.2- La sous-unité 0-2.....	550
2.5- Les dykes.....	550
2.5.1- Les dykes de mangérite quartzique hololeucocrate	551
2.5.2- Le dyke complexe mangéritique à mangéro-dioritique	552
2.5.3- Le dyke de monzogabbro(?) porphyrique.....	555
2.5.4- Lamprophyres.....	557
2.5.5- Anorthosite.....	558
2.5.6- Gabbro fin.....	558
2.5.7- Dykes divers.....	558
2.5.8- Enclaves.....	559
Appendice V: Analyses modales des roches du CPAP.....	560
Appendice VI: Compositions des plagioclases du CPAP....	565
Appendice VII: Composition des olivines et plagioclases coexistants du CPAP et des métagabbros...	575
Appendice VIII: Compositions des orthopyroxènes et plagioclases coexistants du CPAP.....	578
Appendice IX: Analyses chimiques et normes des roches du CPAP et des métagabbros.....	581
Appendice X: Analyses modales des roches du CPLG-CPPI.	586
Appendice XI: Compositions et paramètres β des plagioclases du CPLG-CPPI.....	589
Appendice XII: Compositions chimiques de feldspaths potassiques et de plagioclases du CPLG-CPPI	593
Appendice XIII: Analyses chimiques et normes des roches du CPLG-CPPI et d'autres massifs granitoides.....	597

CONTENU DES APPENDICES (suite)

	<u>PAGE</u>
Appendice XIV: Préparation des échantillons et méthodes analytiques.....	608
Appendice XV: Liste des photographies.....	616

LISTE DES TABLEAUX

	<u>PAGE</u>
CHAPITRE I:	
Tableau 1.4.2: Les unités cartographiables de la feuille de Pipmuacan.....	51
CHAPITRE III:	
Tableau 3.1.2: Tableau comparatif des anorthosites stratiformes et plutono-orogéniques, d'après Berrangé (1966).....	94
Tableau 3.1.3: Classification des théories de l'origine des anorthosites, d'après de Waard (1968a).....	102
Tableau 3.2.2.2: Nomenclature des types de roches anorthositiques*.....	113
Tableau 3.2.2.3.1: Evolution de la structure gloméropeccilitique dans le CPAP.....	121
Tableau 3.3.2.2: Variations de la calcicité de 6 paires de plagioclase du CPAP (porphyroclastes et méso- sostase).....	163
Tableau 3.3.2.5: Teneurs en K, Rb, Ba, Sr de plagioclases de diverses intrusions anorthositiques et du CPAP.....	181
Tableau 3.4.3.2: Tableau récapitulatif des teneurs en Ba, Rb, Sr, Ni, Cr de roches de diverses intrusions anorthositiques et du CPAP.....	239
CHAPITRE IV:	
Tableau 4.3.2a, b: Tableau synoptique de l'apparition, de la composition des diverses phases minérales dans les roches du CPLG (a) et du CPPI (b).....	299
Tableau 4.3.3.2.2: Résultats des mesures diffractométriques effectuées sur des feldspaths K non chauffés du CPLG et du CPPI.....	320
Tableau 4.3.3.3: Teneurs en Rb, Ba, Sr, K, Ca et quelques rapports de quelques feldspaths potassiques et plagioclases du CPLG et du CPPI.....	327
Tableau 4.3.4: Composition des orthopyroxènes dans le CPLG...	341

LISTE DES TABLEAUX (suite)

	<u>PAGE</u>
Tableau 4.4.3: Calcul de la composition moyenne du CPLG et du CPPI (a) et quelques compositions de massifs connus (b).....	379
Tableau 4.6.2: Tableau récapitulatif et comparatif de la composition des plagioclases du CPAP et du CPLG-CPPI.....	389
CHAPITRE V:	
Tableau 5.1: Les assemblages minéralogiques principaux des gneiss et des amphibolites.....	400
Appendice I:	
Tableau I-1: Analyses modales des gneiss.....	457
Appendice II:	
Tableau II-1: Analyses modales des amphibolites.....	464
Appendice III:	
Tableau III-1: Analyses modales des métagabbros.....	470
Appendice V:	
Tableau V-1: Analyses modales des roches du CPAP.....	561
Appendice VI:	
Tableau VI-1: Tableau récapitulatif des mesures effectuées sur les plagioclases du CPAP.....	566
Appendice VII:	
Tableau VII-1: Tableau récapitulatif de la teneur en Fo et de la calcicité des paires plagioclase-olivine dans les roches à olivine du CPAP et les métagabbros.	576
Appendice VIII:	
Tableau VIII-1: Tableau récapitulatif de la calcicité et de la teneur en En des paires plagioclase-orthopyroxène dans les roches du CPAP.....	579
Appendice IX:	
Tableau IX-1: Analyses chimiques et normes des roches du CPAP et des métagabbros.....	583

LISTE DES TABLEAUX (suite)

	<u>PAGE</u>
Appendice X:	
Tableau X-1: Analyses modales des roches du CPLG-CPPI...	587
Appendice XI:	
Tableau XI-1: Calcicité et paramètre β des plagioclases du CPLG-CPPI.....	590
Appendice XII:	
Tableau XII-1: Tableau récapitulatif de la composition chimique de feldspaths potassiques et de plagioclases du CPLG-CPPI.....	594
Appendice XIII:	
Tableau XIII-1: Analyses chimiques et normes du CPLG-CPPI...	598
Tableau XIII-2: Analyses chimiques des roches granitoïdes de la région du lac Rouvray (Kehlenbeck, 1971; tableaux 13 et 14).....	602
Tableau XIII-3: Analyses chimiques des roches granitoïdes du lac Sacacomie (Schimann, 1971, tableau 2)..	603
Tableau XIII-4: Analyses chimiques et normes de roches granitoïdes et noritiques des régions de Grenville (1-14) et de Belleau-Desaulniers (15-23) (Phillipotts, 1966; tableau 4).....	605

LISTE DES FIGURES

	<u>PAGE</u>
INTRODUCTION:	
Fig. 0.1- Situation géographique de la région du Réservoir Pipmuacan.....	2
Fig. 0.5- Localisation de la feuille de Pipmuacan (a) et des travaux antérieurs (b).....	8
CHAPITRE I:	
Fig. 1.3- Le contexte géologique régional.....	38
CHAPITRE II:	
Fig. 2.1.2.2a- Paramètres pétrographiques des gneiss du réservoir Pipmuacan.....	67
Fig. 2.1.2.2b- Projections des gneiss de la région du réservoir Pipmuacan dans le triangle Qz-Pg-Fk.....	68
Fig. 2.2.2.1- Position des amphibolites de la région du réservoir Pipmuacan dans le triangle Pg.-Amp.-Fx. + Bte	76
CHAPITRE III:	
Fig. 3.2.2.2- Illustration de la nomenclature des roches anorthositiques du CPAP, d'après le tableau 3.2.2.2..	112
Fig. 3.2.3.1- Carte géologique simplifiée de la feuille de Pipmuacan et localisation des coupes géologiques principales (I à VI).....	136
Fig. 3.2.3.2- Corrélations probables entre les secteurs oriental et occidental du CPAP.....	139
Fig. 3.3.1a- Minéraux primaires présents dans le secteur oriental du CPAP et leur composition.....	158
Fig. 3.3.1b- Minéraux primaires présents dans le secteur occidental du CPAP et leur composition.....	159
Fig. 3.3.2- Localisation des coupes lithologiques (1 à 14) utilisées pour souligner la variation de la composition des plagioclases et des orthopyroxènes dans le CPAP	160
Fig. 3.3.2.3a- Histogramme illustrant la répartition de la calcicité des plagioclases dans tout le CPAP.....	166

LISTE DES FIGURES (suite)

	<u>PAGE</u>
Fig. 3.3.2.3b- Histogrammes illustrant la répartition de la calcicité des plagioclases dans le secteur oriental du CPAP.....	167
Fig. 3.3.2.3c- Histogrammes illustrant la répartition de la calcicité des plagioclases dans le secteur occidental du CPAP.....	168
Fig. 3.3.2.3d- (a) Variations du % An (mol) des plagioclases dans le CPAP (est).....	170a
Fig. 3.3.2.3d- (b) Variations du % An (mol) des plagioclases dans le CPAP (ouest).....	170b
Fig. 3.3.2.3e- Coupes lithologiques des unités G & K-2 et variations des % An & Fo.....	171
Fig. 3.3.2.4- Etat structural de plagioclases du CPAP..	175
Fig. 3.3.2.5a- Variation du Ba en fonction de la calcicité dans les plagioclases du CPAP.....	178
Fig. 3.3.2.5b- Variation du Sr en fonction de la calcicité dans les plagioclases du CPAP.....	179
Fig. 3.3.2.5c- Variation du Sr en fonction du Ba dans les plagioclases du CPAP.....	180
Fig. 3.3.2.5d- Variation du rapport Ca/Sr en fonction de la calcicité dans les plagioclases du CPAP.	185
Fig. 3.3.3.3a- Courbe d'évolution de la composition des paires plagioclase-olivine dans divers complexes anorthositiques et dans le CPAP....	191
Fig. 3.3.3.3b- Histogrammes partiels et global illustrant la composition de l'olivine dans les diverses unités à olivine et dans tout le CPAP.....	192
Fig. 3.3.4.2.2a- Variation du % En des orthopyroxènes en fonction de la calcicité des plagioclases dans le CPAP.....	201
Fig. 3.3.4.2.2b- Variations du % En des orthopyroxènes dans le CPAP.....	203
Fig. 3.4.2.2- Carte index de la localisation des analyses chimiques du CPAP et du CPLG-CPPI.....	217

LISTE DES FIGURES (suite)

	<u>PAGE</u>
Fig. 3.4.3.1.1- Variation de l'indice mafique (IM) en fonction de l'indice felsique (IF) des roches du CPAP	220
Fig. 3.4.3.1.2a- Courbes de variation des oxydes principaux des roches du CPAP en fonction de l'ID: ACM....	223
Fig. 3.4.3.1.2b- Variation du MnO en fonction du FeO dans les roches du CPAP.....	228
Fig. 3.4.3.1.3a- Projection des roches du CPAP dans le diagramme AFM.....	230
Fig. 3.4.3.1.3b- Projection des roches des massifs de Morin, de Whitestone et de Pipmuacan (SW) dans le diagramme AFM.....	232
Fig. 3.4.3.2.1- Variation du Sr en fonction de CaO dans les roches du CPAP.....	243
Fig. 3.4.3.2.2- Variation du Ni en fonction de Mg dans les roches du CPAP.....	246
Fig. 3.5.1- Schéma global de la lithostratigraphie dans le CPAP.....	250
Fig. 3.6a- Les roches du CPAP dans le diagramme $100 \text{ Ab}/\text{Ab} + \text{An}$ vs $100 \text{ Mg}^{++}/\text{Mg}^{++} + \text{Fe}^{++}$, et leur position par rapport au champ de stabilité du grenat.....	260
Fig. 3.6b- Courbes expérimentales délimitant les champs de stabilité de l'olivine + plagioclase, spinelle + pyroxènes, grenat + pyroxènes, et l'évolution des roches du CPAP.....	262
CHAPITRE IV:	
Fig. 4.1.1- Carte aéromagnétique de la région de Pipmuacan et localisation des contacts CPLG/CPAP observés	271
Fig. 4.2.1a- Carte lithologique du CPLG et du CPPI et localisation des lames minces et des tranches de roches polies des analyses modales.....	275
Fig. 4.2.1b- Projections de la composition des analyses modales des roches du CPLG-CPPI dans le triangle Qz-Pg-Fk.....	277

LISTE DES FIGURES (suite)

	<u>PAGE</u>
Fig. 4.2.1c- Projections de la composition des analyses modales des roches du CPLG-CPPI dans le triangle Fm-Pg-Fk.....	278
Fig. 4.2.1d- Projections de la composition des unités lithologiques du CPLG dans le triangle Qz-Pg-Fk et nomenclature des types de roches.....	279
Fig. 4.3.3.1.1a- Histogrammes illustrant la variation de la calcicité des plagioclases dans le CPLG et le CPPI.....	311
Fig. 4.3.3.1.1b- Variation de la calcicité moyenne des plagioclases dans la coupe équatoriale du CPLG...	313
Fig. 4.3.3.1.2- Etat structural de plagioclases du CPLG et du CPPI.....	314
Fig. 4.3.3.2.1- Position des feldspaths K, des plagioclases et des roches du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.....	317
Fig. 4.3.3.2.2a- Etat structural de la phase potassique des antiperthites et mésoperthites du CPLG et du CPPI d'après la méthode des 3 pics de Wright.....	319
Fig. 4.3.3.2.2b- Variation de $d(060)$ dans les mésoperthites du CPLG-CPPI (d'après Coulomb, 1972).	323
Fig. 4.3.3.2.2c- Etat structural des feldspaths K du CPLG et de gneiss exprimé en fonction de c^*/b^* (d'après Jones, 1966).....	324
Fig. 4.3.3.3.1- Variation du Rb et du rapport K/Rb en fonction du % K dans les feldspaths K du CPLG.....	330
Fig. 4.3.3.3.2a- Variation du Ba_{PLG} en fonction du Ba_{FK} dans le CPLG-CPPI.....	332
Fig. 4.3.3.3.3a- Variation du Sr_{PLG} en fonction du Sr_{FK} dans le CPLG-CPPI.....	332
Fig. 4.3.3.3.2b- Variation du Ba en fonction du % K dans les plagioclases et les feldspaths K du CPLG-CPPI.....	333

LISTE DES FIGURES (suite)

	<u>PAGE</u>
Fig. 4.3.3.3.2c- Variation du Ba en fonction du % Ca dans les plagioclases du CPLG.....	334
Fig. 4.3.3.3.3b- Variation du Sr_{Plg} en fonction du Ca_{Plg} dans le CPLG-CPPI.....	336
Fig. 4.3.3.3.3c- Variation du Sr_{Fk} en fonction du K_{Fk} dans le CPLG.....	337
Fig. 4.3.3.3.3d- Variation du Ba en fonction du Sr dans les Fk et les plagioclases du CPLG-CPPI.....	338
Fig. 4.3.4- Variation du % En en fonction du % An dans le CPLG.....	340
Fig. 4.3.5a- Position des feldspaths k, des plagioclases et des roches du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.....	344
Fig. 4.3.5b- Position des feldspaths k, des plagioclases et des diorites-opdalites-jotunites du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.....	345
Fig. 4.3.5c- Position des feldspaths, des plagioclases et des mangérites-mangérites quartziques et charnockites du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.....	346
Fig. 4.3.5d- Position des feldspaths, des plagioclases et des charnockites quartziques et leucogranites du CPLG dans le triangle An-Ab-Or....	347
Fig. 4.3.5e- Position des roches du CPLG-CPPI dans le triangle Qz-Ab-Or.....	349
Fig. 4.3.5f- Position des roches du CPLG-CPPI dans le tétraèdre Qz-An-Ab-Or et leur projection dans le triangle Qz-Ab-Or.....	351
Fig. 4.4.1a- Variation des oxydes et des éléments en traces du CPLG et du CPPI en fonction de SiO_2	355
Fig. 4.4.1b- Variation des oxydes des massifs granitoïdes du lac Sacacomie, du lac au Menton (CPLM) et de la région de Belleau-Desaulniers en fonction de SiO_2	356

LISTE DES FIGURES (suite).

	<u>PAGE</u>
Figs. 4.4.1c, d- Variation de TiO_2 en fonction de $FeO + Fe_2O_3$ (c) et de MnO en fonction de FeO (d) dans les roches du CPLG-CPPI.....	357
Figs. 4.4.1e,f- Variation du rapport $FeO/FeO + Fe_2O_3$ et de l'I.M. (f) en fonction de l'I.F. dans les roches du CPLG-CPPI.....	358
Figs. 4.4.1g, h- Variation de l'I.M. en fonction de $FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO$ (g) et de MgO en fonction de $FeO + Fe_2O_3$ (h) dans les roches du CPLG-CPPI.	361
Fig. 4.4.2a,b- Variation de V_2O_5 en fonction de TiO_2 (a) et de Fe_2O_3 (b) dans les roches du CPLG-CPPI....	364
Fig. 4.4.2c,d- Variation du Sr en fonction du % An modal des plagioclases (c) et du Ba (d) dans les roches du CPLG et du CPPI.....	368
Fig. 4.4.2e,f- Variation du rapport K/Rb (f) et du Rb (e) en fonction de K dans les roches du CPLG-CPPI	370
Fig. 4.4.2g- Variation du Rb en fonction du Sr dans les roches du CPLG-CPPI.....	371
Fig. 4.4.2h- Variation du Rb en fonction du Ba dans les roches du CPLG-CPPI.....	372
Fig. 4.4.3a- Position des roches du CPLG-CPPI dans le triangle AFM.....	374
Fig. 4.4.3b- Position des roches du CPLG-CPPI dans le triangle $CaO-Na_2O-K_2O$	375
Fig. 4.4.3c- Position des roches du lac Sacacomie (Schimann, 1971) du lac au Menton-CPLM- (Kehlenbeck, 1971) et de la région de Belleau-Desaulniers (Philpotts, 1966) dans le triangle AFM.....	377
Fig. 4.4.3d- Position des roches du lac Sacacomie (Schimann, 1971) du lac au Menton-CPLM- (Kehlenbeck, 1971) et de la région de Belleau-Desaulniers (Philpotts, 1966) dans le triangle $CaO-Na_2O-K_2O$	378
Fig. 4.6.2a- Variation du Rb des roches du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice ACM.....	391

LISTE DES FIGURES (suite)

	PAGE
Fig. 4.6.2b- Variation du Ba des roches du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice ACM....	392
Fig. 4.6.2c- Variation du Sr des roches du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice ACM....	393
Fig. 4.6.2d- Position des roches du CPAP et du CPLG-CPPI dans le triangle AFM.....	394
Fig. 4.6.2e- Variation des oxydes majeurs du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice ACM.....	395
Fig. 4.6.2f- Variation des oxydes majeurs de divers massifs anorthositiques et mangéritiques de la Province de Grenville, d'après Martignole (1975).....	396
CHAPITRE V:	
Fig. 5.3- Diagramme P, T et champs de stabilité des diverses phases minérales.....	405
CHAPITRE VI:	
Fig. 6.4- Localisation des plans axiaux principaux dans la région de Pipmuacan.....	417
Fig. 6.4.1.3a- Esquisse de la géométrie de la bande de gneiss du NE.....	424
Fig. 6.4.1.3b- Pli plissé dans de la cornéite anorthositique hololeucocrate (J-1). Echelle réelle	426
Fig. 6.4.1.3c- Pli plissé dans des gneiss du NE.....	427
Fig. 6.4.1.3d- Plis mésoscopiques dans les gneiss du NE (flanc sud de la bande):.....	429
Fig. 6.4.5a- Plis ployés dans l'anorthosite du secteur occidental.....	434
Fig. 6.4.5b- Pli plissé mésoscopique dans l'anorthosite du secteur occidental (limite N-5/0-2)....	435
CHAPITRE VIII:	
Fig. 8.0- Tectogramme	444

LISTE DES FIGURES (suite)

	<u>PAGE</u>
Appendice IV:	
Fig. IV.1.1- Carte géologique simplifiée de la feuille de Pimpuacan.....	473
Fig. IV.1.2- Coupes géologiques du secteur oriental du CPAP	475
Fig. IV-1.6- Coupes lithologiques des unités G & K-2 et variations des % An & Fo.....	492
Fig. IV-1.6.4- Aspect local de leucotroctolite assez largement grenue dans de l'anorthosite à olivine ou de la leucotroctolite plus finement grenue de l'unité G.....	496
Fig. IV.1.9.2- Plis plissés dans de la cornéite anorthositique hololeucocrate (J-1). Echelle réelle...	516
Fig. IV.1.9.3.3- Pli plissé dans de la cornéite noritique rubanée des îles du nord-est (J-1). Echelle réelle.....	522
Fig. IV.2.1- Coupes géologiques du secteur occidental du CPAP.....	532
Fig. IV.2.2.1- Plis subverticaux ployés dans les cornéites leuconoritiques à noritiques de la sous-unité M-1.....	535
Fig. IV.2.3.5- Pli plissé mégascopique dans de la cornéite anorthositique de la sous-unité N-5 près du gabbro du NW (O-2).....	548

LISTE DES CARTES

- Carte no. 1: Carte géologique du segment orogénique N-S
de la Province de Grenville à la verticale
de Pipmuacan..... en pochette
- Carte no. 2: Carte géologique de la région du réservoir
Pipmuacan..... en pochette
- Carte No. 3: Carte de compilation des données structu-
rales de la région du réservoir Pipmuacan en pochette
- Carte no. 4: Tectonogramme de la région de Pipmuacan en pochette

Sommaire

La région du réservoir Pipmuacan, d'une surface de quelque 1500 km², occupe le coeur du segment orogénique de la Province de Grenville directement au nord de Chicoutimi. Elle est constituée d'un ensemble gneissique entourant un étranglement du massif anorthositique du lac Saint-Jean bordé d'intrusions granitoïdes.

Le massif anorthositique (CPAP) a été étudié pétrographiquement et pétrologiquement; il est différencié du SE vers le NW et bien rubané. Il est plissé le long des contacts septentrional et méridional et impliqué dans la tectonique plastique de la couverture le long du contact nord.

Les massifs granitoïdes (CPLG-CPPI) sont des intrusions à caractère mangéro-dioritique dont le plus grand (CPLG) est un "pipe" subvertical très bien différencié de façon concentrique. Ces intrusions ne semblent pas reliées génétiquement au CPAP.

Le complexe gneissique a atteint le faciès amphibolite-almandin dans le secteur nord et granulite à orthopyroxène-hornblende verte à l'est et au sud. Il est le siège de plis majeurs isoclinaux orientés originellement plus ou moins ENE-WSW et reployés le long de plans axiaux subverticaux N-S au cours de la montée des dômes ou pipes granitoïdes ou d'anorthosite à andésine (CPLB).

INTRODUCTION

0.1- La région de Pipmuacan

La région de Pipmuacan est située à 150 kilomètres à vol d'oiseau au nord de Chicoutimi, et englobe la partie centrale du réservoir Pipmuacan (figure 0.1). Le centre de la région est en outre distant de quelque 60 kilomètres de Labrieville, petite localité située au sud-est et qui a vu le jour en même temps que s'édifiaient les barrages et centrales de Bersimis I et II sur la rivière Bersimis. Ces barrages ont donné naissance au réservoir Pipmuacan qui a englobé plusieurs grands lacs sur une distance est-ouest de plus de 100 kilomètres.

La carte qui a été couverte a une superficie de 1.550 kilomètres carrés environ et elle a pour coordonnées géographiques extrêmes, les longitudes $69^{\circ}51'$ - $70^{\circ}34'W$ et les latitudes $49^{\circ}26'$ - $49^{\circ}50'N$ (figure 0.5, (a) carte no. 2). Située dans la Province géologique de Grenville, cette région occupe une place privilégiée dans le segment orogénique qui passe sensiblement à la verticale de Chicoutimi. En effet, elle se trouve à peu près à mi-chemin entre le Front de Grenville situé à la hauteur du massif des Montagnes Blanches, au sud des Monts Otish et le Saint-Laurent, dans un secteur où les massifs d'anorthosites et les intrusions granitoïdes sont largement développés et impliqués directement dans la tectonique plastique de la couverture (carte no. 1). En fait, elle est localisée à l'endroit où le massif anorthositique du lac Saint-Jean, pris

SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA REGION DU RESERVOIR PIPMUACAN

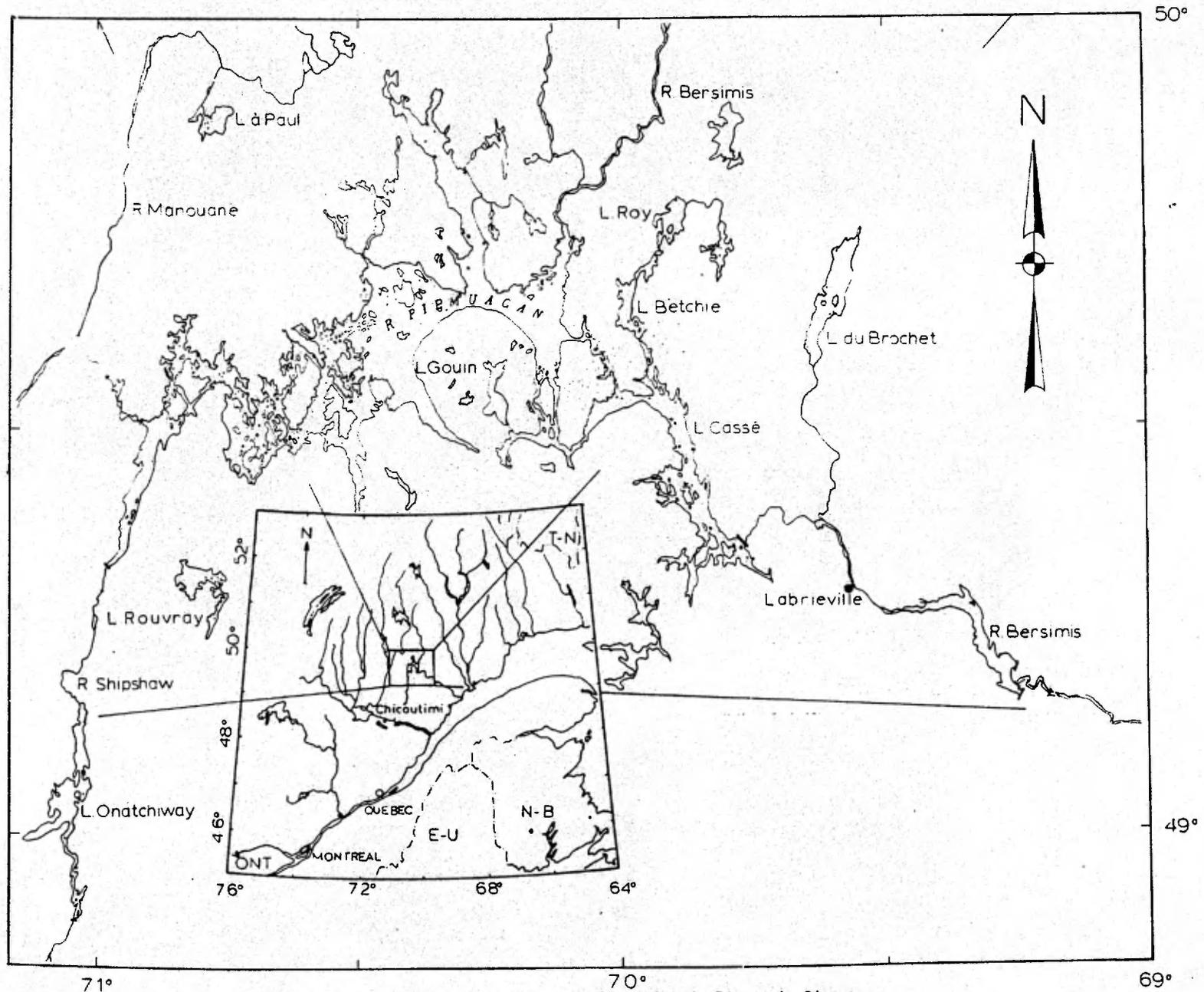


Fig. 0.1 Situation géographique de la région du Réservoir Pipmuacan

dans son sens large, se rétrécit avant de s'épanouir vers le nord-est autour du lac de la Blache. La figure 1.3 souligne le contexte géologique régional et spécialement les massifs de Pimpuacan et du lac Brûlé (Anderson, 1963a) qui sont les plus étendus, tandis que les intrusions granitoïdes les mieux développées sont celles du lac au Menton - lac La Sorbière au sud-ouest (Kehlenbeck, 1971) et celui du lac Gouin dont il sera amplement question dans ce mémoire. Du point de vue du métamorphisme régional, la région de Pimpuacan est constituée de gneiss clairs, hololeucocrates à leucocrates très peu potassiques qui ont évolué dans le faciès amphibolite-almandin supérieur. Cependant, les gneiss qui affleurent au sud et à l'est de la carte présentent des paragenèses caractéristiques du sous-faciès granulite à orthopyroxène-hornblende verte. Ces gneiss offrent par ailleurs des indices assez nombreux d'une tectonique superposée.

0.2- Raisons justifiant ce travail

De par la connaissance assez étendue de la géologie régionale que nous avons acquise au cours de levés géologiques du M.R.N. du Québec dans le cadre du Projet Grenville au cours des étés 1966-1967 alors que nous avons cartographié personnellement à l'échelle de 2 à 4 milles au pouce une bande de 20' à 45' de large (latitude $70^{\circ}00'$ - $70^{\circ}30'$ à $70^{\circ}45'W$) à partir de la région située au sud des Montagnes Blanches au nord jusqu'au Saguenay au sud (carte no. 1), nous avons proposé au M.R.N. du Québec de reprendre la cartographie de la partie centrale du réservoir Pimpuacan déjà levée partiellement par Lacasse en 1962.

En effet, il nous était apparu évident d'une part, que cette partie du massif anorthositique du lac Saint-Jean possédait des évidences d'une différenciation magmatique et que son comportement dynamique lors de sa mise en place dans la couverture des gneiss n'était pas partout semblable. De plus, la présence d'anomalies magnétiques en direction de celles causées par les gîtes de fer titané du lac de la Blache et du lac Hervieux à une quarantaine de kilomètres au nord-est, nous semblait favorable à l'établissement de corrélations à distance par le biais d'horizons minéralisés entre les gisements précités et la partie orientale du réservoir Pimpuacan. Ces zones caractérisées par la présence de ferrogabbros pourraient être un jour exploitables, pensions-nous, comme minerai de fer titané à basses teneurs et encore comme source d'apatite. Enfin, nous soulignons l'intérêt de la connaissance d'une lithostratigraphie de ces anorthosites dans l'optique d'une exploitation de ce matériau comme pierre ornementale et comme source éventuelle d'alumine. Les récentes fluctuations du prix de la bauxite et la pénurie en sources de phosphore auxquelles le monde fait face actuellement justifient dans une certaine mesure et à fortiori cette étude, d'autant plus que les voies de communications sont bonnes et que l'énergie hydro-électrique est toute proche et abondante.

D'autre part, la carte aéromagnétique à un mille au pouce (Québec 22 E) souligne aussi la présence d'anomalies magnétiques importantes à l'intérieur de la grande intrusion granitoïde subcirculaire centrée sur le lac Gouin. La différenciation de ce massif in situ et la possibilité de l'existence de minerai à basses teneurs en fer titané et aussi d'apatite et de zircon dans les zones dioritiques les plus favorables à un tel

enrichissement furent autant d'arguments en faveur de la reprise de la cartographie de ce secteur. Enfin, considérée sous un angle purement académique, cette région qui est riche en affleurements permettait une approche relativement systématique de la cartographie des anorthosites (s.l.) et des massifs granitoïdes en tenant compte qu'une différenciation magmatique avait pu se passer dans chacun de ces deux types d'intrusion. Ces conditions ont rendu possible un examen plus approfondi des relations génétiques éventuelles entre ces deux types lithologiques fondamentaux et ont permis d'émettre certaines considérations en ce qui a trait aux relations entre les anorthosites et les mangérites.

0.3- Buts et envergure de cette étude

Nous avons voulu réaliser une étude géologique globale et ambitieuse des roches précambriennes de la région de Pimpuacan, où se fonderaient en un tout aussi harmonieux que possible, l'évolution magmatique et tectonique des complexes anorthositique et granitoïdes pris individuellement ainsi que leurs relations génétiques, géométriques et chronologiques réciproques dans une couverture constituée de gneiss ayant évolué dans la catézone et subi pas moins de deux phases majeures de déformation. Pour ce faire, nous avons effectué notre cartographie à l'échelle du 1/50,000 au 1/20,000 (1 mille à $\frac{1}{4}$ de mille au pouce) en nous astreignant à définir dès que possible et avec le plus de pertinence les unités cartographiables.

Nous avons abordé la cartographie des anorthosites (s.l.) avec l'oeil du néophyte qui a évolué antérieurement à l'Université de Liège au contact de P. Michot et avec à l'esprit les idées et les données

pétrographiques et lithologiques de Buddington, Hess et Balk à propos des massifs anorthositiques plutono-orogéniques, et aussi celles de Wager, Deer, Brown, Poldervaart à propos des massifs anorthositiques stratiformes.

Aussi, avons-nous tenu compte au cours de notre avance sur le terrain de l'évolution lithologique et de celle des textures et structures primaires (d'origine magmatique) et des textures et structures secondaires (d'origine métamorphique ou tectonique) à la fois transversalement et latéralement, tout ceci dans le but avoué de mettre le plus de phénomènes en évidence et de définir une lithostratigraphie aussi fidèle que possible du Complexe plutonique anorthositique de Pimpuacan (CPAP). Les cheminement ont donc été tracés en fonction de la densité des affleurements, de l'évolution de la cartographie, de l'accessibilité et de la logistique. Un raisonnement similaire a été tenu lors de la cartographie des massifs granitoïdes, et spécialement du Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG).

Nous avons envisagé le problème de la couverture gneissique du point de vue global où stratigraphie et tectonique pure sont indissociables. Nous avons effectué un échantillonnage lithologique serré en fonction surtout des relations observées sur le terrain; nous avons ainsi l'espoir de compléter le plus de coupes partielles possible dans le Complexe plutonique anorthositique de Pimpuacan (CPAP) et dans les intrusions granitoïdes afin de mettre en valeur leur différenciation magmatique éventuelle.

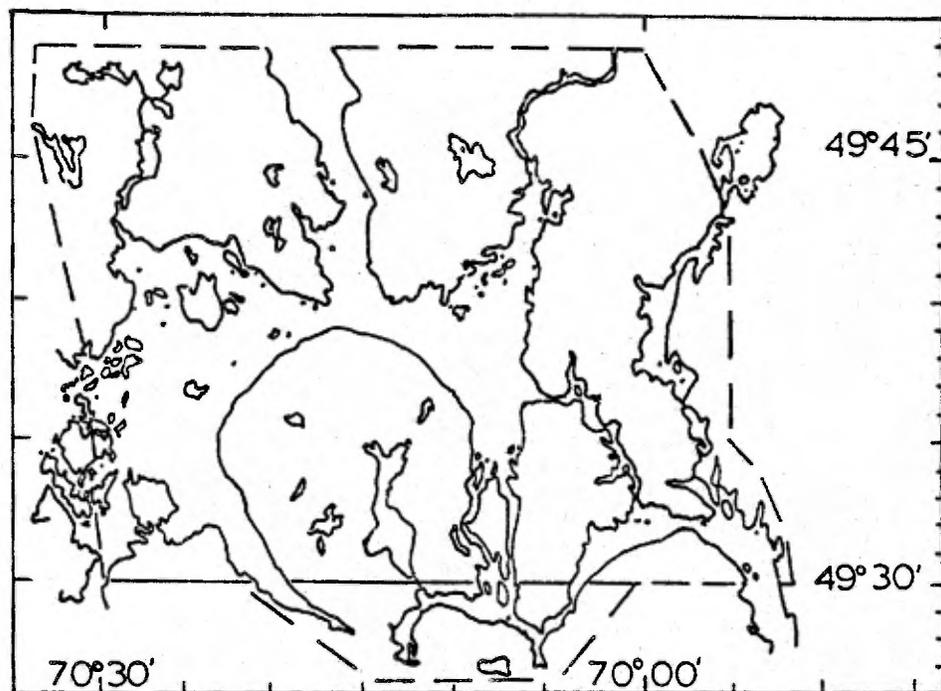
Lames minces, plaques polies, analyses chimiques de roches totales, analyses chimiques partielles de minéraux, études minéralogiques et

cristallographiques complètent les recherches sur le terrain. Quant aux données tectoniques, elles ont été traitées empiriquement et par ordinateur afin de fournir un schéma régional de la disposition géométrique des divers éléments constituant cette partie du segment orogénique envisagé.

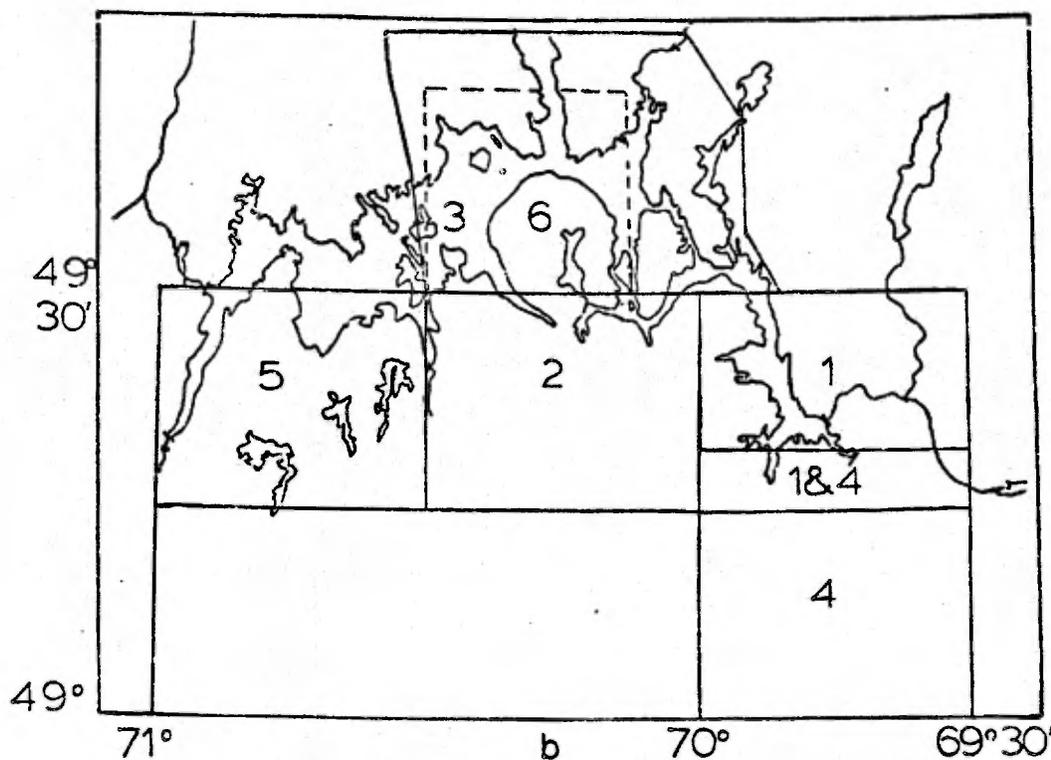
0.4- Travaux sur le terrain et visites dans le cadre de cette étude

Avant que ne débute notre cartographie détaillée de cette région, nous avons pu assister pendant l'automne 1966 au congrès qui s'est tenu à Plattsburgh sur le problème des anorthosites (Isachsen, 1968). Nous avons pu effectuer quelques coupes types dans le massif des Adirondacks en 1966 et aussi en 1968 et 1970. Parallèlement à ces excursions, nous nous sommes rendus plusieurs fois dans le massif de Morin avec C. Barraud, J. Martignole et K. Schrijver au cours des années 1969-1970. En 1969, nous avons visité le massif anorthositique d'Egersund-Ogna cartographié par P. et J. Michot depuis 1934, et que nous avons pu étudier par lames minces au cours de nos études à l'Université de Liège. Nous avons spécialement porté notre attention aux associations lithologiques que l'on rencontre surtout dans le Complexe de Halland - Hellenen - Rødland (P. Michot, 1960, J. Michot, 1961) associations que nous avons rencontrées antérieurement, en partie, dans les Adirondacks, le massif de Morin et aussi presque dans leur totalité dans la partie du massif anorthositique du lac Saint-Jean entre la Petite Décharge du Saguenay et la rivière Péribonca, jusqu'à la hauteur de Saint-Ambroise environ. (M. Hocq, cf. Laurin, Projet Grenville 1967).

LOCALISATION DE LA FEUILLE DE PIMMUACAN (a)
 ET DES TRAVAUX ANTERIEURS (b).



a



b

Figure 0.5

1. M. Morin (1969)
2. A.T. Anderson (1962, 1963b)
3. J. L casse (1962)
4. F. Bron (1970)
5. M.M. Kehlenbeck (1971)
6. M. Hocq (1977)

0.5- Travaux antérieurs

La région du réservoir Pipmuacan a été l'objet d'investigations de la part de compagnies privées et de prospecteurs depuis une vingtaine d'années. La figure 0.5 illustre la position géographique des cartes géologiques levées dans la région, et la figure 1.3, la géologie. Goldsmith (1963) a reconnu rapidement les contacts de l'anorthosite du lac Saint-Jean dans cette région et a mentionné l'existence de masses de fer titané dans ce massif et celui du lac Brûlé situé un peu au sud.

Morin (1969) a cartographié la région de Labrieville sise au sud-est de notre carte au moment de la construction du complexe hydro-électrique de Labrieville (Bersimis I et II). Il a souligné l'existence d'un massif anorthositique à andésine antiperthitique, le Complexe plutonique anorthositique du lac Brûlé (CPAB), et la terminaison d'un massif anorthositique à labrador sur la rive est du lac Cassé. En outre, il a signalé la présence d'un massif de mangérite à l'est du lac Cassé, ainsi que des intrusions mineures de granite et de gabbro. Ces diverses intrusions se sont mises en place de façon souvent presque concordante dans des gneiss quartzofeldspathiques à pyroxènes ou à hornblende et/ou biotite.

Les gneiss alumineux sont rares dans cette région et se présentent sous forme de bandes étroites. L'intrusion anorthositique du lac Brûlé renferme une bande plus ou moins discordante de ferrodiorite enrichie en minéral de fer titané qui contient ici et là des lits discordants de minéral noir. Des lits semblables se retrouvent aussi dans l'anorthosite adjacente. Anderson (1963a) a cartographié en détail la région située

directement à l'ouest de celle de Morin et directement au sud de notre carte. Dans la région du lac Catherine, Anderson (1962) a cartographié la partie ouest de l'intrusion anorthositique du lac Brûlé et la terminaison méridionale du Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG) qui sera étudié plus loin dans ce mémoire. Ces massifs sont intrusifs dans une couverture faite essentiellement des mêmes gneiss quartzofeldspathiques clairs, rubanés, à pyroxènes et hornblende verte.

Dans l'anorthosite, Anderson distingue aussi un terme syénitique enrichi en oxydes de fer titané.

Dans la carte du lac Riverin (1963b), sise à l'ouest de la précédente, il a mis en évidence l'existence de deux massifs granitoïdes différenciés et la terminaison d'un massif anorthositique plus ou moins granulé à l'ouest et au sud-ouest.

En 1962, Lacasse a cartographié la partie ouest de notre carte ainsi que tout le massif du lac Gouin.

En 1966-67, le M.R.N. du Québec effectuait la cartographie de cette région à 2 milles au pouce dans le cadre du Projet Grenville. En 1966, nous avons personnellement reconnu notamment la partie centre-est du réservoir Pipmuacan, alors qu'en 1967, nous avons revu une partie du secteur sis au sud des cartes de Anderson.

En 1968, Kehlenbeck (1971) poursuivait des études détaillées à l'échelle du 1/50,000 environ à l'ouest des cartes de Anderson et cartographiait de la sorte l'enveloppe du massif anorthositique du lac

Saint-Jean autour du lac Rouvray et un massif granitoïde situé autour du lac au Menton - lac La Sorbière. Ces deux massifs sont intrusifs dans la couverture de gneiss à pyroxènes-hornblende verte et biotite similaires à ceux cartographiés à l'est par Anderson et Morin. En 1969, Bron (1971) cartographiait la région sise directement au sud de Labrieville, et complétait en quelque sorte la cartographie de l'auréole de contact du Complexe plutonique anorthositique du lac Brûlé (CPLB).

Nous avons personnellement couvert la région de Pipmuacan au 1/50,000 au cours des années 1967, 1968 et 1969. Nous avons étendu les limites de la carte qui nous avait été confiée par le M.R.N. du Québec (longitude $70^{\circ}00'$ - $70^{\circ}30'W$ - latitude $49^{\circ}30'$ - $49^{\circ}45'N$) à celles qui ont été mentionnées ci-dessus (0.1) pour des raisons purement géologiques. Au sud, nous avons cartographié à nouveau les parties du CPLG et du CPAP situées dans la carte de Anderson (1963a) alors qu'à l'est nous nous sommes rendus jusqu'au contact du CPAP avec la couverture gneissique. Au nord, nous avons couvert quelques trous entre notre carte et les zones cartographiées par nous-même en 1966 dans le cadre du Projet Grenville afin de mieux percevoir le comportement tectonique des gneiss dans ce secteur.

0.6- Travaux en laboratoire

Nous avons entrepris les travaux de laboratoire au cours des années 1968-1969 sur une base de reconnaissance par l'examen de sections minces. Dès 1970, nous avons complété l'étude pétrographique qualitative classique. Nous avons ensuite orienté nos recherches dans la direction de l'étude minéralogique et géochimique. Nous nous sommes penché

spécialement sur les variations de composition des solutions solides: plagioclases - pyroxènes - olivines de l'anorthosite et plagioclases - feldspaths potassiques des complexes granitoïdes. Pour ce faire, nous avons opté pour les méthodes optiques et physiques (R.X.). Nous avons effectué les analyses chimiques de roches totales des anorthosites au laboratoire du docteur Gunn de l'Université de Montréal, tandis que celles des roches granitoïdes ont été faites au laboratoire d'analyse du M.R.N. du Québec. Les analyses partielles des feldspaths ont été faites par absorption atomique au laboratoire de l'École Polytechnique de Montréal. L'étude statistique des données structurales a été effectuée grâce aux programmes de D. Roy (1969) au centre de calcul de l'Université de Montréal. Nous référons le lecteur aux appendices pour les détails des méthodes de préparation des échantillons et des méthodes analytiques.

0.7- Plan du mémoire

Après l'introduction qui a précisé le cadre géologique régional et le but du travail, nous avons abordé, dans le premier chapitre les principaux traits de la géologie régionale et ceux du segment orogénique de Pipmuacan. Le second chapitre traite de la géologie et de la pétrographie des gneiss, amphibolites et métagabbros de la couverture du massif anorthositique de Pipmuacan (CPAP). Le troisième chapitre consiste en une étude lithologique, pétrographique, minéralogique et pétrologique du CPAP. Nous y démontrons que ce complexe igné est différencié du sud-est vers le nord-ouest et qu'il s'est mis en place de façon différente dans le secteur septentrional par rapport au secteur méridional.

Dans le quatrième chapitre, nous avons étudié les massifs granitoides du lac Gouin (CPLG) et de la Presqu'île (CPPI) de la même façon que le CPAP. L'étude minéralogique et pétrologique a prouvé que ces massifs caractéristiques de la suite mangéro-charnockitique procèdent d'un magma calco-alcalin propre qui ne semble pas devoir être relié génétiquement au massif anorthositique (CPAP).

Nous avons entrepris ensuite de façon globale l'étude du métamorphisme (chapitre V) et de la tectonique (chapitre VI) dans la feuille de Pipmuacan tandis que dans le chapitre VII, nous traitons de la géologie économique dans les divers massifs ignés.

Le chapitre VIII énonce les conclusions principales de l'étude géologique de la feuille de Pipmuacan.

CHAPITRE I

LES PRINCIPAUX TRAITS ET PROBLEMES DE LA GEOLOGIE REGIONALE

1.0- Introduction

Dans ce premier chapitre, nous décrirons tout d'abord les principaux caractères géologiques du segment orogénique nord-sud qui renferme la région de Pimpuacan et qui s'étend des Monts Otish au nord jusqu'au Saint-Laurent au sud. Nous énoncerons ensuite quelques considérations d'ordre pétrologique et tectonique à propos de la configuration de ce segment orogénique. Nous esquisserons enfin la géologie des régions directement adjacentes à la feuille de Pimpuacan et les principaux traits géologiques et géographiques de la feuille de Pimpuacan proprement dite.

Le contenu de ce chapitre découle des divers travaux de détail du M.R.N. du Québec menés dans cette région et des données recueillies par l'auteur au cours de ses travaux dans le cadre du Projet Grenville (1966-1967), et de la dernière édition de la carte géologique du Québec (Laurin, 1969).

1.1- Le Segment orogénique de la Province de Grenville situé entre les longitudes 70° - 71° W.

1.1.1- Généralités

Le segment orogénique de la Province de Grenville envisagé offre beaucoup plus de caractéristiques magmatiques que ceux qui peuvent être

tracés à l'ouest; d'un autre côté, les roches intrusives basiques offrent souvent moins de structures et textures primaires non remaniées que les intrusions similaires situées plus à l'est, dans la région de Baie-Comeau-Sept-Iles.

Il peut être perçu en trois volets (carte no. 1):

- le volet septentrional comprend la région située au nord du massif anorthositique de Pipmuacan jusqu'au Front de Grenville;
- le volet central constitue l'environnement immédiat du réservoir Pipmuacan jusqu'au 49ième parallèle environ; il représente en quelque sorte le coeur du segment orogénique;
- le volet méridional s'étend vers le sud par delà le Saguenay jusqu'au Saint-Laurent.

1.1.2- Le volet septentrional

Le volet septentrional du segment orogénique considéré est constitué d'un complexe gneissique épais orienté sensiblement NE-SW renfermant outre des bandes assez épaisses d'amphibolites et de métagabbros, des intrusions anorthositiques. Ces intrusions sont fortement recristallisées et gneissifiées dans la partie septentrionale aux environs du 51ième parallèle, et les minéraux ferromagnésiens y sont généralement déstabilisés.

L'échelle du travail de cartographie a rendu toute ébauche d'une stratigraphie superflue. La composition des gneiss est assez uniforme et homogène sur de grandes étendues tant au nord qu'au sud de la rivière Manouane.

Nous en donnons ci-dessous une description lithologique générale.

1.1.2.1- Types lithologiques des gneiss (paragneiss?) et des amphibolites

Les gneiss les plus fréquemment rencontrés sont les suivants:

- (a) des gneiss quartzofeldspathiques gris clair, finement à moyennement grenus, plus ou moins fortement migmatitisés; ils sont la plupart du temps leucocrates à hololeucocrates et ne renferment qu'un peu de biotite et rarement un peu de grenat;
- (b) des gneiss quartzofeldspathiques hololeucocrates ou leucocrates rubanés et assez finement grenus; ils sont gris ou rose et renferment souvent de la biotite, de la hornblende verte et quelquefois du grenat;
- (c) des gneiss quartzofeldspathiques leucocrates à mésocrates à biotite, hornblende verte, et pyroxènes (orthopyroxène et/ou clinopyroxène); ils sont finement à moyennement grenus, bien rubanés et de couleur gris vert assez foncé;
- (d) des gneiss hololeucocrates à leucocrates à un ou deux pyroxènes, hornblende verte, et un peu de biotite; ils sont compacts, quelquefois bien rubanés, et leur couleur varie du gris vert clair au vert moyen;
- (e) des gneiss alumineux quartziques, à biotite, grenat et rarement un peu de sillimanite;
- (f) des gneiss quartzofeldspathiques rosés, largement grenus, et compacts à biotite, hornblende verte, pyroxène assez rare, qui sont situés au nord du réservoir Pipniacan; ils pourraient éventuellement représenter des orthogneiss dérivant d'un ancien massif de mangérite.

Les types (c) et (d) sont couramment appelés par les cartographes du M.R.N. du Québec, les gneiss "charnockitiques". Ils se disposent dans cette partie du segment sous forme de bandes étroites, elliptiques et d'étendue relativement restreinte.

Associés à ces gneiss particulièrement pauvres en feldspath potassique si l'on fait exception des minces bandes rose et hololeucocrates, on rencontre de minces lits d'amphibolites souvent très finement à moyennement grenues et généralement dépourvues de grenat. Les masses dont l'épaisseur dépasse dix à quinze mètres sont rares, et les zones riches en bandes d'amphibolite sont dispersées et d'étendue restreinte. Tous ces gneiss et amphibolites sont orientés sensiblement N15-50E/40-80SE sauf dans certaines zones de rebroussement où ils sont orientés E-W et verticaux comme le long de la rive nord du réservoir Pipmuacan et à la hauteur du réservoir Manouane.

1.1.2.2- Types lithologiques des intrusions basiques ou mafiques

Les principaux types lithologiques sont les anorthosites et les gabbros ou ferrogabbros. On rencontre aussi ici et là des petites lentilles plus ou moins largement grenues de métapyroxénites et de métapériotites qui sont même quelquefois transformées en partie en schistes talqueux. Ces lentilles sont subconcordantes et se situent surtout au nord du 51^{ème} parallèle, au nord du réservoir Manouane. Les métagabbros se présentent surtout sous forme de lentilles ou filons-couches d'épaisseur variable (entre 5-10 mètres et 150 mètres environ) et d'une longueur variant généralement entre quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Ces métagabbros affleurent un peu partout mais surtout autour des

massifs anorthositiques, et en particulier directement au nord du réservoir Pipmuacan. Ces roches sont souvent largement grenues, et possèdent quelquefois un peu d'olivine. Elles ont conservé leur texture magmatique poecilitique interstitielle, spécialement au coeur des structures.

Cependant, on note une recristallisation plus marquée près des é-pontes et aussi latéralement, de sorte qu'on peut passer d'un métaferrogabbro à une véritable amphibolite.

A la texture magmatique, se superpose généralement une texture d'origine métamorphique, les coronae, caractérisée par la présence de hornblende verte ou brune, de grenat, et dans certains cas d'orthopyroxène autour des ferromagnésiens primaires que sont l'olivine, les deux pyroxènes et le minéral noir.

Les roches anorthositiques sont essentiellement des anorthosites ou des leuconorites par ailleurs assez fortement recristallisées. La carte no. 1 illustre leur position géologique. Un axe majeur anorthositique prend naissance au nord-ouest du réservoir Pipmuacan et se dirige vers le nord-est principalement au sud de la rivière Manouane. A partir du 51ième parallèle environ, il se divise en deux branches: l'une s'infléchit vers le nord-ouest et se poursuit presque sans discontinuer vers le Front de Grenville à travers les Montagnes Blanches, jusqu'aux pieds des Monts Otish; l'autre continue vers le nord-est où elle resurgit à l'ouest de Manicouagan, dans la région du lac Tétépisca (Murtaugh, 1965).

Le long de la rivière Manouane, cet axe anorthositique est constitué de petits massifs d'anorthosite souvent holoieucocrates, gris

blanchâtre ou rose pâle dans lesquels on note quelquefois la présence de minces bandes leuconoritiques ou noritiques. Tous ces massifs sont fortement recristallisés et la roche est devenue une véritable cornéite, au sens de J. Michot (1959).

On y distingue cependant quelques restes de textures magmatiques, tels des pyroxènes poecilites interstitiels, des reliques de phénocristaux bleu pâle de plagioclase, ainsi que des amas interstitiels d'oxyde de fer. Les pyroxènes sont transformés presque intégralement en hornblende verte et/ou biotite. Les bandes leuconoritiques ou noritiques renferment des cannelures surtout constituées par des cristaux de hornblende; ces structures sont le résultat de la superposition oblique d'un plan de déformation pénétrant sur un plan d'origine magmatique.

Ces structures sont similaires à celles du massif anorthositique situé entre La Tuque et le lac Saint-Jean cartographié par Rondot (1961). Au sud du lac Perdu (longitude: $70^{\circ}08'W$, latitude: $50^{\circ}52'N$), on a parfois décelé des traces de grenat dans les anorthosites.

A partir de la région du lac Perdu et du lac des Prairies situé sur la rivière Bersimis, et en se dirigeant vers le Front de Grenville, on constate l'existence de gneiss équigranulaires de composition noritique, leuconoritique ou plus rarement, anorthositique à biotite, hornblende verte, grenat, épidote, et reliques de pyroxènes. Ces gneiss renferment souvent des reliques de grands cristaux primaires et de plagioclase de couleur bleue et contiennent aussi des masses d'anorthosite moins granulée et encore assez largement grenue.

En s'approchant des Montagnes Blanches, on constate l'existence d'un complexe plutonique anorthositique qui semble être composé surtout d'une anorthosite foncée ou claire; le coeur de ce massif a conservé la majeure partie de ses textures magmatiques. Cependant, comme partout ailleurs dans cette partie du segment orogénique, les ferromagnésiens ont été partiellement ou totalement déstabilisés, et des textures en couronnes (coronae) sont apparues autour des hypersthènes sous forme d'anneaux concentriques de hornblende verte et de grenat à l'interface hypersthène-plagioclase.

La structure des orthogneiss d'origine anorthositique ainsi que leurs relations avec les gneiss de la couverture reste à élucider; elle sera difficile à réaliser car l'identification des types lithologiques est problématique et l'approche du terrain est par elle-même très ardue à cause du relief accidenté.

1.1.3- Le volet central ou le coeur du segment orogénique

Le coeur du segment considéré se situe approximativement à la hauteur de notre carte (carte no. 1). En fait, nous pensons qu'il serait bon de l'étendre jusqu'au 49ième parallèle approximativement, au sud des derniers massifs anorthositiques majeurs.

Il constitue le prolongement vers le nord-est de ce qui a été appelé, de longue date par les géologues du précambrien, le massif anorthositique du lac Saint-Jean.

Pris dans son sens large, le massif anorthositique du lac Saint-Jean s'étend, dans sa partie occidentale, de la rive orientale du lac Saint-Jean

jusqu'au lac Kénogami au sud, à la rivière Mistassini au nord-ouest; sa limite septentrionale passe au sud des Passes Dangereuses et se dirige vers le lac de la Blache et la rivière aux Outardes en longeant la rive nord du réservoir Pipmuacan. La limite orientale part de Chicoutimi-Arvida vers le réservoir Pipmuacan le long de la rivière Shipshaw; son orientation nord-sud s'infléchit vers l'est en arrivant sur la rive sud du réservoir Pipmuacan. A ce niveau, elle subit quelques indentations majeures et se dirige ensuite vers le lac de la Blache. La limite méridionale suit sensiblement la rive sud du lac Kénogami en direction de Arvida.

Considéré de cette façon, le massif anorthositique du lac Saint-Jean est très diversifié, en ce sens qu'il renferme non seulement des masses différenciées anorthositiques (anorthosite (s.s.), leuconorite, norite, gabbro, pyroxénite, anorthosite à olivine, gabbro à olivine, troctolite, etc), mais aussi des massifs mangéritiques plus ou moins quartziques assez peu ou non différenciés, ainsi que des intrusions granitoïdes différenciées dont les termes varient de la diorite-ferrodiorite à un résidu granitique hololeucocrate, en passant par les termes intermédiaires mangéritiques et "charnockitiques".

Le Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG) dont il sera question plus loin dans cet ouvrage, constitue un bel exemple de ce type d'intrusion. Toutes ces intrusions se sont mises en place dans des gneiss divers dont les types les plus courants sont:

- (a) des gneiss quartzofeldspathiques leucocrates ou hololeucocrates à pyroxènes, hornblende verte et biotite et de couleur variant du gris au vert foncé;
- (b) des gneiss quartzofeldspathiques gris vert clair ou vert foncé, compacts, leucocrates et associés à des niveaux d'amphibolites assez minces;
- (c) des gneiss quartzofeldspathiques rubanés rosés ou gris clair, migmatitiques, à biotite et hornblende verte;
- (d) des gneiss quartzofeldspathiques rubanés de couleur grise ou verte, leucocrates ou mésocrates à pyroxènes, hornblende verte et biotite;
- (e) de rares bandes plus alumineuses de gneiss quartzofeldspathiques à biotite, grenat, cordiérite et/ou sillimanite; ces gneiss sont pauvres en feldspath potassique;
- (f) quelques rares bandes de quartzite.

Au sens strict du terme, le massif anorthositique du lac Saint-Jean pourrait n'englober que la partie du massif anorthositique directement centrée sur le lac Saint-Jean et le Saguenay; il pourrait s'étendre jusqu'au lac Kénogami et quelque part sur la route des Passes Dangereuses.

Ce massif que nous connaissons personnellement assez bien est généralement peu déformé et présente une telle multitude de types lithologiques et de textures qu'une étude lithostratigraphique y serait possible et serait susceptible de mettre en évidence plusieurs unités emboîtées les unes dans les autres et peut-être différenciées de la même façon ou plus encore que dans la région du réservoir Pipmuacan.

Dans cet ordre d'idée, les autres massifs présents dans le massif anorthositique du lac Saint-Jean (s.l.) pourraient être identifiés d'une façon originale par rapport à un lieu géographique donné. Cette partie centrale du segment orogénique a été étudiée en détail à l'échelle de 1 mille au pouce environ (cf. 0.5), et sera décrite avec plus de précisions dans la rubrique 1.3, vu qu'elle forme le cadre immédiat de la feuille de Pimpuacan.

Essentiellement, elle est caractérisée par des intrusions anorthositiques importantes et différenciées, de nature et de comportement tectonique différents et par des massifs granitoïdes plus ou moins différenciés, tarditectoniques ou tardisyntectoniques, et enfin par des intrusions homogènes de granite ou de mangérite quartzique. On y note également la présence de bandes ou sills de métagabbros.

Toutes ces intrusions se sont introduites dans des gneiss quartzofeldspathiques divers ayant atteint globalement le sous-faciès supérieur du faciès amphibolite-almandin ou le sous-faciès à orthopyroxène-hornblende verte du faciès granulite.

1.1.4- Le volet méridional

La partie méridionale du segment orogénique située entre le 49^{ème} parallèle et le fleuve Saint-Laurent dans la région de Baie Saint-Paul - La Malbaie est surtout caractérisée par des intrusions énormes de mangérites-mangérites quartziques vertes ou rosées, (carte no. 1). Ces massifs sont habituellement peu différenciés mais sont parfois associés à des petites masses dioritiques vert foncé et plus finement grenues.

Ces mangérites sont grossièrement grenues et elles se présentent souvent sous forme de véritables gneiss oillés. Le type vert contient encore un ou deux types de pyroxène en plus d'une hornblende verte et d'un peu de biotite; le type rosé est plus généralement dépourvu de tout pyroxène. Les phénocristaux de feldspath sont souvent de l'oligoclase calcique, ou bien le résultat de l'intercroissance d'un plagioclase et d'un feldspath potassique. La couverture sédimentogène est pratiquement similaire à celle de la partie médiane du segment, bien que les gneiss leucocrates à mésocrates à un ou deux pyroxènes et appelés "charnockitiques" par les géologues du M.R.N. du Québec soient de loin les plus abondants. On y rencontre aussi des épaisseurs quelquefois considérables de gneiss à grenat - cordiérite - biotite - (sillimanite). Cependant, plus on se rapproche du Saint-Laurent, plus la diversité lithologique s'établit dans la couverture. Ainsi, les bandes de leptynites roses associées à des niveaux plus ou moins épais d'amphibolite, des niveaux de métaquartzite, méta-arkose, de gneiss alumineux à grenat - biotite - (sillimanite et/ou cordiérite) apparaissent de plus en plus.

Les sills de métagabbro sont devenus beaucoup plus rares et le massif anorthositique de Saint-Urbain est la seule manifestation anorthositique dans le secteur méridional du segment orogénique envisagé. Dans la rubrique 1.2 ci-dessous, nous émettrons quelques considérations d'ordre général à propos de la structure, de la pétrologie et du métamorphisme dans le segment qui vient d'être décrit.

1.2- Considérations générales sur la pétrologie et la tectonique du segment orogénique envisagé.

A partir d'une série de coupes locales orientées NNW-SSE et décalées systématiquement du NE vers le SW, nous avons construit une coupe idéalisée (carte no. 1) qui recoupe le segment orogénique à partir du versant sud des Monts Otish et du Front de Grenville au nord, jusqu'au Saint-Laurent dans la région de Baie Saint-Paul - La Malbaie au sud.

Cette coupe est marquée d'une asymétrie profonde; en effet, les parties septentrionale et centrale du segment sont surtout caractérisées par la présence de complexes anorthositiques intrusifs dans des gneiss ayant atteint le faciès amphibolite-almandin, tandis que la partie méridionale est surtout le siège d'intrusions granitoïdes, mangéritiques dans une couverture de gneiss ayant évolué sous les conditions du sous-faciès granulite à orthopyroxène-hornblende verte.

La partie septentrionale du segment est constituée, somme toute, d'un empilement de gneiss relativement difficiles à différencier les uns des autres sur le terrain. Ces gneiss ont, dans une grande proportion, une origine sédimentaire et ils représentent l'équivalent métamorphique de grauwackes, de grès feldspathique légèrement argileux, etc, dans lesquels se seraient intercalées des bandes peu épaisses de tufs ou des coulées basaltiques ainsi que de minces passées de sédiments pélitiques. Cet ensemble sédimentaire a été plongé dans des conditions catazonales et métamorphisé. La plupart des assemblages minéralogiques caractérisent le sous-faciès supérieur du faciès amphibolite-almandin; cependant, le faciès granulite (sous-faciès à orthopyroxène-hornblende verte) a été atteint en

plusieurs endroits et conservé comme tel. C'est notamment le cas des gneiss dits "charnockitiques". La migmatitisation s'est surtout développée dans les gneiss quartzofeldspathiques leucocrates et hololeucocrates qui présentaient les compositions susceptibles de donner rapidement naissance à la formation d'un liquide granitique anatectique. Dans ces gneiss migmatitisés, la biotite est habituellement le minéral ferromagnésien stable. Cependant, on a constaté ici et là, la rétro-morphose de l'orthopyroxène en biotite. Les manifestations d'un magmatisme basique autres que celles de coulées ou de tufs qui ont donné naissance aux amphibolites sont constituées par les sills de métagabbro et par les massifs anorthositiques. Les métagabbros qui se concentrent spécialement autour des massifs anorthositiques ont conservé une bonne partie de leurs textures magmatiques malgré l'impact du métamorphisme, et éventuellement d'une certaine forme d'autométamorphisme, et celui de la déformation tectonique. Il semble bien que la formation des textures secondaires telles que les coronae avec production de grenat, d'amphibole verte, soit légèrement antérieure à la recristallisation qui est maximale dans les zones les plus externes des sills. Il semble donc que cette recristallisation soit en partie tributaire d'un refroidissement différentiel et aussi, dans certains cas, d'un déplacement du matériau gabbroïque lors de sa mise en place dans le gneiss; ce déplacement dont les effets se sont fait sentir surtout dans la zone externe des sills a pu conduire à une recristallisation précoce. Cependant, il est certain qu'au cours du métamorphisme, une recristallisation in situ a pu se produire dans ce matériau. Il est remarquable de constater que ces sills concordants par rapport aux gneiss encaissants ne sont pas nécessairement plissés sur eux-mêmes; ils se situent souvent

dans des zones où les gneiss sont relativement peu inclinés. Ceci nous amène à penser qu'ils se sont mis en place dans des grands plis isoclinaux parallèlement aux plans axiaux majeurs primaires. Tels qu'ils sont représentés sur la carte tectonique du Bouclier canadien de Stockwell (1965) et sur la carte géologique de la Province de Québec éditée par Laurin (1969), les massifs anorthositiques suggèrent fortement l'existence d'une couche de composition "anorthositique" quasiment continue sous la couverture des gneiss du secteur nord et central du segment orogénique.

Ainsi, les gneiss anorthositiques et les anorthosites fortement métamorphisées et recristallisées qui affleurent directement au sud du Front de Grenville, réapparaîtraient en boutonnière et en position "anti-forme" au sud de la rivière Manouane. Dans cette région, les masses anorthositiques s'inscrivent, selon toute vraisemblance, dans une mégastucture déversée vers le NNW-WNW qui est un axe tectonique et magmatique majeur dans le segment envisagé. (M. Hocq, communication orale et écrite à Laurin, 1966). Au moment de leur mise en place, la plupart de ces masses anorthositiques étaient magmatiquement et lithologiquement peu différenciées, en ce sens que la plupart d'entre elles ont une composition homogène. Malgré leur recristallisation intense, ces masses ont conservé de nombreux indices de textures magmatiques; par leur aspect, elles rappellent l'anorthosite de Chertsey du lobe du massif de Morin, qui est en fait un gneiss ou une cornéite anorthositique. Martignole et Schrijver (1970) ont émis l'opinion que cette recristallisation de l'anorthosite hololeucocrate procède de sa mise en place dans une structure en nappe en cours de formation. Ce mode d'évolution pourrait s'être produit éventuellement dans cette partie de la Province de Grenville.

La couverture gneissique qui s'étend au nord de Pipmuacan a été plissée en plis isoclinaux déversés vers le NW et les plans axiaux majeurs idéalisés ont un pendage qui oscille de 30 à 75° vers le SE. Les axes de plis plongent indifféremment vers le NE ou le SW de 5 à 35°. Cependant, quelques relais majeurs orientés E-W comme ceux de la région du réservoir Manouane au nord et du réservoir Pipmuacan au sud, trahissent l'existence d'une tectonique superposée. A ce dernier endroit, le rebroussement important de la foliation des gneiss et de l'anorthosite existant sur la rive nord du réservoir a été produit par deux phases de plis isoclinaux. Cette tectonique superposée se marque dans la coupe par la présence d'une forme en crochet au nord du réservoir. Il est vraisemblable que la première phase était orientée sensiblement E-W ou ENE-WSW et la seconde NNE-SSW.

Considérant les implications tectoniques et magmatiques de la région de Pipmuacan, il nous semble que le Complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan (CPAP) situé dans la partie centrale du segment orogénique constitue vraisemblablement le niveau tectonique le plus profond de ce segment.

Le Complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan (CPAP) et celui du lac Brûlé (CPLB) cartographié par Morin (1969) et Anderson (1963a) sont deux complexes différenciés qui ont conservé une bonne part de leurs textures originelles. Le CPLB constitue un véritable dôme aplati d'anorthosite à andésine antiperthitique intrusif dans des gneiss ayant atteint le faciès granulite.

Quant au comportement tectonique du CPAP, l'étude qui en a été faite dans ce mémoire a permis de constater une différence de comportement du magma lors de la mise en place: concordant dans le nord et plutôt discordant dans le sud.

Cette deuxième zone axiale majeure est le siège d'un cortège d'intrusions granitoïdes différenciées tarditectoniques ou tardisyntectoniques dont le Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG) est l'illustration la plus fidèle.

Enfin, si le déversement des gneiss se fait de préférence vers le nord sur la rive septentrionale du réservoir, sur la rive sud, il se fait vers le sud. Cette disposition, liée au contexte régional, nous a fait croire de longue date que l'anorthosite de Pimpuacan s'enracinait en profondeur plutôt que la considérer comme une plaque à la façon de Kehlenbeck (1971) ou de Wynne-Edwards (1972).

Au sud de l'axe anorthositique majeur, on ne rencontre plus que quelques minces bandes de cornéites anorthositiques hololeucocrates à leucocrates au nord du Saguenay; elles se disposent généralement à la périphérie de petits massifs granitoïdes enrichis en oxydes de fer et généralement de taille réduite. Nous ne savons pas encore actuellement s'il y a une relation de cause à effet à ce sujet.

Il faut se rendre jusqu'aux confins de la Province de Grenville pour retrouver un autre massif anorthositique, en l'occurrence, celui de Saint-Urbain (Mawdsley, 1927). Cette anorthosite est tantôt caractérisée par une anorthosite à labrador, tantôt, par une anorthosite à andésine légèrement antiperthitique.

D'une façon générale, la couverture des gneiss qui s'étend de l'axe anorthositique principal jusqu'aux abords du Saint-Laurent et du massif de Saint-Urbain en particulier, dérive de roches sédimentaires peu évoluées; principalement des grauwackes. Toutefois, les roches d'origine pélitique et gréseuse y sont un peu plus abondantes que dans la partie septentrionale.

Plus on se rapproche du Saint-Laurent, plus la diversification lithologique des gneiss s'accroît; elle traduit ainsi une évolution sédimentologique poussée des roches sédimentaires originelles dans cette région. Il est possible qu'on retrouve à ce niveau l'épaisse bande de paragneiss bien différenciés qui affleure à la bordure méridionale de la Province de Grenville et dont l'ampleur maximale, tant en surface qu'en puissance réelle se situe sur les deux flancs du massif de Morin, et spécialement à l'ouest de ce massif où elle constitue le Supergroupe de Grenville (Wynne-Edwards et al, 1966). Cette lithologie rappelle celle qui caractérise les miogéosynclinaux.

Le faciès granulite (sous-faciès à orthopyroxène-hornblende verte) a été atteint d'une façon généralisée et la migmatitisation s'est fortement développée dans les gneiss dont la composition initiale était la plus favorable à l'exsudation d'un ichor granitique.

L'absence de massifs anorthositiques dans la partie méridionale du segment pourrait être la raison de la faible densité des sillons de métagabbro dans ce secteur, si l'on considère qu'anorthosites et métagabbros procèdent d'un même épisode magmatique.

D'un autre côté, le problème de la genèse, de la différenciation et de la mise en place des grands massifs de mangérites-mangérites quartziques, de charnockites et autres massifs granitoïdes plus ou moins différenciés in situ reste à résoudre dans la partie méridionale du segment.

Au niveau actuel de l'érosion, la plupart de ces intrusions se disposent sous forme de grands feuillets subconcordants à l'échelle régionale qui peuvent s'enraciner assez loin en profondeur et se comporter en fin de compte, comme de véritables batholites. Tantôt, elles épousent la forme de petits dômes ou de "funnel shape bodies" plus ou moins bien différenciés. Feuilletés et dômes sont l'expression du comportement différent d'un magma de composition assez homogène à l'échelle du segment; ce comportement reflète les conditions dynamiques particulièrement rencontrées aux divers niveaux structuraux atteints lors de la mise en place du magma.

On note que les grands massifs (batholites, feuillets?) semblent s'inscrire de façon syntectonique dans des grands plis ou dans des nappes de la couverture tandis que les dômes et autres diapirs se retrouvent très souvent dans des zones de rebroussement, telle celle de Pimpuacan par exemple.

La forme des massifs de mangérite, leur disposition et leurs relations par rapport aux massifs anorthositiques et leur différenciation in situ, sont autant de problèmes qui se posent aux géologues qui travaillent dans la Province de Grenville. L'approche de ce problème fondamental devrait être globale, tant sur le terrain qu'en laboratoire. En ce sens,

l'étude pétrotectonique sur le terrain (mesures des plans de rubanement primaire, des structures de flux, de l'orientation des phénocristaux de feldspath, et de l'orientation des joints, études des contacts et des diverses zones tampons) s'avère aussi capitale que l'étude en laboratoire des échantillons et des minéraux.

Plusieurs théories ont été mises de l'avant pour tenter de donner une explication à l'association anorthosite-mangérite, dont celles-ci:

1. Les mangérites, mangérites quartziques, ainsi que certains complexes granitoïdes différenciés seraient, de par leur position relative par rapport à certains massifs anorthositiques et de par leurs caractères pétrochimiques et pétrographiques propres, des résidus de la cristallisation fractionnée d'un magma (liquide?) dioritique (Balk, 1930, 1931) ou granodioritique (Philpotts, 1966) qui aurait produit antérieurement un cumulat anorthositique. Le liquide résiduel à partir duquel cristallisent les mangérites et autres massifs granitoïdes pourrait être exprimé par voie de "filter pressing" au cours d'une phase tectonique ou non; il peut aussi s'échapper par simple phénomène de "buoyancy" grâce à sa densité plus faible que celle de son environnement immédiat et à son volume suffisant. Les tenants de cette hypothèse soulignent l'enrichissement en K, Na, H₂O dans les mangérites et la présence d'un rapport Fe/Fe+Mn+Mg plus élevé que dans les anorthosites.
2. D'autres auteurs, tel Buddington (1939), soulignent le fait que ces roches ne sont pas associées génétiquement aux anorthosites, et leur sont totalement postérieures et étrangères. Les mangérites

pourraient donc provenir d'un autre magma situé à l'interface croûte sialique - partie supérieure du manteau.

3. Enfin, d'autres pensent que les roches mangéritiques à charnockitiques pourraient dériver de la fusion de gneiss, ou plus généralement d'une partie de la couche sialique grâce à l'intrusion de masses anorthositiques énormes; la quantité de chaleur dégagée serait dès lors suffisante pour remobiliser la partie la moins réfractaire des sédiments rencontrés et générer un magma "granodioritique" susceptible de faire intrusion et de se différencier.

Indépendamment de ces théories, les mangérites sont toujours intrusives dans les gneiss et les anorthosites quand ces deux types de roches entrent en contact. Elles sont donc postérieures aux anorthosites ou possèdent un pouvoir d'intrusion plus long que celui des anorthosites. Dans le segment orogénique considéré, on constate qu'il n'existe aucune intrusion à caractère mangéritique ni dans les gneiss ni en association intime avec les anorthosites situées au nord de Pimpuacan; les mangérites et autres roches granitoïdes affleurent en association spatiale avec les anorthosites et dans des gneiss ayant atteint le faciès amphibolite-almandin supérieur ou le sous-faciès à orthopyroxène-hornblende verte du faciès granulite dès l'axe anorthositique de Pimpuacan jusqu'au Saint-Laurent.

Ces constatations nous amènent à énoncer les remarques suivantes:

- Si toutes les mangérites associées aux anorthosites, comme c'est le cas dans le secteur central du segment orogénique, devaient leur être cogénétiques (hypothèse no. 1 ci-dessus), on s'explique mal leur absence dans la partie septentrionale du segment

orogénique envisagé et d'une façon plus générale, dans toute la partie septentrionale de la Province de Grenville entre Chibougamau et le lac Manicouagan.

En effet, dans l'hypothèse d'une association cogénétique, on aurait été en droit de s'attendre à la présence de témoins: racines, cheminées, massifs ou autres enveloppes externes, autour des intrusions anorthositiques septentrionales. Cette absence de mangérites dans ce secteur semblerait infirmer la généralisation de cette hypothèse ou l'hypothèse elle-même; elle pourrait aussi refléter une différenciation "différentielle" du magma générateur dans le temps et dans l'espace, et en fonction du niveau structural atteint lors de la mise en place. On pourrait concevoir à la rigueur une migration, sous des contraintes tectoniques à définir, du résidu magmatique acide vers le sud, plutôt que vers le nord.

- D'un autre côté, si l'on attribue à la cristallisation de grandes masses d'anorthosites une quantité de chaleur suffisante pour déclencher une fusion partielle de la croûte sialique (hypothèse no. 3 ci-dessus) capable de générer un magma "granodioritique" susceptible d'intrusion, il faudrait conclure que les anorthosites du massif du lac Saint-Jean (s.l.) se sont mises en place à un niveau structural plus profond que celles qui sont situées directement en deçà du Front de Grenville et que les températures atteintes dans la couverture tout autour de ces dernières n'auraient pas été suffisamment élevées pour déclencher une mobilisation à grande échelle dans la croûte.

Nous ne pensons pas, comme dans la remarque précédente, que l'érosion aurait pu enlever tous les témoins d'une telle remobilisation.

- Enfin, si l'hypothèse de l'origine des mangérites totalement différente de celle des anorthosites élimine de fait l'obligation de devoir toujours observer la présence des deux types de roches dans un espace restreint, elle n'enlève cependant pas le problème de la disposition des mangérites et anorthosites dans le sud du segment.

Nous pensons que la partie centrale et méridionale du segment orogénique, et de façon générale, la partie méridionale de la Province de Grenville à partir du massif de Morin à l'ouest jusqu'à l'Atlantique à l'est, constitue le cœur de l'orogène. Il est vraisemblable que le niveau d'érosion actuel dans cette région est le plus profond qui soit atteint dans toute la Province de Grenville au Québec. La présence simultanée d'anorthosites et de mangérites dans la partie nord de cette zone et de mangérites dans la partie sud, reflète en particulier à nos yeux l'existence d'un gradient de température plus élevé qu'ailleurs au cours de l'orogénèse.

La présence de ces intrusions dans des terrains ayant atteint le faciès granulite à orthopyroxène n'est pas étranger à ce gradient, et il est de plus vraisemblable que la présence des mangérites a particulièrement aidé à l'augmentation du degré de métamorphisme par la superposition d'un flux de chaleur non négligeable capable de déterminer l'existence de métamorphisme de contact autour des massifs mangéritiques; ceci reste cependant à démontrer d'une façon précise.

En conclusion, le segment orogénique considéré est catazonal dans toute son étendue. La partie septentrionale semble devoir être sous-tendue par une "couche anorthositique" pratiquement continue et qui s'enracine peut-être également sous les mangérites du secteur méridional. Cette interprétation découle de l'observation directe du terrain et de la carte géologique du Québec. De ce point de vue, nous nous opposons à la conception de Wynne-Edwards (1972) et de certains de ses étudiants (Kehlenbeck, 1971) pour qui les anorthosites semblent être uniquement de grands feuillets provenant de quelques cheminées nourricières. Cette "couche anorthositique" s'est mise en place au cours d'une phase majeure de déformation, souvent en position "antiforme" dans des dômes ou structures en nappes.

La partie septentrionale caractérisée par un énorme empilement de gneiss semble être la partie la plus supérieure du segment, alors que la partie centrale et surtout méridionale en constitue le cœur et est caractérisée par des intrusions mangéritiques, anorthositiques et un degré de métamorphisme plus élevé.

La possibilité de la présence d'unités faisant partie du Supergroupe de Grenville dans la partie extrême-sud du segment n'est pas à rejeter à priori, mais nous nous opposons à faire des gneiss à grenat, biotite, (sillimanite, cordiérite) rencontrés ici et là à travers le segment, des équivalents du Supergroupe de Grenville uniquement parce que ce sont des gneiss d'origine pélitique comme dans la région située à l'ouest du massif de Morin. De ce point de vue, nous contredisons Wynne-Edwards (1972) tant qu'on n'aura pas prouvé par la cartographie détaillée que ces gneiss sont effectivement des équivalents stratigraphiques du Supergroupe de Grenville.

Enfin, la présence d'une zone de tectonique superposée est exprimée clairement par un crochet au nord du réservoir Pipmuacan dans la coupe méridienne presque à la verticale de Chicoutimi; ceci constitue une petite différence entre notre coupe et celle de Wynne-Edwards (1972).

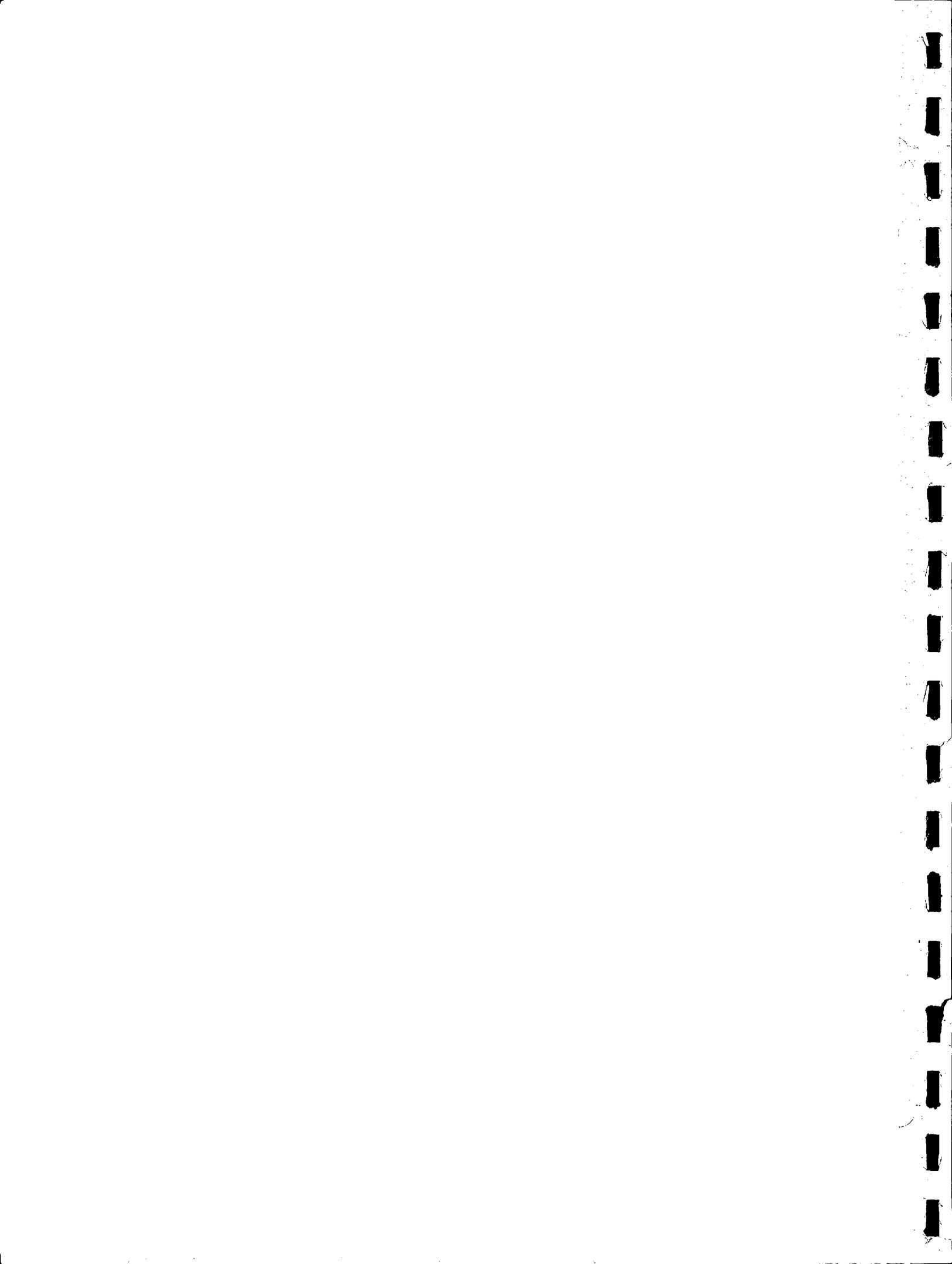
1.3- Le contexte géologique adjacent à la région de Pipmuacan

La feuille de Pipmuacan se trouve au nord d'une région (latitude $49^{\circ}15' - 49^{\circ}30'N$, longitude $69^{\circ}30' - 71^{\circ}00'W$) qui a été cartographiée en détail à l'échelle de 1 mille au pouce environ (1/50,000ième) par des géologues travaillant pour le compte du M.R.N. du Québec (cf. 0.5).

Nous présentons dans la figure 1.3 une carte qui résume ces travaux et quelques coupes orientées perpendiculairement aux structures primaires qui permettent de mieux visualiser la disposition des diverses unités lithologiques les unes par rapport aux autres.

Cette région est surtout caractérisée par la présence de gneiss quartzofeldspathiques verts, rubanés, à oligoclase-pyroxènes et/ou hornblende verte, et biotite. On y trouve associés quelques types dépourvus de pyroxènes à biotite et/ou hornblende verte; un type plus grossier, oeilé même, pourrait être d'origine magmatique (Kehlenbeck, 1971).

Il est cependant vraisemblable que la majeure partie de ces gneiss soit d'origine sédimentaire. Plus à l'est, Morin (1969) et Bron (1970) signalent des bandes plus alumineuses, riches en grenat, biotite, sillimanite et des passées de métaquartzites. Ces roches semblent être lenticulaires, mais ont cependant une extension régionale intéressante (1 à plusieurs kilomètres de long).





Les métagabbros sont intrusifs dans ces gneiss, ils sont particulièrement abondants dans la région du lac Rouvray à l'ouest (Kehlenbeck, 1971) et aussi autour des complexes du lac Brûlé et du lac Riverin (Anderson, 1963b). Kehlenbeck considère une partie de ces bandes comme des métadiabases. Quelques-unes sont plissées dans la région du lac Rouvray et pourraient être utilisées comme horizons repères potentiels pour tenter de définir une stratigraphie et surtout un patron tectonique plus élaborés.

Dans ces gneiss ayant presque tous atteint le faciès granulite, on rencontre surtout des massifs intrusifs subconcordants granitoïdes plus ou moins bien différenciés ou des mangérites-granites homogènes et le Complexe plutonique du lac Brûlé (CPLB) qui est une intrusion anorthositique à andésine antiperthitique différenciée; cette dernière a été particulièrement bien étudiée par Anderson (1963a).

Nous donnerons ci-dessous un rapide aperçu de la disposition et de la pétrographie de ces diverses intrusions.

Les intrusions granitoïdes principales (si l'on fait exception du CPLG qui sera étudié plus en détail plus loin) sont au nombre de quatre.

Kehlenbeck en mentionne deux; la première, située à l'ouest de la carte du lac Rouvray est surtout constituée d'un matériau dioritique relativement grenu, tandis que l'intrusion principale centrée dans la partie est de la carte est différenciée et se présente sous la forme d'un lopolite aux flancs assez abrupts. On y rencontre, de l'extérieur vers l'intérieur, un type lithologique dioritique peu étendu, un type mangéritique, puis mangéritique quartzique, de loin les plus importants, et enfin un résidu granitique très quartzique au centre.

A peu de distance de ce complexe, (appelé ici Complexe plutonique du lac au Menton ou CPLM), et de l'autre côté de la baie de la rivière aux Sables, Anderson (1963b) a mis en évidence un genre d'intrusion en forme de 8 en ce sens que les deux parties principales, cylindroïdes (?), se rattacheraient par un mince septum. Elles sont reliées à des "lentilles" d'anorthosite, et l'auteur ne précise pas s'il s'agit d'enclaves ou d'intrusions. Il est vraisemblable, en fait, qu'il s'agit d'enclaves géantes; cependant l'hypothèse d'une seule enclave géante qui constituerait le toit de l'intrusion pourrait être considérée également. Ce complexe est appelé ici, le Complexe plutonique du lac Riverin ou CPLR. Anderson distingue du centre vers l'extérieur, des termes alaskitiques, monzonitiques et granitiques. Il semblerait que ces intrusions occupent le centre d'un genre de dôme et qu'elles soient elles-mêmes des sortes de dômes ou "funnel shape bodies". La quatrième intrusion majeure est la syénite ou mangérite (quartzique) assez homogène et ocellée reconnue par Morin (1969) à l'est du lac Cassé. Ce massif est allongé NS et est subconcordant par rapport aux gneiss encaissants. C'est à cette famille d'intrusions que se rattachent les deux principales intrusions de la feuille de Pipmuacan: le CPLG (Complexe plutonique du lac Guin) et le CPPI (Complexe plutonique de la Presqu'île). La moitié orientale du Complexe plutonique anorthositique du lac Brûlé (CPLB) a été cartographié par Morin (1969) et la moitié occidentale par Anderson (1962). C'est de loin cette partie qui est la plus intéressante.

Anderson y distingue deux unités principales, à savoir un corps principal constitué d'une anorthosite à andésine antiperthitique ayant la forme d'un dôme aplati et qui se continue vers l'est dans la carte de Morin,

et au sud-ouest de ce corps, d'un genre de cône renversé constitué surtout par une syénite ferrifère associée à de l'anorthosite. Dans le corps principal, Anderson a mis en évidence une zone externe constituée d'une anorthosite bleutée plus ou moins porphyrique ou schisteuse sur une épaisseur de 1 à 2 kilomètres. Cette frange entoure le coeur du massif qui est constitué d'une anorthosite rubanée dont le type le plus courant, que nous avons nous-même observé le long de la route de Labrieville et le long de la rive ouest du lac Cassé, est formé par de l'anorthosite hololeucocrate rose ou légèrement verdâtre qui contient de petits volumes ovoïdes de leuconorite à texture poecilitique interstitielle. Par leur disposition, ces petits corps quelquefois étirés soulignent le rubanement primaire de la roche qui est souvent fortement recristallisée et saccharoïde. La partie externe de l'anorthosite renferme quelques bandes largement grenues et subconcordantes qui sont enrichies en ferromagnésiens et en oxyde de fer titané. Elles deviennent même de véritables ferrogabbros ou encore des diorites à magnétite, pyrite et apatite qui sont nettement discordantes vis-à-vis de l'anorthosite qu'elles ont recoupée au cours du refroidissement de l'intrusion. Une bande complexe de diorite enrichie en oxyde de fer épaisse de plus de 300 mètres recoupe la partie sud-est de l'intrusion; elle renferme des concentrations de minerai noir interstitiel entre de grands cristaux de feldspath, ainsi que des bandes de minerai de fer titané presque pur d'une épaisseur variant entre quelques centimètres et 80 centimètres. De l'apatite, des sulfures y sont représentés en traces. On rencontre plusieurs de ces bandes similaires à la périphérie de cette bande dioritique et aussi dans la partie septentrionale de l'intrusion.

Quant à la structure du sud-ouest constituant le cône renversé, elle est constituée d'une bande de gabbro anorthositique et d'anorthosite gabbroïque qui entre en contact avec l'anorthosite porphyrique et qui encadre, dans la partie ouest, des bandes lenticulaires de syénite quartzifère et de mélaferrosyénite interstratifiées dans de l'anorthosite gabbroïque.

Anderson (1963; 1966) et Anderson et Morin (1968) ont formulé les hypothèses suivantes quant à la genèse et aux relations qui existent entre le massif anorthositique et la phase syénitique qui lui est associée.

L'anorthosite et la syénite dérivent, dans le CPLB, d'un processus de différenciation magmatique à partir d'un magma particulier aux anorthosites du type de Saint-Urbain et caractérisé surtout par une andésine antiperthitique et la présence d'hémo-ilménite.

Le magma initial, constitué d'au moins 84% de plagioclase sous une P_{H_2O} de 500 bars environ, aurait donné naissance par ordre chronologique, à une anorthosite, ensuite à un gabbro riche en fer titané (hémo-ilménite) et enfin à un maigre résidu de syénite.

Le rapport volumétrique syénite/anorthosite serait au moins inférieur à 10%. Une concentration plus forte en oxydes de Fe-Ti et en pyroxènes qu'en feldspaths, se manifeste dans les liquides résiduels.

Anderson pense que les concentrés riches en oxydes de Fe-Ti se seraient séparés assez rapidement et à une température élevée ($1100^{\circ}C$) pour s'injecter, toujours mobiles, dans le complexe à la fin de la cristallisation de celui-ci. La température maximale de cristallisation a été

déterminée à partir de la composition des biotites et est d'environ 880°C, tandis que la P_{H_2O} dans le stade ultime des ferrogabbros enrichis en oxydes de fer titané a été de l'ordre de 2.000 bars. Anderson considère l'intrusion du CPLG comme totalement étrangère à celle du CPLB. Anderson et Morin (1968) font dériver le CPLB de la fusion partielle de l'anorthosite à labrador que l'on trouve en grands massifs plus au nord, et notamment du CPAP. Cette fusion aurait eu lieu grâce au flux thermique extraordinaire qui se serait manifesté à la base de la couche anorthositique à labrador à cause de la concentration élevée en minéraux radioactifs dans la partie supérieure du manteau.

Tous les gneiss qui se situent au sud de l'anorthosite de Pipmuacan plongent sous l'anorthosite. Kehlenbeck (1971) pense qu'ils s'enfoncent sous cette anorthosite et constituent de ce fait, le soubassement de cette intrusion, et qu'ils auraient été soumis à deux phases majeures de plissement.

Comme nous l'avons souligné plus haut (1.2), et comme nous le mentionnons plus loin (chapitre VI), nous pensons au contraire que l'anorthosite de Pipmuacan s'enracine sous les gneiss qui formeraient le toit de l'intrusion à cet endroit.

1.4- Les principaux traits géomorphologiques et la géologie générale de la feuille de Pipmuacan

Dans cette rubrique, nous donnerons un aperçu de la géographie physique et de la géologie générale de la feuille de Pipmuacan. Nous avançons également le tableau des unités lithologiques cartographiées.

1.4.1- La géographie physique

1.4.1.1- Le réseau hydrographique régional

Tel qu'il existe actuellement, le réservoir Pipmuacan est le résultat de la réunion des lacs Pumiscaschou à l'ouest et Bersimis à l'est à la suite de l'édification de barrages sur la rivière Bersimis en amont de Labrieville. Les eaux du réservoir ainsi créé alimentent les centrales hydro-électriques de Bersimis I et II.

Le réservoir Pipmuacan est tributaire d'un bassin de drainage situé principalement au nord et au sud. Du nord, il reçoit les eaux collectées par la rivière Bersimis et ses affluents sur un territoire situé entre la rivière Manouane à l'ouest et la rivière aux Outardes à l'est. Du sud, il reçoit les eaux du bassin de drainage de la rivière aux Sables qui prend sa source sur les hauteurs surplombant Chicoutimi. Ce bassin renferme tout le territoire situé entre la rivière Portneuf à l'est, Shipshaw à l'ouest et Sainte-Marguerite au sud. Fait particulier, les eaux du réservoir qui se déversent habituellement par le sud-est en direction des centrales de Bersimis I et II, sont évacuées en cas de crue, vers le sud dans la rivière Shipshaw qui se jette dans la Saguenay en face d'Arvida, et vers l'ouest dans la rivière Péribonca.

1.4.1.2- Les dépôts récents et les traces de la période glaciaire

Sur les deux rives de la rivière Bersimis en amont du réservoir, on constate la présence de terrasses fluviales, tandis que les rives du réservoir, et surtout le long du rivage septentrional, sont recouvertes de dépôts de moraine remaniés et assez épais. Dans l'angle nord-ouest

notamment, des dépôts de sable assez fin s'étendent sur une grande étendue (plus de 8 kilomètres carrés); la surface de ce dépôt est assez plane, et il se pourrait qu'il s'agisse d'une terrasse.

Nous n'avons pas constaté de stries glaciaires ni de surfaces polies par la glace dans la région de Pipmuacan; cependant, nous pensons que la vallée escarpée par où s'écoulait la rivière Bersimis avant la construction des barrages de Labrieville est une ancienne vallée glaciaire et que les escarpements situés sur la rive ouest du lac Betchie et du lac Gouin dérivent aussi de l'action de la glaciation.

1.4.1.3- Les formes géomorphologiques, l'orographie et le réseau hydrographique local.

Dans la région cartographiée, le réservoir Pipmuacan épouse une forme spéciale qui met en évidence la majeure partie des contacts géologiques principaux.

Ainsi, le rivage actuel du lac (altitude 385 mètres environ) suit le contact de l'intrusion anorthositique de Pipmuacan et ceux des Complexes plutoniques du lac Gouin et de la Presqu'île. Au nord, le rivage suit pratiquement le contact de l'anorthosite et de sa couverture gneissique. Au sud, il en va pratiquement de même, le contact anorthosite-couverture gneissique a été suivi par l'orientation des baies du lac Bersimis, et ce à partir de la baie des 9 milles à l'ouest jusqu'à la rive ouest du lac Cassé.

La formation du réservoir a donné naissance à de nouvelles îles et dans certains cas, comme au nord-est, à l'ouest et au nord, à de

véritables archipels le long du rivage. La plus grande de ces nouvelles îles se situe au sud-est entre le lac Bersimis et le lac Cassé.

Le Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG) qui constitue la grande presqu'île située au centre de la carte, présente l'aspect d'une poire allongée NS dont la queue se situe au SE dans la région du lac Catherine (Anderson, 1962). Son axe moyen EW est d'environ 16 kilomètres et le plus grand, orienté NS est de quelque 26 kilomètres; sa superficie est approximativement de 300 kilomètres carrés.

Le relief de ce massif est très accentué; les collines, dont certaines ne sont pas sans rappeler des pains de sucre, culminant jusqu'à 700 mètres, environ 300 mètres au-dessus du niveau actuel du lac. Partout à l'est et à l'ouest, le rivage est très escarpé et constitué localement d'une falaise pouvant atteindre 100-120 mètres de haut.

Au nord, le massif descend en pente raide vers le lac où il disparaît souvent sous une couche épaisse de sable ou de till. Au sud, l'altitude du massif du lac Gouin est beaucoup plus faible qu'ailleurs et le contact de l'intrusion avec l'anorthosite s'effectue le long d'une vallée parsemée de petits lacs qui sont allongés parallèlement à ce contact; généralement le contact s'effectue à l'emplacement de ces lacs. D'une façon générale, le CPLG est parcouru par d'étroites vallées qui sont le plus escarpées dans la partie centrale de l'intrusion et qui s'évasent de plus en plus vers le sud. Ces vallées principales, et notamment la cuvette occupée par le lac Gouin (photographie* no. 1), sont orientées sensiblement NS jusqu'au nord du lac Gouin à partir d'où elles commencent à

* Les photographies se trouvent dans l'appendice no. XV.

s'infléchir vers le NNE-ENE, parallèlement au rubanement de la roche. On peut donc affirmer que ces vallées sont soumises à un contrôle structural évident. Les deux tiers du complexe sont drainés en direction du lac Gouin par un réseau qui a une tendance à être radial. L'autre tiers est drainé par un réseau de petites vallées radiales souvent suspendues au sommet des falaises et qui s'ouvrent vers le réservoir. Quelques petits lacs perchés au sommet d'une colline et barrés par un verrou se déversent presque directement dans le réservoir en une longue chute le long d'une falaise.

Le Complexe plutonique de la Presqu'île (CPPI) est beaucoup plus petit; son diamètre est de 5,5 kilomètres et sa superficie de quelque 18 kilomètres carrés. Contrairement au CPLG, le relief du CPPI est peu prononcé et l'altitude maximale n'excède pas 500 mètres.

Au nord du réservoir, s'étend une vaste étendue au relief modéré, parsemée de petites buttes; un groupe de petites collines plus élevées se dessine à l'extrémité sud et sur les deux rives de la baie des Hirondelles. Leur altitude maximum est de 580 mètres; les escarpements de ces collines sont orientés sensiblement NNE-SSW et ils ressortent d'autant mieux que le sommet de ces collines est recouvert pratiquement sans exception d'une coiffe de plusieurs mètres ou dizaines de mètres de métagabbros grenatifères particulièrement résistants à l'érosion, et dont l'orientation est généralement NS/30°E (photographie no. 2). Toute la plaine est recouverte d'une épaisse couverture de moraine remodelée par un maigre réseau hydrographique orienté NS.

A l'est du réservoir, le relief est de loin le plus accentué; les collines les plus élevées culminent à plus de 650 mètres. Elles sont profondément entaillées par des escarpements de plus de 50 ou 100 mètres orientés parallèlement au rubanement de l'anorthosite. Le contrôle structural des vallées longitudinales est tout aussi évident ici que dans le CPLG. Le matériau d'origine glaciaire est surtout concentré, dans cette région, le long des rives du réservoir Pipmuacan.

1.4.1.4- Flore et faune

Dans cette région, la forêt de résineux a été ravagée, il y a plusieurs décennies, par de nombreux feux; elle a été remplacée par de maigres boisés d'aulnes, merisiers et bouleaux; le thé de labrador y a proliféré également. Les forêts de résineux ont été conservées dans le secteur nord-est, est et dans la presqu'île du lac Guin.

Ces conditions ont facilité énormément les cheminements, le repérage en forêt et la découverte des zones d'affleurements.

L'établissement des barrages a modifié considérablement la faune aquatique. Les truites rouges se retrouvent dans les petits lacs, tandis que le réservoir renferme de nombreux brochets et truites grises.

L'orignal, l'ours et le castor sont beaucoup plus rares que par le passé, mais le tétras des savanes se rencontre encore en assez bon nombre.

1.4.2- La géologie générale de la feuille de Pipmuacan

Plus des trois-quarts de la feuille de Pipmuacan sont constitués par des roches éruptives, anorthosites et roches granitoïdes intrusives

dans une couverture gneissique qui a évolué dans la catazone sous des conditions caractéristiques du faciès amphibolite-almandin supérieur et du faciès granulite (carte no. 2). Les gneiss ont été plissés au moins deux fois sous forme de plis isoclinaux et le Complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan (CPAP) qui s'y est inséré de façon concordante au nord et discordante au sud, a été plissé simultanément avec les gneiss surtout dans la partie septentrionale. Ce complexe plutono-orogénique présente une différenciation magmatique qui laisse supposer, malgré la complexité stratigraphique due au plissement, à la nature lenticulaire de certaines unités et à la recristallisation, une polarité possible du sud-est vers le nord-ouest. On y rencontre de nombreuses structures et textures magmatiques qui ont été quelquefois plus ou moins totalement oblitérées par l'impact du dynamométamorphisme. La composition des principales unités cartographiables varie d'une anorthosite à une troctolite ou à un gabbro ou pyroxénite en passant par des leuconorite, anorthosite gabbroïque, norite, gabbro anorthositique, anorthosite à olivine, leucotroctolite (tableau 1.4.2). Au moins trois massifs granitoïdes (CPLG, CPPI, CPRT) se sont mis en place à l'interface anorthosite-couverture gneissique et épousent la forme d'un dôme ou d'un cylindroïde ("funnel shape body"). Le CPRT au nord-est est vraisemblablement un granite ou une mangérite quartzique homogène, tandis que le CPPI, au sud-ouest, est constitué d'un matériau dont la composition est généralement celle d'une diorite ou d'une mangérite quartzifère assez claire.

Le complexe granitoïde du CPLG est une intrusion considérable (300 kilomètres carrés) différenciée in situ et constituée de couronnes concentriques dont la composition varie d'une diorite, à une mangérite, une

charnockite et à des résidus granitiques. Ces couronnes enserrent dans la région sud-est deux formes cylindroïdes de diorite ferrifère. Les sillons de métagabbro aux belles textures coronitiques qui se sont mis en place d'une façon concordante dans les gneiss procèdent vraisemblablement du magma qui a donné naissance aux anorthosites.

Des dykes de lamprophyres, de pegmatite granitique, recoupent les gneiss et les complexes granitoïdes, tandis que les dykes d'anorthosite, de mangérite quartzique, de gabbro à olivine, de pegmatite granitique sectionnent le complexe anorthositique.

Le tableau 1.4.2 représente les principales unités cartographiables de la feuille de Pipmuacan.

Les unités cartographiables de la feuille de Pimpuacan		
Récent	Dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et fluviaux.	
PRECAMBRIEN - GRENVILLE	DYKES	Dykes de pegmatites granitiques. Dykes de mangérite quartzique, de gabbro à olivine, d'anorthosite. Dykes de lamprophyre. Dykes de diorite, d'amphibolite.
	COMPLEXES GRANITOÏDES	CPRT: Granite et mangérite quartzique clairs. CPPI: Diorite à mangérite quartzifère. CPLG: Diorite ferrifère - diorite - mangérite - mangérite quartzique - charnockite - leucogranite.
	COMPLEXE PLUTONIQUE ANORTHOSITIQUE DE PIMPUACAN (CPAP)	Gabbro à olivine, ferrogabbro, métagabbro avec ou sans olivine. Anorthosite - claire et foncée. Leuconorite - anorthosite gabbroïque. Norite - gabbro anorthositique - gabbro. Pyroxénite. Anorthosite olivinifère, leucotroctolite, troctolite.
	GNEISS ET AMPHIBOLITES	Amphiboles avec ou sans grenat. Gneiss quartzofeldspathiques; à grenat - biotite - sillimanite. à grenat - biotite. à biotite, à biotite - hornblende verte. à biotite - hornblende verte - orthopyroxène. à clinopyroxène.

Tableau 1.4.2

CHAPITRE II

LA COUVERTURE PARAGNEISSIQUE, LES AMPHIBOLITES ET LES FILONS DE METAGABBRO

2.0- Introduction

La couverture paragneissique qui moule le Complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan (CPAP) affleure principalement au nord et au nord-est du réservoir; elle n'apparaît que localement dans les angles sud-est et sud-ouest de la carte (carte no. 2). Ces gneiss renferment des niveaux ou des lentilles d'amphibolites qui se rencontrent surtout au nord et au nord-est du réservoir ainsi que des dykes de métagabbro. Ces derniers affleurent presque uniquement de part et d'autre de la baie des Hirondelles au nord du lac; cependant, Morin (1969), Anderson (1962, 1963b) et Kehlenbeck (1971) en ont cartographié au sud du réservoir.

Dans ce chapitre, nous nous proposons de donner une description pétrographique des divers types de roches. Une description plus fouillée de ces roches, accompagnée par des analyses modales, se trouve dans les appendices nos. I, II et III.

Nous évoquerons, en outre, l'origine respective de ces roches.

2.1- Les paragneiss de Pipmuacan

2.1.1- Caractères lithologiques généraux des paragneiss de la région de Pipmuacan.

2.1.1.1- Les paragneiss situés dans les angles sud-est et sud-ouest.

Les paragneiss qui affleurent dans l'angle sud-est sur la rive droite et au sud-est de l'ancienne rivière Bersimis appartiennent aux gneiss verts et bien rubanés que Morin (1969) et Anderson (1963b) ont cartographiés autour du Complexe plutonique du lac Brûlé (CPLB). Ces auteurs les ont décrits comme des gneiss souvent leucocrates à oligoclase, feldspath potassique, quartz, orthopyroxène et/ou clinopyroxène, hornblende verte et biotite.

La partie la plus septentrionale de cette bande est constituée surtout par des gneiss leucocrates et quartzofeldspathiques moyennement grenus et bien rubanés; ils renferment souvent de l'orthopyroxène et/ou du clinopyroxène en plus de la hornblende verte et de la biotite. Le plagioclase est légèrement antiperthitique, moyennement grenu et faiblement zoné (An38 - An25). Le feldspath potassique se présente sous forme d'orthose ou de microcline perthitique; il abonde surtout dans les niveaux les plus clairs. Le quartz constitue environ de 5 à 35% de la roche. Les bandes leucocrates et/ou hololeucocrates sont les plus largement grenues et leur épaisseur varie de quelques centimètres à quelques décimètres. Elles alternent avec des bandes ou interlits leucocrates ou mésocrates quartzofeldspathiques souvent plus finement grenus et riches en ferromagnésiens, ou avec des bandes peu épaisses et relativement finement grenues d'amphibolite vert foncé.

L'association pyroxènes-hornblende verte se rencontre généralement dans les bandes les plus foncées tandis que celle biotite-hornblende verte a une propension à se développer surtout dans les bandes les plus claires souvent plus potassiques. Le plagioclase est le plus abondant et le plus calcique dans les bandes foncées.

Les bandes d'amphibolite sont souvent lenticulaires; elles peuvent aussi être boudinées, sectionnées, plissottées et recoupées par des veines de pegmatite ou de micropegmatite légèrement déformées provenant en partie de la migmatitisation des gneiss. Ces veines se développent souvent parallèlement à la foliation ou aux plans axiaux des plis isoclinaux dans les gneiss.

L'orientation des gneiss de cette région est approximativement N60E et leur pendage de 50°NW. Il n'est pas certain que ces gneiss qui moulent le CPLB et qui se dirigent vers le lac Cassé à l'est avec une orientation de N110°-150°E et un pendage de 35 - 70°ENE, repassent dans leur totalité le long du flanc sud du CPLG pour se diriger vers le CPLR. Chose certaine, ce sont ces mêmes gneiss qui affleurent le long du contact ouest du CPLB.

Dans l'angle sud-ouest, les paragneiss hololeucocrates à mésocrates qui bordent la rive méridionale de la baie des 9 Milles et qui passent au sud du CPPI en direction de la rivière aux Sables, moulent le CPLR; comme on l'a vu ci-dessus, ils pourraient correspondre en tout ou en partie aux gneiss du secteur sud-est.

Dans leur ensemble, ces gneiss sont assez largement grenus et de couleur variant de gris clair ou vert clair à rose. Ils sont bien rubanés

et renferment souvent une quantité appréciable de quartz (entre 15 et 45%). Comme ceux du sud-est, tous ces gneiss sont dépourvus d'éléments caractéristiques suffisants pour en faire des niveaux repères.

Leurs caractères généraux sont les suivants:

- (a) Une bonne partie de ces gneiss consiste dans l'alternance de bandes de quelques centimètres ou décimètres d'épaisseur, moyennement grenues, et hololeucocrates et mésocrates. Les bandes hololeucocrates grises ou blanc cassé sont constituées de quartz, de plagioclase (An₂₀ - An₃₀), de feldspath potassique perthitique souvent représenté sous forme de microcline, avec des traces de biotite et de hornblende verte. Les bandes foncées gris vert moyen sont assez rares et plus finement grenues; elles sont mésocrates ou leucocrates et renferment un ou deux pyroxènes, de la hornblende verte, de la biotite en plus du quartz, d'un oligoclase calcique et d'un peu de microcline. Leur sont associés, de minces lits d'amphibolite moyennement grenue avec ou sans biotite et/ou pyroxènes.
- (b) On y rencontre en outre des bandes hololeucocrates rosées à texture "flaser" ou à texture hémigranoblastique interlobée très riches en quartz dont l'épaisseur atteint plusieurs mètres; ces roches sont riches en feldspath potassique (microcline) qui est de loin beaucoup plus abondant que le plagioclase (An₂₀). On y trouve un peu de biotite.

L'endomigmatitisation est présente partout et se manifeste surtout dans les roches les plus potassiques et les plus claires.

Les textures de ces roches varient la plupart du temps entre la texture hémigranoblastique saccharoïde ou interlobée, à l'exception des roches à texture "flaser". Toutes les roches sont généralement moyennement grenues et plissées de façon isoclinale. Les plis sont déversés vers le CPLR, et la foliation tourne tout autour de la partie nord de ce massif.

2.1.1.2- Les paragneiss situés au nord-est du réservoir

Se termine sur la rive orientale du réservoir et à l'embouchure de la rivière Bersimis, une bande de paragneiss dont la largeur varie entre 1600 et 2000 mètres en moyenne et dont l'orientation est sensiblement N55°E. Cette bande est surtout constituée de paragneiss subverticaux qui sont moyennement grenus, bien rubanés et d'une composition très monotone. Le quartz, le plagioclase légèrement perthitique (An25 - An35) et l'orthopyroxène et/ou le clinopyroxène en sont les constituants essentiels; on y décèle en plus un peu de microcline, de la hornblende verte et de la biotite. Aucune unité repère ne s'y rencontre, si l'on excepte une zone de quelque 50 à 80 mètres d'épaisseur située près du contact septentrional de cette bande avec le CPAP.

Cette zone est constituée par l'alternance de bandes alumineuses à sillimanite (certains cristaux de sillimanite atteignent 5 millimètres de diamètre et 1 centimètre de longueur, photographie no. 3), grenat, biotite, et de bandes à grenat poeciloblastique et biotite avec des bandes un peu plus finement grenues et hololeucocrates de gneiss rose à biotite finement grenue. Dans ces bandes dont l'épaisseur varie de quelques mètres à une bonne dizaine de mètres, se rencontrent aussi de minces lits lenticulaires de quelques décimètres d'épaisseur de métaquartzite ou de métaarkose.

Les autres types lithologiques présents dans cette bande de paragneiss sont constitués par des bandes hololeucocrates à leucocrates de gneiss quartzofeldspathiques à hornblende verte, orthopyroxène et/ou clinopyroxène, biotite qui alternent avec des bandes leucocrates à biotite et des bandes mésocrates d'amphibolite épaisses de quelques centimètres à quelques décimètres. Ces amphibolites renferment très souvent un peu de biotite, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Quelques niveaux lenticulaires d'amphibolite (?) plus claire que la moyenne ne renferment que de la hornblende verte et des grenats poeciloblastiques xénomorphes dont le diamètre atteint de un à deux centimètres.

Finalement, il existe aussi un type de gneiss hololeucocrate à leucocrate finement grenu et bien lité de couleur verdâtre ou rose à biotite et hornblende verte.

La plupart de toutes ces roches sont gris vert clair et leur patine est gris blanc cassé; elles s'altèrent pour devenir de couleur chamois ou cassonade. Elles renferment peu de feldspath potassique et le plagioclase qui s'y trouve est le plus souvent un oligoclase calcique ou une andésine sodique. Certains types sont presque dépourvus de quartz et sont dès lors très difficiles à distinguer sur le terrain et même en lame mince de cornéites noritiques ou leuconoritiques.

Dans cette bande de paragneiss, il se développe de beaux plis isoclinaux symétriques ou asymétriques dont certains sont plissés. Ces derniers sont d'échelle mésoscopique (1 à 5 décimètres de longueur d'onde, $\frac{1}{2}$ à 2 mètres d'amplitude) et sont de type coaxial-coplanaire. On en rencontre aussi bien dans certaines bandes d'amphibolite que dans les gneiss

communs. On verra plus loin qu'il en existe non loin de cette zone dans la partie externe du CPAP.

L'orientation de la foliation et des plans axiaux principaux varie d'un endroit à l'autre, mais est sensiblement parallèle à la direction $N50^{\circ}-80^{\circ}E$; le pendage est le plus souvent vers le sud et le déversement des plis se fait généralement vers le nord-ouest. L'orientation des axes varie entre $N40^{\circ}E/0-30^{\circ}E$ et $N120^{\circ}E/0-15^{\circ}E$ ou W.

Une petite boutonnière (?) ou encore une enclave (?) de gneiss mésocrates à leucocrates affleure dans le CPAP sur la rive droite de la rivière Bersimis directement en face de cette bande.

La texture "granulitique" se rencontre localement dans les gneiss quartzofeldspathiques leucocrates à hololeucocrates; cependant, la texture la plus courante est eugranoblastique ou hémigranoblastique interlobée ou saccharoïde finement ou moyennement grenue. La texture amoebiforme est rare.

2.1.1.3- Les paragneiss situés au nord du réservoir

Le début du grand complexe de paragneiss qui s'étend vers le nord jusqu'au Front de Grenville (carte no. 1) affleure un peu au nord du rivage septentrional du réservoir, de part et d'autre de la baie des Hirondelles.

Dans cette région, ce complexe est constitué par l'empilement de gneiss hololeucocrates, leucocrates et plus rarement mésocrates; ils sont souvent assez largement ou moyennement grenus et renferment des bandes subconcordantes d'amphibolite, dont l'épaisseur varie de un centimètre à

plusieurs mètres, et également des lentilles d'amphibolites (métagabbro?) ramenées dans les gneiss au cours de la déformation et de la migmatitisation; ces lentilles discordantes ont une surface qui varie, en plan, de quelques mètres carrés à quelques centaines de mètres carrés. (cf. 2.1.1.3.2).

En plus des amphibolites, ces gneiss renferment aussi des sills ou bandes de métagabbro dont l'épaisseur varie entre quelques mètres et cent mètres environ et dont la longueur peut excéder trois kilomètres. Tout comme dans les régions décrites dans les sections précédentes, les gneiss de la partie nord ne présentent en général que peu de caractéristiques susceptibles de les différencier. De plus, le manque d'affleurement dans des régions assez étendues et recouvertes de dépôts glaciaires, joint au plissement isoclinal, a réduit tout espoir de pouvoir cartographier en détail une ou plusieurs unités repères. Les seuls horizons capables de servir d'horizons repères valables que sont les bandes d'amphibolites les plus épaisses et les niveaux de métagabbro se sont aussi avérés insuffisants pour établir une stratigraphie valable. Cependant, grâce à la coupe de la baie des Hirondelles, nous pouvons donner un aperçu général de la lithologie dans cette partie du vaste complexe sédimentogène situé au nord du CPAP.

Pour mieux décrire cette lithologie, nous avons divisé la couverture des paragneiss en deux parties: une partie méridionale (cf. 2.1.1.3.1) qui renferme les gneiss situés au nord du contact du CPAP et qui sont orientés E-W dans la coupe de la baie des Hirondelles, et une partie septentrionale (cf. 2.1.1.3.2) qui comprend le centre de la structure des gneiss de la baie des Hirondelles et qui renferme la plupart des bandes de métagabbro.

2.1.1.3.1- Les paragneiss de la partie méridionale

Ces paragneiss occupent une bande dont la largeur, à l'emplacement de la baie des Hirondelles, atteint environ trois kilomètres à partir du contact du CPAP. Ce sont surtout des gneiss quartzofeldspathiques gris clair, vert clair ou rose qui sont assez largement grenus et relativement bien rubanés. Ils ont la propriété d'être fortement migmatitisés; l'intensité de cette migmatitisation croît avec la proximité du CPAP et d'autant plus que la composition des roches s'approche de celle d'un résidu granitique où quartz, plagioclase et feldspath potassique se présentent en quantité sensiblement égale. On a remarqué qualitativement une légère augmentation de la granulométrie vers le contact de l'anorthosite.

Ces gneiss ne renferment que de rares et minces bandes d'amphibolite; rares également sont les grandes lentilles d'amphibolite ou les bandes (sills) de métagabbro. Ces roches sont en général fortement plissées de façon isoclinale et les plans axiaux de ces plis souvent symétriques qui sont situés dans la région centrale à mi-chemin du contact de l'anorthosite et de la limite septentrionale de cette partie du complexe gneissique, sont subverticaux ou sont inclinés de 80 à 85° vers le sud. Latéralement, ces gneiss se poursuivent vers l'ouest en direction du petit lac à l'Ours où ils se déversent vers l'ENE, et vers l'est, en direction du lac Toulandie, où ils se déversent vers l'WNW.

Les principaux types lithologiques qui composent les gneiss de la partie méridionale sont décrits dans les paragraphes (a) à (e) ci-dessous et se rencontrent d'une façon successive et un peu généralisée du contact de l'anorthosite vers le nord.

- (a) A partir du contact du CPAP, le type de gneiss le plus courant est hololeucocrate, grossièrement grenu, vert clair ou rosé; il est constitué par des bandes de quelques décimètres d'épaisseur assez fortement migmatitisées (photographies nos. 4, 5). Ce gneiss quartzofeldspathique renferme relativement peu de microcline mais beaucoup de plagioclase (An25 - An30) ainsi que de la biotite et un peu de hornblende verte.

L'orthopyroxène est à toute fin pratique absent; on ne relève même pas de traces de rétro-morphose en biotite. Par contre, le clinopyroxène se manifeste occasionnellement sous forme de petits cristaux xénomorphes. La patine de ces gneiss est blanc cassé légèrement rosé. On y rencontre, en alternance, de minces lits concordants et continus d'amphibolite, ainsi que des lentilles d'amphibolite largement grenues et des bandes ou lits d'amphibolite boudinés et plissottés qui soulignent la foliation. Cette roche prend un aspect massif et devient très largement grenue quand la migmatitisation y est assez importante.

Ces gneiss sont associés latéralement à l'embouchure et sur la rive droite de la rivière Bersimis au type suivant.

- (b) Ce type est assez peu abondant et est constitué par des minces bandes de gneiss quartzofeldspathique gris clair, moyennement grenu et particulièrement bien rubané. Il est leucocrate et renferme de la biotite finement grenue et des petits cristaux de grenat. On y détecte aussi quelques minces niveaux de métaquartzite ou de méta-arkose de quelques décimètres d'épaisseur. Ces gneiss montrent une nette propension au plissement.

- (c) Dans la baie des Hirondelles, on rencontre à quelque 800 mètres du contact du CPAP et en association avec le type prédominant (a) décrit ci-dessus, un gneiss quartzofeldspathique pauvre en feldspath potassique et moyennement grenu. Il est hololeucocrate à leucocrate et se dispose en bandes de 15 à 20 centimètres. On y observe de minces lits concordants de mobilisat (1 à 5 centimètres d'épaisseur), ainsi que de minces bandes et des petites lentilles d'amphibolite moyennement grenue et quelquefois laminée (photographies nos 6, 7). Certains niveaux d'amphibolite, épais de quelques centimètres à 50 centimètres renferment des grenats poeciloblastiques et xénomorphes de 1 à 15 millimètres de diamètre. La plupart de ces amphibolites renferment de la biotite largement grenue et rétrotransformée en chlorite.
- (d) Quelques bandes leucocrates à mésocrates de gneiss plagioclasiques spécialement pauvres en quartz et feldspath potassique, mais très riches en plagioclase (oligoclase calcique), se rencontrent ici et là, à partir de 500 mètres du contact du CPAP et spécialement sur la rive est de la baie des Hirondelles. On y rencontre surtout de la biotite et de la hornblende verte comme minéraux ferromagnésiens. Le clinopyroxène y est rare et très petit. L'épaisseur de ces niveaux ne semble pas excéder quelques mètres et atteint une dizaine de mètres tout au plus.
- (e) Dans cet ensemble méridional, apparaissent des bandes assez épaisses (10 à 25 mètres) de gneiss rose hololeucocrate à biotite et hornblende verte bien lité. Le feldspath potassique y est assez abondant et kaolinitisé.

- (f) Au niveau de l'île située au large de la rive ouest de la baie des Hirondelles, affleure une bande de gneiss à biotite rose, hololeucocrate et moyennement à largement grenu; elle est assez similaire aux gneiss primordiaux (a) décrits ci-dessus. Ce gneiss affiche une remobilisation partielle et nette qui se traduit dans la partie la plus "granitisée" sous forme d'un matériau dont la composition est voisine du reste de la bande, mais légèrement plus riche en feldspath potassique. La texture massive et homogène du mobilisat passe transitionnellement à la texture gneissique caractéristique et habituelle des gneiss.
- (g) Au nord de cette bande dont l'épaisseur est de l'ordre de 250 mètres, affleurent plusieurs niveaux d'amphibolite à biotite épais de quelques mètres qui alternent avec de minces lits ou des bandes de quelques mètres d'épaisseur de gneiss à biotite hololeucocrate gris clair ou rose. L'épaisseur de cette association peut atteindre 80 mètres, et on y a décelé de nombreux plis asymétriques mésoscopiques.
- (h) Les gneiss qui affleurent ensuite jusqu'à la presque île de la rive ouest de la baie des Hirondelles sont des gneiss à biotite et hornblende verte, souvent hololeucocrates ou leucocrates; ils sont moyennement grenus et renferment quelques intercalations d'amphibolite à biotite ainsi que quelques rares niveaux de gneiss à biotite et petits grenats. Cette entité qui peut atteindre près d'une centaine de mètres de largeur, cesse d'affleurer à la hauteur du rétrécissement de la baie des Hirondelles à trois kilomètres environ au nord du contact du CPAP.

2.1.1.3.2- Les paragneiss de la partie septentrionale

Le coeur de la structure de la baie des Hirondelles qui renferme la majeure partie des bandes ou sillons de métagabbro affleure sur les deux rives de la baie, à partir de la région du lac El à l'ouest jusqu'à la rive occidentale du lac Touladie à l'est. Il est caractérisé par un gneiss à biotite et hornblende verte, leucocrate clair et localement foncé; ce gneiss est moyennement grenu et bien rubané. Le feldspath potassique y est peu abondant, contrairement au plagioclase (An20 - An30). La migmatitisation est bien développée partout et surtout dans les bandes les plus riches en feldspath potassique (microcline). Dans ces gneiss dont l'épaisseur peut atteindre plus de 600 mètres, on rencontre, en plus de niveaux continus d'amphibolite et des sillons de métagabbro, des lentilles énormes d'amphibolite massive, moyennement grenue qui sont lardées de dykes de pegmatite dont certains sont plissés. Ces lentilles sont concentrées sur la rive occidentale de la baie des Hirondelles en contrebas des grandes collines escarpées qui surplombent le lac. Ces lentilles dont les dimensions varient en plan de quelques mètres carrés à quelques centaines de mètres carrés, semblent discordantes par rapport à la foliation et aux plans axiaux des plis qui se sont développés dans les gneiss encaissants.

Leur nature et la présence de métagabbros à peu de distance nous font croire que ces amphibolites pourraient être d'origine magmatique et qu'elles constituent, sinon des enclaves tectoniques, du moins des apophyses provenant de sillons de métagabbro. Leur mise en place pourrait, dans l'une ou l'autre de ces deux hypothèses, avoir été aidée par la migmatitisation au cours d'une phase tectonique. Le fait qu'on n'y décèle pas de

plis, alors que non loin ou directement à leur contact, les gneiss sont fortement plissés d'une façon harmonique, découle selon toute vraisemblance d'une compétence tout à fait différente qui ne se prêtait pas à une déformation plastique, mais plutôt cassante.

Au nord de ces gneiss, on rencontre encore des gneiss hololeucocrates roses bien rubanés et assez finement grenus associés intimement à des bandes d'amphibolite épaisses de quelques décimètres ou de quelques mètres. Ces roches se poursuivent au nord de la carte sur la rive orientale de la baie là où elle dessine un golfe qui s'enfonce à angle droit vers le lac Richard. Ces roches ressemblent à celles qui ont été décrites plus haut dans le paragraphe (c) et qui affleurent au nord-est du lac Touladie en particulier.

2.1.2- Pétrographie des paragneiss de la région du réservoir Pipmuacan

2.1.2.1- Généralités

Les paragneiss de la région du réservoir Pipmuacan, et tout particulièrement ceux du complexe gneissique septentrional, ont été étudiés quantitativement et qualitativement en lames minces. Nous avons effectué une cinquantaine de comptages de points; les résultats de ces analyses modales ainsi que les descriptions des divers échantillons types étudiés sont présentés dans l'appendice no. 1.

Ces analyses ont été effectuées dans le but de mieux quantifier les principaux paramètres pétrographiques et minéralogiques de ces roches, afin de tenter de définir certaines corrélations et associations minéralogiques.

Les échantillons et les lames minces ne représentent qu'une faible partie des bandes de paragneiss dont ils ont été tirés et n'offrent, par le fait même, qu'une représentativité limitée de l'ensemble du complexe des paragneiss. Cependant, nous avons essayé de ne pas trop biaiser la représentativité de ces analyses en prenant un grand nombre d'échantillons aussi diversifiés que possible sur toute la couverture étudiée, et en essayant de proportionner dans une certaine mesure le nombre d'analyses modales à la fréquence du type lithologique rencontré. Bien entendu, nous n'avons eu aucune prétention de quantifier mathématiquement la fréquence d'un type de roche donné, ceci n'étant pas du ressort de notre étude. Les échantillons étudiés nous donnent quand même une bonne idée de la composition et des textures des diverses entités lithologiques.

2.1.2.2- Paramètres pétrographiques et minéralogiques

D'une manière générale, les paragneiss possèdent une texture qui varie entre la texture hémigranoblastique à eugranoblastique interlobée ou polygonale, et ils sont moyennement à largement grenus. Les textures amoebiformes ou flaser sont rares et confinées aux roches très quartziques. Les roches finement ou très finement grenues sont presque inexistantes.

Les histogrammes de la figure 2.1.2.2a qui sont tirés des analyses modales soulignent les faits suivants:

- (a) l'indice colorimétrique: $IC = 100 - (Q_z + F_k + Pg)$ de ces roches est généralement assez bas;
- (b) l'abondance des types hololeucocrates (0-10% ferromagnésiens) et leucocrate clair (10-22,5% ferromagnésiens) est frappante; 38 échantillons sur 51 (74% de la population) sont hololeucocrates ou leucocrates;

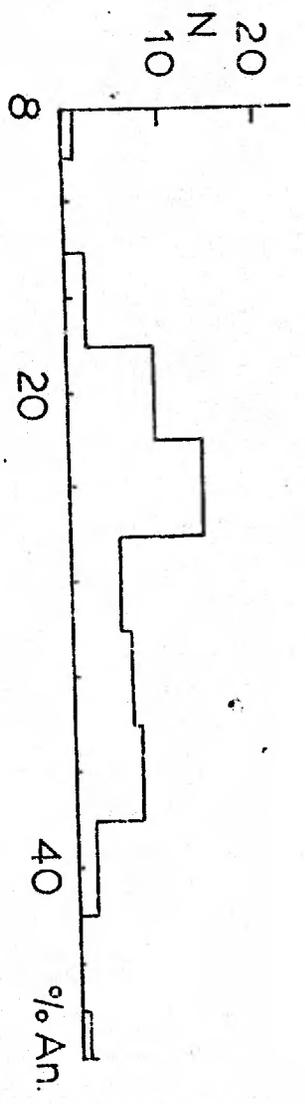
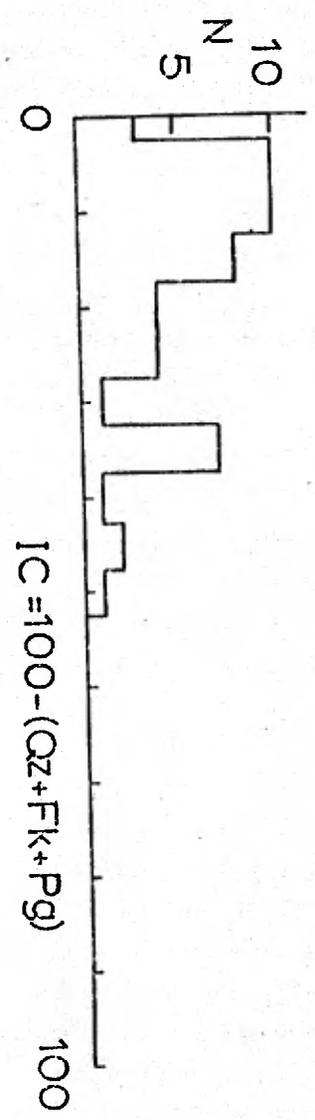
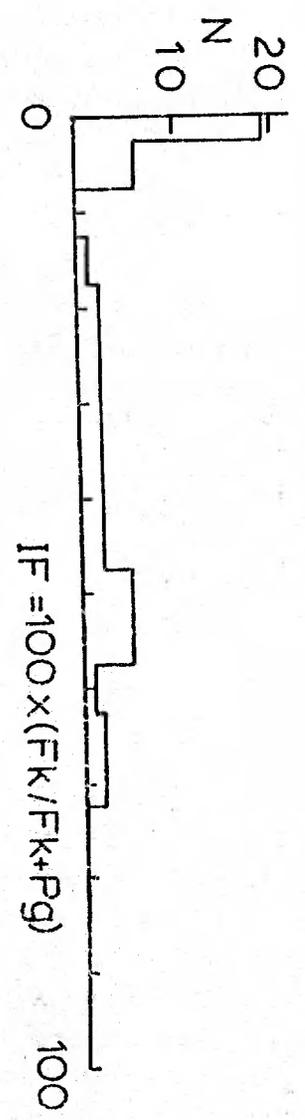
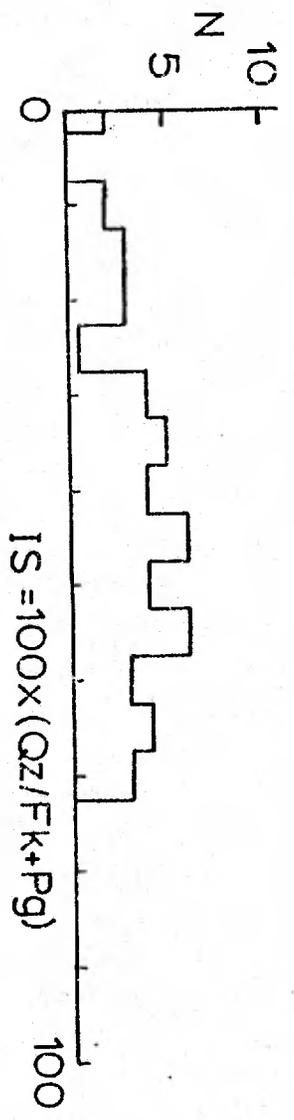
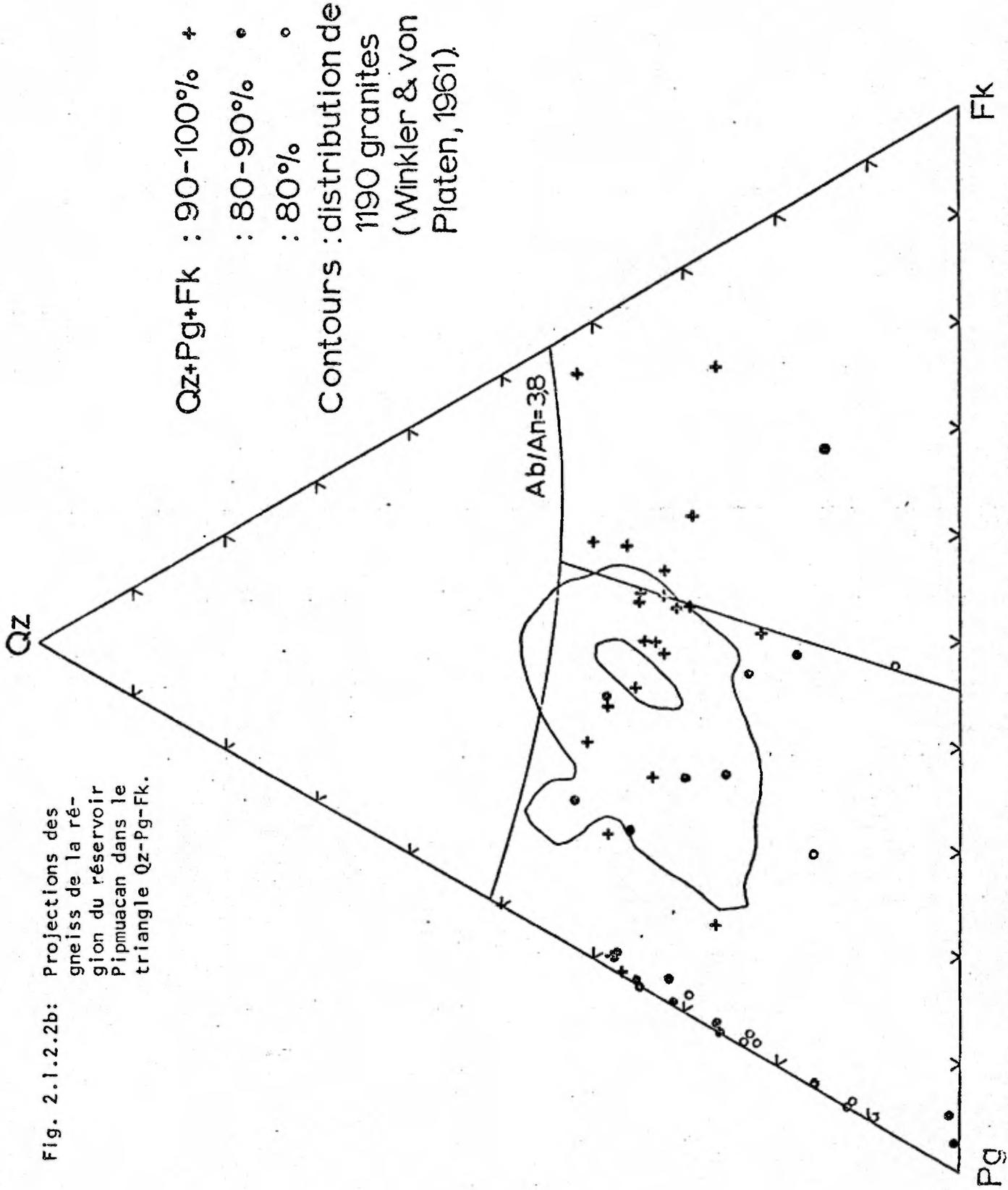


Figure 2.1.2.2a
 Paramètres pétrographiques des gneiss du réservoir Pimpuacan

Fig. 2.1.2.2b: Projections des gneiss de la région du réservoir Pimpuacan dans le triangle Qz-Pg-Fk.



- (c) la grande variation de l'indice de saturation (IS)^{*} qui représente le pourcentage relatif du quartz par rapport aux feldspaths. Ce paramètre montre que le pourcentage en quartz y est de loin inférieur à celui des feldspaths combinés; les roches matures quartziques sont très rares;
- (d) l'indice feldspathique (IF)^{**} montre qu'il existe une population importante de roches extrêmement pauvres en feldspath potassique et une autre où cet indice s'échelonne de 20 à 70;
- (e) enfin, la calcicité des plagioclases varie de An20 à An40, et présente une fréquence maximum de An25 à An27 environ.

La distribution de la calcicité des plagioclases par rapport au contact du CPAP dans chacun des divers types de gneiss étudiés n'a montré aucune augmentation systématique en direction du contact de l'anorthosite. Ces échantillons ne permettent donc pas de définir une corrélation positive entre le gradient thermique causé par l'intrusion du CPAP dans la couverture et la calcicité des plagioclases de ces roches.

Dans le but d'illustrer le comportement des différents gneiss sur le terrain en rapport avec la migmatitisation, nous avons projeté les roches analysées dans le triangle Quartz-Plagioclase-Feldspath potassique en tenant compte de leur IC (figure 2.1.2.2.b). On constate que les roches les plus claires se concentrent vers le centre du triangle et se rapprochent du maximum de concentration de points obtenu par Winkler et Von Platen (1961) pour 1190 granites. Elles se situent de part et d'autre de la courbe séparant le champ du plagioclase de celui du feldspath potassique pour des conditions de $P_{H_2O} = 2000$ bars et un rapport Ab/An = 3.8 (Winkler, 1967).

* $IS = 100 \times (\text{Quartz}/\text{Feldspath k} + \text{Plagioclase})$.

** $IF = 100 \times (\text{Feldspath k}/\text{Feldspath k} + \text{Plagioclase})$.

Les roches les plus foncées ont tendance à se concentrer le long de l'arête Quartz-Plagioclase. Cependant, nous n'avons pas étudié spécifiquement les relations néosome/paléosome dans les divers types de roches du complexe gneissique.

La figure 2.1.2.2b illustre la position des gneiss de Pipmuacan dans le triangle Qz-Pg-Fk, et elle souligne l'existence de trois types de gneiss principaux.

- (1) Les gneiss qui se projettent au centre du diagramme autour du point maximum des granites de Winkler et Von Platen (1961) sont homogènes et largement grenus; leur texture est eugranoblastique interlobée ou polygonale. Ils renferment de la biotite et de la hornblende verte. Ces gneiss sont associés à des bandes concordantes très fréquentes de mobilisat hololeucocrate à biotite et/ou hornblende verte hololeucocrate épaisses de un à quelques centimètres, et aussi à des niveaux discordants ou concordants plus épais (quelque 50 centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur). Il est vraisemblable que ces bandes de mobilisat ne seraient que légèrement plus potassiques que les roches d'où elles proviennent.
- (2) Les bandes réfractaires les plus foncées (leucocrates à mésocrates) qui sont moyennement à largement grenues, et dont la texture est eugranoblastique à hémigranoblastique, sont associées à des niveaux de mobilisat beaucoup moins abondants et moins épais. Il se pourrait fortement que le mobilisat soit nettement plus potassique que la roche d'où il procède.

- (3) Les bandes les plus potassiques sont moyennement grenues et ne semblent pas émettre de veines de mobilisat importantes; il semble plutôt qu'il y ait eu une homogénéisation in situ de la roche.

Enfin, l'examen du terrain nous a conduit à constater que la migmatitisation est d'autant plus abondante que les gneiss sont hololeucocrates, qu'ils se rapprochent du maximum des granites et qu'ils se situent près de l'anorthosite. La granulométrie du mobilisat semble également devenir plus grossière en direction du contact du CPAP.

2.1.3- La migmatitisation dans les paragneiss de Pipmuacan.

D'une façon générale, la migmatitisation des gneiss de Pipmuacan consiste en une endomigmatitisation qui se présente sous différents aspects, soit sous forme de minces lits et de bandes concordantes, soit sous forme de bandes, filons ou masses discordantes soit enfin sous forme de zones diffuses.

Nous décrivons dans les paragraphes suivants, les différentes manifestations de la migmatitisation.

- (1) La migmatitisation lit-par-lit se présente sous forme de minces lits de mobilisat concordants dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, et dans certains cas (cf. 2.1.1), un ou plusieurs décimètres. Ces niveaux ondulent légèrement parallèlement à la foliation et leur granulométrie est

souvent moyenne. Les grands porphyroblastes de feldspath (oligoclase sodique, microcline) apparaissent surtout confinés dans la partie centrale des lits de mobilisat. Les bandes les plus épaisses et les plus largement grenues peuvent atteindre un ou plusieurs mètres d'épaisseur. Elles contiennent de nombreux phénocristaux de feldspath et un peu de biotite et/ou de hornblende verte. Elles passent souvent de façon progressive latéralement et transversalement à la roche mère. Le contact entre celle-ci et le mobilisat est d'autant plus marqué que la roche mère est foncée.

(2) La migmatitisation discordante se fait à l'emporte-pièce (a) ou de façon diffuse (b).

(a) On rencontre tout d'abord des champs de migmatite et de pegmatite relativement peu étendus qui reprennent des blocs de gneiss ou d'amphibolite sous forme d'agmatite et plus rarement sous forme de nébulite (Sørensen, 1960). Les zones de pegmatite renferment quelquefois des cristaux de feldspath potassique de plusieurs centimètres de long qui exhibent parfois une texture graphique. Il existe des dykes franchement discordants et souvent peu épais de pegmatite assez largement grenue et hololeucocrate. Ces dykes ont des contacts nets et francs et renferment toujours un peu de biotite et quelquefois de petits cristaux de magnétite. La partie centrale est le plus largement grenue. Ces dykes ne sont pas plissés et ils constituent la phase la plus tardive de la migmatitisation. Il n'est pas assuré que tous proviennent de l'exsudation d'un liquide anatectique provenant des gneiss de la couverture.

Une partie d'entre eux pourrait représenter une phase d'exomigmatitisation qui pourrait dériver de l'intrusion des complexes granitoïdes de la région ou du magma nourricier de ces intrusions.

- (b) La migmatitisation diffuse consiste dans le passage graduel du substrat au mobilisat sans que ce passage soit marqué; on remarque uniquement un changement graduel de la granulométrie qui va augmentant vers le mobilisat.

On constate enfin la présence de veines de néosome parallèlement ou dans le plan axial de certains plis isoclinaux. La migmatitisation est donc un phénomène qui a duré pendant la majeure partie de l'évolution du complexe gneissique sous des conditions catazonales susceptibles de favoriser le développement de liquides anatectiques. Ces derniers ont vu leur facilité de migration augmenter au fur et à mesure que la pression totale a diminué; cette évolution est le mieux exprimée par le développement des dykes rectilinéaires de la phase tardive.

2.1.4- Commentaires préliminaires sur l'origine des gneiss de la région de Pipmuacan

La majorité des gneiss de la région de Pipmuacan est constituée de gneiss quartzofeldspathiques hololeucocrates à leucocrates à biotite et/ou hornblende verte auxquels sont associés quelques niveaux de gneiss à biotite-grenat, grenat-biotite-sillimanite avec quelques niveaux lenticulaires et très minces de quartzite ou de grès.

Cette association de gneiss alumineux et de grès ou quartzite représente la meilleure évidence de l'origine sédimentaire de ces gneiss; ils représentent, en l'occurrence, d'anciens sédiments argileux suffisamment riches en alumine interstratifiés avec des grès argileux et des schistes légèrement calcaireux, et de minces horizons de grès ou de quartzite. Le caractère plagioclasiqne des gneiss de la couverture ($IF \leq 30$) ainsi que leur composition souvent peu quartzique ($IS \leq 50$) nous fait penser qu'ils dérivent d'une séquence sédimentaire d'origine détritique constituée par des sédiments assez peu évolués de type grauwacke, ou par des grès feldspathiques impurs et quelquefois légèrement calcaireux. Les quelques bandes hololeucocrates et ceux qui sont particulièrement riches en feldspath potassique ($IF \geq 75$) et très quartziques que l'on retrouve surtout dans les secteurs centre-nord et est du complexe gneissique, pourraient dériver de coulées ou de tufs acides de composition rhyolitique, ou encore d'arkoses.

Cependant, comme une grande partie des métasédiments sont pauvres en quartz d'une part, relativement pauvres en feldspath potassique mais riches en plagioclase d'autre part, nous pensons que le complexe sédimentaire de Pimpuacan possède des caractères eugéosynclinaux et qu'il dérive de l'érosion d'un continent où le feldspath potassique était relativement absent des roches intrusives et sédimentaires présentes. Les terres émergées auraient donc pu être constituées par des massifs assez étendus de type granodioritique ou tonalitique associés éventuellement à des roches volcaniques basiques.

Quant aux niveaux potassiques, il est impossible d'en préciser l'origine, n'ayant aucune donnée chimique à leur endroit. Cependant, nous pensons qu'il s'agirait plutôt d'arkoses que de tufs ou de coulées rhyolitiques, quand on considère leur environnement lithologique.

2.2- Les amphibolites de la couverture

2.2.1- Généralités

Dans la région du réservoir Pimpuacan que nous avons parcourue, les amphibolites sont ubiquistes dans les paragneiss. Cependant, on en rencontre beaucoup plus dans la bande de gneiss orientée N60E située sur la rive gauche de la rivière Bersimis et dans la partie centrale du complexe gneissique, surtout près des filons-couches de métagabbro.

La nomenclature des granulites basiques appelées aussi amphibolites (s.l.) a été proposée par plusieurs auteurs depuis les quinze dernières années. Ainsi, Berthelsen (1960) a basé sa classification sur le pourcentage relatif entre amphiboles et pyroxènes sans trop tenir compte du pourcentage de quartz. Cannon (1963) propose une classification de terrain où l'amphibolite (s.l.) renfermerait au moins 50% d'amphibole et une classification stricte, amphibolite (s.s.) quartzique ou plagioclasiq- où le quartz ou le plagioclase l'emporterait l'un sur l'autre respectivement. Giraud (1964) a mis au point une classification élaborée des roches charnockitiques dans laquelle les granulites basiques sont codifiées et restreintes par les conditions suivantes: $IS = 0$ à 10 et $IF = 0$ à 40 .*

* $IS = 100X$ (Quartz/Feldspath k+Plagioclase).

$IF = 100X$ (Feldspath k/Feldspath k+Plagioclase).

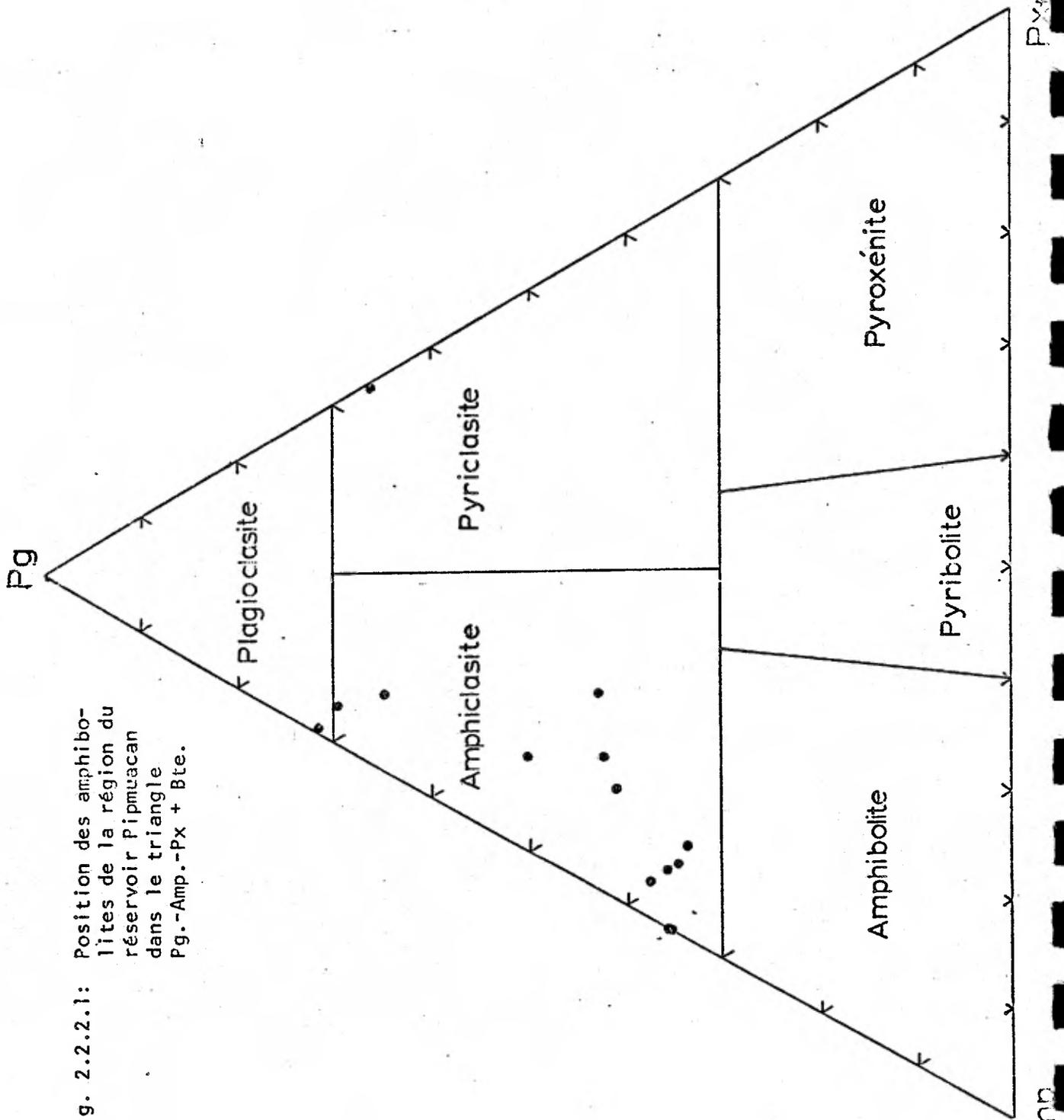


Fig. 2.2.2.1: Position des amphibolites de la région du réservoir Pimpuacan dans le triangle Pg.-Amp.-Px + Bte.

Martignole (1968) a proposé une classification moins drastique pour les roches du Grenville de la région de Montréal à Shawinigan où les amphibolites ont un IF variant de 0 à 40. Pour sa part, Goulet (1971) a modifié légèrement la classification de Giraud et l'a appliquée aux roches du Grenville de la région du lac Maskinongé, au nord-est de Saint-Gabriel-de-Brandon. C'est cette classification que nous avons adoptée à cause de sa flexibilité; nous adjoindrons cependant la quantité de biotite au pôle des pyroxènes (figure 2.2.2.1).

2.2.2- Caractères pétrographiques et lithologiques des amphibolites (s.l.)

2.2.2.1- Généralités:

Les descriptions des amphibolites (s.l.) sont mentionnées dans l'appendice II et les analyses modales y sont compilées. Les différentes roches analysées sont identifiées par rapport à leur mode de gisement et elles sont projetées dans le diagramme triangulaire de la figure 2.2.2.1.

On constate que la plupart des amphibolites (s.l.) étudiées sont de véritables amphi-clasites qui renferment cependant une quantité appréciable de biotite. Deux d'entre elles sont grenatifères et quartzifères. Il y a une seule plagioclasite, mais aucune véritable amphibolite (s.s.) dans le lot des échantillons étudiés.

Les amphibolites (s.l.) de Pipmuacan sont généralement des roches mésocrates à mélanocrates qui sont très rarement holomélanocrates. Elles sont habituellement moyennement grenues, rubanées et quelquefois laminées; elles présentent généralement une texture eugranoblastique polygonale ou saccharoïde.

Dans les commentaires qui suivront, nous emploierons encore le terme de terrain d'amphibolite (s.l.).

2.2.2.2- Les principaux types lithologiques.

Les principaux types d'amphibolite connus d'après leur mode de gisement sur le terrain sont: les amphibolites lenticulaires ou rubanées, mais de faible épaisseur et d'étendue restreinte; les amphibolites rubanées concordantes d'étendue assez vaste, et les amphibolites situées à la périphérie ou près des filons-couches de métagabbro.

Les amphibolites du premier type apparaissent sous forme de lentilles de 5 à 80 centimètres de long disposées de façon épisodique parallèlement à la foliation, ou encore, elles forment des chapelets dans un ou plusieurs horizons donnés quand l'affleurement est assez grand pour en permettre l'observation (photographies nos 6, 7). Elles sont assez largement grenues et de couleur noir verdâtre; elles affleurent dans des gneiss hololeucocrates ou leucocrates à hornblende verte avec ou sans biotite. Ces roches sont mélanocrates et la hornblende est verte ou vert bouteille, quelquefois même vert bleu. Les amphiboles de ces roches sont parmi celles qui atteignent les plus grandes dimensions dans toutes les amphibolites de la région; elles tendent à être idiomorphes et remplacent quelquefois des clinopyroxènes ou des orthopyroxènes trapus. Le plagioclase cristallise sous forme polygonale ou saccharoïde; il n'est pas "clouded" et il est très légèrement zoné. La biotite cristallise rarement et se présente alors sous forme de plaquettes assez grandes et brun foncé. Ce type d'amphibolite ne montre aucun signe évident de déformation plastique ou cassante.

Les amphibolites du second type sont les plus courantes. Elles se présentent sous forme de bandes concordantes et bien litées dont l'épaisseur varie d'un endroit à l'autre et d'une bande à l'autre de un à quelques mètres. Elles alternent avec des bandes de gneiss souvent leucocrates à hornblende et/ou à biotite sur des épaisseurs n'excédant pas cinquante mètres. Certaines bandes ne constituent en fait qu'un mince lit d'autant mieux laminé qu'il contient plus de biotite. On rencontre également apparenté à ce type, un autre type qui se présente sous l'aspect de blocs ou de grandes masses de plusieurs mètres carrés à plusieurs dizaines de mètres carrés de surface qui sont migmatitisés à leur périphérie.

La plupart de ces amphibolites sont mésocrates à mélanocrates et de couleur vert foncé à vert noirâtre. La texture eugranoblastique saccharoïde se devine déjà à la loupe. Certaines roches renferment un peu de quartz et quelques rares niveaux contiennent des porphyroblastes xénomorphes et poecilites de grenat. La biotite est presque toujours présente, sous forme de plaquettes idiomorphes qui soulignent lamination et foliation. La biotite est assez largement grenue et s'altère très souvent en chlorite. La hornblende est le plus souvent vert kaki à vert légèrement brunâtre ou vert franc. Elle est moins idiomorphe que celle du premier type et moins largement grenue. Généralement, elle est associée à un ou aux deux pyroxènes qui sont trapus ou xénomorphes, et toujours de très petite taille. Les plagioclases sont très peu zonés et ne sont ni antiperthitiques, ni "clouded". Les minéraux opaques sont trapus et rares comme l'apatite et le zircon. Les porphyroblastes de grenat qui caractérisent certaines bandes renferment de tout petits cristaux de quartz

en plus des résidus de plagioclase et de hornblende. Celle-ci renferme également des traces de pyroxène et quelquefois des gouttelettes de quartz.

Le dernier type d'amphibolite se rencontre en bordure de certains filons de métagabbro. Ceux-ci sont souvent totalement recristallisés à leur périphérie et possèdent une texture eugranoblastique saccharoïde similaire à celle des amphibolites les plus communes. Ce type est tout à fait caractéristique et il se reconnaît non seulement par sa position mais encore par la présence de petits grenats hypidiomorphes très peu poecilites et assez abondants, ainsi que par celle d'une hornblende vert brunâtre ou franchement brune. La biotite y est rare, et quand elle se présente, elle est largement grenue et brun foncé. Quelques bandes d'amphibolite du complexe gneissique de Pipmuacan sont entièrement constituées par ce type de roche et ne montrent plus aucune relique de texture magmatique primaire. Cependant, la présence d'un peu plus de minéral opaque, de spinelle, d'un peu d'iddingsite ou de serpentine, ainsi que celle d'une hornblende vert brunâtre et de grenat nous font soupçonner que ces bandes représentent l'équivalent recristallisé de métagabbros. La texture, par ailleurs, est identique à celle des autres amphibolites, et le grenat se présente rarement sous forme de chapelets et de "saucisses" comme dans les métagabbros.

2.2.3- Commentaires préliminaires sur l'origine des amphibolites

La détermination de l'origine des amphibolites est une chose très délicate qui ne peut se faire qu'en combinant des textures résiduelles, le mode de gisement, à certains paramètres chimiques: éléments en traces, rapports d'éléments en traces, etc. (Leake, 1964; Martignole, 1968).

Dans la région du réservoir Pipmuacan, seules les amphibolites renfermant de la hornblende brune avec du grenat, spinelle, iddingsite ou serpentine sont considérées comme des orthoamphibolites qui représentent vraisemblablement des sillons de métagabbro recristallisés.

Quant aux amphibolites lenticulaires du premier type, une origine sédimentaire (nodules de marne ou de calcaire impur) ou encore métasomatique (cristallisation dans des zones de tension de minéraux ferromagnésiens après migration des ions basiques à travers les gneiss vers les fractures) pourraient éventuellement être évoquée, si l'on tient compte de leur mode de gisement.

2.3- Les filons de métagabbro.

2.3.1- Généralités

Les bandes de métagabbro affleurent principalement dans la partie centrale et orientale de la structure de la baie des Hirondelles là où la foliation des gneiss orientée NS est modérément inclinée de 30° vers l'est environ. Leur localisation apparaît sur la carte géologique (carte no. 2). Ces métagabbros constituent de véritables filons-couches subconcordants et sont en fait les seules rares horizons repères véritables susceptibles d'être utilisés pour déchiffrer la tectonique et la stratigraphie des gneiss situés au nord du réservoir. Cependant, leur distribution défavorable dans des zones de dépôt glaciaire important ou au sommet des collines ne permet pas toujours de les utiliser au maximum

dans ce but. Cette possibilité est d'autant plus réduite qu'on n'a rencontré qu'un seul affleurement entouré de sable dans la partie orientée est-ouest et très redressée qui est située directement au nord du CPAP sur les deux rives de la baie des Hirondelles. Leur épaisseur varie entre 5 et 35 mètres en moyenne. Elle peut excéder 50 mètres, comme c'est le cas pour certains filons-couches qui coiffent le sommet des collines les plus élevées à l'ouest et à l'est de la baie des Hirondelles. Habituellement, les bandes les plus minces sont moyennement ou finement grenues, tandis que les plus épaisses sont le plus largement grenues et présentent même quelquefois dans la partie centrale ou vers le sommet du sill un aspect pegmatitique. Les métagabbros les plus finement grenus présentent souvent un aspect plus foncé que les plus grossiers; ils sont souvent aussi un peu plus altérés. Cette altération se traduit par une désagrégation de la roche en un sable assez grossier et par la coloration jaunâtre que prennent les plagioclases à cause du lessivage météorique. Sur le terrain, on constate que la majorité des métagabbros a conservé la texture poecilitique interstitielle d'origine magmatique en dépit de l'incidence de la recristallisation et du changement minéralogique dus au moins en partie au métamorphisme régional et qui ont transformé ces roches en cornéites et y ont produit des coronites (photographies nos. 8 à 13). Seules, quelques minces bandes ont été totalement transformées en cornéites massives et homogènes (cf. 2.2.2.2), tandis que les autres filons-couches ne montrent une recristallisation avancée que dans la zone des épontes et sur une épaisseur n'excédant pas un ou deux mètres.

2.3.2- Minéralogie et pétrographie

Les analyses modales des métagabbros et les descriptions de roches types sont indiquées dans l'appendice III. Les analyses chimiques totales apparaissent dans l'appendice IX.

Les métagabbros sont des roches mésocrates à mélanocrates dans lesquelles on distingue des minéraux primaires datant de la phase magmatique et d'autres, secondaires, dont l'origine est nettement métamorphique. Les minéraux primaires sont, par ordre décroissant d'importance: le plagioclase "clouded" zoné, le clinopyroxène, l'olivine, les minéraux opaques, la hornblende brune, l'orthopyroxène, l'apatite, le feldspath potassique, les sulfures, la biotite (?) et le quartz.

Les minéraux secondaires sont, par ordre décroissant d'importance: l'orthopyroxène, le grenat, l'amphibole verte, la hornblende vert kaki, la biotite, l'iddingsite et la serpentine.

Il ne fait pas de doute, d'après les analyses modales, que ces filons-couches étaient originellement des gabbros plus ou moins foncés, des gabbros à olivine (olivine $\leq 5\%$), olivinifères (olivine = 5-10%) selon la quantité d'olivine présente. Malgré que le plagioclase ait une calcicité moyenne peut-être inférieure à An50 dans la plupart des cas, nous appellerons cependant ces roches des métagabbros.

Dans certains cas, ils contiennent tellement de minéral opaque (5-15%) qu'on pourrait éventuellement les qualifier de métaferrogabbros.

La roche originelle de ces métagabbros a été affectée partout par le métamorphisme en ce sens que, si la texture de la roche a été totalement

préservée, par contre, la minéralogie a subi au moins de légères modifications se traduisant par la présence de grenat, de hornblende et/ou d'orthopyroxène d'origine métamorphique.

2.3.2.1- Texture magmatique et habitus des cristaux

Quand elle a été conservée, la texture magmatique originelle est généralement poecilitique interstitielle. La roche est massive et nous n'avons jamais vu de texture planaire développée dans ces roches.

Originellement, ces roches étaient constituées d'un agrégat de phénocristaux de plagioclases "clouded", hypidiomorphes à idiomorphes dont la longueur varie de 1 millimètre à 3 centimètres (photographies nos. 10, 11). Ces cristaux interviennent pour près de 45% de la roche en moyenne et ils sont zonés. La teneur en anorthite varie en moyenne de An67 au centre à An15 en périphérie, et le pourcentage de plagioclase calcique (An35-An67) est modalement volumétriquement plus important que la partie sodique (An15-An35). Quelquefois la partie externe de ces phénocristaux est antiperthitique. Entre ces phénocristaux de plagioclase, cristallisent de plus petits cristaux de plagioclase souvent peu zonés d'oligoclase sodique, ainsi que des grands cristaux poecilitiques interstitiels de clinopyroxène dont les dimensions oscillent entre 0, 1 et 50 millimètres de diamètre. Le clinopyroxène représente de 5 à 30% de la roche (photographie no. 11). Quand elle cristallise, l'olivine se présente sous forme de cristaux de taille variable vraisemblablement ovoïdes et xénomorphes, leur diamètre varie de 0, 1 à 20 millimètres (photographie no. 13). Le minéral opaque est quelquefois abondant et il se présente sous un aspect trapu et quelquefois squelettiforme caractéristique d'une cristallisation

tardive et rapide, ou il est tout simplement interstitiel (photographie no. 14). Le minéral opaque (souvent représenté par de la magnétite associée à de l'ilménite) s'insère souvent entre les phénocristaux de plagioclase et les clinopyroxènes, et il est associé intimement à l'apatite qui est généralement idiomorphe et largement grenue. L'orthopyroxène primaire est rare, assez finement grenu et hydiomorphe. Le feldspath potassique se présente rarement comme phase libre; il se rencontre surtout comme lamelles d'exsolution, dans les plagioclases antiperthitiques et rarement comme mésoperthites. Le quartz est rarissime et cristallise uniquement dans les roches qui renferment de la mésoperthite. Il se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes qui cristallisent surtout dans les interstices qui existent entre les feldspaths.

La présence de phénocristaux de plagioclase zoné, la calcicité moindre des plagioclases interstitiels et la cristallisation tardive de mésoperthite et de quartz interstitiels suggèrent que ces roches gabbroïques ont subi une cristallisation de type mésocumulus à orthocumulus (Wager & Brown, 1967).

2.3.2.2- Modifications métamorphiques à la texture magmatique originelle

Le métamorphisme régional superposé ou non à une phase d'autométamorphisme a transformé la roche en une coronite recristallisée et plus ou moins déformée plastiquement suivant les endroits. La roche devient alors une véritable cornéite équi-granulaire qui peut être foliée. L'influence du métamorphisme se manifeste tout spécialement dans les plagioclases, clinopyroxènes, olivines et minéral opaque (photographies nos. 8 à 23).

Les plagioclases sont recristallisés et perdent leur aspect "clouded", ils se transforment en partie en petits polygones trapus tout à fait translucides. Dans la plupart des grands individus zonés, se développent des chapelets de petits cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de grenat non poecilites dont le diamètre oscille entre 0,01 à 1,5 millimètre; ils se disposent souvent parallèlement aux contours des plagioclases primaires. Ces grenats forment quelquefois une véritable couronne quasi continue à l'intérieur du phénocrystal (photographies nos. 15, 16). L'aspect "clouded" du plagioclase a totalement disparu dans la zone entourant les grenats. Ceux-ci se développent également de préférence autour des inclusions de minéral opaque que renferment les phénocristaux de plagioclase.

Le clinopyroxène poecilite interstitiel originel qui est peu zoné, est pléochroïque vert foncé et entre souvent directement en contact avec le plagioclase. Avec le métamorphisme, il est souvent séparé du plagioclase par une frange plus ou moins continue et épaisse de petits cristaux et rarement par un seul cristal de hornblende vert kaki (photographie no. 11). Le clinopyroxène est quelquefois presque entièrement remplacé par la hornblende. Il a conservé généralement son pléochroïsme et il est relativement peu recristallisé. Il n'est impliqué, semble-t-il dans aucune autre réaction métamorphique que celle qui a produit la hornblende vert kaki par réaction avec le plagioclase (photographie no. 12).

Le minéral opaque (magnétite et ilménite) est entouré très souvent d'un agrégat ou d'une couronne de minéraux ferromagnésiens. Plusieurs cristaux de minéral opaque sont englobés par des cristaux de biotite

brun foncé et largement grenus qui se disposent perpendiculairement à la surface du minéral opaque. Du grenat cristallise habituellement à faible distance des biotites dans du plagioclase recristallisé et translucide sous forme de petits dodécaèdres idiomorphes (photographies nos. 17, 18). Le minéral opaque donne occasionnellement naissance à de la hornblende brune moyennement à finement grenue qui se présente sous forme de cristaux hypidiomorphes, et du grenat cristallisé encore à faible distance de cette association.

L'orthopyroxène primaire est rare et quand il est présent, il est recristallisé et est souvent entouré d'une mince frange d'amphibole verte, accompagnée à quelque distance de quelques grenats.

La serpentine et l'iddingsite (= de la bastite?) sont les minéraux secondaires qui cristallisent dans les fractures de l'olivine ou qui soulignent la présence d'olivine antérieure dans la roche.

L'olivine est le minéral le plus intéressant parmi les minéraux primaires du fait qu'elle donne généralement naissance à des textures kéliphitiques complexes par réaction avec le plagioclase (photographies nos. 19, 20, 21). L'olivine primaire ne semble pas zonée et se présente souvent sous forme de petits cristaux ovoïdes, amoebiformes et toujours xénomorphes. Ils sont souvent craquelés et de l'iddingsite et la serpentine se développent dans ces cassures. Un peu de minéral opaque (de la magnétite?) résultant de l'oxydation partielle de l'olivine apparaît souvent au coeur des cristaux et se développe en cristaux xénomorphes ou en plages amoebiformes.

2.3.2.2.1- Les relations olivine-plagioclase

Les premiers indices de réactions entre l'olivine et le plagioclase se rencontrent dans certains métagabbros assez finement grenus et assez riches en minéral opaque (échantillon 140269), où l'olivine est finement grenue. On constate qu'il n'y a pas de réaction évidente entre l'olivine et le plagioclase qui est demeuré assez fortement zoné et a conservé son aspect "clouded" (photographie no. 17). On note cependant la production d'une mince frange de hornblende brunâtre à l'interface de l'olivine et du plagioclase. Il est possible que cette hornblende brune date de la phase magmatique ou autométamorphique. D'autres indices métamorphiques sont la présence de grenat qui cristallisé à faible distance de l'olivine dans les plagioclases pourrait dériver en partie du transfert d'ions Fe, Mg des cristaux d'olivine.

Le développement de textures kélyphitiques à la suite de réactions impliquant l'olivine et le plagioclase est commun à la plupart des métagabbros qui renferment de l'olivine. Le passage de l'olivine au plagioclase s'effectue le plus souvent par le biais d'une enveloppe complexe qui, quand elle est complète, est triple; cette enveloppe ressort particulièrement bien sur le terrain dans le cas des métagabbros les plus grossièrement grenus, les plus clairs et les moins recristallisés.

A partir de l'olivine, cette enveloppe consiste en:

- a) une couronne d'orthopyroxènes finement grenus et polygonaux au pléochroïsme rosé caractéristique. Les orthopyroxènes tendent à orienter leur grand axe perpendiculairement à la surface de l'olivine. Ils se disposent sur une ou plusieurs couches le plus

souvent complètes mais qui peuvent aussi être incomplètes (photographies nos. 20, 21).

b) cette première couronne est suivie d'une ceinture d'amphiboles vertes (cunningtonite, pargasite?) polygonales et moyennement à finement grenues qui cristallisent sur une ou plusieurs couches. Les cristaux les plus grands se trouvent le plus souvent dans la couche interne. Cette couche d'amphiboles entre quelquefois directement en contact avec l'olivine et elle peut être également interrompue, tout comme celle d'orthopyroxènes, pour permettre à l'olivine et au plagioclase recristallisé et non "clouded" d'entrer directement en contact. Des cristaux de clinopyroxènes ont été repérés entre orthopyroxènes et amphiboles vertes.

c) une mince couche ou un liseré de très petits plagioclases translucides dont l'épaisseur n'excède certes pas un dixième de millimètre existe souvent entre la partie externe de cette couche d'amphiboles vertes et la frange continue ou discontinue des petits cristaux hypidiomorphes ou idiomorphes de grenats translucides et généralement non poecilites (photographie no. 21). Cette couche est généralement constituée d'une seule épaisseur de cristaux de grenat qui peut être double dans certains cas. Les seules inclusions visibles dans les grenats sont des petits cristaux de minéral opaque. Cette couche grenatifère peut entrer directement en contact avec la couche à amphiboles ou avec celle à orthopyroxène.

Les plagioclases non recristallisés situés directement à l'extérieur de la couche grenatifère sont parfaitement translucides et légèrement recristallisés alors qu'à peu de distance de là, le reste des plagioclases

a conservé son aspect "clouded". Les impuretés contenues dans les plagioclases ont été drainées pour donner naissance à la formation des grenats (photographie no. 22).

L'évolution de cette texture se manifeste dans un premier temps par la disparition totale de l'olivine. Cette dernière laisse cependant des traces qui sont généralement des amas de minéral opaque entre les cristaux d'orthopyroxènes qui forment dès lors le coeur de la texture, ou encore des languettes de serpentine ou d'iddingsite. Plus tard, l'orthopyroxène lui-même disparaît et, notamment dans les amas les plus petits; cette disparition ou cette absence est de mise dans les roches les plus recristallisées où il ne subsiste plus que de l'amphibole et du grenat.

2.3.3- Commentaires préliminaires sur l'origine des métagabbros

Bien que le caractère originel igné de ces filons de métagabbros ne fasse aucun doute, il reste que leurs relations vis-à-vis du CPAP ne sont pas sans poser de problèmes. Toutefois, vu que la distribution de ces roches est surtout élevée dans le voisinage des massifs anorthositiques du segment orogénique considéré, il paraît plausible, au premier abord, de les considérer comme des dérivés tardifs du magma générateur de l'anorthosite du CPAP. Dans l'étude pétrologique du CPAP, nous avons abordé ce problème, et il semble que pétrochimiquement, ces roches présentent des caractères de filiation assez marqués par rapport aux roches du CPAP. Nous traiterons le problème du chimisme dans le chapitre trois avec le CPAP et la question de la signification métamorphique des textures dans le chapitre V traitant du métamorphisme.

CHAPITRE III

LE COMPLEXE PLUTONIQUE ANORTHOSITIQUE DE PIPMUACAN

3.1- Le problème des anorthosites

3.1.1- Préambule

Avant d'aborder l'étude du massif anorthositique de Pipmuacan qui constitue la partie essentielle de ce mémoire, il nous est apparu utile de faire un rappel historique et une synthèse des problèmes posés par les massifs anorthositiques plutoniques (Berrangé, 1966) aux géologues et les diverses hypothèses proposées par ces derniers pour expliquer l'origine de ces massifs. L'étude des anorthosites* entreprise dès le siècle dernier au Canada et en Norvège s'est accentuée au cours des quarante dernières années; elle s'est principalement développée dans les pays les plus favorisés par le nombre élevé de ces intrusions, en l'occurrence, au Canada, aux Etats-Unis, en Norvège, en U.R.S.S. et en Inde. Parmi ceux qui ont le plus contribué à promouvoir ce champ d'analyse tant par leurs travaux de terrain que par leurs raisonnements pétrotectoniques, il faut citer Balk, Buddington et son école, Hess, Barth, Ramberg, Michot.

L'intérêt devint tel au cours des vingt dernières années qu'il s'est réalisé une quantité énorme de travaux de terrain couplés à de nombreuses études fondamentales en laboratoire. Les recherches théoriques

* anorthosites: réfère aux massifs intrusifs constitués surtout de plagioclases, accompagnés de pyroxènes avec ou sans olivine.

et pratiques sur le comportement de la matière, sur la connaissance de la croûte terrestre et du manteau, ainsi que sur l'évolution des systèmes minéralogiques simples (granite, basaltes, granodiorite, diorite) soumis à des conditions thermodynamiques variables (T , P , $P_{(H_2O, CO_2, O_2)}$) etc) comparables à celles que l'on rencontre en profondeur, ont sans doute été le ferment de l'évolution de la pensée géologique dans le domaine des anorthosites.

Avec une telle production de données, il est apparu opportun de s'arrêter, l'instant d'un congrès, afin de faire le point. C'est ce qui a déterminé la tenue du "Symposium on the Origin of the Anorthosite and related Rocks" du 6 au 10 octobre 1966 au State University of New York College à Plattsburgh, N.Y.

Le mémoire qui en a résulté (Isachsen, 1968) a été dédié à Buddington pour ses contributions à la connaissance des anorthosites et spécialement au massif des Adirondacks. Y sont consignées une importante bibliographie et les idées principales concernant la genèse des anorthosites plutoniques.

3.1.2- Les anorthosites plutono-orogéniques et les anorthosites stratiformes.

Depuis une quarantaine d'années, il s'est établi une distinction entre anorthosites plutono-orogéniques et stratiformes. Cette distinction s'est produite surtout à cause des facteurs minéralogiques, géométriques, tectoniques, structuraux, texturaux qui les caractérisent. Dans une étude comparative assez exhaustive, Berrangé (1966) a résumé les critères caractéristiques de deux types de massifs. Cette

classification apparaît dans le tableau 3.1.2

En résumé, on groupe sous le vocable d'anorthosite plutono-orogénique, tous les grands massifs intrusifs d'âge précambrien et de vaste étendue dans lesquels le plagioclase (An75-An28) constitue le minéral essentiel (plus de 65%). L'orthopyroxène et le clinopyroxène sont les minéraux ferromagnésiens les plus courants, alors que l'olivine apparaît assez rarement. Les oxydes de fer et de titane sont restreints, en compagnie de l'apatite, à des bandes de ferrogabbro bien définies. Les textures et structures d'origine magmatique sont souvent obscurcies ou complètement oblitérées par le métamorphisme et la recristallisation poussée qui caractérisent ces intrusions. Ces phénomènes ont présidé à une réorganisation importante de la roche et au développement d'une minéralogie nouvelle où les grenat, hornblende, biotite, scapolite, épidote constituent les principaux minéraux métamorphiques.

De leur côté, les intrusions stratiformes sont souvent de dimensions plus restreintes (quelques km² à quelques centaines de km² et rarement quelques milliers de km²) et leur âge varie du Précambrien au Tertiaire. Les plagioclases (An80-An0) ne comptent plus que pour 50% de l'intrusion environ et l'olivine (Fo95-Fo05) représente le minéral ferromagnésien principal. Le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont assez abondants et de la hornblende brune cristallise assez fréquemment dans ces roches. Tandis que la chromite constitue des niveaux continus dans la partie inférieure des intrusions stratiformes, les oxydes de fer et de titane se concentrent dans des lits subcontinus surtout dans la partie moyenne et/ou supérieure de l'intrusion où se manifestent également

Table 1. Summary of the comparative features of orogenic-plutonic and gravity-stratified anorthosites.
Gravity-stratified anorthosites

Orogenic-plutonic anorthosites
E n v i r o n m e n t
 Anorthosites and country rocks confined to high grade, upper amphibolite or granulite facies migmatite terrains of the catazone.

A g e
 Confined to the Precambrian.

F o r m
 Plutons of varying shape and size, gently dipping sheet or nappe-like form probably quite common. Also elongated masses with a length 10 to 100 times greater than width and intercalated with migmatites.

A n o r t h o s i t e
 Satellites common around the larger "equidimensional" bodies.

I n t e r n a l
 Largely massive and structureless, where layering present it is commonly associated with kinematic foliation or some ultrametamorphic process rather than a simple magmatic cumulate process.

C o g n a t e
 Inclusions of more feldspathic rock in more mafic types are common.

T e x t u r e s
 Commonly coarse-grained and very coarse-grained with plagioclase and pyroxene crystals measurable in inches or feet.

U l t r a m e t a m o r p h i c
 Ultrametamorphic granulite textures. Stress effects typical e.g. kink banding of pyroxenes, bending and/or granulation of plagioclase.

K i n e m a t i c
 Kinematic effects absent, or fortuitous due to post-intrusion superimposed stress.

M i n e r a l o g i c a l
 Anorthosite and noritic or gabbroic anorthosite predominant.

M a f i c
 More mafic facies confined to the margins of the plutons. Most anorthosite in middle zones. Regular and abrupt changes in composition of layers.

C o m p o s i t i o n
 Compositional variations disorderly and gradational. Plagioclase composition strictly governed by its position in the layer, usually constant over vast areas, or can vary in either a regular or, more commonly, an irregular manner. No systematic variation in composition between plagioclase and mafics. Antiperthite common.

P r i m a r y
 Primary mafics either orthopyroxene, clinopyroxene or both together, olivine absent or rare. Pyroxenes commonly more or less altered to amphiboles. Garnet widespread.

A c c e s s o r i e s
 Primary accessories common - apatite and ilmenite-magnetite. No platinum-chromitite-bearing layers.

N e g a t i v e
 Negative gravity anomalies.

A s s o c i a t e d
 Anorthosite associated with green pyroxene-perthite-bearing salic rocks of ultrametamorphic to igneous aspect, i.e. enderbite, mangrite and charnockite.

M a g n e t i c
 These rocks commonly marginal to, and can show gradational or intrusive relations into the anorthosite-gabbro. Mobilised types probably of anatectic origin.

C o n t a c t
 Contact metamorphic widespread contact phenomena at borders of anorthositic plutons are similar to those familiarly developed around granitic bodies. Pegmatitic and hydrothermal activity extensive. Dynamic metamorphism also wide-spread.

D y n a m i c
 Dynamic metamorphism local.

TABLEAU 3.I.2: Tableau comparatif des anorthosites stratiformes et plutono-orogéniques, d'après Berrangé (1966).

l'apatite, le feldspath potassique et le quartz. Ces derniers minéraux constituent en effet des bandes de ferrosyénites et même des granophyres ou des microgranites. Les textures et structures magmatiques sont toujours très bien conservées, et ce sont précisément ces intrusions qui ont permis les découvertes les plus marquantes quant aux divers processus magmatiques qui procèdent à l'édification des intrusions basiques. La dynamique des magmas basaltiques au cours de leur intrusion et de leur différenciation a été approfondie par Hess (1960) au Stillwater et par Wager et al. (1939, 1960, 1967) au Skaergaard. Tous ces auteurs ont apporté une contribution importante à la connaissance du mode de formation et à l'évaluation des textures magmatiques ainsi qu'à celle de la genèse, de la composition et de l'accumulation des diverses phases minérales.

Dans son schéma de classification des deux types d'anorthosites, Berrangé évoque l'idée que la différence entre ces intrusions tient entre autre à l'évolution du magma originel dans le temps, dans l'espace (catazone, mésozone, épizone profonde) et dans des conditions physico-chimiques différentes de plasticité, mobilité, cinétique chimique, etc.

3.1.2.1- Critique de la classification de Berrangé

D'une façon générale, nous sommes d'accord avec le libellé de la classification de Berrangé. Bien entendu, compte tenu de leur mode de gisement favorable (ces intrusions montrent souvent des sections complètes, de nombreux affleurements décapés, un dénivelé favorable, etc.) et de la présence de minerais exploitables (chromite, ilménite, apatite,

platinoïdes, etc), les anorthosites stratiformes ont été cartographiées en détail.

Au contraire, les anorthosites plutono-orogéniques n'ont été que rarement touchées par les travaux de détail. L'approche pétrotectonique telle que proposée par P. Michot et plus récemment par Martignole et Schrijver (1970) n'ont pas été souvent appliquées, de sorte que les résultats des travaux de Hess et de Wager et al. n'ont pas souvent donné de résultats dans les cas les plus favorables.

Les travaux de terrain que nous avons effectués à diverses échelles (1/1.000 à 1/100.00) dans la Province de Grenville (Massif de Morin, massif du lac Saint-Jean) et des visites dans le massif des Adirondacks et dans le massif d'Egersund en Norvège nous permettent d'apporter quelques ajouts à cette classification aux chapitres de la forme, des structures et texture et de la minéralogie des massifs plutono-orogéniques.

- (a) Les formes variées des différents massifs plutono-orogéniques ne peuvent être expliquées que par la compréhension de la structure environnante, ainsi que par celle de la stratigraphie propre à l'intrusion elle-même. Comme P. Michot (1960, 1968) l'a amplement démontré au cours de ses recherches dans la région d'Egersund, les massifs anorthositiques peuvent présenter une stratigraphie qui, bien comprise, peut conduire à un schéma d'intrusions multiples. Ainsi, l'anorthosite d'Egersund est composée d'un dôme d'anorthosite hololeucocrate à andésine et d'un lopolite différencié dont le terme ultime est une mangérite quartzifère à fayalite.

Dans la région de Labrieville, Morin et Anderson (1968) ont cartographié un dôme d'anorthosite à andésine qui se dessine très bien grâce au rubanement primaire partiellement préservé. Une étude rapide du massif de Morin conduite sous l'optique pétrotectonique, a conduit Martignole et Schrijver (1970) à la conclusion que ce massif était constitué d'un dôme à l'ouest et d'un diapir au nord, alors qu'une "nappe" d'anorthosite hololeucocrate très fortement recristallisée est impliquée dynamiquement dans la tectonique en plis couchés de la couverture gneissique située à l'est du Massif.

Ainsi donc, on se rend aisément compte que les formes quelquefois compliquées des intrusions dépendent du niveau structural atteint par l'érosion actuelle. La composition souvent monominérale des anorthosites à andésine ne facilite pas l'analyse pétrotectonique, surtout si elles sont affectées par une cataclase très importante.

- (b) La majorité des intrusions marginales ont une composition leuconoritique à noritique ou gabbroïque. Certaines renferment de l'olivine ferrifère, et toutes possèdent un rapport $Fe^{++}/Fe^{++} + Mg^{++}$ assez élevé; elles sont enrichies en oxydes de fer et de titane, en apatite, en soude et en potasse. On note toutefois la présence de petits massifs d'anorthosite hololeucocrates intégrés de façon plastique dans la couverture, et très fortement recristallisés. La plupart des intrusions gabbroïques marginales constituent en fait un stade avancé dans la différenciation du magma parent.

- (c) Les structures magmatiques primaires, telles les rubanements compositionnels "inch scale layering", "cryptic layering", "phase layering", apparaissent aussi bien dans les massifs anorthositiques à labrador que dans les lopolites à andésine, surtout quand la recristallisation n'a pas été trop pénétrante, et quand les zones d'affleurements continus sont suffisamment étendues et découpées. Ces structures ont été plusieurs fois reconnues dans l'anorthosite de Pimpuacan.

La texture gloméropeccilitique (cf. 3.2.2.3.1) a été reconnue dans les divers massifs visités; elle peut servir à définir des unités cartographiables.

Les textures primaires telles que décrites par Wager et al. (1960) dans le Skaergaard sont rarement préservées à cause de la recristallisation.

- (d) L'évolution minéralogique dans les massifs anorthositiques stratiformes est facilitée du fait que l'on connaît la stratigraphie avec précision. Elle traduit le cheminement de la cristallisation du magma au cours du temps et permet de déterminer certaines des conditions physico-chimiques qui ont prévalu au cours de cette cristallisation. L'étude des textures et structures combinée à l'étude minéralogique permet de donner plus de précision sur le mode de formation des différentes couches. Les études minéralogiques doivent donc être reliées, dans le cas des massifs plutono-orogéniques à la compréhension tectonique de l'ensemble envisagé. D'une façon générale et

malgré que les variations minéralogiques de divers minéraux rencontrés dans les complexes plutono-orogéniques soient moins étendues que dans le cas des intrusions stratiformes, on constate une diminution de la calcicité des plagioclases parallèlement à une augmentation de la teneur en fer des orthopyroxènes, clinopyroxènes et olivines. Similairement, l'apparition des oxydes de fer et de titane et celle de l'apatite ne se font qu'à un moment donné, surtout dans les bandes où les plagioclases sont les moins calciques.

Une (ou plusieurs ?) polarité peut être définie dans les massifs plutono-orogéniques sur une base similaire à celle des massifs stratiformes et doit être intégrée au schéma tectono-magmatique global.

La présence du grenat n'est certes pas universelle dans les roches mésocrates. Il peut aussi caractériser les roches hololeucocrates à mésocrates des anorthosites à andésine ou labrador, ainsi que les gabbros et ferrogabbros à olivine. Il semblerait que le grenat caractérise surtout les roches ayant un rapport $100 \text{ Mg}^{++}/\text{Fe}^{++} + \text{Mg}^{++}$ inférieur à 50 (Martignole et Schrijver 1973). La présence de bandes de chromite et de platinoïdes dans la partie inférieure des intrusions de type stratiforme est certes très importante et pourrait servir de critère pour distinguer les deux types d'anorthosite. Cependant, on n'a pas décelé encore de chromite ou de platinoïdes dans le Skaergaard, et des massifs tectonisés comme ceux de Sakeny à Madagascar (Boulangier, 1959) et de Sittampundi en Inde (Subramaniam, 1956) sembleraient indiquer que certaines intrusions de type stratiforme auraient pu évoluer dans un environnement tectonique plus mobile. L'absence de chromite

dans les intrusions plutono-orogéniques pourrait être due soit au fait que le niveau d'érosion atteint actuellement n'est pas suffisamment profond, ou que le niveau de saturation en Cr nécessaire pour permettre à la chromite de précipiter n'a jamais été atteint, le Cr entrant en teneurs variables et élevées dans la structure du clinopyroxène et/ou de la magnétite.

En conclusion, les facteurs importants dans l'évolution du magma générateur des anorthosites sont sa composition primaire et l'environnement dans lequel il évolue. Les intrusions plutono-orogéniques et stratiformes ont été cataloguées comme telles surtout à cause de l'empreinte laissée sur elles par leur environnement immédiat, à savoir leur évolution respective dans un domaine mobile pour les premières, et stable pour les secondes. La présence de massifs à caractères stratiformes, tels le massif de Kiglapait au Labrador (Morse, 1969) ou de Bjerkrem-Sogndal en Norvège (P. Michot, 1968) dans un environnement catazonal capable de mobilité, nous porte à penser qu'il y a anorthosite plutono-orogénique et anorthosite plutono-orogénique. Certaines intrusions ont pu se différencier au cours d'une phase syncinématique ou anchitardicinématique, et d'autres au cours de la cratonisation ou au cours de la phase tardicinématique qui se produit à la fin de l'édification d'un orogène. Ces dernières ont pu s'insérer dans un même orogène de façon plus ou moins synchrone par rapport aux premières, mais à un niveau nettement supérieur.

L'existence des massifs de Sakeny et de Sittampundi est très importante et constitue, avec ceux du type de Kiglapait le trait d'union qui permet de concevoir le schéma proposé par Berrangé.

Nous insistons enfin sur la présence de structures et textures magmatiques plus ou moins bien conservées dans les massifs plutono-orogéniques qui devront être réexaminées ou redécouvertes (?) suite aux travaux de P. Michot, Hess, Wager, Martignole et Schrijver, etc. Elles permettront de mieux comprendre l'évolution pétrotectonique de ces massifs dans et avec leur couverture.

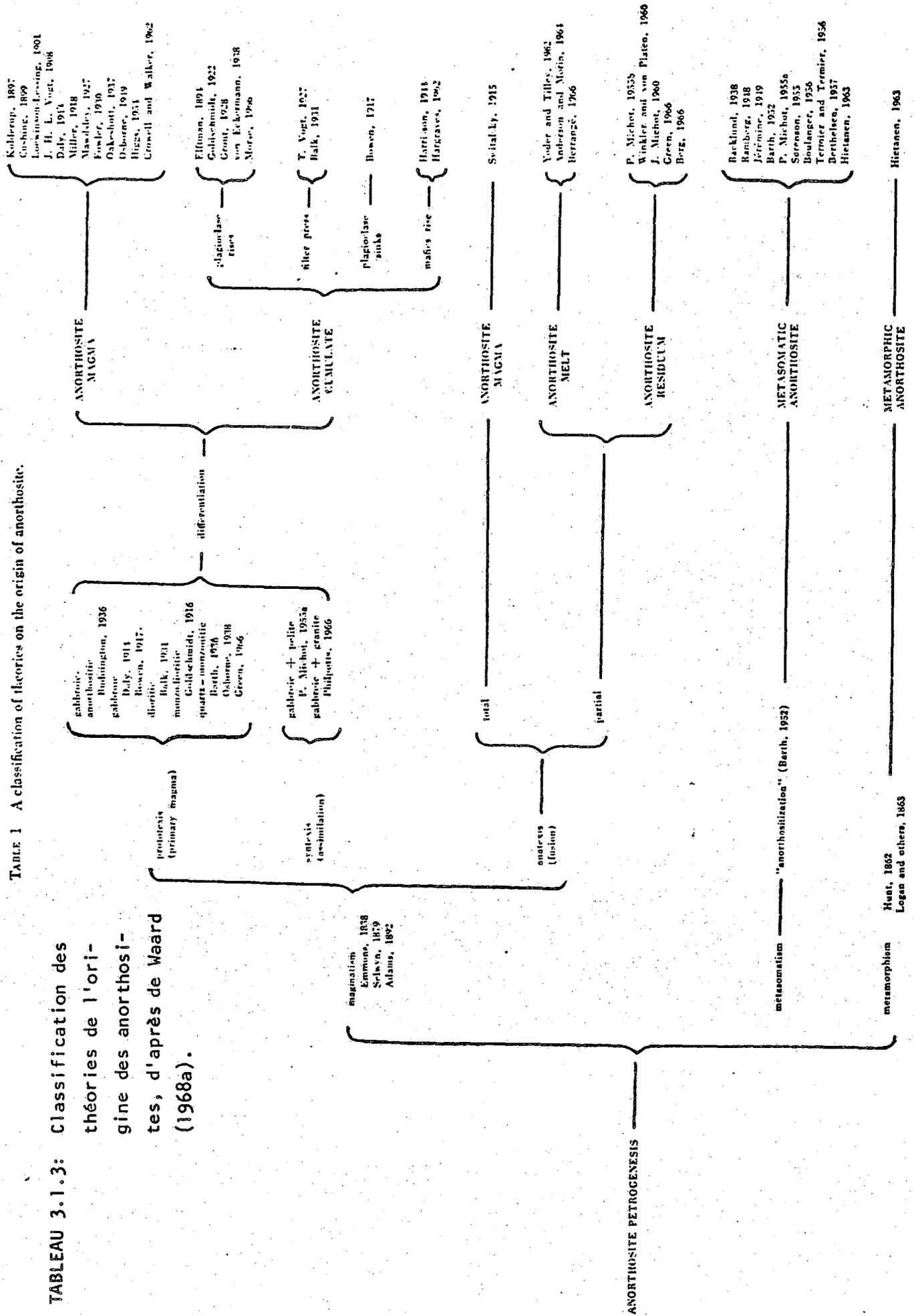
3.1.3- Théories de la genèse des anorthosites plutono-orogéniques

Dans Isachsen (1968), de Waard a très bien cerné l'évolution des concepts géologiques en ce qui a trait à l'origine des anorthosites plutono-orogéniques. Le tableau 3.1.3 tiré de Waard (1968) résume les diverses tendances qui se sont exprimées au sujet de l'origine et de l'évolution de ces massifs anorthositiques. On y trouve, résumées, les théories quelquefois contradictoires émises par des géologues éminents au sujet de ces roches qui ont évolué, d'un massif à l'autre, dans des conditions thermodynamiques très semblables. Ceci nous porte à penser qu'il y a une faille, tout comme dans le cas des granites, considérer au départ tous les faits de terrain et les analyser d'une façon réaliste au moyen des données chimiques, physiques, physico-chimiques et minéralogiques en notre possession, afin d'arriver, après comparaison, à un processus évolutif cohérent, quitte à devoir changer d'opinion au fur et à mesure de l'avancement de la pensée géologique dans ce domaine.

L'origine métamorphique que se faisaient des anorthosites Hunt (1862) Logan et al. (1863) a fait place à une conception purement magmatique depuis les travaux de Selwyn (1879) et de Adams (1892).

TABLEAU 3.1.3: Classification des théories de l'origine des anorthosites, d'après de Waard (1968a).

TABLE 1 A classification of theories on the origin of anorthosite.



Les progrès faits dans le domaine des travaux expérimentaux de physico-chimie ont contribué énormément à l'élaboration des divers processus concernant l'évolution de ces massifs qui ont été proposés jusqu'à présent.

3.1.3.1- Origine magmatique des anorthosites

La plupart des auteurs inscrivent l'origine des massifs anorthositiques dans un processus magmatique, soit à partir d'un magma non contaminé dont la composition varie selon les auteurs, soit d'un magma contaminé par l'assimilation des sédiments, soit d'un magma résultant de la fusion partielle ou totale de roches préexistantes.

3.1.3.1.1- Magma parent non contaminé

Tout comme Bowen (1917) Balk (1930, 1931) pense qu'il est possible d'obtenir d'importantes masses anorthositiques par différenciation et cristallisation fractionnée à partir d'un magma de composition dioritique. Un liquide enrichi en plagioclases se sépare d'une couche riche en ferromagnésiens par "filter pressing", et cristallise à un niveau structural plus élevé sous forme d'une masse composée essentiellement de plagioclases (andésine). Subséquemment, les dernières venues plagioclasiques sont entraînées par un liquide plus acide et de composition monzonitique. Plus denses, ces plagioclases tendent à précipiter dans ce magma et sont donc plus abondants à l'interface anorthosite/monzonite-syérite. Les monzonites évoluent vers le haut vers une composition se rapprochant d'une syénite et même d'un granite par enrichissement progressif en K, Na, Si. Ces conclusions découlent de l'étude des massifs des Adirondacks et de Morin.

Pour sa part, et à partir de l'étude du massif des Adirondacks, Buddington (1939) suppose plutôt l'existence d'un magma de composition similaire à celle d'un gabbro anorthositique qui donnerait naissance par différenciation à une masse enrichie en ferromagnésiens et ensuite à un cumulat anorthositique. Les ferromagnésiens pourraient migrer sous l'influence de fluides vers la partie externe de l'intrusion pour y former des bandes gabbroïques. Buddington (1968) a révisé ultérieurement sa conception de la nature du magma anorthositique; il lui attribue une composition de 60% de liquide avec environ 80% de plagioclase normatif et 40% de cristaux de plagioclase en suspension. L'anorthosite des Adirondacks serait produite par "flow differentiation" et le liquide de gabbro anorthositique forcé vers l'extérieur.

Emslie (1968) pense que l'intrusion du lac Michikamau qui est constituée surtout par une leucotroctolite, dériverait d'un magma basaltique à olivine.

Morse (1961, 1969) a étudié l'intrusion à caractère stratiforme de Kiglapait dans un environnement anorthositique reconnu à grande échelle par Wheeler (1955, 1960, 1965). Il arrive à la conclusion que le magma parent a pu se différencier in situ sans avoir subi de déformation majeure. La composition originelle de ce magma serait celle d'un magma basaltique alcalin (Morse, 1961) ou d'un magma de type "high alumina basalt" (Morse, 1969).

Hargraves (1962) reprend en quelque sorte la théorie de Buddington dans sa description du massif du lac Allard. Au cours de la cristallisation, il se produit une migration des ferromagnésiens vers l'extérieur

du massif, qui laisse au coeur de l'intrusion un résidu anorthositique. Les minéraux ferromagnésiens cristallisent surtout à la périphérie du massif, et la migration de la potasse, de la soude et de la silice vers l'intérieur, combinée à celle du fer, du magnésium et du titane vers l'extérieur, contribue à l'établissement d'une zone hybride à l'interface du massif et de sa couverture.

Ces divers schémas ont introduit plusieurs concepts dans la mécanique des magmas, à savoir: - le "filter pressing" (Balk, op. cit.);

- le flottement (dans un magma syénodioritique) ou la précipitation des plagioclases (dans un magma gabbroïde anorthositique) en fonction de la densité du magma dans lesquels ils se trouvent (Balk, op. cit.);
- la migration des volatils vers l'extérieur en entraînant avec eux d'énormes quantités d'ions constituant les minéraux ferromagnésiens (Buddington, Hargraves, op. cit.);
- les idées récentes émises par Hess (1960), Wager et al. (1960), Wager et Brown (1967) au sujet des structures et textures ont été reprises par Morse (1969) dans l'intrusion de Kiplapait.

3.1.3.1.2- Magma parent contaminé

P. Michot (1965) a émis l'hypothèse que les massifs anorthositiques pourraient dériver de l'assimilation d'une quantité plus ou moins grande de roches pélitiques par un magma basaltique normal. Le magma plagioclasique ainsi obtenu serait susceptible de se mettre en place dans des conditions catazonales et pourrait éventuellement constituer une couche plus ou moins continue sous les continents dans la partie supérieure du manteau, vers la discontinuité de Mohorovicic. Dans le cas

des anorthosites du Rogaland méridional (Norvège), ce magma a donné naissance au massif anorthositique d'Egersund-Ogna, à sa couverture leuconoritique du Laksvelefjeld. Dans un stade ultérieur, s'est produite l'intrusion et la différenciation in situ du massif lopolitique de Bjerkrem-Sogndal. Ce dernier complexe est rubané et constitué d'un empilement rythmique de composition anorthositique et leuconoritique à la base qui passe à une syénite et à une mangérite à fayalite quartzifère rubanée au sommet.

Philpotts (1966) décrit de petits massifs leuconoritiques ou noritiques associés spatialement à une grande intrusion de mangérites plus ou moins quartziques ou à des adamellites. L'association génétique leuconorite-norite/mangérite-adamellite proviendrait, selon cet auteur, de l'évolution d'un magma d'origine granodioritique ayant assimilé une certaine quantité de sédiments surtout pélitiques dans un environnement anhydre de façon à produire un net enrichissement en fer en fin de cristallisation. Les fractions basiques plagioclasiques se sont exprimées au début de la cristallisation, tandis que les mangérites ont cristallisé à partir du liquide expulsé par "filter pressing".

3.1.3.1.3- Magma résultant d'une anatexie (palingénèse basique)

Dans le massif anorthositique d'Egersund; P. Michot (1955), J. Michot (1961) et P. & J. Michot (1968) ont tenté d'expliquer certains phénomènes rencontrés sur le terrain à diverses échelles par le biais d'une anatexie. Par l'étude de l'évolution latérale et transversale de structures et de textures, ils en sont venus à l'idée de la mobilisation d'un liquide de

composition leuconoritique à partir d'une leuconorite homogène déjà consolidée sous l'influence de la mise en place de l'anorthosite d'Egersund-Ogna. Le mobilisat leuconoritique laisse ainsi derrière lui une restite réfractaire constituée par des bandes d'anorthosite hololeuconorite. Les formes et relations entre le mobilisat et sa restite sont très diverses et fonction de leur position par rapport au massif d'Egersund-Ogna. Les plus fréquentes consistent, d'une part, près de ce massif, en pseudo-enclaves plus ou moins rubanées de composition leuconoritique dans une restite anorthositique, et d'autre part, à une distance plus ou moins grande du massif, en "radeaux anorthositiques" baignant dans une leuconorite. Enfin dans les régions les plus éloignées du massif d'Egersund-Ogna, il ne reste que quelques phénocristaux de plagioclase, résidus de la restite anorthositique entraînés jusque là, baignant dans de la leuconorite.

Ce phénomène se produit uniquement dans le massif de Halland-Helleren-Rødland.

Plus récemment, Anderson et Morin (1968) ont mis de l'avant une hypothèse susceptible de relier les anorthosites à labrador et celles à andésine perthitique du lac Saint-Jean. Ces dernières dériveraient de la fusion d'une couche d'anorthosite à labrador qui se trouverait dans la partie supérieure du manteau, aidée en cela par la présence d'une quantité élevée en matériau radioactif. Enfin, les expériences de Yoder et de Tilley (1962) ont prouvé qu'il était possible d'obtenir la production de masses plagioclasiques à partir de la cristallisation du liquide résultant de la fusion partielle d'un basalte ou d'une amphibolite.

3.1.3.2- Origine métasomatique et métamorphique

La possibilité d'une origine métasomatique des anorthosites a été avancée par Barth (1952); cette palingenèse basique serait ainsi l'équivalent de ce qui se passe pour la granitisation de gneiss d'origine sédimentaire dans la catazone et susceptible de donner naissance à d'importants batholites. Enfin, l'ultramétamorphisme pur et simple, tel que le présente Hietanen (1963, 1968) dans la région de Butte (Idaho), se produit dans des conditions thermodynamiques proches du point triple des silicates d'alumine. L'origine anatectique de ces anorthosites confirme donc pleinement les travaux expérimentaux de Winkler et von Platen (1960) effectués sur des mélanges de sédiments (calcaire + schiste argileux en quantité appropriée) en présence de fluides, tels l'eau, le chlore, etc.

3.2- La géologie du complexe plutonique anorthositique de Pimpuacan

3.2.1- Préambule

Tant par sa distribution dans la feuille du réservoir Pimpuacan que par le nombre et la qualité de ses affleurements, le complexe anorthositique constitue la partie essentielle de ce travail. L'étude sommaire que nous en avons faite au cours de nos cheminements lors de la campagne 1966 du Projet Grenville, jointe aux données de la littérature nous a conduit à apporter beaucoup de soins à la cartographie de ce massif; nous l'avons abordé avec le propos d'y définir une stratigraphie, et peut-être une polarité, et d'intégrer cette étude pétrotectonique dans le cadre tectonique et magmatique régional.

Dans ce chapitre, nous définirons, dans un premier temps, la terminologie et les structures et textures magmatiques et métamorphiques rencontrées et sur lesquelles s'est basée la cartographie. Nous définirons et décrirons ensuite les diverses unités lithologiques rencontrées par ordre géométrique. Enfin, après avoir présenté les données minéralogiques, pétrographiques et pétrochimiques de ces roches, nous proposerons une évolution pétrologique du complexe.

Le comportement tectonique du massif sera abordé plus en détail dans le chapitre consacré à la tectonique et nous reprendrons également les conclusions pétrogénétiques lors de la discussion de la consanguinité éventuelle de l'anorthosite de Pimpuacan et des massifs granitoïdes que sont les complexes plutoniques du lac Gouin et de la Presqu'île (CPLG et CPPI).

3.2.2- Introduction

3.2.2.1- Généralités

Le complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan (CPAP) est situé dans la partie nord-est du massif anorthositique du lac Saint-Jean (carte no. 1), à un endroit où ce massif se rétrécit avant de s'épanouir autour du complexe du lac de la Blache - lac Hervieux situé à quelque 50 kilomètres au nord-est de la feuille de Pipmuacan. Le CPAP enferme les complexes granitoïdes subcirculaires du lac Gouin (CPLG) et de la Presqu'île (CPPI). Il est constitué d'une grande variété de roches s'étalant de l'anorthosite hololeucocrate à la pyroxénite et à la dunité, en passant par tous les termes intermédiaires principaux que sont les leuconorites, norites, gabbros et leucotroctolites. On y rencontre également toute une gamme de textures d'origine magmatique et métamorphique. Ce complexe igné est surtout caractérisé par l'aspect leucocrate et rubané des roches qui le composent (anorthosite, leuconorite, norite, anorthosite à olivine et leucotroctolite), par la composition des plagioclases qui est du labrador dont la teneur moyenne en anorthite est An₆₂, et enfin par la présence de plusieurs unités olivinifères situées surtout dans le secteur oriental du massif.

Le CPAP se trouve directement au nord du complexe plutonique anorthositique du lac Brûlé (CPLB) cartographié par Morin (1969) et Anderson (1963a) et qui est une anorthosite à andésine antiperthitique. Enfin, le CPAP sépare la couverture septentrionale de paragneiss hololeucocrates et leucocrates ayant atteint le faciès amphibolite-almandin, des paragneiss plus foncés situés au sud qui ont atteint le faciès granulite.

Avant de présenter la description proprement dite des unités constituant le CPAP, nous jugeons nécessaire et utile de définir les termes pétrographiques, lithologiques et descriptifs utilisés dans cet ouvrage, ainsi que les textures et structures rencontrées dans le complexe. Ces définitions assureront une meilleure clarté et la concision des descriptions des unités cartographiables. Celles-ci sont résumées dans la section 3.2.3 et développées dans l'appendice no. IV, tandis que les analyses modales d'anorthosites sont consignées dans l'appendice no. V.

3.2.2.2- Nomenclature des types de roches anorthositiques du CPAP

Les roches anorthositiques du CPAP englobent surtout la partie leucocrate du spectre colorimétrique bien que certains types lithologiques s'étendent jusqu'à la pyroxénite ou la dunité. Les plagioclases de ces roches ont une calcicité qui varie généralement de An75 à An40. Nous avons établi notre nomenclature (tableau 3.2.2.2) en tenant compte autant que possible de la fréquence des types lithologiques rencontrés et nous l'avons adaptée de telle sorte qu'elle permette un certain raffinement comme le souligne la figure 3.2.2.2. Etant donné que les roches anorthositiques ont été métamorphosées au moins partiellement, il faudra adjoindre implicitement à chaque terme le préfixe méta-. On qualifiera chacune des roches rencontrées par le qualificatif approprié qui décrira la ou les textures magmatique, et/ou métamorphique qui les caractérisent.

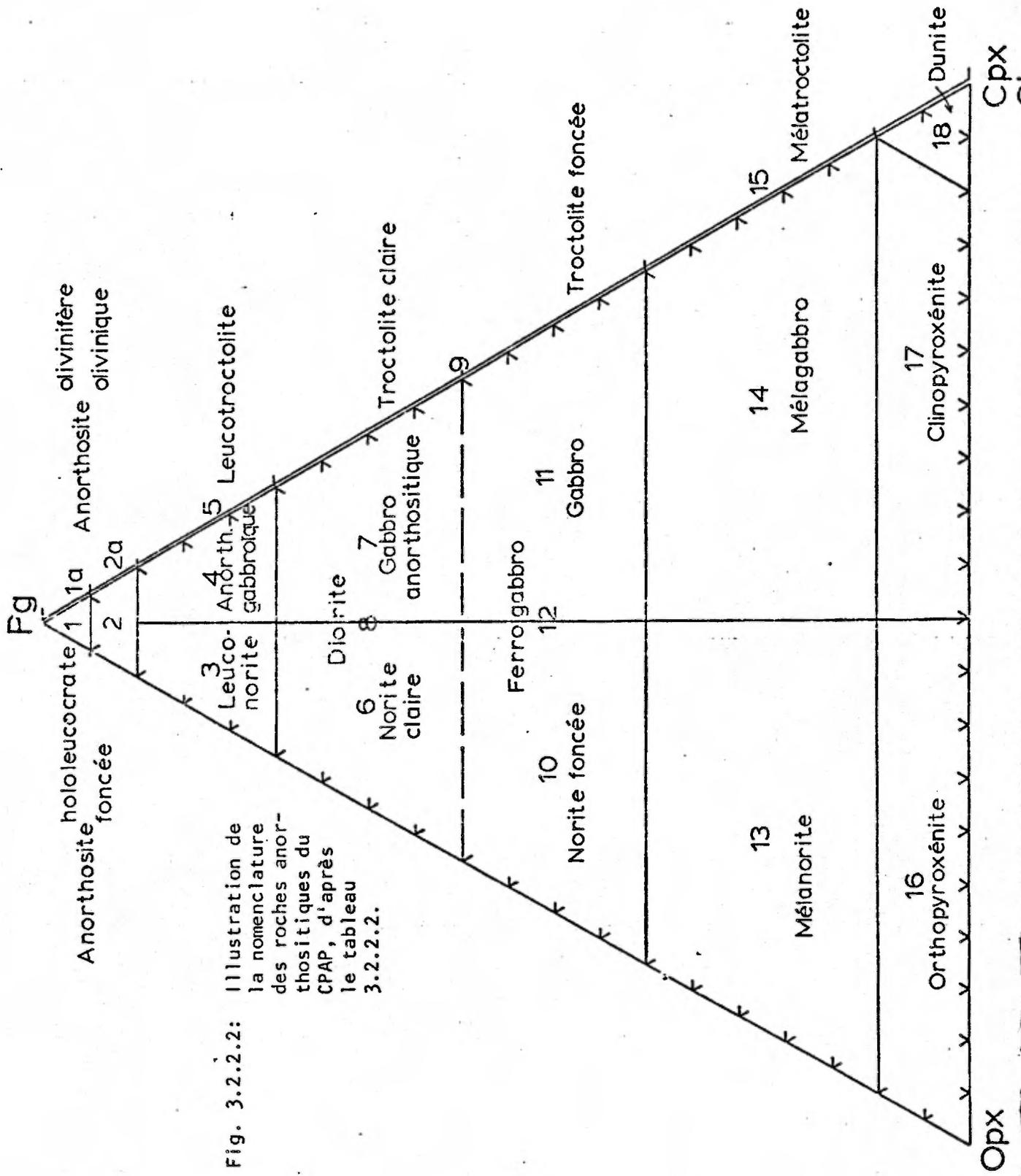


TABLEAU 3.2.2.2

Nomenclature des types de roches anorthositiques*

- Anorthosite: pris dans son sens large, le terme anorthosite désigne les roches rencontrées dans les massifs plutono-orogéniques et les massifs eux-mêmes.
pris dans son sens restreint, il désigne une roche claire constituée essentiellement de plagioclase et qui renferme moins de 10% de minéraux ferromagnésiens.
L'anorthosite hololeucocrate (1) renferme moins de 5% de ferromagnésiens autres que l'olivine.
L'anorthosite foncée (2) renferme entre 5 et 10% de minéraux ferromagnésiens autres que l'olivine.
L'anorthosite olivinifère (1a) se réfère à une anorthosite hololeucocrate qui renferme moins de 5% d'olivine avec, éventuellement, de l'orthopyroxène.
L'anorthosite à olivine ou olivinique (2a) est une anorthosite où l'olivine varie de 5 à 10%.
- Leuconorite: ce terme désigne une roche où la proportion de ferromagnésiens varie de 10 à 25% et où l'orthopyroxène est plus abondant que le clinopyroxène (3).
La leuconorite est claire quand la quantité de ferromagnésiens n'excède pas 18%.
Elle est foncée, si la proportion de ferromagnésiens varie de 18 à 25%. S'il s'y trouve un peu d'olivine, on parlera de leuconorite claire ou foncée olivinifère.
- Anorthosite gabbroïque: cette roche est l'équivalent de la leuconorite et renferme plus de clinopyroxène que d'orthopyroxène⁽⁴⁾. Elle est assez rare dans le CPAP. Les qualificatifs de claire, foncée et olivinifère seront employés avec les mêmes restrictions que pour les leuconorites.

* Les numéros entre parenthèses réfèrent à la figure 3.2.2.2.

Leucotroctolite:

c'est une roche qui contient essentiellement de l'olivine comme minéral ferromagnésien à concurrence de 10 à 25%(5). On parlera aussi de leucotroctolite claire ou foncée, comme ci-dessus.

Norite:

nous entendons par là une roche à caractère mésocrate où la quantité d'orthopyroxènes est supérieure à celle des clinopyroxènes et où la proportion des ferromagnésiens varie entre 25 et 65%. La norite claire (6) contient de 25 à 45% de ferromagnésiens. La norite est foncée(10) quand la proportion de ferromagnésiens varie de 45 à 65%.

Gabbro anorthositique:

est l'équivalent de la norite claire pour une roche qui renferme plus de clinopyroxènes que d'orthopyroxènes(7).

Gabbro:

est celui de la norite foncée (11); s'il contient un peu d'olivine, il sera olivinifère.

Ferrogabbro:

est un gabbro qui renferme au moins 5% de minéral opaque (ilménite et magnétite); il est ou non olivinifère (12).

Diorite:

ce terme s'applique à une roche de caractère mésocrate équivalent à une norite claire où le plagioclase est antiperthitique et sa calcicité inférieure à An50 (entre An40 et An45). Cette roche contient en outre plus d'apatite et de minéral opaque que les norites claires habituelles (8).

Ferrodiorite:

constitue une diorite spécialement enrichie en apatite et minéral opaque (plus de 5%).

Troctolite:

est une roche foncée constituée surtout de plagioclase et d'olivine où l'olivine varie de 25 à 65%. La troctolite est claire ou foncée comme ci-dessus(9).

- Mélanorite: est une roche très foncée contenant de 65 à 90% de ferromagnésiens où l'orthopyroxène est le ferromagnésien le plus abondant (13). Elle est rare dans le CPAP.
- Mélagabbro: est l'équivalent de la mélanorite qui renferme plus de clinopyroxène que d'orthopyroxène (14).
- Mélatroctolite: est une roche qui renferme de 65 à 90% d'olivine, avec de l'orthopyroxène et/ou de l'amphibole (15).
- Pyroxénite: est une roche holomélanocrate constituée de plus de 90% de ferromagnésiens. L'orthopyroxénite (16) contient plus d'orthopyroxène que de clinopyroxène, au contraire de la clinopyroxénite (17).
- Dunite: représente une roche holomélanocrate contenant essentiellement de l'olivine avec un peu de plagioclase d'orthopyroxène et de l'amphibole verte (18). Elle est rarissime à Pimpuacan.

3.2.2.3- Structures et textures dans le CPAP

L'étude détaillée du CPAP nous a permis de reconnaître l'existence de structures et textures magmatiques caractéristiques qui ont été décrites dans les complexes de type stratiforme comme ceux du Skaergaard (Wager & Brown, op. cit.) et du Stillwater (Hess, op. cit.), et dans certains massifs de type plutono-orogénique tels les massifs de Kiplapait (Morse, 1969) et de Michikamau (Emslie, 1970a) au Labrador et de Bjerkrem-Sogndal (P., J. Michot, 1968) en Norvège. Bien entendu, ces textures et structures ont été plus ou moins partiellement oblitérées pendant la phase dynamométrique.

Ces unités cartographiables qui ont une valeur stratigraphique importante ont pu être individualisées, non seulement sur la base de critères texturaux et structuraux, mais aussi minéralogiques. Elles nous ont aidé beaucoup dans notre tentative de fournir un modèle pétrotectonique cohérent de cette partie importante du segment orogénique envisagé.

Nous décrivons, ci-dessous les structures et textures primaires, d'origine magmatique, et celles secondaires, d'origine tectonique et métamorphique. Textures et structures sont prises avec leur sens nord-américain.

3.2.2.3.1- Les structures primaires ou magmatiques

Les roches anorthositiques de la région de Pimpuacan sont caractérisées par un rubanement primaire quasi ubiquiste et par la présence de porphyroclastes de plagioclases dont la taille est souvent énorme.

Le rubanement ou "LAYERING" (Hess, op. cit., Wager & Brown, op. cit.) caractérise la majeure partie des anorthosites. On constate, en effet, la présence de bandes de composition variable limitées par deux plans subparallèles. Il est en quelque sorte l'équivalent de la stratification des roches sédimentaires. Ce rubanement se remarque surtout à petite échelle au niveau de l'affleurement, il s'inscrit cependant à l'échelle régionale sous forme de bandes plus ou moins continues et épaisses qui sont l'expression d'un phénomène de différenciation magmatique à l'échelle du complexe. La roche d'une bande peut être massive et plus ou moins homogène, ou encore laminée ou litée.

D'une façon plus raffinée, on distingue avec Hess (op. cit) et Wager et Brown (op. cit).

- le rubanement rythmique constitué par l'alternance de bandes de composition différente sur des épaisseurs quelquefois assez grandes, et
- le rubanement uniforme qui est souligné par l'orientation d'au moins une phase minérale dans une séquence assez monotone et de composition assez constante ("AVERAGE ROCK").

Dans l'un et l'autre cas, on rencontre une lamination d'origine ignée ("IGNEOUS LAMINATION") qui caractérise la tendance des minéraux tabulaires, comme les plagioclases, à se disposer de façon telle que leurs deux plus grandes dimensions se trouvent systématiquement dans un seul et même plan.

Le rubanement rythmique peut être affecté par le phénomène de "GRAVITY SEDIMENTATION" (Buddington, 1939) ou de "Crystal Sorting" (Wager & Brown, op. cit.) qui consiste en l'augmentation de la concentration et de la taille des minéraux les plus denses (les pyroxènes, olivines, minéraux opaques) du haut vers le bas et des minéraux les moins denses (les plagioclases) du bas vers le haut. Ce phénomène se reproduit dans une succession de bandes plus ou moins épaisses (50 centimètres à 2 mètres).

L'"INCH SCALE LAYERING" (Wager & Brown, op. cit.) consistant dans l'alternance de minces lits de pyroxènes et de plagioclases a été rencontré à différents endroits, mais sur de faibles épaisseurs. Ce type de rubanement a été, par ailleurs, remanié par la recristallisation totale ou presque totale qu'a subi la roche au cours du dynamométamorphisme.

L'étude plus détaillée du complexe par le biais de la minéralogie, de la pétrographie et de la pétrochimie a permis de conclure à l'existence d'un rubanement cryptique "(CRYPTIC LAYERING)" au sens où l'entendent notamment Wager & Brown (op. cit.). Ce rubanement se traduit par l'existence de variations de la composition minéralogique des solutions solides (plagioclase, olivine, pyroxènes) et d'une façon plus raffinée, par la variation de la teneur en éléments mineurs dans la roche et dans ces mêmes phases minérales. Nous avons observé également la présence du "PHASE LAYERING" (Wager & Brown, op. cit.) qui caractérise l'apparition ou la séparation d'une ou de plusieurs phases minérales importantes ou mineures sur une épaisseur assez importante. Il faut voir dans ces rubanements le résultat de processus dynamiques, mécaniques et physico-chimiques qui ont prévalu lors du stade magmatique de l'évolution du CPAP et qui ont produit une différenciation poussée dans cette partie du massif du lac Saint-Jean. La composition, l'extension, les textures et structures de chacune des bandes ne sont que le reflet direct de l'action que ces mécanismes ont exercée sur le magma générateur du complexe au cours de sa mise en place.

Le Complexe anorthositique de Pipmuacan affiche à certains endroits une structure spéciale qui a été décrite antérieurement par plusieurs auteurs dans divers massifs de type plutono-orogénique. Cette structure est celle que P. et J. Michot (1968) ont décrite dans le massif de Halland-Helleren-Nordland sous les vocables d'anorthosite étoilée et d'anorthosite à pseudo-enclaves de leuconorite, et que Berrangé (1962) a décrite, dans la région de Saint-Augustin-LaTrappe dans le massif du Lac Saint-Jean, comme "POCKY ANORTHOSITE". Nous avons nous-mêmes reconnu cette structure

avec toutes les variantes définies par P. et J. Michot à Egersund, dans la région de Saint-Nazaire - Alma au nord du Saguenay (Hocq, cf. Laurin, 1967). Mason (1969) a décrit cette structure dans le massif anorthositique de Whitestone comme "GLOMEROPOIKILITIC ANORTHOSITE", et Martignole et Schrijver (1970) l'ont décrite dans le massif anorthositique de Morin. Nous l'avons également reconnue dans le Complexe plutonique anorthositique du lac Brûlé (CPLB) au sud du CPAP.

Dans les Adirondacks, ce genre de structure a été décrit par de Waard et Romey (1968).

La plupart des auteurs s'entendent pour attribuer à cette structure une origine magmatique; les entités leuconoritiques seraient l'expression du liquide résiduel "trappé" entre les cristaux du magma lors du processus de décantation d'une couche anorthositique donnée. Pour leur part cependant, Michot et Michot (1968) leur attribuent une origine palingénétique dans le complexe de Halland-Helleren-Rødland; en plus, ils ont pu mettre en évidence une série progressive de types de structure (cf. ci-dessus 3.1.3.1.3).

Cette structure apparaît dans les roches du CPAP dont la composition globale varie d'une anorthosite hololeucocrate à une leuconorite foncée. En fait, tout comme à Egersund, il existe à Pipmuacan toute une gamme de structures. Elles procèdent d'un seul phénomène magmatique qui consiste dans la rétention d'une certaine partie du liquide interstitiel du magma entre les phénocristaux de plagioclase qui sont en train de se décanter. Nous désignerons cette structure par le qualificatif de "Gloméropeocilitique", de la même façon que Mason (1969). Cependant, nous y

avons distingué 5 stades évolutifs principaux présentant 7 variétés, que nous avons répertoriés dans le tableau 3.2.2.3.1.

Le premier stade (1), l'anorthosite étoilée (J. Michot, 1961) se présente dans l'anorthosite hololeucocrate et consiste dans le développement de petits pyroxènes poecilittiques interstitiels qui ont cristallisé avec un peu de petits plagioclases trapus et blanchâtres entre les phénocristaux bleutés de plagioclase "clouded". Ces roches renferment souvent un ou plusieurs phénocristaux de plagioclase (photographie no. 30). Le second stade, l'anorthosite gloméropoecilittique (11), est constitué par deux variétés principales qui apparaissent dans des roches dont la composition globale est celle d'une anorthosite foncée ou d'une leuconorite très claire. L'anorthosite gloméropoecilittique ovoïde (11a) est constituée d'une anorthosite hololeucocrate plus ou moins largement grenue et laminée qui renferme des petites masses ovoïdes de composition leuconoritique claire et souvent plus finement grenues que l'anorthosite environnante. Ces corps qui ont la taille d'une orange sont massifs ou très grossièrement laminés; ils sont quelquefois subsphériques quand ils ne sont pas déformés ou ellipsoïdaux quand ils sont légèrement déformés ou étirés. Ils peuvent être épars et sans orientation préférentielle, ou, au contraire, être légèrement ou fortement orientés dans le prolongement les uns des autres (photographie no. 54).

L'anorthosite gloméropoecilittique lenticulaire (11b) est caractérisée par la présence de corps leuconoritiques plus volumineux dont les dimensions varient du pamplemousse au ballon de football américain. La leuconorite qui caractérise ces masses est claire ou foncée et quelquefois

TABLEAU 3.2.2.3.1: Evolution de la structure gloméropeccilitique dans le CPAP

TYPE DE ROCHE	FORME, NATURE DE LA FRACTION MINEURE	ORIENTATION DE LA ROCHE	ORIENTATION, GRANULOMETRIE DE LA FRACTION LEUCONORITIQUE
1) Anorthosite étoilée	LN. 3-5% de la roche. Forme: étoilé; texture p.i.	Laminée, rubanée (foliée, massive).	Rubanée, laminée; largement - moyennement grenue, recristallisée; texture p.i.
11a) Anorthosite gloméropeccilitique ovoïde	LN. \leq 10% de la roche. Forme: ovoïde (3-30 cm ϕ), texture p.i.	Laminée, rubanée, (foliée, massive).	Rubanée, laminée; largement - moyennement grenue; texture p.i.
11b) Anorthosite gloméropeccilitique lenticulaire.	LN-N. 10-25% de la roche. Forme: lenticulaire (30-120 cm X 30 cm). texture p.i.	Rubanée, laminée, foliée.	Rubanée, laminée; moyennement massive à laminée, moyennement à largement grenue, foliée et recristallisée; texture p.i.
111) Anorthosite ou leuconorite lenticulaire	LN-N. 25-40% de la roche. Forme: litée et lenticulaire (5-80 m X 15-120 cm). texture p.i.	Rubanée, (laminée), foliée.	Rubanée, laminée, foliée; moyennement grenue; recristallisée.
1Va) Leuconorite lenticulaire	LN-N ou AN. 40-60% de la roche. Forme: Idem 111	Rubanée, (laminée), foliée.	Rubanée, laminée, foliée; moyennement grenue; (texture p.i.).
1Vb) Leuconorite gloméropeccilitique ovoïde à lenticulaire	AN. 20-40% de la roche. Forme: ovoïde, lenticulaire (30-500cm X 15-50 cm).	Rubanée, (laminée), foliée, massive).	Rubanée, laminée ou massive, recristallisée. Rubanée, massive, foliée, moyennement grenue; (texture p.i.).
V) Leuconorite étoilée à amas de plagioclase	AN: 3-10% de la roche. Cristaux isolés de plagioclase	Rubanée, massive, (foliée).	Rubanée, massive ou laminée, moyennement grenue; texture p.i.

* LN: LEUCONORITE

** N: NORITE

*** AN: ANORTHOSITE

**** p.i.: peccilitique interstitielle.

laminée; généralement, ces corps sont orientés parallèlement les uns aux autres (photographie no. 32).

Le troisième stade, l'anorthosite ou la leuconorite lito-lenticulaire (III), résulte de l'augmentation de la proportion du matériau leuconoritique dans une roche dont la composition globale atteint celle d'une leuconorite claire ou relativement foncée. Les corps leuconoritiques lenticulaires sont plus étendus et ils constituent à la limite de minces lits légèrement laminés ou plus ou moins massifs selon le cas, mais toujours homogènes. La fraction anorthositique est hololeucocrate, massive ou laminée. Selon que la roche est ou anorthositique, ou leuconoritique, elle pourra être décrite comme anorthosite ou leuconorite lito-lenticulaire (photographies nos. 34, 56). Le quatrième stade se subdivise en deux variétés; la leuconorite rubanée-lenticulaire (IVa) consiste dans l'alternance de bandes plus ou moins lenticulaires de composition anorthositique et leuconoritique; les premières sont nettement plus courtes que les secondes, et paraissent souvent enserrées par la leuconorite souvent foncée et anastomosée. La leuconorite gloméropeocilitique ovoïde (IVb) est une leuconorite souvent foncée ou encore une norite très claire et assez homogène qui renferme de petits amas ovoïdes ou étirés d'anorthosite hololeucocrate. La leuconorite ou la norite est massive ou légèrement laminée. Les amas anorthositiques sont constitués par quelques phénocristaux de plagioclase étirés parallèlement au rubanement général de la roche.

Le cinquième et dernier stade, la leuconorite étoilée (V) a été désignée ainsi par opposition au premier stade. C'est une leuconorite généralement foncée ou une norite claire qui est légèrement laminée et qui

renferme quelques phénocristaux de plagioclase qui s'agglomèrent les uns aux autres sans montrer d'orientation réelle.

Cette structure gloméroécilitique se développe et évolue sur de grandes épaisseurs constituant des unités cartographiables. Elle se rencontre également à l'échelle de l'affleurement, d'une bande de quelques mètres d'épaisseur. Il est remarquable de constater enfin qu'elle évolue beaucoup plus transversalement que latéralement.

Il faut noter ici que les phénocristaux de plagioclase de la fraction anorthositique sont souvent encore légèrement "clouded", alors que ceux de la fraction leuconoritique ou noritique le sont rarement encore ou pas du tout. Les cristaux de la mésostase dans l'anorthosite et la leuconorite ne sont plus ou pas "clouded" du tout. Enfin, ces textures, comme on le verra plus loin, ne sont généralement pas préservées au complet, mais elles évoluent en fonction de la déformation de la roche.

3.2.2.3.2- Les textures primaires ou magmatiques

Les textures magmatiques les plus importantes ont surtout trait aux relations des cristaux de la phase cumulus entre eux et avec le liquide interstitiel ou intercumulus, et à l'évolution propre de ce liquide interstitiel. Notons cependant que les textures magmatiques ont été assez souvent transformées par la recristallisation qu'a subi le CPAP. Nous décrirons ici la granulométrie des diverses phases et les relations entre les phases cumulus et intercumulus constituant la texture poecilitique interstitielle.

On constate, malgré la recristallisation, que les dimensions des cristaux primaires de la phase cumulus sont relativement grandes. Ainsi, la longueur des plagioclases varie de quelques millimètres à 50 ou 80 centimètres, celle des olivines et orthopyroxènes de moins de un millimètre à 30 ou 50 centimètres, et celle du clinopyroxène ne dépasse guère 10 centimètres. Dans les pegmatites la taille des cristaux peut atteindre plus de un mètre de longueur (photographie no. 65). Les cristaux de la phase intercumulus sont beaucoup plus petits et ne dépassent que rarement le centimètre. Les plagioclases sont souvent le plus largement grenus dans les anorthosites hololeucocrates plus ou moins laminées, et leur taille qui varie de 1 à 50 centimètres (photographie no. 29), décroît avec l'augmentation de l'indice colorimétrique de la roche. Cette tendance est d'autant plus accentuée que l'on se rapproche du type "AVERAGE ROCK" dans les leuconorites et norites. Certaines pegmatites leuconoritiques ou anorthositiques renferment des cristaux de plagioclases qui atteignent jusqu'à 80 centimètres de longueur (photographie no. 65). Les orthopyroxènes cristallisent souvent sous forme de cristaux idiomorphes dont la taille n'ex-cède pas 3 centimètres, aussi bien dans les roches claires que foncées. Alors que certaines pegmatites leuconoritiques et certaines anorthosites hololeucocrates laminées renferment des phénocristaux d'orthopyroxène pouvant atteindre jusqu'à 50 centimètres de longueur (photographies nos. 63 à 65), la dimension de la phase intercumulus ne dépasse guère 0.5 centimètre et est souvent nettement inférieure au millimètre. Le clinopyroxène est moins abondant et nettement plus trapu que l'orthopyroxène. Il est aussi plus petit et sa taille varie entre quelques fractions de millimètre comme phase intercumulus et quelques centimètres comme phase cumulus. Il apparaît rarement dans les pegmatites. L'olivine est le plus

largement grenue dans l'anorthosite olivinifère où elle peut atteindre des dimensions allant jusqu'à 50 et même 80 centimètres de longueur (photographie no. 27). Ailleurs, ses dimensions varient entre une fraction de millimètre et quelques centimètres de diamètre (photographies nos. 24, 25, 26). Comme phase intercumulus, il semble qu'elle n'excède pas un ou quelques millimètres de long. Les roches du CPAP offrent toute une gamme de textures magmatiques, dont la texture poecilitique interstitielle est la plus caractéristique, qui s'apparentent aux textures des massifs stratiformes. Elles sont caractéristiques par les phénocristaux (devenus plus tard les porphyroclastes) ayant cristallisé sur le liquidus qui s'opposent aux cristaux interstitiels ou poecilitiques qui ont cristallisé à partir du liquide interstitiel. Les travaux de Wager & Deer (1939); Hess (1960), Wager, Brown & Wadsworth (1960) et Wager & Brown (1967) ont largement contribué à l'interprétation génétique de ces textures. Les roches anorthositiques de Pipmuacan présentent, à divers degrés, les textures dites ad-, méso-, -ortho- et hétéradcumulus (Wager, Brown & Wadsworth, 1960) qui témoignent d'un comportement précis des cristaux (phases cumulus) vis-à-vis du liquide interstitiel (phase intercumulus).

La plupart des bandes anorthositiques hololeucocrates de la région présentent une texture adcumulus. Cette texture est caractérisée par des plagioclases non zonés datant de la phase magmatique qui se sont développés aux dépens du liquide environnant qu'ils ont épuisé et expulsé au cours de leur croissance sans que cristallise d'autre phase minérale. La cristallisation se fait donc en équilibre avec le liquide environnant. L'équilibre se produit dans le réseau des plagioclases au cours de la cristallisation et, subséquentement, au cours du refroidissement subsolidus postérieur.

La texture orthocumulus se rencontre particulièrement dans les bandes de métagabbro de la couverture et éventuellement dans certains niveaux de ferrogabbro à olivine du CPAP. Cette texture résulte de la cristallisation d'une ou de plusieurs phases minérales cumulus au contact d'un liquide qui a continué de se refroidir et qui a, de ce fait, donné naissance à plusieurs autres phases cristallines. Généralement, les roches caractérisées par une telle texture présentent des cristaux zonés d'une façon plus ou moins marquée selon que le refroidissement a été rapide ou lent. Dans les roches qui nous concernent, le plagioclase est souvent assez fortement zoné, et il y a cristallisation de phases oxydes, d'apatite et/ou de feldspath potassique et de quartz.

Les roches possédant une texture mésocumulus ou hétéradcumulus sont souvent des leuconorites, norites et gabbros; d'après les roches qui ont été préservées le mieux de la recristallisation, il semble que la texture hétéradcumulus soit plus courante que la texture mésocumulus en ce sens que les roches ne possèdent souvent que deux phases principales très peu ou non zonées.

La texture poecilitique interstitielle qui caractérise la structure gloméro-poecilitique est souvent une texture hétéradcumulus.

3.2.2.3.3- Les structures secondaires ou dynamométamorphiques

Les structures secondaires résultent de l'action conjuguée du métamorphisme et des déformations tectoniques sur les roches du complexe.

Tout comme dans les gneiss d'origine sédimentaire, ces effets se traduisent par la formation d'une foliation, d'une foliation de plan axial, de plis isoclinaux symétriques ou asymétriques qui peuvent éventuellement être replissés. Ces structures se rencontrent essentiellement dans la partie septentrionale du massif anorthositique et près des contacts sud-est et sud-ouest de cette intrusion avec la couverture de gneiss (photographies nos. 38, 40, 41, 57, 66, 67).

Plus l'empreinte de la tectonique est grande, plus la foliation se fait pénétrante. Qu'elle soit parallèle ou non au rubanement primaire, elle tend à oblitérer le rubanement primaire. Dès lors, les roches étant transformées en véritables gneiss ou cornéites plagioclasiques (J. Michot, 1959) plissés, et le rubanement primaire étant souvent effacé, il devient très difficile de retracer ou d'établir la stratigraphie de ce massif. D'autant plus que les transformations minéralogiques dues au métamorphisme changent l'aspect d'une roche de façon différentielle selon sa position géologique.

3.2.2.3.4- Les textures secondaires ou dynamométamorphiques

Le dynamométamorphisme qui a été vraisemblablement précédé par une phase d'autométamorphisme s'est superposé aux textures magmatiques au point de les oblitérer totalement dans certains cas. Nous décrirons ici l'évolution de la recristallisation ainsi que les principales textures d'origine réactionnelle dans les roches du CPAP.

3.2.2.3.4.1- Les divers stades de la recristallisation dans le CPAP

Les roches anorthositiques les moins rétro-métamorphisées sont affectées d'une légère recristallisation que l'on peut désigner comme le stade initial de la recristallisation. Au niveau de l'échantillon, ceci se traduit par une fracturation partielle des cristaux initiaux, et particulièrement des plagioclases, sans qu'il y ait eu de recristallisation marquée entre les fragments. Cette cataclase est rare et est localisée pratiquement autour de certains amas de cristaux. Généralement, les fragments de cristaux sont disjoints, mais peu ou pas déformés mécaniquement (photographies nos 68, 89). Les plagioclases ont gardé leur aspect "clouded".

Le stade suivant débute par la torsion des cristaux de plagioclase (photographies nos 70, 71) qui cause rapidement des déformations mécaniques dans les plagioclases; il en résulte que les macles deviennent convergentes et prennent facilement des formes de coin (photographies nos 72, 73). Les cristaux brisés se cimentent par l'intermédiaire de petits cristaux polygonaux à saccharoïdes dépourvus de l'aspect "clouded" et aux bords rectilignes ou interlobés (photographies nos 74, 75). Ces petits cristaux forment quelquefois de petits filonnets qui zigzaguent le long d'anciennes fractures dans un seul ou plusieurs phénocristaux. Ces filonnets peuvent avoir un ou plusieurs cristaux d'épaisseur. Les porphyroclastes se rejoignent souvent le long d'une suture légèrement dentelée (photographies nos 76, 77) ou encore plus ou moins rectiligne. Les phénocristaux "clouded" sont dépourvus d'inclusions et perdent leur aspect particulier sur une frange plus ou moins profonde qui longe les fractures

et les zones de suture ou de recristallisation: Sur la roche, les petits cristaux des sutures ont une couleur blanche qui tranche nettement sur la couleur bleue des phénocristaux de plagioclase.

Des lamelles de déformations légèrement tordues et étroites se développent dans certains phénocristaux (photographie no 78); elles causent une extinction roulante et ne sont pas toujours développées dans l'ensemble du cristal; elles peuvent aussi être séparées ou recoupées par un ou plusieurs petits filonnets dont il vient d'être mention. Les macles de déformation se développent souvent à angle droit par rapport aux macles initiales (photographie no 79). A ce stade, il semble que les ferromagnésiens, particulièrement les pyroxènes quand ils ne sont pas totalement rétro-morphosés, ne soient pas tellement recristallisés. Seuls, des kink-bands se développent dans les plus grands cristaux d'orthopyroxène (photographie no 80). L'orthopyroxène recristallise avant le clinopyroxène, mais la forme générale des pyroxènes n'est pas modifiée à ce stade de la recristallisation. On remarque ainsi la présence de pyroxènes tordus comme les plagioclases (photographie no 81).

Le stade ultérieur, la polygonisation, est l'expression de la recristallisation sous une pression statique importante et une température élevée à l'état solide au cours du métamorphisme. La proportion des petits cristaux polygonaux augmente régulièrement aux dépens des phénocristaux pour atteindre jusqu'à 70% de la roche et plus. Les restes de phénocristaux de plagioclase sont étirés et légèrement tordus. Ils sont isolés, rognés et ils tendent à perdre leur aspect "clouded". Ils commencent à

recristalliser sous forme de cristaux polygonaux plus ou moins grands (photographie no 82). Au moment où il n'est plus possible de distinguer les fragments des cristaux initiaux, tant par l'introduction de la lame sensible que par l'aspect "clouded" (il a disparu totalement ou s'est fortement atténué), la roche a atteint le stade de la cornéite (J. Michot, 1959) et est formée pratiquement en exclusivité de petits cristaux polygonaux translucides. A ce stade, la foliation se développe de plus en plus et se superpose au rubanement ou à la lamination préexistante ou à la texture massive de la roche selon le cas.

De leur côté, les pyroxènes et olivines sont recristallisés en petits cristaux polygonaux et sont transformés en tout ou en partie en minéraux secondaires. Quand la foliation n'est pas très pénétrante, les ferromagnésiens restent sur place dans le volume du cristal initial; mais quand la foliation devient plus pénétrante, ils tendent à migrer parallèlement à ce plan par différenciation métamorphique. Les textures subophitiques ou poecilites interstitielles de la roche initiale ont quasiment disparu, et la roche est de plus en plus profilée. La couleur de la cornéite est souvent blanc cassé, gris bleu clair, rose clair, ou encore vert clair quand la roche contient suffisamment de minéraux ferromagnésiens.

Les textures décrites ci-dessus traduisent une évolution sous pression statique; cependant, là où le mouvement a été un peu plus intense, on rencontre dans la cornéite quelques reliques de porphyroclastes d'olivine, de pyroxène ou de plagioclase plissés.

La faculté qu'ont les plagioclases saccharoïdes à développer des faces bien rectilignes résulte vraisemblablement du fait que la température était un facteur plus important que la pression et notamment que la pression orientée. De ce fait, les cristaux montrent une très grande propension à se rejoindre en un point triple (photographie no 83).

La blastomylonitisation s'est développée dans des bandes plissées certes, mais où le mouvement des cristaux les uns par rapport aux autres a été important. Les cristaux initiaux ont recristallisé sous forme de tout petits individus fortement interlobés ou amoebiformes imbriqués les uns dans les autres (photographie no 84). Ce qui subsiste des porphyroclastes est très étiré, plissé en S ou en Z très allongé et les extrémités de ces cristaux sont effilochées (photographies nos 85, 86, 87). La texture "flaser" apparaît quelquefois. Ce type de roche se rencontre dans certaines bandes très plissées de l'anorthosite ou des leuconorites de l'unité J et dans les anorthosites olivinifères et les leucotroctolites des sous-unités K-1, 2, 4, 5. Les pyroxènes et olivines soumis aux mêmes conditions de déformation se comportent similairement aux plagioclases.

Dans les unités où s'est développée une foliation ou foliation de plan axial, les minéraux résultant de la recristallisation tendent à se disposer parallèlement à la foliation; dans le cas des plis isoclinaux, on constate

que les minéraux secondaires, comme les biotites et les amphiboles, ont une tendance marquée à s'orienter parallèlement au plan axial et ils recoupent les charnières comme le démontrent la plupart des plis mésoscopiques étudiés au microscope. La présence d'une foliation oblique au rubanement primaire a pour effet de faire tourner les phénocristaux de plagioclase d'un certain angle par rapport à leur orientation primaire qui a été conservée plus loin dans la même unité. Quelquefois, biotites et hornblendes vertes se développent parallèlement à cette foliation oblique et recoupent, elles aussi, le rubanement.

Cette foliation oblique se rencontre surtout dans la zone de contact du CPAP avec sa couverture dans l'angle sud-est de la carte et un peu partout le long du contact septentrional du CPAP.

3.2.2.3.4.2- Les textures réactionnelles

Au cours de la fin de la cristallisation de l'anorthosite et spécialement au cours de la phase dynamométamorphique, il s'est produit un certain nombre de réactions qui ont impliqué un changement minéralogique et donné naissance à des textures d'origine métamorphique, dont, entre autres, les textures kélyphitiques ou corone des roches à olivine. Les minéraux d'origine autométamorphique ou métamorphique sont principalement: l'orthopyroxène, le spinelle, l'amphibole verte, la hornblende vert kaki, la biotite et le grenat.

Les roches à olivine du CPAP présentent, comme les métagabbros de la couverture (section 2.3.2.2), des textures kélyphitiques ou des couronnes réactionnelles complexes qui ceignent presque complètement ou

complètement les olivines au contact des plagioclases (photographies nos. 88, 89). Indépendamment de leur taille initiale, les cristaux d'olivine qui subsistent sont entourés d'une première couronne de petits cristaux d'orthopyroxène au pléochroïsme rose franc qui se disposent perpendiculairement à la surface de l'olivine et peuvent former ainsi une ou plusieurs couches. Cette couronne est rarement discontinue. Un peu de spinelle vert vermiculaire cristallise entre les cristaux des dernières rangées d'orthopyroxène (photographie no. 90). A l'extérieur de cette première couronne, apparaît une seconde couronne constituée essentiellement de cristaux d'amphibole verte avec quelquefois un tout petit peu de clinopyroxène et une quantité abondante de petits cristaux de spinelle vert vermiculaires. La quantité de spinelle augmente vers le contact de cette couronne avec les plagioclases environnants (photographie no. 90). Dans cette partie, le spinelle est souvent plus finement grenu et cristallisé sous forme de symplectite avec l'amphibole ou le clinopyroxène quand il est présent. On le retrouve aussi dans les plagioclases adjacents, mais beaucoup moins abondamment. Des petits cristaux d'amphibole verte sont cristallisés jusqu'à 3 ou 5 millimètres à l'intérieur de certains porphyroclastes de plagioclase.

Les plagioclases d'aspect "clouded" ont perdu partiellement ou totalement cet aspect au contact de l'olivine au cours de la formation des couronnes réactionnelles. Certains porphyroclastes ont même recristallisé en petits cristaux polygonaux et transparents. Sur l'affleurement, cette double couronne tranche fortement entre les plagioclases bleus et l'olivine vert olive. Généralement, la couronne externe ressort le

plus, car elle est la plus épaisse et tend à chevaucher celle du centre; par ailleurs, la couleur verte de l'association amphibole et spinelle est très frappante. Il arrive qu'un peu de plagioclase très finement grenu cristallise localement entre les deux couronnes. Quand à l'olivine, elle est un peu altérée en iddingsite et/ou serpentine; elle est souvent recristallisée en cristaux polygonaux de forme rectangulaire ou losangique.

L'évolution de la texture "corona" peut amener la disparition complète de l'olivine; il ne subsiste généralement qu'un peu de minerai noir provenant de l'oxydation et de la transformation de l'olivine, avec un peu de serpentine ou d'iddingsite. Le coeur de la texture est occupé uniquement par de l'orthopyroxène. A la limite, il arrive que l'orthopyroxène et le clinopyroxène qu'on trouve parfois dans la couronne externe ont partiellement ou totalement disparu. La présence d'une olivine antérieure est soulignée par les petits cristaux de spinelle vert qui sont associés aux amas de cette amphibole verte (photographie no. 91).

Diverses couronnes de minéraux secondaires se développent autour des minéraux ferromagnésiens primaires; en voici les principales.

De la hornblende verte à vert kaki cristallise souvent autour des clinopyroxènes en petits cristaux polygonaux (photographie no. 92), et rarement sous forme d'une même frange monocristalline. Elle tend à digérer le clinopyroxène en profitant de la présence des clivages.

L'orthopyroxène est moins souvent entouré de hornblende que de cristaux de biotite assez largement grenus et idiomorphes dans quelques cas (photographie no. 93). La biotite cristallise aussi en grandes plages

autour des cristaux de minerai noir et souvent perpendiculairement à la surface de ceux-ci. De la hornblende brunâtre ou verte et de la biotite brun foncé se développent dans les ferrogabbros à olivine des secteurs est et ouest du CPAP autour du minerai noir et de certains cristaux d'olivine. Cette dernière qui est une ferrohortonolite, n'est pas toujours entourée d'une couronne de hornblende, mais elle entre le plus souvent en contact avec les plagioclases (photographie no. 35). Du grenat apparaît dans certains gabbros ou ferrogabbros du secteur nord-ouest, sous forme de petits cristaux hypidiomorphes à idiomorphes au contact des hornblendes vertes et des plagioclases, ou encore, sous l'aspect d'un mince feutrage, au contact du clinopyroxène ou du minerai noir avec le plagioclase. Quelques petits dodécaèdres idiomorphes et translucides non poecilites cristallisent dans une anorthosite hololeucocrate, saccharoïde à apatite située près du contact nord-ouest du CPAP avec la couverture de paragneiss.

Enfin, le minerai noir (magnétite et ilménite) est généralement entouré d'une frange plus ou moins épaisse de cristaux de hornblende vert kaki au contact du plagioclase ou du clinopyroxène (photographies nos. 92, 94).

3.2.3- La description des unités lithologiques du CPAP

3.2.3.1- La position géologique du CPAP

Le complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan (CPAP) occupe les régions situées de part et d'autre du complexe plutonique du lac Gouin (CPLG); elles sont reliées le long du rivage septentrional par une

mince frange exondée et un chapelet d'îles parallèles au rivage, ainsi que par une lisière très mince qui passe au sud du CPLG entre ce massif et la couverture des gneiss méridionaux (cf. carte no. 1, figure 3.2.3.1). A cause de cette disposition, nous décrirons séparément et successivement les régions est et ouest en utilisant les coupes suivantes pour souligner l'évolution pétrographique, lithologique et pétrologique de ces massifs tant transversalement que latéralement. Dans la région orientale, la coupe méridionale (I) passe le long de l'ancien cours de la rivière Bersimis entre le lac Cassé à l'est et le lac Bersimis à l'ouest elle est orientée E-W et passe au sud de la grande île du sud-est (figure 3.2.3.1). Une coupe secondaire (II) et qui lui est parallèle est décalée vers le nord et passe au nord de cette grande île, à partir du lac Betchie jusqu'au rivage oriental du réservoir. La coupe septentrionale de cette région (III) est orientée SE-NW et origine de la tête du lac Betchie au sud-est en direction des paragneiss de la structure de la baie des Hirondelles au nord-ouest. Enfin, la coupe du rivage oriental du réservoir (IV) permet de saisir les variations latérales vers le sud-ouest à partir de la coupe III. Dans la région occidentale, la coupe de la partie septentrionale (V) débute au contact du CPAP avec le CPLG au sud-est et se dirige vers le nord-ouest en direction du gabbro du nord-ouest. La coupe méridionale de cette région (VI) est orientée SSE-NNW et part du contact du CPP1 (Complexe plutonique de la Presqu'île) avec le CPAP au sud-est vers le gabbro du nord-ouest.

3.2.3.2- Les buts de la description lithologique du CPAP

Le but premier de la description détaillée du CPAP sur une base lithologique, texturale et structurale découle de la présence de rubanements primaires, d'unités cartographiables; ceci nous a permis de présenter une description détaillée du CPAP et d'en évaluer les variations lithologiques, texturales et structurales. Du fait qu'il n'y a pas de critères de polarité indubitables comme dans le cas des complexes stratiformes non déformés où l'on progresse dans la séquence en partant de la base de l'intrusion vers le sommet, nous avons décidé de décrire les diverses unités lithologiques cartographiables du sud-est vers le nord-ouest dans l'ordre de leur disposition. Cette décision a été prise cependant avec l'arrière-pensée que l'étude minéralogique, pétrographique et pétrochimique a montré une tendance marquée d'une polarité du sud-est vers le nord-ouest. Cependant, ce phénomène est compliqué par le plissement qui a affecté le complexe surtout dans sa partie septentrionale par le manque d'affleurements dû à la présence de la couverture glaciaire et forestières et à l'étendue énorme du réservoir; enfin, la forme lenticulaire de certaines unités n'est pas sans compliquer le cheminement stratigraphique dans le CPAP.

Nous définissons ici l'unité cartographiable comme une entité lithologique d'une largeur, ou d'une épaisseur assez considérable ayant une composition lithologique relativement stable et présentant des textures et structures primaires caractéristiques. Ces paramètres peuvent cependant évoluer transversalement ou latéralement et être affectés en plus par des textures et/ou des structures secondaires. A l'intérieur de ces unités, on peut quelquefois définir des sous-unités que

CORRELATIONS DANS LE CPAP.

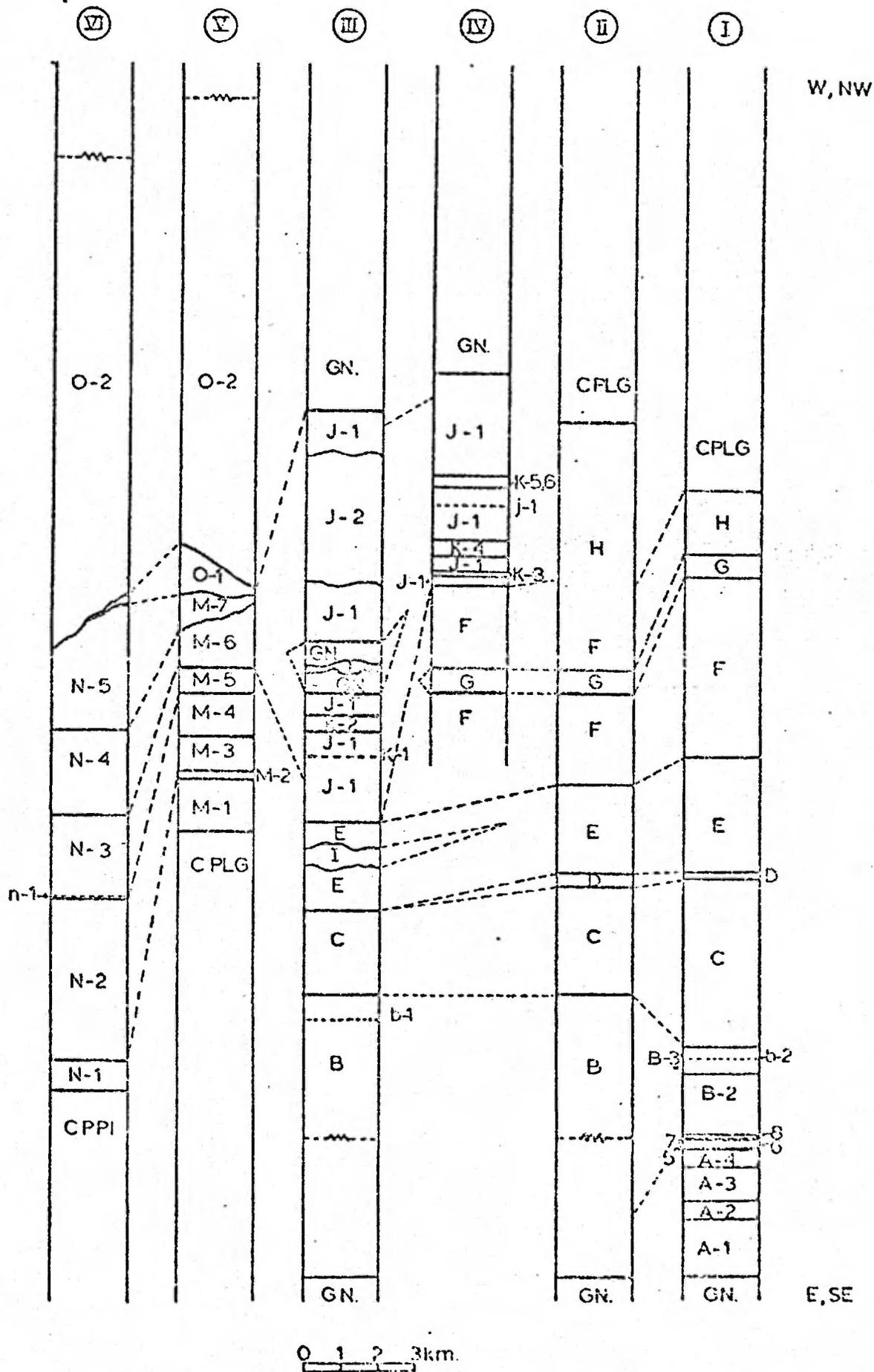


Fig. 3.2.3.2: Corrélations probables entre les secteurs oriental et occidental du CPAP.

caractérisent un type lithologique particulier ou/et une texture ou structure particulière. Leur étendue peut être restreinte ou assez grande. On pourra parler également de membres quand l'étendue de ce type lithologique bien particulier est limitée transversalement et latéralement et sa composition généralement stable. Les unités seront désignées par une lettre majuscule, les sous-unités par une lettre majuscule et un chiffre arabe et les membres par la lettre minuscule correspondant à celle de l'unité et un chiffre arabe. La description lithologique détaillée du CPAP est présentée dans l'appendice IV. On y décrit les diverses unités et sous-unités ainsi que les membres dignes d'être mentionnés et les dykes qui, par leur position et leur composition minéralogique pourraient constituer des liquides résiduels dérivant de la cristallisation du complexe anorthositique. Cette description s'appuie sur la carte géologique et sur les coupes lithologiques mentionnées plus haut, et est illustrée par de nombreuses photographies. Nous récapitulerons brièvement cette description dans la section suivante et nous tenterons de corréliser les unités du secteur oriental à celles du secteur occidental dans la figure synoptique no. 3.2.3.2, en nous basant sur ce qui pourrait être considéré comme horizons repères de par leur contenu lithologique et minéralogique.

3.2.3.3- Description géologique et lithostratigraphique condensée du CPAP

La partie orientale du CPAP est constituée, du sud-est vers le nord-ouest, par la succession de douze unités cartographiables, dans lesquelles plusieurs sous-unités ont été mises en évidence. Le caractère

leucocrate des roches prédomine, et ce n'est que dans quelques sous-unités de leucotroctolite, troctolite, ferrogabbro à olivine, norite ou gabbro qu'il devient plus foncé.

Le complexe débute au sud-est par l'unité A dont l'épaisseur atteint au maximum quelque 2700 à 3000 mètres. Elle a été cartographiée uniquement le long du rivage du lac Cassé. Son caractère est anorthositique, et elle renferme quelques associations d'anorthosite gloméro-pécilitique, ovoïde à lito-lenticulaire, et surtout quatre sous-unités remarquables par la présence d'olivine (A-1, A-2, A-5, A-7).

L'unité B qui lui fait suite a une épaisseur d'environ 2000 mètres et est constituée par trois sous-unités. La sous-unité B-1 s'étend à l'est et occupe presque toute la partie orientale du lac Betchie. Elle est constituée par une anorthosite à olivine ou une leucotroctolite plus ou moins foncée largement grenue, avec plusieurs horizons d'anorthosite hololeucocrates, épais de 50 à 200 mètres (?). Le membre b-1 constitué par un niveau noritique assez mince (3 à 5 mètres d'épaisseur) ayant l'aspect d'un dyke affleure au nord du lac Betchie. La sous-unité B-2 affleure au sud de l'unité sur les îles situées à la sortie du lac Betchie, et est constituée surtout par une anorthosite à olivine claire où l'olivine est finement grenue. Enfin, la sous-unité B-3 est située à l'ouest de la précédente et est constituée de troctolite et mélatroctolite rubanée où s'individualise le membre b-2 représentant une harzburgite ou une dunitite (?). Le rubanement primaire et la "gravity stratification" y sont remarquables. On note, en plus, une zone de télescopage où anorthosite, leuconorite-norite et roches diverses à olivine se succèdent et

s'interpénètrent sans qu'il soit possible d'évoquer la possibilité d'une séquence magmatique continue.

L'unité C affleure de façon continue à l'ouest du lac Betchie à partir de la rive nord du lac Cassé jusqu'au lac Roy au nord. Son épaisseur (?) varie de 3500 mètres au sud à environ 1500 mètres au nord. D'une façon générale, c'est une anorthosite hololeucocrate gris bleuté largement grenue et recristallisée à concurrence de 20 à 45% environ. Dans la partie méridionale, la roche devient même une véritable cornéite rose ou subsistent quelques porphyroclastes bleus. On rencontre, à plusieurs endroits sur la rive ouest du lac Betchie, des niveaux épais de quelques dizaines de mètres à 200 mètres d'épaisseur d'anorthosite gloméropeocilitique ovoïde ou lenticulaire qui s'étendent sur une longueur de plusieurs dizaines ou centaines de mètres.

Dans la partie méridionale de la région orientale, c'est-à-dire à peu près au sud du lac du Mur, le CPAP se poursuit par une bande lenticulaire de la composition d'une norite claire à une leuconorite foncée: l'unité D. Cette unité est homogène à l'est et elle devient vers l'ouest, une leuconorite lito-lenticulaire plus ou moins rubanée. Son épaisseur n'excède pas 400 à 700 mètres. A l'ouest, elle est suivie de l'unité E dont l'épaisseur varie de 800 mètres au nord à 2500 mètres au sud. Elle a un caractère de leuconorite claire et elle est constituée à l'est par une leuconorite lito-lenticulaire. Elle passe progressivement vers l'ouest à une anorthosite gloméropeocilitique lito-lenticulaire, lenticulaire, et enfin ovoïde. Dès qu'on atteint le stade de l'anorthosite étoilée, débute l'unité F qui est surtout une anorthosite hololeucocrate

largement grenue. Cette unité occupe la moitié de la grande île du sud-est et une bonne partie des collines situées au nord de cette île sur la terre ferme. A l'est, l'anorthosite étoilée fait vite place à l'anorthosite foncée et hololeucocrate où se dessine un mince film leuconoritique très finement grenu entre les phénocristaux de plagioclase. L'épaisseur de cette unité est de l'ordre de 4500 mètres. L'unité G qui la borde à l'ouest est lenticulaire. Elle affleure sur le bord de l'île là où elle est la plus large à l'entrée de l'ancien cours de la rivière Bersimis dans une vallée glaciaire, et aussi sur la terre ferme au nord de la grande île du sud-est. Cette unité, épaisse de 400 mètres environ est caractérisée par une roche dont la composition globale varie d'une leucotroctolite à une troctolite. On y distingue plusieurs types lithologiques tous rubanés: anorthosite hololeucocrate, anorthosite olivinifère ou olivinique, leucotroctolite, troctolite. Une description détaillée est donnée en appendice et dans la coupe lithologique de la figure 3.3.3.3. Cette bande montre une diminution de la taille et de la teneur en olivine vers l'unité F. Enfin, à partir de cette unité jusqu'au contact de l'intrusion granitoïde du Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG) s'insère l'unité H. Cette dernière renferme encore quelques grands cristaux isolés d'olivine près du contact avec l'unité G. Ailleurs, elle est constituée surtout par de la leuconorite, ou de l'anorthosite foncée hololeucocrate. Ces types sont souvent associés, au nord de la plus grande des îles situées à l'ouest de l'ancienne vallée glaciaire, aux types d'anorthosite gloméropeocilitique lenticulaire ou lito-lenticulaire habituels.

La grande majorité de ces roches ont conservé les textures et structures primaires. Cependant, la partie méridionale de ces unités est affectée par une recristallisation intense s'étendant sur quelque 600 à 1200 mètres vers le nord. La roche devient alors une cornéite souvent foliée. Des plis isoclinaux s'y développent avec une foliation parallèle à celle des gneiss du sud-est qui enveloppent le CPLB.

La partie septentrionale de la région orientale est beaucoup plus recristallisée. Elle est constituée surtout par un complexe rubané plissé, de composition anorthositique à noritique. C'est l'unité J qui s'étend des deux côtés d'une bande de gneiss d'origine sédimentaire.

Cette unité J a été subdivisée en deux sous-unités: J-1 et J-2. La sous-unité J-1 se réfère à toutes les roches anorthositiques et leuconoritiques plissées recristallisées et rubanées; tandis que la sous-unité J-2 constitue un corps noritique à gabbroïque plus ou moins finement à largement grenu qui est localisé dans le coude de la rive gauche de la rivière Bersimis.

Le complexe J-1 encapuchonne les unités E, F, G par le nord, et pourrait éventuellement correspondre en partie à l'une ou l'autre de ces unités, ou encore à l'unité H. Ce problème sera débattu plus tard au moment de l'étude minéralogique et pétrochimique du CPAP. Personnellement, nous sommes enclin à en faire une sous-unité autonome qui aurait certaines affinités stratigraphiques avec l'unité H. L'unité E renferme, dans son diverticule nord-est, une unité caractéristique lenticulaire et peut-être discordante, représentée par plusieurs bandes de ferrogabbro

à olivine: c'est l'unité I. Cette bande disparaît vers le sud sur la corniche de la falaise bordant la rive nord-ouest du lac du Mur. Elle affleure vers le nord-est en direction du lac de la Blache où se situe un gisement de fer titané auquel elle pourrait être reliée. Le tracé continu d'une anomalie magnétique entre les deux régions soutend cette hypothèse.

Plus au nord, on rencontre, en association avec la sous-unité J-1 6 niveaux de roches hololeucocrates à mésocrates à olivine qui constituent les sous-unités K-1 à K-6. Cinq d'entre elles, K-1, K-2, K-3, K-4, K-6 affleurent sur la terre ferme, et la sixième, K-5, sur 2 îles situées au large du rivage septentrional du réservoir.

La sous-unité K-1 est la plus mince et est locale. C'est en fait, presque un membre de 20 à 30 mètres de large et elle est constituée par une cataclasite de la composition d'une anorthosite hololeucocrate à olivine. La sous-unité K-2 est une large bande de plusieurs centaines de mètres (350-400 mètres?) d'épaisseur dont la composition varie d'une leucotroctolite foncée ou d'une troctolite claire et rubanée au sud-est à une anorthosite foncée à olivine au nord. On y rencontre aussi plusieurs niveaux dépourvus d'olivine. Ce niveau se coince vers le sud-est. La sous-unité K-3 est lenticulaire, et constituée surtout par de l'anorthosite à olivine ou olivinifère rubanée. Elle n'a que 70 à 100 mètres d'épaisseur. Elle est suivie, au nord, par une autre bande lenticulaire de plusieurs centaines de mètres (400 mètres?) dont la majeure partie est constituée par une leucotroctolite rubanée largement grenue. Cette roche constitue plus de la moitié méridionale de la bande qui se termine au nord par plus de 80 à 100 mètres d'une cataclasite similaire

à celle de la sous-unité K-1. On y décèle cependant des olivines nodulaires de quelques centimètres de long. Ce type de roche à olivine se retrouve dans la sous-unité K-5 dans les îles de l'archipel située le long du rivage nord du réservoir mais en ordre inversé. La cataclasite affleure au sud et atteint 80 à 120 mètres d'épaisseur. Cependant, au nord, on ne rencontre que de l'anorthosite hololeucocrate avec des niveaux d'olivine ocellée et largement grenue qui constituent de véritables lits holomélanocrates de 1 à 15 centimètres d'épaisseur.

La sous-unité K-6 affleure localement dans la petite zone d'anorthosite située à l'extrémité sud-ouest de la bande sédimentaire. C'est surtout une anorthosite rubanée à olivines ocellées. Son épaisseur atteint 60 à 80 mètres et elle est plissée.

Stratigraphiquement, il semble que seule la cataclasite de la sous-unité K-4 pourrait être reliée à celle de K-5. Quant aux autres bandes, on verra plus loin que la bande K-2 ne pourrait pas être reliée à celles de K-3 ou K-4 à cause de la composition des olivines.

Un membre de ferrodiorite, J-1, affleure sur une petite île et pourrait éventuellement apparaître ailleurs, sur une autre île, à la hauteur de la sous-unité K-6. La sous-unité J-1 se prolonge en un mince diverticule cataclasé vers le CPRT dans les gneiss de la couverture. Enfin, dans la bande sédimentaire située sur la rive est du réservoir, affleurent des masses plus sodiques de composition anorthositique à gabbroïque qui constituent l'unité L.

La partie orientale du CPAP se raccorde à la partie occidentale, le long du CPLG. D'autre part, une mince bande d'anorthosite issue des unités H ou/et F est enserrée au sud entre le CPLG et les gneiss du sud se dirigent vers la baie des 9 Milles. D'autre part, une mince bande d'anorthosite recristallisée prolonge l'unité H ou/et la sous-unité J-1 le long du rivage septentrional du CPLG. Enfin, une bande continue d'anorthosite ou de leuconorite recristallisée et plissée et possédant diverses textures et structures primaires se prolonge d'une région à l'autre le long du rivage septentrional du réservoir au sud de la couverture des paragneiss.

A cause de la grande superficie sans affleurement de cette partie du réservoir Pimpuacan, nous avons subdivisé la région occidentale du CPAP en trois grandes unités qui sont plutôt des unités "régionales" que stratigraphiques. Ces unités: M, N, O comprennent chacune plusieurs sous-unités et quelques membres particuliers. C'est dans les unités N et O du complexe que se situent les dykes les plus intéressants par leur minéralogie et leur lithologie pour envisager la fin de cristallisation du magma anorthositique. L'unité M a trait à toutes les roches situées au nord-ouest du CPLG jusqu'au contact des paragneiss. L'unité N est située à partir du contact du CPPI au sud jusqu'au rivage nord-ouest du CPAP. L'unité O a trait aux roches foncées du nord-est situées sur quelques îles et sur la terre ferme autour d'un lac en U. Stratigraphiquement, l'unité M constitue une séquence continue de près de 9 kilomètres de large (d'épaisseur?), et l'unité O lui fait suite vers le nord-ouest. Il est vraisemblable qu'une bonne partie de l'unité M, surtout

les roches situées au nord, près du contact des paragneiss sont identiques à celles de l'unité N (M-4 à M-7 équivalent vraisemblablement en partie à N-5, N-4). Quant à M-1, 2, 3, il se peut qu'elles équivalent à J-1 ou à H, et qu'elles aient les roches de l'unité N-1 comme équivalent stratigraphique (cf. figure 3.2.3.2).

L'unité M renferme 7 sous-unités dont 4 (M-1 à M-4) affleurent dans les îles situées au large du CPLG. Du sud au nord, on rencontre des bandes d'anorthosite hololeucocrate, d'anorthosite gloméropeocilitique ovoïde et lenticulaire plissées et transformées souvent en cornéite; elles constituent la sous-unité M-1. Au nord, la sous-unité M-2 est constituée d'une ferrodiorite rubanée d'une centaine de mètres d'épaisseur. Cette sous-unité qui est plissée affleure surtout dans la partie septentrionale des 2 îles situées le plus à l'est. Leur font suite, la sous-unité M-3, constituée surtout de norites et leuconorites foncées et largement grenues, et la sous-unité M-4 constituée d'une anorthosite hololeucocrate accompagnée d'un peu de leuconorite et d'anorthosite gloméropeocilitique ovoïde.

Ces sous-unités pourraient aussi bien s'enfiler vers le sud-est dans la baie des 9 Milles ou au nord du CPPI entre l'archipel du sud-ouest et celui de l'ouest ou des deux côtés à la fois par un effet tectonique. Plus loin, la sous-unité M-5 est surtout constituée par de l'anorthosite hololeucocrate dans les petites îles situées au sud-est de la grande île du nord-ouest. La sous-unité M-6 est assez épaisse (1000 mètres?) et constituée d'anorthosite hololeucocrate rubanée, d'anorthosite gloméropeocilitique ovoïde à lenticulaire et localement

lito-lenticulaire. On rencontre quelques minces niveaux enrichis en minéral noir, apatite et porteurs de grenat près du contact des paragneiss. La sous-unité M-7 est épaisse de quelques 1500 mètres et est constituée de roches rubanées plus foncées, de composition noritique à leuconoritique. On y décèle des types de norite rubanée, de leuconorite et d'anorthosite lito-lenticulaire. Cette sous-unité affleure surtout dans la partie ouest de la grande île du nord-ouest.

L'unité N est composée de 5 sous-unités principales qui se succèdent du CPPI au sud en direction du rivage nord-ouest du réservoir.

La sous-unité N-1 est constituée de cornéites diverses, anorthositiques à noritiques de plus d'une centaine de mètres d'épaisseur. La sous-unité N-2 affleure dans l'archipel du sud-ouest et est constituée au sud par une séquence rubanée constituée par des bandes d'anorthosite et d'anorthosite gloméropeocilitique, ovoïde et lenticulaire. Au nord, les roches sont constituées de bandes de la composition d'une leuconorite très claire possédant une texture de "gravity stratification". Chacune des bandes épaisses de 0.5 à 2 mètres montre une concentration de minéraux ferromagnésiens à la base et passe à une anorthosite hololeucocrate au sommet; (le sommet semble orienté systématiquement vers l'est à plusieurs endroits). Dans la partie sud de l'archipel ouest, la sous-unité N-3 renferme un membre (n-1) au sud qui est constitué d'une anorthosite olivinique très largement grenue voire pegmatitique, et rubanée. Ensuite, elle est constituée par l'alternance de bandes assez épaisses de composition leuconoritique, noritique et anorthositique. On rencontre ensuite la succession de bandes de leuconorite claire différenciée et des niveaux d'anorthosite

gloméropeccilitique lito-lenticulaire. La partie septentrionale de l'archipel de l'ouest qui constitue la sous-unité N-4 est constituée d'abord par de l'anorthosite gloméropeccilitique ovoïde et des niveaux lito-lenticulaires associés à des niveaux d'anorthosite hololeucocrate assez épais. Il semble qu'on passe vers le nord à de l'anorthosite lito-lenticulaire. La sous-unité N-5 occupe l'archipel du nord-ouest et se développe aussi le long du réservoir. On y rencontre surtout de la leuconorite ou de l'anorthosite hololeucocrate largement grenue au sud, alors qu'au nord, on passe à de la norite souvent foncée et à des niveaux de pyroxénite montrant de beaux exemples de "gravity stratification" et de "inch scale layering". C'est dans ces roches qu'on rencontre les plus grands plis plissés dans le CPAP (photographie no. 57). La norite ou la leuconorite foncée, toutes deux rubanées, annoncent l'unité 0. La sous-unité 0-2, qui en est de loin la partie la plus importante, est constituée par un gabbro moyennement à finement grenu; il affleure sur la terre ferme autour du lac en U et il se prolonge vers le lac à Paul au sud de la rivière Manouane (cf. carte no. 1). Cependant, un niveau de gabbro à olivine (sous-unité 0-1) affleure dans les îles de l'archipel du nord-ouest et sur la pointe nord-ouest de la grande île du nord-ouest. Ce gabbro à olivine ferrifère est enrichi en minerai noir et renferme de la hornblende brune. Il est le siège de coronae où cristallise beaucoup de spinelle vert finement grenu. La présence de ce spinelle confère une couleur vert pomme foncé caractéristique à cette roche. Des grenats tardifs d'un diamètre de un ou deux centimètres cristallisent dans les fractures de cette roche.

Dans la partie orientale du CPAP, les dykes sont souvent constitués par de l'amphibolite (métanorite?), de l'aplite, ainsi que par des lamprophyres à biotite ou des métadiabases. Un filon plus ou moins épais de diorite provenant du CPLG recoupe l'unité F sur la grande île du sud-est.

Dans le secteur occidental du CPAP, on rencontre un grand dyke de lamprophyre à phénocristaux de biotite, et une famille de dykes de mangérite quartzique hololeucocrate (granophyre?). Un large dyke différencié et rubané épais de quelque 25 à 30 mètres affleure dans le gabbro à olivine. De la mangérite quartzique hololeucocrate se développe le long des épontes, alors que le centre est constitué surtout par du ferrogabbro à olivine ferrifère leucocrate ou mésocrate, ainsi que par du monzogabbro à olivine. De minces niveaux de clinopyroxénite se développent au centre de ce dyke. Enfin, un dyke de monzogabbro porphyrique enrichi en minéral noir affleure au nord de la grande île du nord-ouest. Ces dykes hololeucocrates ou mésocrates sembleraient par leur position géologique et leur composition minéralogique et pétrochimique, être l'expression des dernières venues liquides du CPAP. Leur signification sera abordée lors de la discussion de la pétrogenèse du CPAP.

3.2.3.4- Résumé de la géologie du CPAP

Dans la région envisagée, le CPAP est caractérisée par un rubanement primaire conservé surtout dans les régions sud-est et ouest. Ce rubanement est repris par des plis isoclinaux dans la partie septentrionale sur une largeur maximum de près de quatre kilomètres et sur 800 à 1000 mètres dans le secteur sud-est.

Le CPAP est nettement discordant dans le secteur sud-est où le rubanement vient buter contre les gneiss méridionaux avec un angle de 70° à 90° . Par contre, il semble concordant, en grand, dans le secteur nord. Le rubanement et la lithologie ont permis d'établir une stratigraphie assez fine dans le secteur oriental et moins nette dans le secteur occidental. Malgré les intrusions du CPLG et du CPPI qui jouent le rôle de "mantle gneiss dome" et compliquent les raccords stratigraphiques, il semble que les parties orientale et occidentale se raccordent au nord par le biais des sous-unités J-1 et M-5, 6, 7, et au sud par l'unité H et les sous-unités M-1, 2, 3, 4. Il semblerait enfin que l'unité H soit plus ou moins partiellement équivalente à la sous-unité J-1.

La cristallisation du CPAP se termine, à notre connaissance, par le gabbro du nord-ouest (0-1, 0-2) ainsi que par les dykes foncés de ferrogabbro, monzogabbro à olivine et par les dykes clairs de mangérite quartzique (granophyre?). Dans le secteur nord-est, les intrusions marginales anorthositiques à dioritiques situées dans la bande de paragneiss orientée NE-SW sont les dernières manifestations magmatiques du CPAP. Il se pourrait très bien que les bandes de métagabbros à olivine grenatifères constituent une partie non négligeable du magma résiduel provenant de la cristallisation du CPAP, ou d'une façon plus générale, du massif anorthositique du lac Saint-Jean.

Par sa lithologie, sa minéralogie et ses textures et structures primaires, le CPAP possède des caractéristiques qui rappellent le Complexe du Michikamau au Labrador (Emslie, 1970a). Certaines unités ou sous-unités caractérisées par l'anorthosite gloméropeccilitique rappellent le

massif de Halland-Helleren-Rødland en Norvège (J. Michot, 1961) ou celui de Whitestone en Ontario (Mason, 1969).

Enfin, et contrairement aux descriptions données des massifs anorthositiques par de nombreux auteurs nord-américains, on n'a pas mis en évidence de concentrations systématiques de minerai noir dans la zone externe de l'anorthosite ou directement dans la zone de contact.

3.3- La minéralogie des roches du CPAP

3.3.0- Introduction

Les travaux des 40 dernières années reliés à la connaissance des massifs anorthositiques plutono-orogéniques et stratiformes nous ont amené à envisager l'étude pétrochimique et minéralogique du CPAP en nous basant sur les résultats de l'étude lithologique, stratigraphique, tectonique et pétrographique du complexe. Les unités cartographiables et les types lithologiques principaux ayant été préalablement définis et décrits, nous envisageons maintenant l'étude du massif sous l'angle minéralogique. Elle portera essentiellement sur les solutions solides que sont plagioclases, olivines et orthopyroxènes. L'évolution de leurs compositions permettra de mieux saisir l'évolution magmatique et le cheminement du fractionnement qui s'est passé dans le magma générateur du CPAP. A cet effet, nous avons utilisé des coupes géologiques où est reportée la composition des diverses phases minérales dans le but de quantifier l'étendue de la différenciation magmatique et de déceler de façon plus exacte une polarité au travers de la séquence lithologique du complexe. Ainsi, la nature de l'olivine pourra être utilisée dans le but de vérifier si les sous-unités porteuses d'olivines pourraient ou non être corrélables. L'apparition de phases minérales, telles le minéral opaque (oxydes de fer-titane), l'apatite, le feldspath potassique à certains niveaux pourra être utilisée pour définir des horizons repères et la position géologique des unités dans lesquelles elles apparaissent. En plus de l'étude minéralogique classique, nous avons aussi étudié la distribution d'éléments en traces (Ba, Sr) dans les plagioclases.

Simultanément, nous avons comparé l'évolution des minéraux principaux du CPAP avec celle de minéraux similaires d'autres complexes plutoniques.

3.3.1- La composition et la distribution des phases minérales

Les textures et l'habitus des minéraux primaires et secondaires dans le CPAP ont été étudiés plus haut. Pour rappel, le plagioclase constitue le minéral primaire le plus abondant et il est suivi, par ordre décroissant, par l'orthopyroxène, l'olivine, le clinopyroxène, la hornblende brune, la hornblende verte (?), le minéral noir et l'apatite. Les minéraux secondaires d'origine métamorphique sont, par ordre décroissant d'importance, la hornblende vert kaki, l'amphibole verte (cummingtonite/pargasite ?), l'orthopyroxène, la hornblende brune, la biotite, le spinelle, le grenat, le minéral noir, l'iddingsite, la serpentine. Bien que les techniques minéralogiques utilisées ne posent en soi aucune difficulté particulière, l'interprétation de ces données nécessite quelques précisions.

Ainsi, la présence de phases intercumulus éventuelles, notamment dans certaines roches "average",* cause quelques problèmes lorsqu'il s'agit de sélectionner les cristaux devant être analysés, et d'autant plus quand la roche est recristallisée. Cependant, nous avons tenté de prélever les cristaux de la phase cumulus dans la mesure du possible; en général, ce fut toujours assez facile. Les cristaux intercumulus dont on est certain se trouvent dans les métagabbros de la couverture. D'autre part, Anderson (1963a), Kehlenbeck (1971) ont prouvé que la différence du pourcentage d'anorthite entre les phénocristaux et les cristaux recristallisés est

* Roche "average" est considérée ici au sens de Wager & Brown, (1967).

relativement faible et varie entre 2 et 3% d'anorthite. Cette constatation a été établie également dans ce travail. D'autre part, les olivines et orthopyroxènes étudiés ont été choisis dans des cristaux assez largement grenus et entourés d'une couronne aussi mince que possible afin de réduire la perte en magnésium. Une étude rapide de la teneur en enstatite des orthopyroxènes métamorphiques constitutifs des coronae et de la teneur en forstérite des olivines magnésiennes qu'ils entourent semble montrer que le rapport Mg^{++}/Fe^{++} dans les deux phases est à peu près similaire. Dans le cas des mesures multiples dans une même unité, il faut plutôt tenir compte des valeurs moyennes qui se dégagent plutôt que des valeurs individuelles. Ce sont ces tendances qui reflètent la différenciation magmatique.

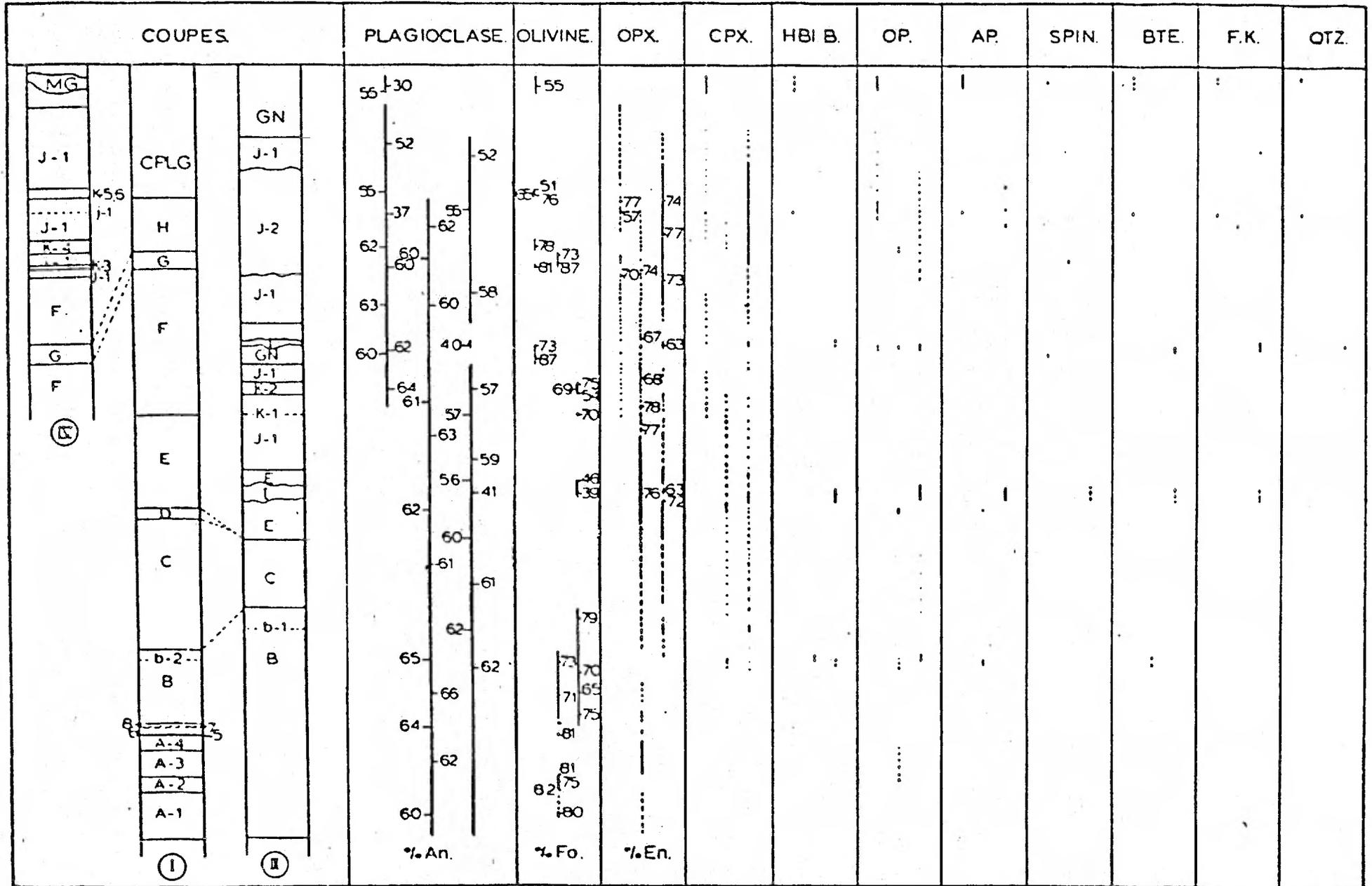
Les coupes idéales qualitatives et semi-quantitatives tracées en travers des secteurs est et ouest du CPAP (figures 3.3.1a, b) ont été dressées à partir des coupes partielles mentionnées plus haut et représentées dans la figure 3.2.3.1. La coupe I représente la section orientée est-ouest passant au nord du contact méridional du CPAP avec la couverture. La coupe IV part de la grande île du sud-est le long du rivage oriental du lac en direction du centre du complexe gneissique de la baie des Hirondelles. Les métagabbros y ont été inclus. La coupe III passe par la tête du lac Betchie à l'est en direction du nord-ouest vers la rivière Bersimis. Similairement, le secteur occidental est représenté par une première coupe (VI) qui part du CPPI jusqu'au gabbro du nord-ouest, et par

une seconde (V) qui débute au contact du CPLG et qui se dirige vers le gabbro du nord-ouest en passant par la grande île du nord-ouest et la bande de gabbro à olivine. Ces coupes sont dessinées à peu près à l'échelle et sont un outil de compréhension du complexe. On y a adjoint les différentes phases minérales primaires de type cumulus ou intercumulus ainsi que les autres minéraux primaires dont on ne connaît pas nettement l'appartenance. On a aussi précisé si le minéral est systématiquement présent, mais en faible quantité, ou s'il est épisodique. La composition moyenne et l'intervalle de composition des trois principales phases (plagioclase, olivine, orthopyroxène) ont été indiqués également.

L'évolution de ces phases cumulus met en évidence l'évolution de la différenciation du CPAP du sud-est vers le nord-ouest dans chacun des deux secteurs. Elle se traduit par un enrichissement en sodium des plagioclases et en fer des olivines et orthopyroxènes. Cette évolution aboutit à la formation de plagioclases antiperthitiques dans les intrusions marginales et dans certains métagabbros de la couverture, et d'olivine particulièrement ferrifère dans le gabbro à olivine du nord-ouest (sous-unité 0-1) et dans les métagabbros à olivine de la couverture. La présence d'apatite et de minéral noir en quantité abondante dans ces roches confirme l'idée qu'elles représentent un stade avancé dans la différenciation du magma. L'apparition épisodique de ces minéraux est une preuve de l'existence d'un "Phase layering" dans le CPAP. Eu égard la composition de son olivine, l'anorthosite à olivine de l'unité N (membre n-1) pourrait se corrélér à l'une ou l'autre des sous-unités K-1, 2, 5, 6. L'évolution texturale passe de la texture adcumulus, mésocumulus ou

Figure 3.3.1a

MINERAUX PRIMAIRES PRESENTS DANS LE SECTEUR ORIENTAL DU CPAP ET LEUR COMPOSITION



||| Cristal abondant, commun, rare.

Figure 3.3.1b

MINERAUX PRIMAIRES PRESENTS DANS LE SECTEUR OCCIDENTAL DU CPAP ET LEUR COMPOSITION.

COUPES.		PLAGIOCLASE.	OLVINE.	OPX.	CPX.	HSLB.	OP.	AP.	SPIN.	BTE.	F.K.	QTZ.	
O-2 N-5 N-4 N-3 N-1 N-2 N-1 CPPI	O-2 O-1 M-7 M-6 M-5 M-4 M-3 M-1 CPLG	53		63									
		56	54-50	54-60	65-73								
		59	57-56	60	66-71								
		60	55-53		71-73								
		60	55-53		73-72								
		62	55-50		75								
		62	35-39		70-73								
		62	55-50		73								
		61			73								
		59		73	73								
		57			71								
		60			73								
		58											
55													
		%An.	%Fo.	%En.									

||| Cristal abondant, commun, rare

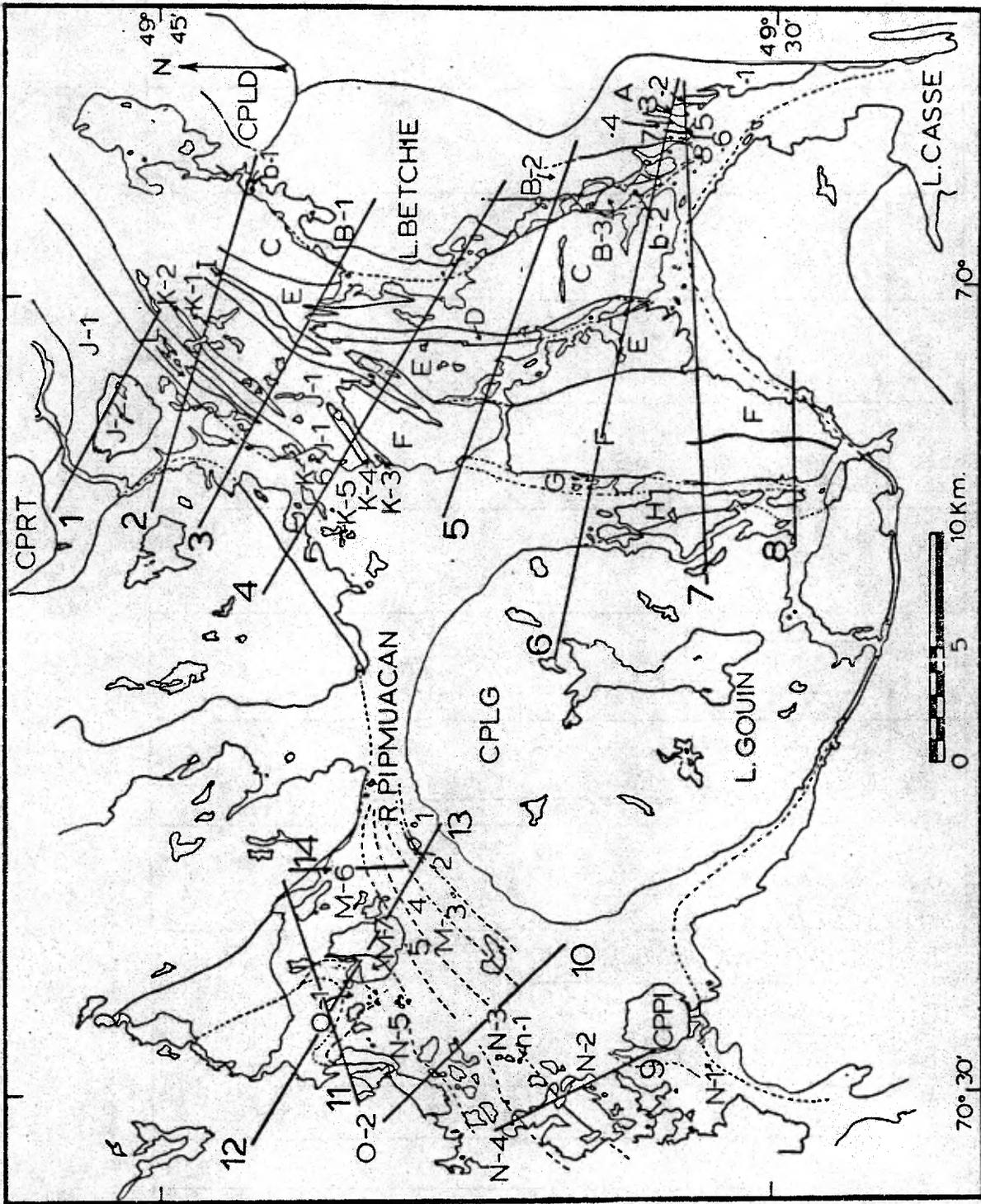


Fig. 3.3.2- Localisation des coupes lithologiques (1 à 14) utilisées pour souligner la variation de la composition des plagioclases et des orthopyroxènes dans le CPAP.

hétéradcumulus dans les roches du CPAP proprement dites à la texture mésocumulus ou orthocumulus dans les métagabbros à olivine de la couverture.

3.3.2- La minéralogie des plagioclases

3.3.2.1- Généralités

Le plagioclase constitue la phase minérale principale du complexe anorthositique et l'une des plus susceptibles de souligner l'évolution de la cristallisation et de la différenciation dans le CPAP. Pour ce faire, nous avons déterminé la composition de plusieurs centaines de plagioclases à l'aide de méthodes optiques et chimiques. Les méthodes optiques utilisées sont celles de Tsuboi modifiée par Morse (Morse, 1968a), la méthode de l'indice de réfraction des verres (Foster, 1955; Schairer 1956) et la méthode des zones de Rittmann (Emmons, 1964) dans le cas des plagioclases des métagabbros et autres gabbros, ferrogabbros et monzogabbros à olivine. L'analyse partielle des plagioclases et leur teneur en CaO , Na_2O et K_2O fut effectuée par absorption atomique à l'École Polytechnique de Montréal selon la méthode décrite par Woussen (1975), et le dosage des teneurs en Ba et Sr selon Abbey (1971). Le paramètre β fut déterminé par R.X. Les détails de ces différentes techniques sont consignés dans l'appendice no. XIV.

3.3.2.2- Effets du métamorphisme sur l'aspect et la composition des plagioclases.

Comme nous l'avons mentionné antérieurement (section 3.2.2.3.4.1), la recristallisation a affecté assez fortement la forme des cristaux de plagioclase.

Les plagioclases du CPAP se présentent sous deux formes principales. Ils apparaissent d'abord sous forme de porphyroclastes bleus, souvent "clouded"; leur taille et leur forme est variable et fonction du type de roche, des textures initiales et de l'intensité de la recristallisation. Rares sont les phénocristaux idiomorphes que n'a pas touché la cataclase. Ces phénocristaux ne sont pas zonés ou le sont tellement peu que la variation de la calcicité est trop faible pour être décelée par voie optique classique sur les fragments de cristaux ou à la platine universelle. Dans la mésostase, ils se présentent sous forme de petits cristaux transparents, polygonaux et saccharoïdes de couleur rose pâle ou blanc cassé. Ils ne sont pas zonés. Dans les métagabbros de la couverture, la recristallisation est variable mais en général moindre que dans le CPAP proprement dit. Les plagioclases tendent à être idiomorphes, et la plupart d'entre eux sont assez fortement zonés et "clouded"; certains sont même antiperthitiques à leur périphérie. Les cristaux de la mésostase dérivant de la recristallisation sont également transparents et saccharoïdes, et ils sont peu ou pas zonés.

L'incidence de la recristallisation sur les plagioclases se marque immédiatement par la disparition des fines particules d'hématite, ilménite ou spinelle (?) qui forment le nuage qui confère au plagioclase son aspect "clouded". Mason (1969) a évoqué ce départ de minerai de fer titanifère potentiel de la structure des plagioclases de l'intrusion de Whitestone en Ontario au cours de la recristallisation de cette intrusion pour expliquer la formation de concentrations ou de zones enrichies en fer titané à la périphérie du massif. La migration d'une telle quantité

Tableau 3.3.2.2: Variations de la calcicité de 6 paires de plagioclase du CPAP (porphyroclastes et mésostase).

Numéros.		Nat.	$n_{\alpha'}$	n_v	%Or.	%Ab.	%An.
240768	mst.	LT.	60.5	59.0	.7	39.1	60.1
	phx.		61.0	60.0			
241168	mst.	AN.	63.0	62.0			
	phx.		65.0	63.0			
270268	mst.	AN.	62.5	59.0			
	phx.		61.0	59.5			
270568	mst.	AN.	65.0	62.5	1.4	36.1	62.4
	phx.		65.0	63.0			
270768	mst.	LN.	64.0	62.0			
	phx.		64.0	62.0			
320168	mst.	AN.	65.0	63.5			
	phx.		63.0	64.0			

LT: leucotroctolite.

mst.: mésostase.

AN: anorthosite hololeucocrate.

phx.: phénocristaux.

LN: leuconorite.

$n_{\alpha'}$; n_v : %An. moléculaire.

%Or, Ab, An.: % en poids.

de matériel à des distances assez élevées aurait donc nécessité la présence d'une phase fluide au cours du refroidissement et de la recristallisation.

Dans les régions avoisinant le massif étudié, Anderson (1963a) et Kehlenbeck (1971) se sont penchés sur les changements de la calcicité entre les phénocristaux et les cristaux recristallisés. Anderson trouve que dans l'anorthosite à andésine du CPLB (Complexe plutonique du lac Brulé), la calcicité des phénocristaux est supérieure de 2 à 3% à celle des plagioclases recristallisés. Kehlenbeck (1971) signale, dans l'anorthosite à labrador qui entoure le lac Rouvray au sud-ouest de Pimpuacan, une calcicité des phénocristaux supérieure de 2 à 10% à celles des cristaux recristallisés, et quelquefois inférieure de 2%.

Quant à nous, utilisant à la fois la méthode de Tsuboi (Morse, 1968a) et celle des verres de fusion, nous avons étudié 6 paires de phénocristaux-cristaux recristallisés. Les résultats de ces mesures indiquent une teneur en anorthite pratiquement identique pour les deux types de concentrés, la calcicité des phénocristaux n'excédant pas de plus de 1% celle des cristaux recristallisés (tableau 3.3.2.2).

En somme, comme cette teneur de 2% est justement de l'ordre de grandeur de la précision des mesures, il paraît acceptable d'étudier la calcicité sur un matériau provenant de préférence de phénocristaux, quoique légèrement "contaminé" par des cristaux provenant de la recristallisation. D'ailleurs, comme l'étude pétrographique montre que les phénocristaux sont généralement porteurs de cristaux de recristallisation à l'intérieur de leur forme, il semble vain de pouvoir séparer parfaitement

les phénocristaux du produit de la recristallisation. Ce dernier est généralement suffisamment dilué dans la prise d'essai pour n'avoir qu'une influence marginale.

3.3.2.3- La composition des plagioclases du CPAP

Le tableau récapitulatif des mesures obtenues sur les plagioclases (calcicité, teneurs en Ba, Sr, paramètre β sont consignés dans l'appendice no. VI (tableau VI-1)). On constate que la méthode de détermination de la calcicité par la méthode des verres donne généralement des calcicités inférieures de 1 à 4% d'anorthite moléculaire par rapport à celles obtenues à partir de la méthode de Tsuboi modifié par Morse (1968a). L'analyse chimique partielle des plagioclases montre que la teneur en anorthite recalculée en négligeant la fraction d'orthose contenue, est souvent légèrement supérieure à celle obtenue par l'utilisation de la méthode des verres. La faible teneur habituelle en orthose des plagioclases ne justifie pas l'existence d'une différence de 4% en anorthite. Dans les quelques échantillons où cet écart a été observé, il se peut qu'il résulte moins d'une mauvaise estimation de l'indice de réfraction que d'une certaine inhomogénéité dans le concentré, étant donné la répétitivité des mesures et l'utilisation des mêmes liqueurs d'indice au cours du travail. Les résultats obtenus par la méthode de n_v et par analyse chimique partielle sont les plus satisfaisants.

La composition des plagioclases et les variations de la calcicité dans le CPAP peuvent être estimées de façon globale à l'aide d'histogrammes (figures 3.3.2.3a, b, c) dans les secteurs est et ouest; on a précisé la nature de la roche pour chaque échantillon étudié. On y voit, tant

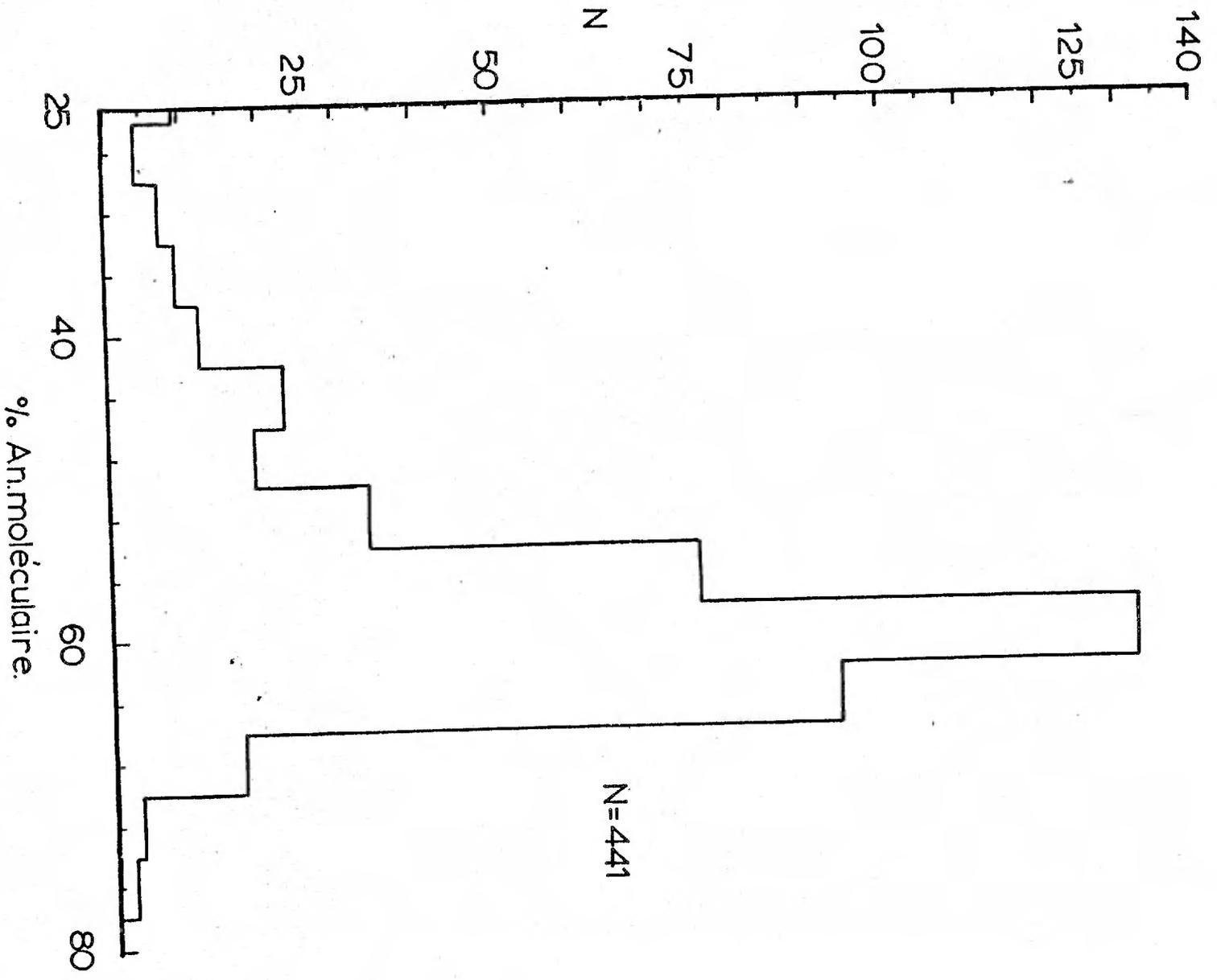
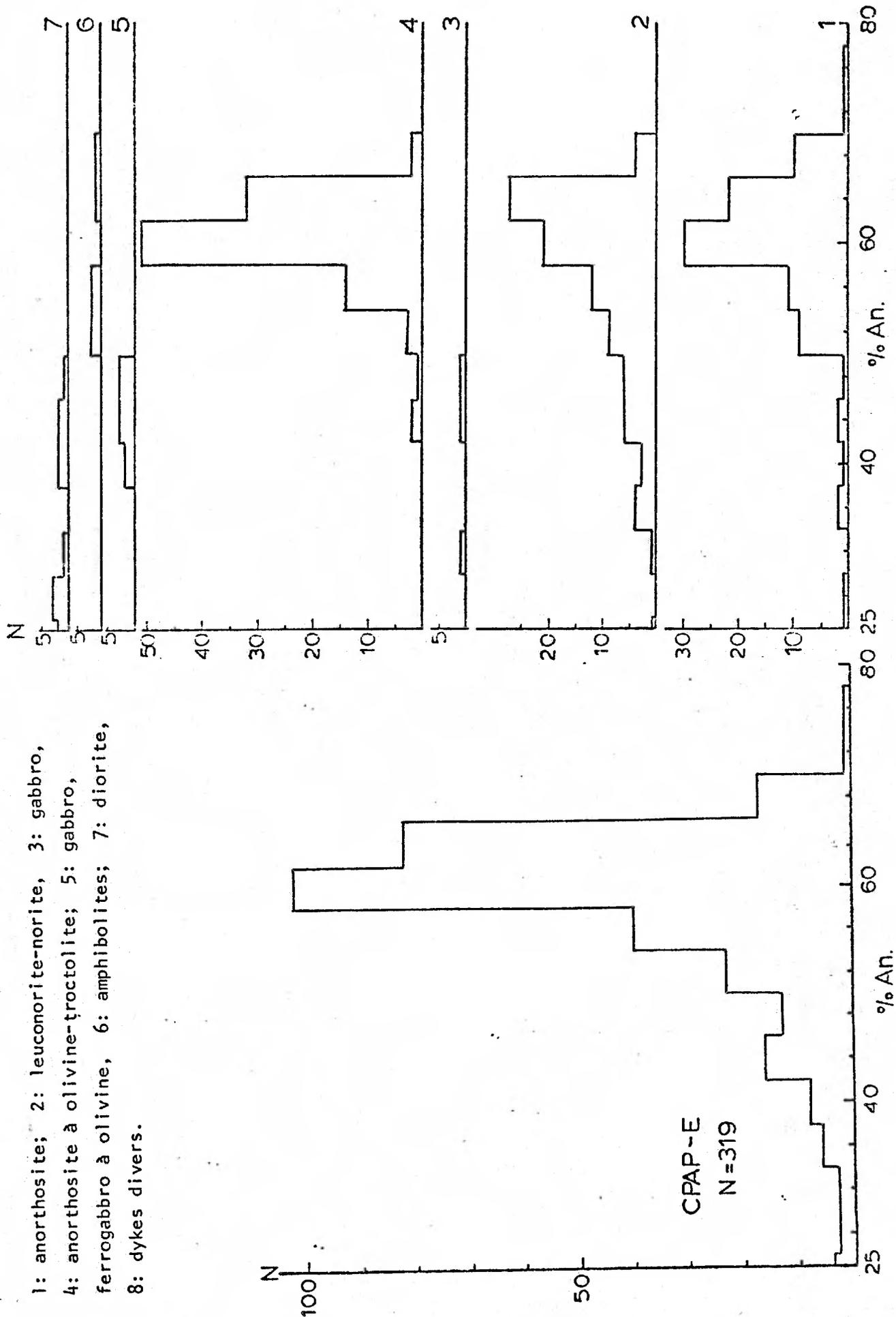


Fig. 3.3.2.3a- Histogramme illustrant la répartition de la calcicité des plagioclases dans tout le CPAP.

N=441

Fig. 3.3.2.3b: Histogrammes illustrant la répartition de la calcicité des plagioclases dans le secteur oriental du CPAP.



- 1: anorthosite; 2: leuconorite-norite, 3: gabbro,
- 4: anorthosite à olivine-troctolite; 5: gabbro,
- ferrogabbro à olivine, 6: amphibolites; 7: diorite,
- 8: dykes divers.

CPAP-E
N=319

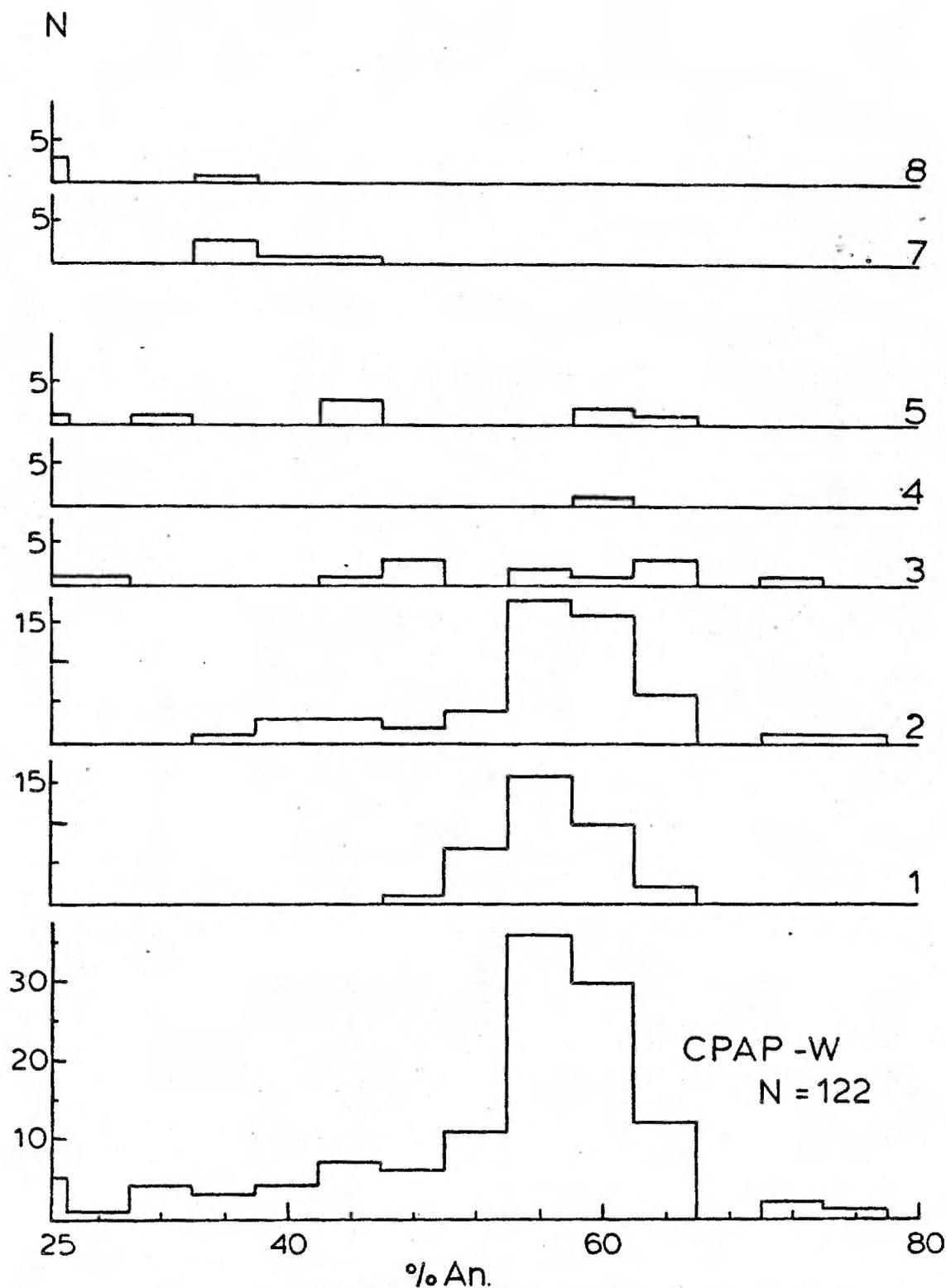


Fig. 3.3.2.3c: Histogrammes illustrant la répartition de la calcicité des plagioclases dans le secteur occidental du CPAP.
 1: anorthosite; 2: leuconorite-norite; 3: gabbro; 4: anorthosite à olivine-troctolite; 5: gabbro, ferrogabbro à olivine, 6: amphibolites; 7: diorite; 8: dykes divers.

dans le secteur est que dans le secteur ouest, que le spectre de la calcicité des plagioclases est asymétrique et décalé vers les hautes teneurs en anorthite. Le mode est de An60 dans le secteur est (figure 3.3.2.3b) et de An56 dans le secteur ouest (figure 3.3.2.3c) et de An60 dans l'ensemble du CPAP (figure 3.3.2.3a). L'asymétrie des histogrammes était attendue, en ce sens que les roches les plus basiques sont rares et que les roches plus sodiques que la moyenne, tant dans les types de roche clairs que foncés sont relativement abondantes dans le secteur nord du CPAP. Le resserrement du pic dans le secteur oriental est dû au fait qu'on a analysé une assez grande quantité d'échantillons d'anorthosite olivinifère et de leucotroctolite qui ne montraient que peu de variation dans la calcicité des plagioclases (An59-An62).

La variation de la calcicité des plagioclases en fonction de la position géographique des échantillons est représentée dans les coupes de la figure 3.3.2.3d. Ces coupes ont été tracées normalement au rubanement primaire et chaque échantillon y a été rabattu avec une assez bonne précision. La localisation de ces coupes est indiquée dans la figure 3.3.2.

Par ailleurs, les coupes détaillées de l'unité G et de la sous-unité K-2 apparaissent dans la figure 3.3.2.3e. En plus de la variation de la calcicité des plagioclases, on y a indiqué également celle de la teneur en forstérite des olivines. Dans le secteur oriental, l'allure générale de la variation de la calcicité est relativement peu accidentée et est marquée par une faible tendance à diminuer vers le nord. La teneur en anorthite n'est pas systématiquement plus élevée dans les types

clairs que dans les types plus foncés associés. La diminution de la calcicité se concrétise plus fortement quand on se rapproche du contact septentrional du CPAP et elle est manifeste surtout dans les roches anorthositiques et dioritiques des intrusions marginales (unité L) ainsi que dans la partie externe de la sous-unité J-1 et dans la sous-unité J-2. L'allure monotone des courbes de variation est interrompue à plusieurs endroits par des baisses subites de la calcicité des plagioclases des ferrogabbros à olivine et des diorites. En plus d'être plus sodiques, ces plagioclases sont également plus potassiques, et cette teneur plus élevée en potasse se traduit par la présence de gouttelettes de perthite dans certains phénocristaux de plagioclase. Les calcicités les plus élevées sont généralement observées dans des roches anorthositiques ou noritiques très peu déformées.

Dans le secteur occidental, on constate le même étalement de la calcicité des plagioclases qui n'est rompu qu'à l'approche et dans le gabbro du nord-ouest, où elle baisse assez fortement. Elle atteint son minimum dans les dykes de ferrogabbro et de monzogabbro à olivine.

La calcicité des plagioclases a été étudiée de pair avec la teneur en forstérite des olivines de l'unité G et de la sous-unité K-2 afin de tenter de mettre en évidence un éventuel redoublement, à défaut d'une polarité franche. La figure 3.3.2.3e montre encore une fois que la calcicité des plagioclases est stable et n'est pas un indice très sensible de différenciation dans ces roches oliviniques (anorthosites à olivine à troctolites).

La variation de la calcicité des plagioclases dans le CPAP est relativement faible dans toute la partie méridionale du complexe, et elle montre une légère diminution systématique dans chaque coupe à partir du sud vers le nord. La calcicité plus faible des plagioclases des ferrogabbros et gabbros à olivine des diorites et gabbros du nord-ouest montre que ces roches sont parmi les plus différenciées et les plus tardives du CPAP. Cette conclusion sera confirmée plus loin par la nature plus ferrifère des minéraux ferromagnésiens et le rapport plus élevé Fe/Mg dans la roche. L'étude de la calcicité des plagioclases souligne donc l'existence d'une polarité dans le CPAP qui serait orientée globalement du sud-est vers le nord-ouest dans les deux secteurs du massif.

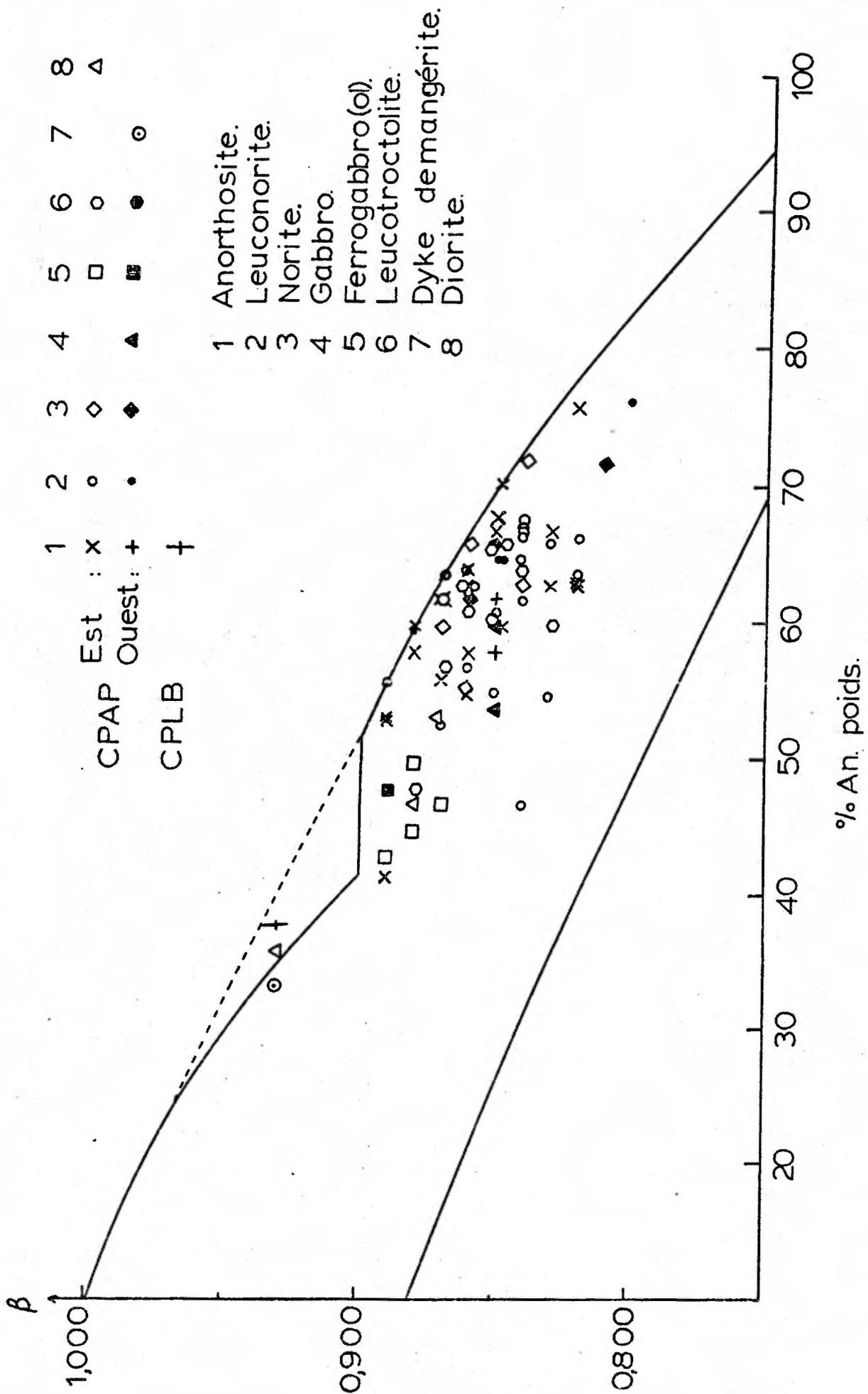
3.3.2.4- L'état structural des plagioclases du CPAP

L'état structural des plagioclases qui exprime le degré d'ordre/désordre du réseau en terme de position de Si et Al a été discuté du point de vue théorique par plusieurs auteurs depuis 1958. Ainsi, Smith & Guay (1958) ont proposé de porter les indices $\beta = 2\theta (1\bar{1}1) - 2\theta (\bar{2}01)$ et $\Gamma = 2\theta (131) + 2\theta (220) - 4\theta (1\bar{3}1)$ en fonction de la teneur en anorthite exprimée en poids pour mesurer cet état structural; Bambauer & al. (1967) ont choisi l'utilisation des indices $2\theta (131) - 2\theta (1\bar{3}1)$ et $2\theta (\bar{2}41) - 2\theta (\bar{2}\bar{4}1)$ en fonction du pourcentage moléculaire d'anorthite. Pour des raisons de commodité, nous avons choisi le paramètre β . Les analyses chimiques partielles des plagioclases indiquent une faible teneur en orthose inférieure ou égale à 1.5%, ce qui ne devrait pas influencer la position des pics mesurés. Les mesures de β qui ont été faites au diffractomètre possèdent une bonne reproductibilité ($\sigma_{\beta} \leq 0.01^{\circ} 2\theta$); elles apparaissent

dans le tableau synoptique de la composition des plagioclases (tableau VI-1) de l'appendice no. VI. Comme le suggère Romey (1969), l'étude de l'état structural des plagioclases dans des massifs éruptifs comme les anorthosites doit se marier aux études de terrain pour pouvoir être utilisé à sa juste valeur. D'après ses travaux en Norvège et sur d'autres massifs anorthositiques, il pense que les phénocristaux de plagioclase ont conservé, dans certains cas, un état structural rappelant un passé de haute température plutôt que d'avoir subi, à partir d'un stade de basse température, un réchauffement progressif qui les amènerait à un stade assez élevé "intermédiaire - haute température". En utilisant [, Anderson (1963a) a trouvé que l'état structural des phénocristaux de CPLB au sud de Pimpuacan, était généralement de basse température, comparativement à un stade intermédiaire pour les cristaux de la mésostase; ceci entre en contradiction, de prime abord, avec la pensée de Romey. Philippotts (1966), en utilisant get T sur des phénocristaux de leuconorites et de norites sises dans le sud de la Province de Grenville, a trouvé systématiquement un état structural transitionnel de basse température.

La figure 3.3.2.4 illustre l'état structural de tout le spectre des plagioclases rencontrés dans le CPAP. On note, d'une façon générale, que les plagioclases qui sont constitués autant que possible par des fragments de phénocristaux auxquels s'adjoint un peu de mésostase, semblent caractérisés par un état structural transitionnel intermédiaire et de basse température. Toutefois, certains d'entre eux qui proviennent de norites ou d'anorthosites du sud-est du CPAP semblent avoir conservé un état structural plus élevé. Ceci pourrait provenir peut-être d'une recristallisation

Fig. 3.3.2.4: Etat structural de plagioclases du CPAP.



moins ou également du fait qu'ils appartiennent à des unités qui sont stratigraphiquement les plus inférieures. Les échantillons 250767 et 341268 peu recristallisés qui proviennent du secteur sud-est, illustrent bien le fait que l'état structural primaire des plagioclases a pu être plus élevé avant l'impact du métamorphisme. Les plagioclases plus sodiques qui proviennent des roches présentant une minéralogie, des textures et structures caractéristiques des gabbros avec ou sans olivine, des diorites et autres dykes de mangérite quartzique possèdent généralement un état structural de basse température. Ce trait pourrait être relié au fait que ces roches, les plus tardives du CPAP ont cristallisé en présence d'une quantité plus élevée de volatils comme le démontrent l'abondance d'apatite et la présence de biotite et de hornblende brune primaire. La présence de volatils aurait eu pour effet d'abaisser la température de cristallisation, et par là, de conférer un état de basse température aux plagioclases de ces roches.

3.3.2.5- Teneurs et distribution du Ba et du Sr dans les plagioclases du CPAP.

Parallèlement aux mesures de calcicité des plagioclases du CPAP, le Ba et le Sr ont été dosés sur près de 60 échantillons provenant surtout de phénocristaux des diverses roches et unités du CPAP. Cette étude avait pour but de suivre le comportement de ces éléments en trace par rapport à la calcicité des plagioclases afin de corroborer en quelque sorte la tendance d'une polarité éventuelle dans le CPAP, et de comparer les plagioclases du CPAP avec ceux d'autres intrusions anorthositiques du Grenville et avec ceux de quelques intrusions stratiformes, tel le

Skaergaard. Les valeurs obtenues sont consignées dans l'appendice no. VI et les méthodes analytiques dans l'appendice no. XIV. Les valeurs moyennes des teneurs en Ba et Sr des plagioclases du CPAP et d'autres massifs apparaissent dans le tableau 3.3.2.5, et les teneurs individuelles en Ba et Sr dans le tableau VI-1 de l'appendice no. VI. Conformément aux règles de Goldschmidt, le Ba et le Sr entrent dans la structure du plagioclase en remplaçant le Ca (Heier, 1962; Smith, 1974). Dans les intrusions basiques ou mafiques tels les gabbros, anorthosites, etc. qui sont des roches largement grenues, on dénote généralement une corrélation négative entre la teneur en anorthite et les concentrations en Ba et Sr (Smith, 1974). Dans les complexes stratiformes, on note une évolution semblable (Wager et Brown, 1967), bien que le Sr montre un comportement spécial en fin de cristallisation où il diminue dans les derniers stades. Dans le massif d'Egersund-Ogna, et spécialement dans la lopolite de Bjerkrem-Sogndal, Duchesne (1968, 1971) a mis en évidence le comportement spécial du Sr par rapport au type de roche d'où proviennent les phénocristaux étudiés. Porté en fonction de la calcicité, le rapport Sr/Ca décrit une ligne d'évolution brisée qui est le reflet de l'évolution chronologique des "couches" de magma. Dans le massif de Bjerkrem-Sogndal, les phénocristaux de plagioclase renferment des teneurs en Sr supérieures à celles des cristaux de la mésostase. D'une façon générale, le Ba tend à s'enrichir dans le liquide résiduel comparativement aux phénocristaux; par opposition aux anorthosites à labrador, il augmente de façon importante dans les massifs anorthositiques à andésine, particulièrement si cette dernière est antiperthitique (Anderson, 1966). L'augmentation des teneurs en Ba suivrait aussi celle en K du plagioclase, et l'évolution du Ba d'un type d'anorthosite à l'autre serait donc

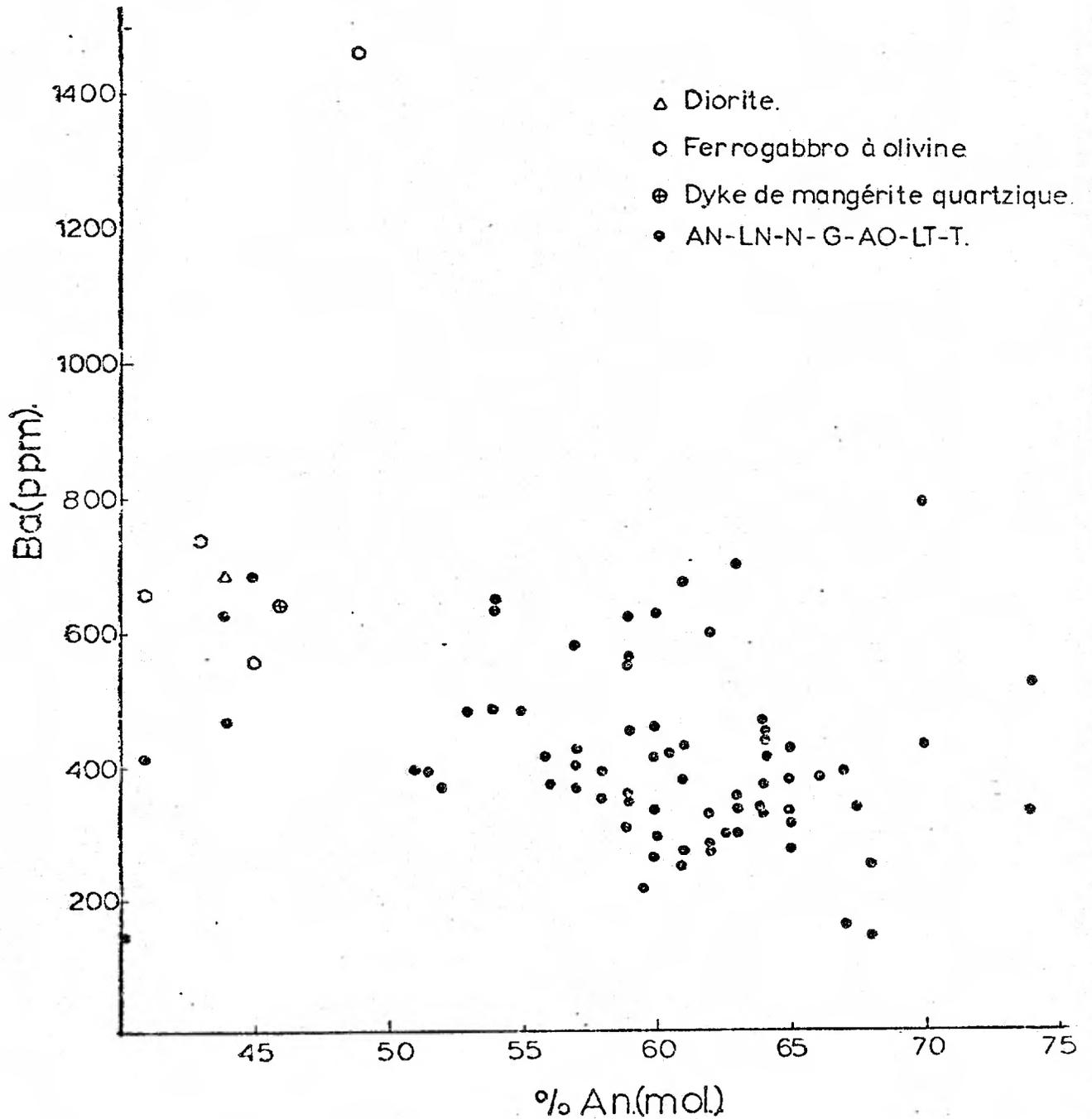


Fig. 3.3.2.5a: Variation du Ba en fonction de la calcicité dans les plagioclases du CPAP.

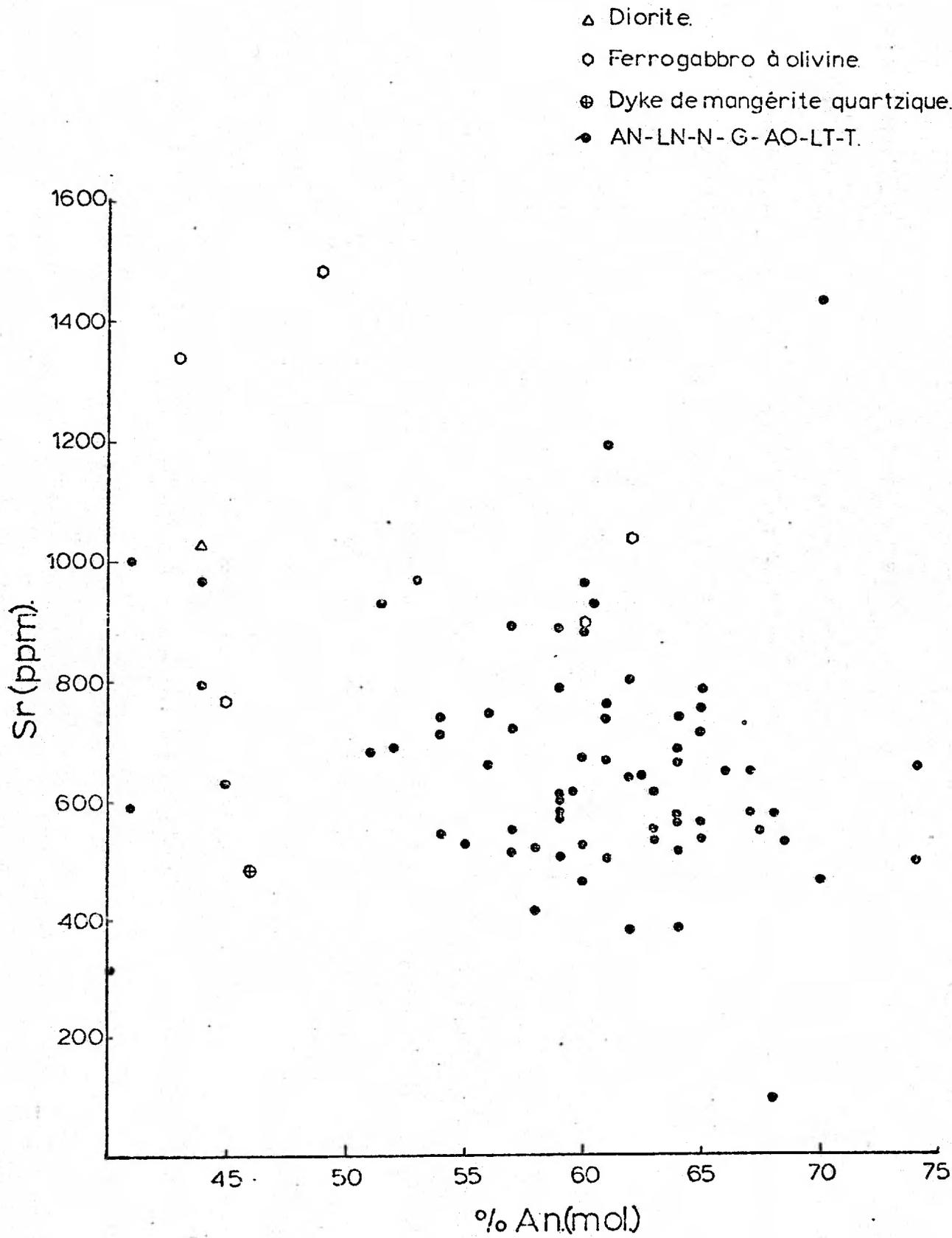


Fig. 3.3.2.5b: Variation du Sr en fonction de la calcicité dans les plagioclases du CPAP.

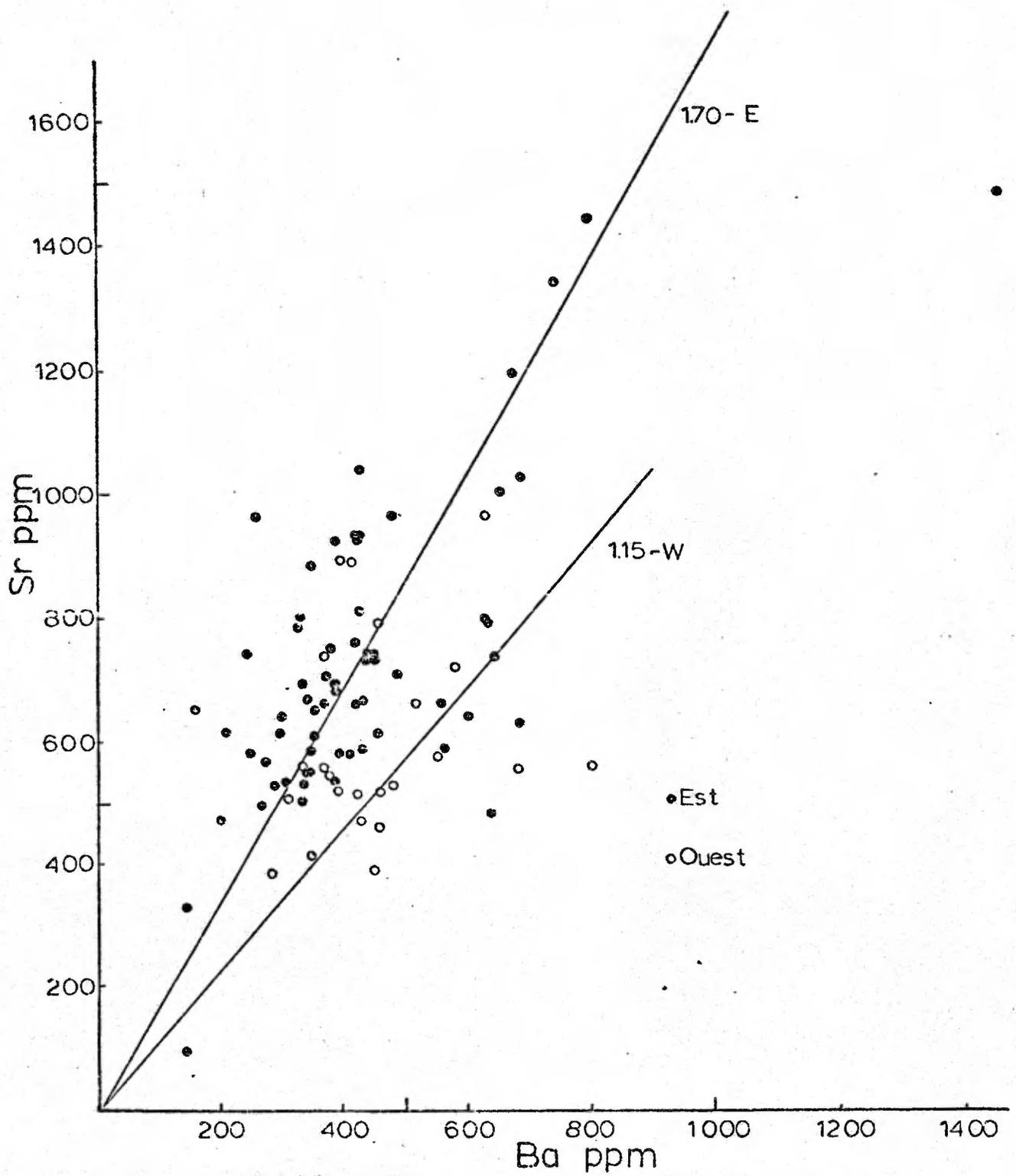


Fig. 3.3.2.5c: Variation du Sr en fonction du Ba dans les plagioclases du CPAP.

TABLEAU 3.3.2.5: Teneurs en K, Rb, Ba, Sr de plagioclases de diverses intrusions anorthositiques et du CPAP.

		AN.	LN-AG.	N-GA-G-P	FG-FCO.
Massif de Morin. (Papezik,1965).	An. K Rb Ba Sr	46-56 4400-6720 85-715 585-918	47-55 5395-6720 160-290 812-1235		47 615-1075 981-1345
Massif de Morin. (Barraud,1971).	An. K Rb Ba Sr	40-80 375-4150 .3-5.0 126-270 595-750			
Massif de Saint-Urbain. (Papezik,1965).	An. K Rb Ba Sr	43 7140 260 1168			
Massif des Adirondacks. (Isachsen & Moxham, 1968). (a)Mount Colden. (b)Saranac Lake.	An. K Rb Ba Sr	50-56 2325-7055 155-430 70-525			
	An. K Rb Ba Sr	44-56 6055-14774 187-360 180-275			
Massif de Labrieville(CPLB). (Murthy & Griffin,1970).	An. K Rb Ba Sr	37.5 8620 2.9 985-3500 1270-3975	37.5;38.7 9937;9890 4.1;6.1		36.5-39.5 4901;6701 1.1;2.3
Massif de Nain. (Gill & Murthy,1970).	An. K Rb Ba Sr	44-56 3496-4631 1.47-5.76 220-261 549-777	52-80 604-3902 .53-2.66 105-314 438-720		
Duluth gabbro. (Murthy & Griffin,1970).	An. K Rb			70 4350 7.6	

TABLEAU 3.3.2.5 (suite)

	AN.	LN-AG.	N-GA-C.	FG-FGO.
Lac Supérieur. (Murthy & Griffin, 1970)	An. K Rb Ba Sr 359 .14			
Massif d'Egersund- Ogna. (Duchesne, 1969).	An. K Rb Ba Sr 30-52 830-14220 40-600 700-1400			820 110-150 700
Massif de Bjerkræm- Sogndal. (Duchesne, 1969).	An. K Rb Ba Sr 38-54 830-14220 40-430 460-955			
Massif d'Ana-Sira. (Zeino-Mahmalat & Krause, 1976).	An. K Ba Sr 42-51 5230-7635 78-265 876-1192			
Skaergaard. (Wager & Brown, 1967).	An. K Rb Ba Sr 40-66 100-625 1000-5000			

AN: Anorthosite
 LN: Leuconorite
 AG: Anorthosite gabbroïque
 N: Norite
 GA: Gabbro anorthositique
 G: Gabbro
 P: Pyroxénite
 FG: Ferrogabbro
 FGO: Ferrogabbro à olivine
 Ao: Anorthosite à olivine
 LT: Leucotroctolite
 T: Troctolite
 D: Diorite
 Mg(d): Mangérite quartzique (dyke)
 An: Calcicité des plagioclases

TABLEAU 3.3.2.5 (suite)

	Nat.	AN.	LN-AG.	N-G-AG-P.	Ao-LT-T.	GO-FGO.	D.	Mq(d)
	N.	28	13	15	10	9	2	1
Ecart.	AN.	51-74	39-74	44-68	51-65	31-62	44-46	44
	K	1120-5475	1125-4495	1364-2667	565-6740	1272-6318	3237-3370	9547
	Rb						2.5-3.0	
	Ba	212-695	275-797	144-625	262-562	413-1458	460-480	638
	Sr	502-1195	536-1441	95-965	585-964	899-1483	793-1025	482
Moyenne.	AN.	59	61	60	59	45	45	44
	K	2976	2358	1909	2724	2809	3300	9547
	Rb						2.7	
	Ba	416	413	400	413	707	570	638
	Sr	650	674	551	772	1083	909	482
Moyenne du CPAP.	AN.	58						
	K	2584						
	Rb							
	Ba	441						
	Sr	693						

la conséquence d'une différenciation magmatique à grande échelle.

Généralement supérieures aux teneurs en Ba dans les diverses roches des intrusions des Adirondacks, du massif de Morin, de Nain (et dans ce dernier cas, tant pour les types de roches foncées que claires), les teneurs en Sr leur deviennent cependant inférieures dans le stade tardif, comme les dykes de granophyre, etc, (Gill et Murthy, 1970).

Enfin, d'une façon générale, les rapports Ca/Ba et Ca/Sr augmentent en fonction de l'augmentation de la calcicité des plagioclases (Smith, 1974).

Dans le CPAP, les phénocristaux de plagioclase montrent une augmentation des teneurs en Ba et en Sr en fonction de la diminution de la calcicité (figure 3.3.2.5a, b). Les roches considérées par leurs textures, structures et minéralogie comme les plus tardives (diorite, ferrogabbro) possèdent les plagioclases les plus sodiques et les teneurs les plus élevées en Ba et Sr, et en orthose. Ces données semblent normales, si l'on se réfère au comportement respectif du Ba et du Sr qui montrent une prépondérance à se concentrer un peu plus dans les liquides résiduels.

Les plagioclases de la partie ouest du CPAP tendent à posséder de façon générale une proportion d'orthose plus élevée que ceux de l'est, ainsi qu'une teneur en Ba supérieure à celle des plagioclases du secteur est et assez voisine de celle en Sr (figure 3.3.2.5c). Cette tendance, si on se réfère à ce qui précède, pourrait signifier que les plagioclases de ce secteur pourraient appartenir à la partie la plus évoluée du complexe, ce qui dans une certaine mesure, reviendrait à dire à une partie

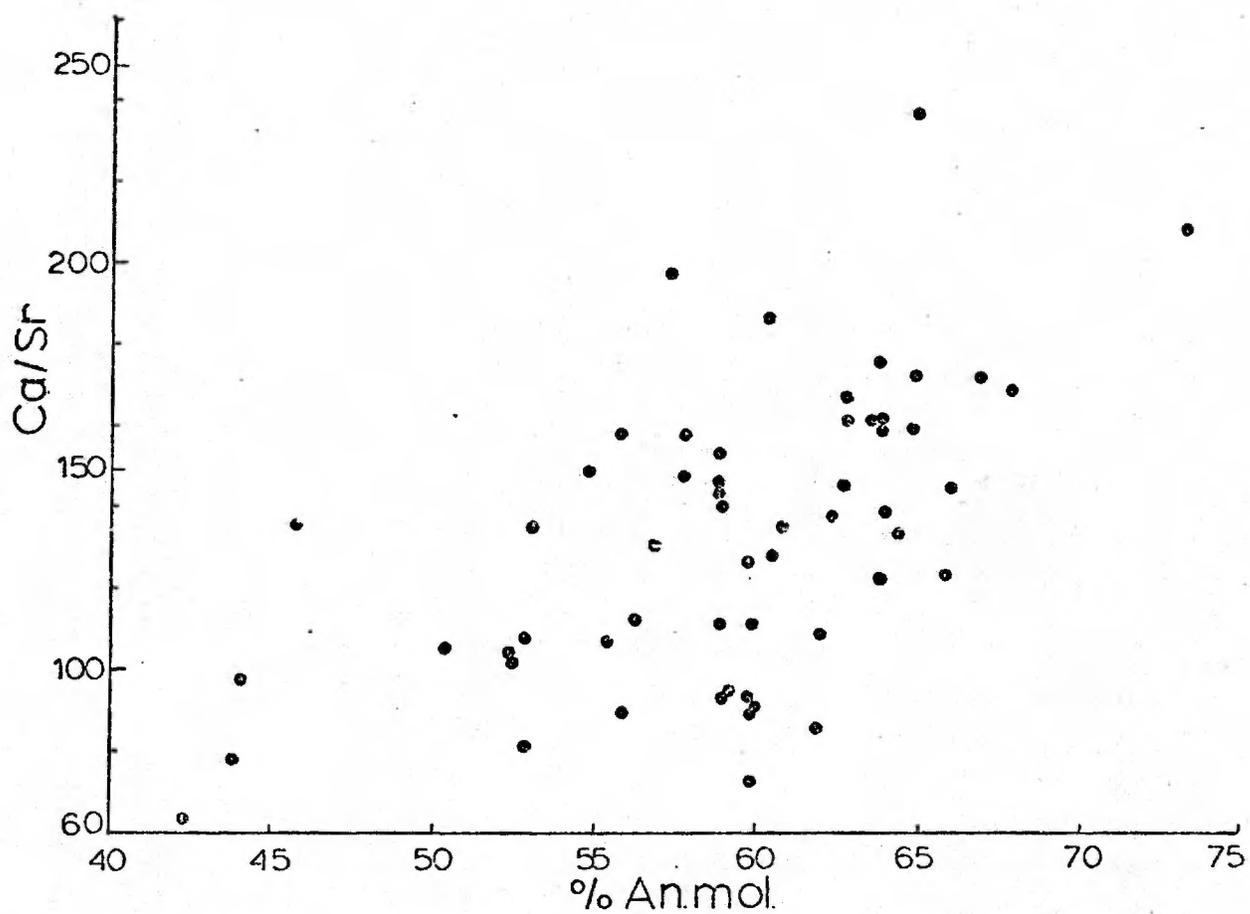


Fig. 3.3.2.5d: Variation du rapport Ca/Sr en fonction de la calcicité dans les plagioclases du CPAP.

stratigraphiquement supérieure à celle de l'est.

La disposition en dent de scie des valeurs de Ba et de Sr reportée dans des coupes sériées en tenant compte de la position relative des échantillons ne permet pas de tirer de conclusion valable sur l'ébauche d'une tendance vers une polarité à travers le CPAP. Seuls, ressortent les pics représentant une concentration anormale du Ba et du Sr à cause de la nature de la roche (ex. une teneur nettement plus élevée dans les roches tardives comme les monzogabbros, diorites, etc...)

Enfin, le rapport Ca/Sr (valeurs extrêmes 60 et 238, moyenne: 132) est assez représentatif des anorthosites et il augmente avec la calcicité des plagioclases, mais d'une façon assez floue comme l'indique la dispersion des valeurs obtenues de la figure 3.3.2.5d.

3.3.3- La minéralogie des olivines

3.3.3.1- Généralités

L'olivine est, avec l'orthopyroxène, le minéral ferromagnésien primaire qui caractérise le CPAP, en ce sens que, étant généralement largement grenue, elle a été suffisamment protégée des transformations résultant du métamorphisme pour fournir des indications valables sur la position géologique relative de chacune des unités, sous-unités ou membres qu'elle caractérise. L'olivine est cantonnée à plusieurs niveaux situés pour la plupart dans le secteur est du CPAP et elle apparaît encore épisodiquement dans certaines bandes de métagabbro de la couverture (cf. carte géologique No. 2). Nous avons échantillonné toutes les roches à olivine

de façon assez serrée, tant transversalement que latéralement afin de tenter de déterminer les variations de composition de ce minéral index qui existeraient au sein d'une même bande, et d'une bande à l'autre. Les variations de composition dans une même bande reliées aux informations tectoniques, texturales et structurales permettent de souligner l'existence ou l'absence d'une polarité ou de plissement isoclinal, tandis que la variation de la composition moyenne de l'olivine d'une bande à l'autre met en valeur l'existence de bandes "stratigraphiquement" différentes ou corrélables.

Les mesures qui ont été effectuées par R.X. suivant la méthode de Jambor et Smith (1964) sont insérées à l'appendice no. VII (tableau VII-1).

3.3.3.2- L'aspect des olivines et l'impact du métamorphisme

Dans les roches du CPAP, l'olivine se présente sous forme de cristaux xénomorphes dont la taille varie entre 0,01 à 1 millimètre de diamètre jusqu'à 35 à 50 centimètres de long et 10 à 15 centimètres de large dans le cas assez fréquemment rencontré des olivines des anorthosites à olivine. On peut affirmer que la taille moyenne de l'olivine est de l'ordre du millimètre au centimètre dans les roches les plus foncées et de 3 à 8 centimètres de longueur (ou de diamètre) dans les roches les plus claires.

La taille des cristaux varie d'une bande à l'autre et aussi à l'intérieur d'une même bande. La forme externe des cristaux est rarement idiomorphe, sauf, peut-être dans le cas des plus grands qui tendent à se présenter sous l'aspect de grands parallépipèdes (photographie no. 27).

Le plus souvent, l'olivine se présente de façon xénomorphe sous l'aspect d'une amibe ou d'un ellipsoïde. D'autre part, il ne semble pas qu'il y ait eu une relation quelconque entre la taille réciproque des plagioclases et des olivines qui coexistent.

Dans les sills de métagabbro de la couverture, l'olivine est toujours finement grenue, xénomorphe et difficile à distinguer à l'oeil nu ou à la loupe dans les types les plus foncés, alors qu'elle peut atteindre jusqu'à un centimètre de diamètre dans les roches les plus claires et les plus largement grenues.

Alors que, dans les roches claires du CPAP, l'olivine a précipité seule avec le plagioclase et avec un peu d'orthopyroxène, dans de rares cas, elle a cristallisé, par contre, avec du spinelle, de l'orthopyroxène du minerai noir, une hornblende brune et peut-être du clinopyroxène dans les ferrogabbros du CPAP, et avec du clinopyroxène, du minerai noir, une hornblende brune et peut-être un peu de spinelle primaire dans les métagabbros de la couverture. Dans les roches les plus claires (anorthosite à olivine jusqu'aux troctolites, l'olivine se dispose souvent et de façon systématique dans un plan de rubanement primaire, surtout s'il s'agit de phénocristaux. De par leur disposition, ces bandes composées généralement par des ellipsoïdes étirés ressemblent à des niveaux de saucisses étirées et la roche, surtout quand elle est altérée et recristallisée, prend l'aspect d'une peau de léopard. Ailleurs, l'olivine se dispose sous forme d'amibes géantes qui s'insèrent entre les phénocristaux de plagioclase. Cette disposition souligne bien la nature cumulus de l'olivine.

Les cristaux les plus petits des roches claires pourraient peut-être représenter une phase intercumulus. Dans les roches du CPAP, il est pratiquement impossible de prouver que les cristaux d'olivine ont été zonés ou non, eu égard à la recristallisation et la présence de couronnes réactionnelles. Dans les roches foncées et les métagabbros de la couverture, il semble que l'olivine soit une phase cumulus qui aurait cristallisé de pair avec le plagioclase et qu'elle ne soit pas zonée. Dans quelques cas cependant, il se pourrait qu'elle soit une phase intercumulus, notamment dans des métagabbros et le dyke de monzogabbro du nord-ouest.

Généralement fraîche, craquelée et recristallisée, l'olivine est cependant quelquefois transformée en partie en serpentine; elle est également traversée par de minces filonnets de ce qui peut être de la magnétite secondaire résultant de l'oxydation partielle de l'olivine elle-même. Toutefois, la caractéristique habituelle de ces minéraux est d'être enveloppés par une enveloppe complexe faite de couronnes concentriques de divers minéraux; cette texture secondaire, d'origine métamorphique et appelée "corona", a été décrite plus haut (3.2.2.3.4.2). La présence de cette texture réactionnelle a modifié la composition originelle de l'olivine, bien que, dans la majorité des cas, les mesures ont été effectuées sur des cristaux dont le volume est de loin supérieur à celui de l'ensemble des minéraux secondaires (en effet, le rayon moyen des cristaux d'olivine résiduels est environ de 8 à 10 fois supérieur à l'épaisseur totale de la couronne, tant dans le CPAP que dans les métagabbros de la couverture). Des mesures effectuées à la platine universelle sur des cristaux d'orthopyroxène de la couronne directement adjacente à des olivines de l'unité

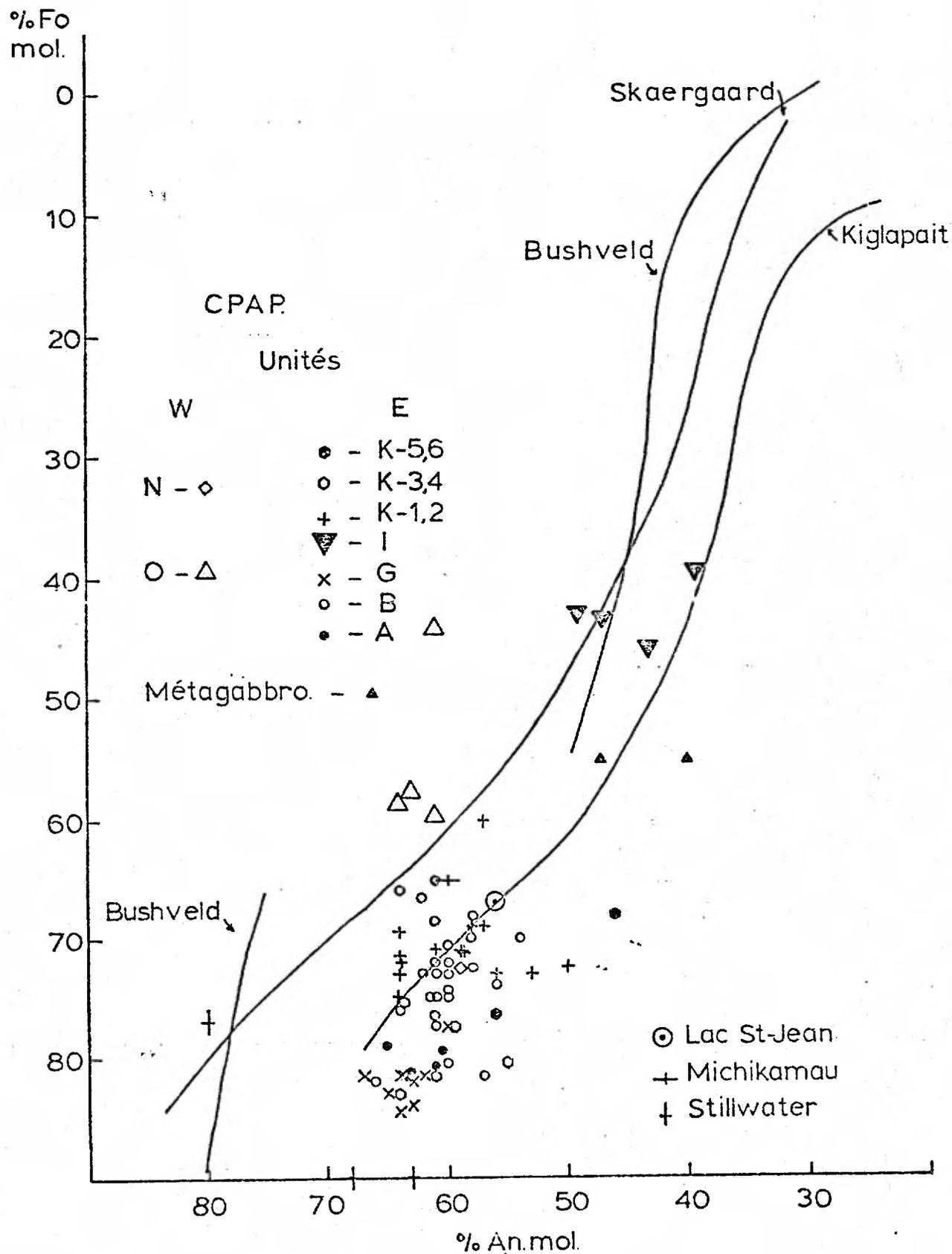
G dont la composition actuelle varie de Fo_{85} - Fo_{80} ont donné un résultat moyen En_{90} . Cette donnée semi-quantitative qui se rapproche des conclusions de Medaris (1969) sur le partage du Fe et du Mg entre l'olivine et l'orthopyroxène, tend à confirmer que les compositions actuelles obtenues par R.X. reflètent bien la valeur initiale des olivines, et qu'elles constituent au moins une valeur minimale en terme de pourcentage en Fo. Pour sa part, Barraud (1971) a constaté un partage similaire dans des leucotroctolites du massif de Morin.

3.3.3.3- La composition des olivines dans le CPAP et les métagabbros de la couverture

L'olivine qui caractérise beaucoup plus les massifs stratiformes a été cependant détectée dans quelques complexes anorthositiques plutoniques où elle se rencontre dans une ou plusieurs unités distinctes. Tel est le cas des intrusions de Michikamau (Emslie, 1968b) de Bjerkrem - Sogndal (Michot, 1960; Duchesne, 1972) du massif de Morin (Barraud, 1971; Martignole, 1974), de Kiglapait (Morse, 1969). Elle a été détectée également à quelques endroits dans le massif anorthositique du lac Saint-Jean (Jooste, 1958), mais elle fait totalement défaut dans le massif des Adirondacks. Alors que dans les intrusions stratiformes, le spectre de l'olivine s'étend de Fo_{85} à Fo_5 , il se cantonne, par contre, entre Fo_{80-75} et Fo_{55-60} dans la plupart des intrusions plutoniques. Qui plus est, la composition du plagioclase en compagnie duquel l'olivine a cristallisé ne change que très peu dans la plupart des massifs plutoniques, alors que, dans chacune des intrusions de type stratiforme, les compositions de l'olivine et du plagioclase suivent une courbe d'évolution assez

Figure 3.3.3.3a

Courbe d'évolution de la composition des paires plagioclase-olivine dans divers complexes anorthositiques et dans le CPAP.



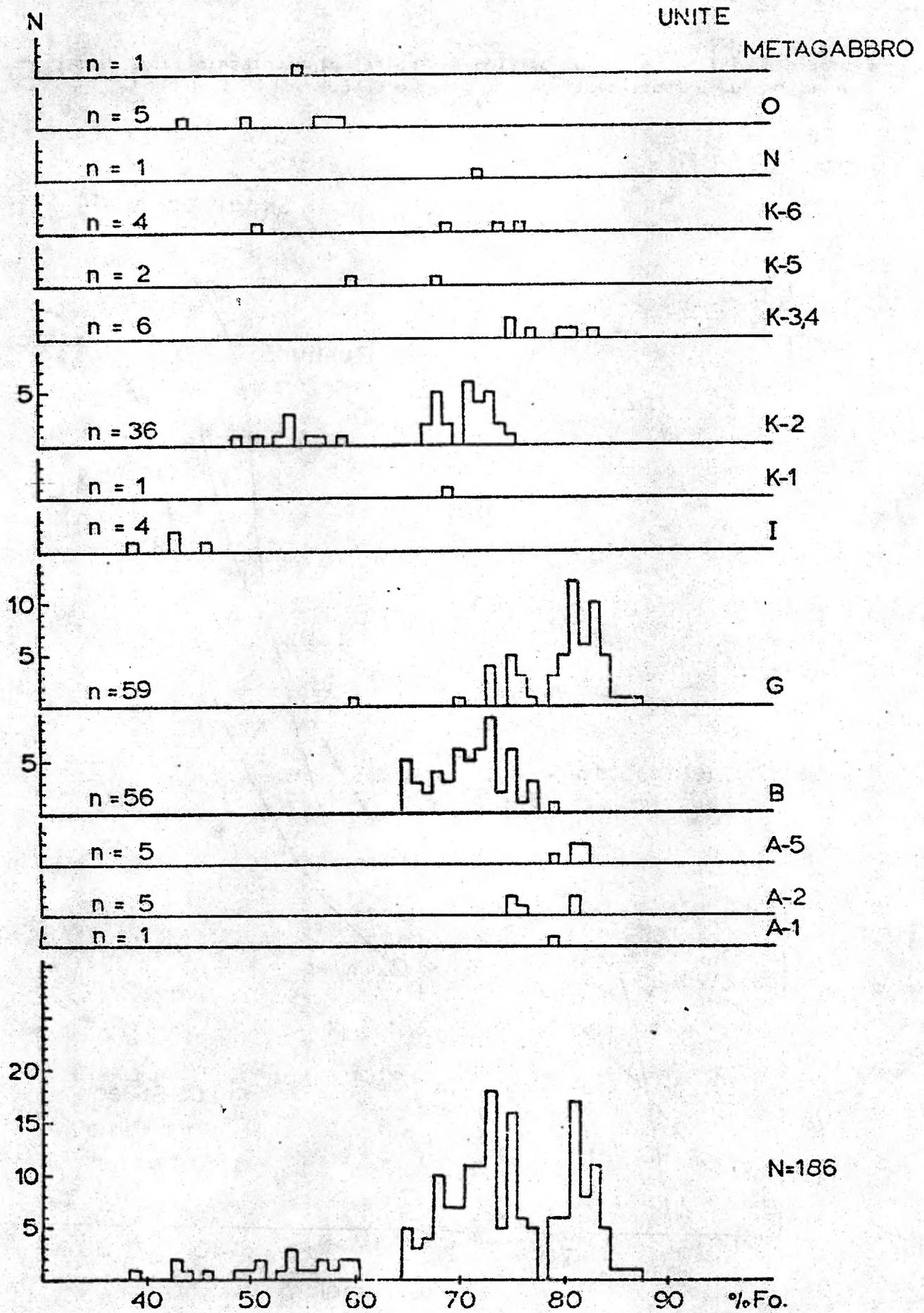


Figure 3.3.3b

Histogrammes partiels et global illustrant la composition de l'olivine dans les diverses unités à olivine et dans tout le CPAP.

bien définie (figure 3.3.3.3a); de fait, les paires plagioclase-olivine sont plus calciques et magnésiennes dans les massifs stratiformes que dans les massifs plutoniques. Le tableau VII-1 de l'appendice No. VII résume la composition des olivines étudiées dans les diverses unités du CPAP et dans les sills de métagabbro de la couverture, ainsi que celle des plagioclases qui coexistent avec ces olivines.

L'histogramme global de la figure 3.3.3.3b illustre la distribution de la composition des olivines du CPAP et des sills de métagabbro. Cette distribution montre un maximum pour les valeurs de Fo_{81} et Fo_{73} ; ces pics correspondent respectivement à la composition moyenne des olivines situées dans les bandes G, K-3, K-4 et A-1, 2, 5, 7 d'une part et K-1, 2, 5, 6 et B-1, 2 d'autre part et pour lesquelles la calcicité moyenne du plagioclase coexistant est de An_{62} et An_{60} respectivement.

Les olivines les plus ferrifères correspondent aux unités I, O, N, ainsi qu'aux dykes de ferrogabbro et de monzogabbro du secteur nord-ouest et aux sills de métagabbro de la couverture.

Les histogrammes partiels de la figure 3.3.3.3b représentent le spectre de la composition des olivines de chacune des unités qu'elles caractérisent; ces unités sont disposées de bas en haut dans la position qu'elles occupent dans une coupe hypothétique idéale et générale du CPAP. Cette figure représente en fait l'évolution de la composition des olivines dans tout le massif. Néanmoins, comme nous ne sommes pas tout à fait assuré de la position stratigraphique absolue de chacune des unités cartographiables, et plus spécifiquement de la position de l'unité G et des

sous-unités K-3, 4 dans le secteur est du CPAP, il n'est pas assuré que la diminution systématique de la teneur en forstérite d'une bande à l'autre du sud-est vers le nord-ouest, et jusque dans les sills de métagabbro de la couverture, reflète une différenciation simple dans le CPAP (cf. plus loin 3.5). Les teneurs en forstérite des olivines de l'unité I sont les plus basses rencontrées dans le CPAP, et cette unité exceptionnelle qui est reliée par anomalie magnétique au gisement de fer titané du lac de la Blache - lac Hervieux, constitue certes un des stades ultimes de la différenciation magmatique dans le CPAP, au même titre que les dykes de ferrogabbro, monzogabbro à olivine du nord-ouest et les sills de métagabbro à olivine de la couverture.

Les valeurs obtenues pour différentes paires de plagioclase - olivine des diverses unités cartographiées sont indiquées dans la figure 3.3.3.3a. La plupart des roches claires (anorthosites olivinifères jusqu'aux troctolites) se rassemblent dans la partie inférieure du diagramme de part et d'autre de la courbe étirée du massif de Kiglapait (Morse, 1969). Les roches plus foncées (gabbro, ferrogabbro - monzogabbro, métagabbro à olivine) présentent des paires qui se distribuent du côté le plus calcique de la courbe du massif de Kiglapait et à peu près le long de celle du Bushveld. Etant donné le degré de reproductibilité des mesures des plagioclases et des olivines, il nous semble qu'il faille penser que l'origine de la dispersion des points reflète peut-être en partie le réajustement de la composition des olivines suite à l'impact du métamorphisme, ou que la relation plagioclase-olivine est pauvre eu égard au caractère cumulus des cristaux en présence.

Deux coupes ont été levées en détail dans l'unité G et dans la sous-unité K-2 et elles ont été confectionnées à partir de coupes partielles telles qu'indiquée dans la figure 3.3.2.3e.

La figure 3.3.2.3e illustre les variations de la teneur en anorthite des plagioclases et en forstérite des olivines dans ces deux coupes. Dans la coupe de l'unité G, la distribution des types lithologiques dans la coupe partielle du nord indique que cette coupe n'est pas du tout plissée sur elle-même de façon isoclinale et que la succession stratigraphique est restée telle quelle. La monotonie de la composition des plagioclases et olivines interdit toute spéculation sur le sens de la polarité de cette unité. Seule, la teneur en forstérite légèrement inférieure des olivines finiment grenues qui représentent peut-être une phase intercumulus tout près de l'interface des unités G et F dans la partie sud de l'unité soulève l'éventualité d'une polarité dirigée vers l'est.

La coupe de la sous-unité K-2 est assez complète elle aussi, mais l'environnement tectonique de cette bande de leucotroctolite de composition et d'aspect monotone nous porte à beaucoup de circonspection quant à la signification réelle de la variation de la composition des olivines de cette sous-unité. Comme on l'a indiqué dans l'appendice no. IV, toute cette bande est recristallisée en partie et est plissée un peu partout de façon isoclinale. On y a même distingué des plis plissés. Comme dans la coupe de l'unité G, la variation de la teneur en forstérite des olivines est faible, sauf si l'on fait exception pour quelques spécimens plus ferri-fères qui sont situés à la limite sud de la bande dans la partie la plus occidentale. Les mesures faites ailleurs dans une section située plus au

nord-est à un niveau similaire ne montrent pas d'équivalence. Il se pourrait donc, qu'au lieu de souligner le sens d'une polarité éventuelle vers le sud-est, ces niveaux ne constituent en fait que des "accidents" dans le processus de cristallisation de l'olivine.

3.3.3.4- Conclusions

Compte tenu de ce qui précède et aussi des descriptions lithologiques et géologiques de la partie orientale du CPAP (cf. appendice no. IV), l'évolution de la composition des olivines nous permet d'émettre les commentaires et hypothèses suivants:

a) Il existe une famille de roches anorthositiques à olivine claires constituées d'anorthosites à olivine jusqu'à des troctolites où l'olivine varie de Fo_{87} à Fo_{75} (\bar{Fo} : 81%), et une autre où la composition de l'olivine varie de Fo_{77} à Fo_{60} (\bar{Fo} : 73%).

b) L'unité G n'est pas plissée sur elle-même et elle pourrait avoir son sommet dirigé aussi bien vers l'est que vers l'ouest; par la nature de ses olivines, elle pourrait aisément être reliée génétiquement aux sous-unités K-3 et K-4 situées directement au nord, que ce soit par plissement ou non. Similairement, les olivines qui caractérisent les sous-unités A-1, 2, 5, 7 de l'unité A sont du même type que celles de l'unité G; ceci pourrait être pris en considération pour tenter une corrélation à distance, malgré la différence lithologique qui existe entre ces deux unités, ou encore pour admettre l'existence d'un phénomène rythmique dans le processus de cristallisation fractionnée du magma en train de se différencier.

c) La sous-unité K-2 constitue elle aussi une bande dont la polarité ne peut être démontrée de façon indubitable à partir de l'étude des olivines. Elle semble n'avoir aucun lien avec les sous-unités K-3, 4. La sous-unité K-4 tendrait à se relier à l'ouest et par son extrémité septentrionale, si l'on en juge par les textures, associations lithologiques (cf. appendice no. IV) et compositions des olivines, à la sous-unité K-6. La sous-unité K-5 pourrait être, elle aussi, une émanation ou un niveau assimilable à K-6; elle constitue en fait l'évolution ultime dans le CPAP, des roches leucocrates à olivines, si l'on en juge par la composition plus ferrifère des olivines qu'elle renferme. Enfin, la sous-unité K-1 n'est qu'un accident qui a prélué dans le secteur nord-ouest à la ségrégation de la sous-unité K-2. Elle n'a pas été décelée ailleurs à cause de sa faible épaisseur et peut-être de son caractère lenticulaire éventuel.

d) Par la composition de ses olivines, la sous-unité K-2 se trouve à un stade d'évolution comparable à celui de l'unité B, à l'est, et également, à celui de cette mince bande que constitue l'anorthosite à olivine très largement grenue du secteur ouest du CPAP (membre n-1).

e) Les roches de la bande de ferrogabbro à olivine du secteur oriental du CPAP qui constituent l'unité I sont celles qui sont le plus différenciées dans le CPAP en compagnie du gabbro à olivine du nord-ouest (sous-unité 0-1) et des dykes de ferrogabbro et de monzogabbro à olivine qui l'accompagnent. Les sills de métagabbro à olivine dans la couverture sont un peu moins évolués, si l'on en juge par la composition des olivines obtenues par voie optique (Fo_{55} à Fo_{45}).

Ainsi, de la même façon que l'enrichissement en fer des olivines couplé à la diminution de la calcicité des plagioclases témoigne du sens de la différenciation magmatique (de bas en haut) des complexes anorthositiques stratiformes (Skaergaard) ou plutoniques anorogéniques (Kiglapait) vers les bandes les plus foncées et les plus riches en apatite et en oxydes de fer et de titane, l'évolution de ces paramètres dans le CPAP illustre l'existence d'une polarité potentielle du sud-est vers le nord-ouest. Les termes ultimes de cette différenciation ne se trouvent pas ici dans la position caractéristique typique qu'elles occupent dans les intrusions stratiformes ou plutoniques anorogéniques (à savoir au sommet de l'intrusion), eu égard au milieu tectoniquement actif qui a affecté le CPAP, et l'échelle énorme du massif anorthositique dont il fait partie. Ces liquides résiduels se sont plutôt injectés le long de plans de faille sous forme de dykes tardifs après la consolidation et au cours du plissement, (c'est le cas des dykes du nord-ouest) ou encore ont peut-être été trappés sous forme de grands corps lenticulaires subconcordants qui ont éventuellement lancés de minces diverticules dans la roche encaissante parallèlement au plan de rubanement magmatique (c'est le cas de l'unité I).

Actuellement, et ceci sera débattu plus loin, nous pensons que la différenciation s'est produite sans discontinuer du nord-est vers le nord-ouest dans la partie orientale du CPAP, et que les unités (sous-unités) G et K-3, 4 peuvent éventuellement constituer des niveaux de magma "frais" injectés à un niveau stratigraphiquement supérieur à B. et inférieur à K-2.

3.3.4- La minéralogie des pyroxènes

3.3.4.1- Généralités

Dans le CPAP, rares sont les roches qui renferment l'association orthopyroxène-clinopyroxène. Cette association se trouve presque exclusivement dans quelques bandes leuconoritiques ou noritiques proches du gabbro du nord-ouest (sous-unités M-6,7; N-4,5) et dans le gabbro lui-même (sous-unité 0-2). Dans la partie orientale du CPAP, cette association est très rare et les cristaux de pyroxènes sont particulièrement fortement recristallisés et transformés en minéraux secondaires (biotite, hornblende verte), sauf dans des niveaux de diorite où les deux phases sont équantes et finement grenues. L'orthopyroxène a été trouvé sous forme de petits cristaux primaires en compagnie de grandes plages de clinopyroxènes dans quelques bandes de métagabbro sans olivine de la couverture. Dans ce travail, nous nous sommes seulement attaché à l'étude pétrographique des orthopyroxènes par la mesure de n_z et de $2V$ (Hess, 1960) dans le but de compléter l'étude minéralogique quantitative du CPAP.

3.3.4.2- L'orthopyroxène

3.3.4.2.1- L'aspect de l'orthopyroxène et l'influence du métamorphisme

L'orthopyroxène d'origine magmatique est un minéral pratiquement ubiquiste dans les roches du CPAP qui ne renferment pas d'olivine; on le rencontre aussi bien dans les roches claires comme l'anorthosite hololeucocrate que dans les roches foncées, tels les gabbros, norites ou pyroxénites. Souvent xénomorphes et légèrement poecilites interstitiels,

les cristaux d'orthopyroxène peuvent être hypidiomorphes et prismatiques surtout quand ils constituent une phase cumulus qui a pu se ségréger par voie mécanique, comme c'est le cas dans certaines leuconorites et norites du secteur occidental (unités M, N) et dans le gabbro du nord-ouest (sous-unité 0-2). Les dimensions de l'orthopyroxène varient beaucoup, entre une fraction de millimètre à un centimètre de long; elles atteignent jusqu'à trois ou quatre mètres de long dans des pegmatites leuconorites où la taille moyenne des orthopyroxènes varie de 5 à 15 centimètres entre des plagioclases de 15 à 80 centimètres de long. Ils sont quelquefois déformés, plissés en forme de S, et certains ont donné naissance à des kink bands qui, chez des individus largement grenus (10 cm X 15 cm), sont visibles à l'oeil nu; les plans de déformation sont distants les uns des autres de un à deux centimètres environ. Dans les roches les plus re-cristallisées, les orthopyroxènes sont très étirés et particulièrement recristallisés. De petits cristaux polygonaux entourent un ou plusieurs cristaux provenant du ou des cristaux initiaux en une couronne qui se termine en chevelure très effilochée. Les orthopyroxènes peu recristallisés sont généralement frais, bien que certains soient saupoudrés de fines inclusions de Schiller qui obscurcissent le centre du cristal. De la biotite brun foncé ou/et des cristaux finement grenus saccharoïdes de hornblende se développent autour ou dans les fractures des cristaux primaires. Les cristaux recristallisés sont clairs, petits, saccharoïdes et dépourvus de toute inclusion et de lamelle d'exsolution. Quelques spécimens d'orthopyroxène primaire provenant d'anorthosite ou de leuconorite claire possèdent des lamelles d'exsolution qui semblent parallèles à (001). La composition de quelques cristaux d'orthopyroxène

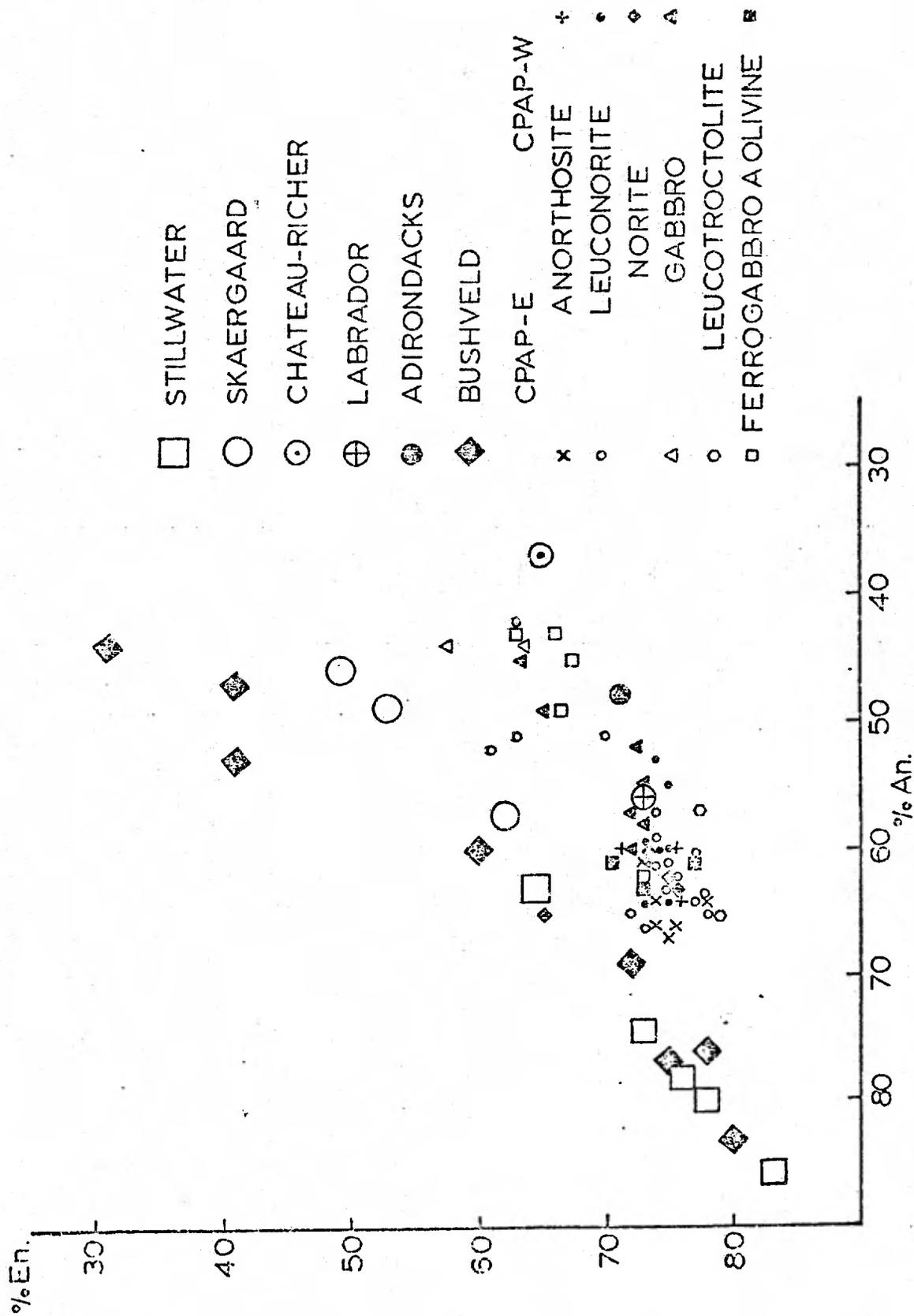


Figure 3.3.4.2.a

Variation du % En des orthopyroxènes en fonction de la calcicité des plagioclases dans le CPAP

qui contiennent ces lamelles d'exsolution est plus ferrifère et il semblerait donc que ces cristaux représentent des pigeonites inversées et transformées en hypersthène au cours de la phase subsolidus avec exsolution de lamelles d'augite, (Hess, 1960).

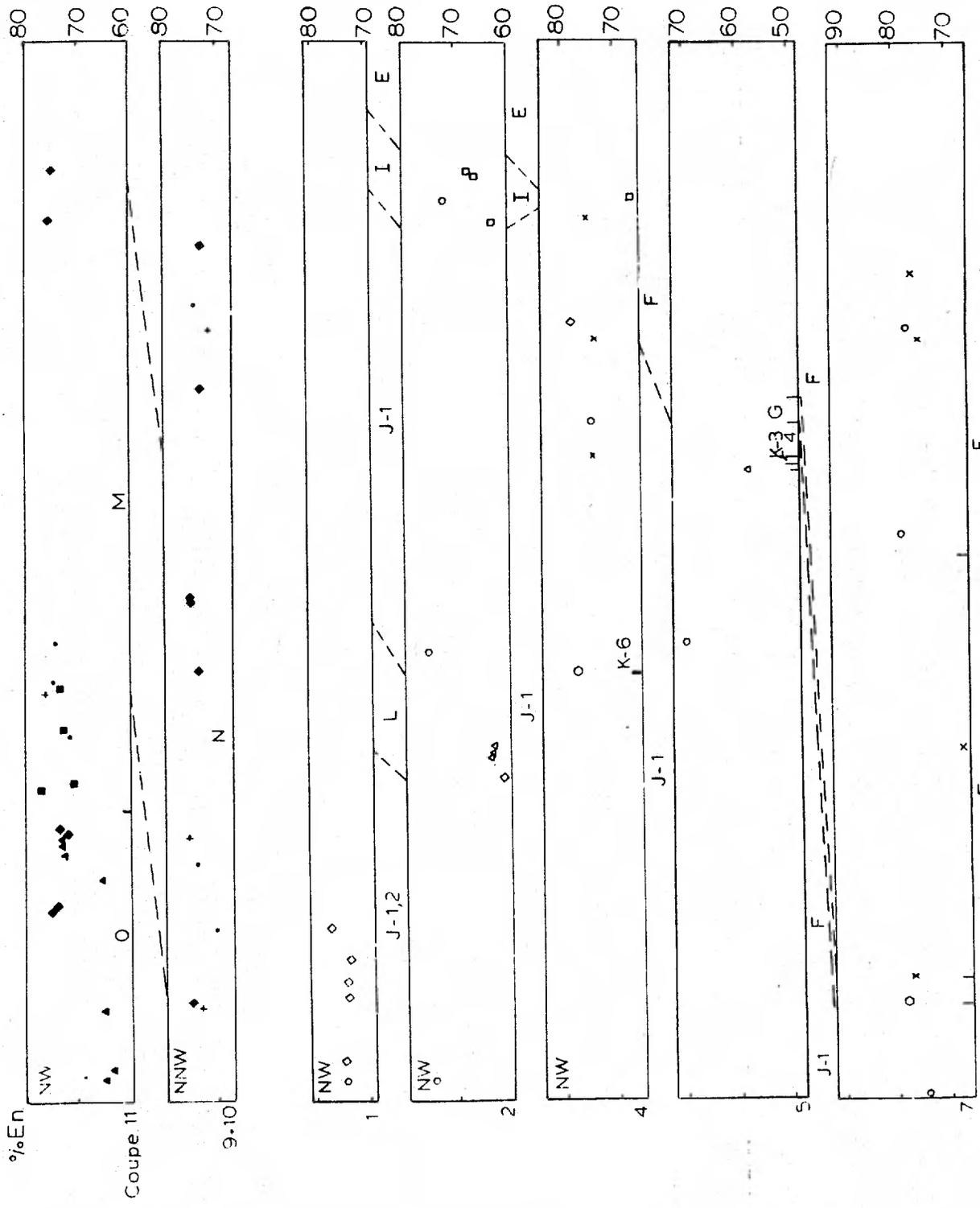
Nous avons effectué nos mesures de 2V sur des cristaux non recristallisés qui avaient la forme polygonale ou xénomorphe trapue caractéristique d'une phase cumulus; ces cristaux étaient particulièrement frais afin d'éviter toute distorsion importante due aux réactions métamorphiques. Les mesures de n_z ont été faites sur le concentré d'orthopyroxène; ceci n'a pas donné lieu à des écarts importants à cause de mesures accidentellement faites sur des cristaux recristallisés. Les compositions de ces pyroxènes sont reportées dans le tableau VIII-1 de l'appendice no. VIII.

3.3.4.2.2- La composition minéralogique des orthopyroxènes dans le CPAP

Les valeurs obtenues sur les orthopyroxènes de la plupart des anorthosites, leuconorites et norites du CPAP indiquent qu'il s'agit d'hypersthènes relativement magnésiens. Dans les diorites, gabbros et dans certaines norites foncées, les orthopyroxènes sont plus ferrifères ce qui corrobore l'existence d'une pigeonite inversée. Dans ces roches, le plagioclase est localement antiperthitique et le minéral noir et l'apatite font leur apparition ou se développent en abondance.

La figure 3.3.4.2.2 représente la variation de la teneur en Mg des orthopyroxènes en fonction de la calcicité des plagioclases avec lesquels ils coexistent. Les paires plagioclase-orthopyroxène se distribuent en un faisceau aplati situé sous la droite obtenue en reliant les points

VARIATIONS DU %EN DES ORTHOPYROXENES DANS LE CPAP.



EST : ANORTHOSITE ; LEUCONCRITE ; NORITE ; GABBRO ; LEUCOTROCTOLITE ; FERROGABBRO A OLIVINE .
 QUEST. Fig. 3.3.4.2.2b

représentatifs de paires similaires des intrusions du Bushveld, du Skaergaard et du Stillwater mais au-dessus de celle obtenue pour divers massifs plutoniques (Anderson, 1968). Il existe une légère corrélation positive entre la teneur en anorthite des plagioclases et la teneur en Mg des orthopyroxènes du CPAP.

Les coupes de la figure 3.3.4.2.2b soulignent la variation de la composition des orthopyroxènes en fonction de leur position dans le CPAP. On constate qu'il existe une légère diminution de la teneur en En du sud-est vers le nord-ouest et spécialement une diminution dans le gabbro du nord-ouest.

3.3.4.3- Le clinopyroxène

Le clinopyroxène est un minéral assez fréquemment rencontré dans toutes les roches du CPAP. Il est évidemment le plus abondant dans les niveaux de gabbro, pyroxénite, gabbro et ferrogabbro à olivine et particulièrement dans les sills de métagabbro avec ou sans olivine de la couverture nord du CPAP. Leurs propriétés optiques préliminaires identifient ces pyroxènes comme des augites ou des ferroaugites; ils sont habituellement exempts d'inclusions et de lamelles d'exsolution dans les roches les plus claires. Dans le gabbro du nord-ouest (sous-unité 0-2), dans le ferrogabbro à olivine (unité 1), les clinopyroxènes renferment de petits cristaux prismatiques de magnétite (?), des lamelles étroites d'ilménite (?) et de plagioclase qui se développent de préférence dans les plans de clivage. Certains individus du gabbro du nord-ouest renferment de petites lamelles d'exsolution; certaines d'entre elles qui sont

orientées parallèlement à (100), seraient de ce fait vraisemblablement constituées d'hypersthène (Hess, 1960). Les augites des métagabbros de la couverture sont généralement dépourvues de toute inclusion et de toute lamelle d'exsolution; certains individus cependant sont légèrement zonés.

Les clinopyroxènes sont généralement de taille inférieure à celle des orthopyroxènes (0,01 mm à 3-5 cm de long). Les cristaux sont xénomorphes à hypidiomorphes et quelquefois poecilites interstitiels dans les anorthosites gabbroïques ou les métagabbros; ils tendent à être hypidiomorphes à idiomorphes dans le gabbro du nord-ouest et dans les pyroxénites.

Les clinopyroxènes sont souvent transformés partiellement ou totalement en hornblende vert kaki. Celle-ci tend d'abord à envelopper complètement le cristal, puisqu'elle s'insère le long des clivages et des fractures du clinopyroxène qu'elle remplace graduellement. Cette hornblende cristallise souvent en cristaux équants, saccharoïdes. De la biotite secondaire cristallise localement autour de certains individus.

Nous n'avons pas jugé adéquat, dans ce travail, d'étudier spécialement les clinopyroxènes à cause de leur transformation fréquente en hornblende verte, du caractère peu satisfaisant des méthodes optiques et parce qu'ils sont rarement couplés à l'orthopyroxène.

3.3.5- Les minéraux primaires accessoires et les minéraux d'origine secondaire.

Outre les quatre minéraux primaires principaux qui viennent d'être décrits et étudiés, les roches du CPAP contiennent d'autres minéraux primaires qui caractérisent souvent des types spéciaux de roches et notamment les gabbros, ferrogabbros avec ou sans olivine et les diorites. Les minéraux tels l'apatite et le minéral noir* constituent, par leur apparition subite à un ou à plusieurs niveaux, ce qui a été décrit comme "phase layering". L'incidence du métamorphisme se marque par la prolifération de la hornblende verte un peu partout, mais aussi par la production de grenat, de biotite et de spinelle vert aux dépens de l'olivine.

3.3.5.1- Les minéraux primaires accessoires

La hornblende brun foncé vraisemblablement titanifère et d'origine magmatique cristallise dans les ferrogabbros à olivine de l'unité I, et le gabbro et le gabbro à olivine du nord-ouest (sous-unité 0) mais en quantité plus faible. Cette hornblende est souvent finement à moyennement grenue (0,01 à 5 mm de diamètre), hypidiomorphe à idiomorphe. Elle est polygonale quelquefois saccharoïde et toujours fraîche. Elle ne représente qu'une proportion infinitésimale de ces roches et elle a cristallisé dans des gneiss proches du minéral noir qui est souvent assez abondant. Ce minéral s'est individualisé surtout dans les roches tardives riches en volatils (H_2O , P_2O_5 , O, F) à partir desquels a précipité le minéral noir (magnétite et ilménite).

* Le terme minéral noir est utilisé ici pour désigner l'association magnétite-ilménite.

La biotite semble avoir cristallisé au cours de la phase magmatique sous forme de grands cristaux brun foncé dans certaines bandes de norite situées dans les gneiss du nord-est (unités J-2, L) ainsi que dans le ferrogabbro à olivine de l'unité I, souvent en association avec la hornblende brune et le minerai noir.

L'apatite apparaît très rarement dans les roches anorthositiques du CPAP. Elle cristallise cependant en quantité appréciable dans les gabbros, ferrogabbros avec ou sans olivine, diorites, métagabbros avec ou sans olivine de la couverture. Les cristaux sont souvent finement grenus, assez allongés et idiomorphes. Leur longueur est généralement inférieure ou égale à 0,01 mm. Ils se concentrent spécialement dans les zones enrichies en minerai noir, et caractérisent les roches les plus tardives du CPAP. Dans des sills de métagabbro avec ou sans olivine, on a noté la présence de cristaux dont la longueur atteint près de un centimètre de long et d'un millimètre de diamètre. Dans ces roches particulièrement riches en volatils, l'apatite a cristallisé assez rapidement tout à fait au début de la nucléation des diverses phases cumulus.

Le minerai noir* désigne à la fois les oxydes de fer et de titane (magnétite-ilménite). Il cristallise rarement comme phase libre et primaire dans les types les plus clairs des roches du CPAP.

Il apparaît fréquemment dans les roches mésochrates ou mélanocrates et il se concentre surtout dans le ferrogabbro à olivine (unité I), dans des diorites, dans le gabbro du nord-ouest et dans les sills de métagabbro de la couverture. Dans le gabbro du nord-ouest, le minerai noir se

* La présence d'ilménite et de magnétite a été vérifiée qualitativement sur quelques 30 échantillons divers par diffraction-X.

présente sous forme de petits cristaux isolés et trapus de magnétite ou d'ilménite disposés dans le clinopyroxène ou encore au contact du clinopyroxène et du plagioclase. Il se présente aussi sous forme de cristaux ou de lentilles interstitiels de plusieurs centimètres de long s'étirant entre les pyroxènes et les plagioclases. A l'intérieur des diorites et de métaferrodiorites transformées en cornéites à hornblende verte, le minéral noir se présente sous l'aspect trapu de petits octaèdres de magnétite finement grenus et sous celui de minces lits de cristaux poecilites interstitiels de magnétite.

Le ferrogabbro à olivine (unité I) est caractérisé par des cristaux d'ilménite et de magnétite juxtaposés ou séparés les uns des autres; la magnétite est souvent accompagnée de cristaux primaires et assez largement grenus de spinelle vert. Le minéral noir cristallise tantôt sous une forme trapue, poecilite ou encore squelettiforme entre les cristaux de plagioclase et de clinopyroxène; il cristallise très rarement dans les clinopyroxènes, mais il se trouve en abondance sous forme de petits octaèdres dans les phénocristaux de plagioclase.

Les sulfures sont rares dans le CPAP; ils se manifestent essentiellement par de la pyrite dans les bandes de ferrogabbro et de métagabbro de la couverture. La pyrite se présente toujours sous forme de tout petits cubes dissimulés ici et là sans jamais produire d'amas susceptibles d'éveiller quelque intérêt économique. Des traces de chalcopryrite ont été relevées dans une pegmatite leuconoritique située dans la bande de ferrogabbro à olivine (unité I).

Comme il a déjà été mentionné un peu plus haut, le spinelle vert (hercynite?) cristallise au cours de la phase magmatique en association avec la magnétite dans le ferrogabbro à olivine de l'unité I. On a également découvert la présence de spinelle vert foncé largement grenu (2 à 4 centimètres de côté) dans la mésostase blanchâtre séparant les porphyroclastes bleus de plagioclase dans de l'anorthosite à olivine très largement grenue de l'unité G. La forme et la position de ces cristaux dans la roche nous fait penser que ces cristaux ont cristallisé au cours de la phase magmatique, un peu avant ou pendant la cristallisation du liquide interstitiel.

Le feldspath potassique ne se manifeste pas souvent comme phase libre dans les roches du CPAP. Il n'apparaît comme tel que dans certains dykes hololeucocrates du secteur nord-ouest et dans certains sills de métagabbro de la couverture. Très souvent, la phase potassique se traduit par des plages ou des lamelles d'exsolution dans les plagioclases de gabros, métagabbros, norites et diorites. Elle apparaît aussi dans des interstices situés entre des porphyroclastes de plagioclase dans les unités F et N sous forme de myrmékite.

Le quartz est totalement absent des roches du CPAP exception faite de la bande de métagabbro de la couverture qui renferme également du feldspath potassique, et des dykes hololeucocrates de mangérite quartzique du secteur nord-ouest. Il est moyennement à finement grenu, xénomorphe et interstitiel dans le métagabbro; dans les dykes, il est finement à très finement grenu et il est recristallisé. Il a surtout cristallisé entre les cristaux largement grenus de mésoperthite.

3.3.5.2- Les minéraux secondaires

Ces minéraux qui sont essentiellement d'origine métamorphique sont principalement: la hornblende vert kaki, la biotite, l'amphibole (hornblende?) verte, le spinelle et le grenat.

La hornblende vert kaki se développe au contact du plagioclase et des pyroxènes, et surtout du clinopyroxène, dans toutes les roches du CPAP et dans les sillons de métagabbros. Elle a cristallisé également au contact du minerai noir et du plagioclase dans le gabbro du nord-ouest (unité 0). Elle est finement grenue (0,01 à 0,1 mm de diamètre), saccharoïde et elle peut être quelquefois poeciloblastique, en ce sens qu'elle renferme encore de tout petits cristaux de quartz, résultant de la transformation totale des pyroxènes en hornblende.

La biotite d'origine métamorphique est habituellement un produit dérivant de la réaction entre le plagioclase et l'orthopyroxène ou le minerai noir. Elle est assez finement grenue, brun sale, et déchiquetée à ses extrémités. Tout comme la hornblende vert kaki, elle tend à se développer surtout dans les roches les plus recristallisées du CPAP, et spécialement dans les cornéites. Elle se dispose alors parallèlement à la foliation ou au plan axial de plis mésostructuraux, soulignant ainsi la présence d'une foliation de plan axial.

Du grenat de type almandin cristallise sous différents aspects dans plusieurs types de roches du CPAP.

Il se présente sous forme de petits dodécaèdres idiomorphes finement grenus (0,01 à 1 mm de diamètre) dans des clinopyroxénites, gabbros, anorthosites hololeucocrates et naturellement dans les sillons de métagabbro (cf. appendice No. III et section 2.3.2.2). Les grenats contiennent un peu d'inclusions de minéral noir et se développent surtout au contact des plagioclases et des ferromagnésiens (orthopyroxène et olivine) ou du minéral noir. Dans le gabbro du nord-ouest (sous-unités 0-1 et 0-2), le grenat se présente tantôt sous forme de phénocristaux xénomorphes à hypidiomorphes de 1 à 2 centimètres de diamètre, tantôt sous l'aspect d'un mince feutrage rosé au contact du minéral noir ou du clinopyroxène avec le plagioclase. Les phénocristaux sont généralement poeciloblastiques et renferment des inclusions de minéral noir et de pyroxènes, tandis que le feutrage semble constitué par de minces aiguilles de grenat dirigées de façon orthogonale aux cristaux entre lesquels le feutrage s'est développé.

L'orthopyroxène, (le clinopyroxène?), l'amphibole verte (pargasite?) et le spinel forment des couronnes concentriques autour des cristaux d'olivine au contact du plagioclase dans les roches olivinifères du CPAP. Ces textures sont décrites ailleurs, notamment dans l'appendice no. IV, et dans la section 3.2.2.3.4.2. Soulignons encore une fois que l'orthopyroxène secondaire déterminé par voie optique au contact d'olivines magnésiennes (Fe_{85} à Fe_{80}) était une enstatite (Mg 90-85).

Le quartz provient de réactions métamorphiques et apparaît généralement sous forme de petites gouttelettes dans des cristaux poeciloblastiques de hornblende vert kaki, ou encore dans des cristaux de biotite.

Quand elle est oxydée, l'olivine est transformée en partie en magnétite qui cristallise de façon xénomorphe sous forme de petites veines ou d'amas amoebiformes, sur l'emplacement ou à l'intérieur des restes de l'olivine. De l'iddingsite(?) et de la serpentine finement grenues se forment dans les fractures de l'olivine, et spécialement là où l'olivine est abondante et assez largement grenue.

La chlorite remplace localement la biotite primaire ou secondaire, tandis que, dans certaines zones de faille (?) ou près du contact de l'anorthosite et de la couverture gneissique, le plagioclase est totalement saussuritisé et saupoudré de petits cristaux de clinozoisite et de séricite-paragonite.

3.3.6- Conclusions des données minéralogiques

L'étude minéralogique du CPAP par le biais des principaux minéraux-plagioclase, olivine, orthopyroxène- suggère l'existence d'une différenciation magmatique orientée du sud-est vers le nord-ouest. Elle n'a pas permis cependant de préciser avec certitude la position relative de toutes les unités lithologiques décrites, ou d'évaluer les corrélations latérales ou transversales qui pourraient être effectuées entre diverses unités. Le schéma récapitulatif des figures 3.3.1a,b illustre les données minéralogiques recueillies dans le CPAP. Le plagioclase (An_{75} à An_{30} , \bar{An}_{61}) est une labradorite relativement pauvre en orthose qui renferme des teneurs en Sr et en Ba dont l'ordre de grandeur est similaire à d'autres intrusions de ce type. La distribution du paramètre β suggère que l'état structural des plagioclases a évolué d'un stade intermédiaire vers un stade de basse température.

L'olivine qui est le minéral index le plus approprié pour définir l'évolution du CPAP, malgré l'impact des couronnes réactionnelles, démontre une évolution nette de la teneur en forstérite du sud-est vers le nord-ouest du massif (Fo_{85} à Fo_{45}). L'évolution de la paire plagioclase-olivine dans le CPAP semble intermédiaire entre celles des complexes stratiformes et celle du massif plutonique anorogénique de Kiglapait (Morse, 1969). L'orthopyroxène est moins sensible que l'olivine à la différenciation magmatique dans les roches claires et l'évolution de la paire plagioclase-orthopyroxène dans le CPAP est moins prononcée que dans les massifs stratiformes; la courbe est comprise entre celles des complexes stratiformes et plutoniques telles que compilées par Anderson (1968).

3.4- La pétrochimie et la pétrologie des roches du CPAP

3.4.1- Introduction

Les massifs anorthositiques plutoniques sont souvent associés à des intrusions souvent volumineuses dont la composition varie souvent d'une mangérite à une charnockite (jotunite- mangérite-opdalite-farsundite-charnockite-bjerkremite), qui sont parfois difficilement associables à des massifs anorthositiques proprement dits. L'existence d'une séquence lithologique continue dérivant d'un processus de différenciation magmatique d'un seul magma parent a été proposée par divers auteurs (Bowen (1917), Balk (1930, 1931), Philpotts (1966)), tandis que d'autres, tel Buddington (1939) s'opposent à cette façon de voir et préfèrent considérer cette juxtaposition comme le résultat de la cristallisation de deux magmas différents.

Dans la région du réservoir Pipmuacan, l'étude des relations de terrain existant entre le CPAP et les intrusions granitoïdes du CPLG et du CPP1 (cf. sections 4.1.1, 4.1.2) démontrent qu'il n'existe pas de relations magmatiques évidentes entre ces deux intrusions et le CPAP. La forme cylindroïde de ces intrusions, le peu de recristallisation qu'on y trouve, la présence d'enclaves recristallisées de roches anorthositiques, l'absence de zone de transition entre le CPAP et les intrusions granitoïdes, tout cela concourt à faire admettre que ces intrusions sont postérieures à la recristallisation du CPAP et qu'elles ne dérivent peut-être pas nécessairement d'un même magma parent. Si tel n'était pas le cas, le liquide résiduel d'où sont issues ces intrusions granitoïdes différenciées

aurait évolué assez longtemps sous forme de magma avant de donner naissance à ces intrusions.

Sans préjuger actuellement des relations génétiques entre ces massifs éruptifs, nous avons décidé, pour des motifs de présentation et de compréhension de chacun des complexes ignés, de traiter séparément la pétrochimie et la pétrologie de chacun d'eux. Nous rediscuterons du problème du magma parent dans une section spéciale après l'étude des granitoides. Il va de soi que l'étude pétrologique des massifs anorthositiques est compliquée du fait qu'une grande proportion des roches rencontrées sont des cumulats. C'est pourquoi, nous nous sommes attaché à étudier surtout des roches qui se rapprochent le plus de la notion d'"Average rock" telle que définie par Wager et Brown (1967) et qui représente en quelque sorte le reflet le plus proche de la composition du magma (liquide) d'où elles procèdent.

3.4.2- Les compositions minéralogiques et chimiques des roches du CPAP

3.4.2.1- Les compositions modales

La granulométrie des roches anorthositiques rend l'analyse modale inopérante tant sur une lame mince que sur une plaque de roche polie. A la limite dans bien des cas, une étude préliminaire sur le terrain au moyen d'une grille adéquate serait opportuné. En ce qui nous concerne, nous avons travaillé sur des roches dont la granulométrie n'était pas trop élevée et dont l'indice colorimétrique était au moins celui d'une leuconorite. Les analyses modales basées sur 750 points sont reportées dans le tableau V-1 de l'appendice No. V. Les divers types de roches

sont à toute fin pratique dépourvus de quartz et de feldspath potassique comme phases libres. Les pyroxènes sont rétrotransformés partiellement ou totalement en hornblende vert kaki et/ou biotite. Reportées dans les diagrammes Quartz-Feldspath potassique - Plagioclase et Quartz - Plagioclase - Ferromagnésiens, ces roches se projettent pratiquement toutes près du pôle plagioclase dans le premier diagramme et le long de l'arête plagioclase-ferromagnésiens dans le second.

3.4.2.2- Les compositions chimiques et les normes de roches du CPAP Cinquante-deux échantillons ont été choisis dans les secteurs est et ouest du CPAP de façon à donner un éventail assez complet de la composition des couches de magma d'où procède ce complexe, en plus de déterminer celle de quelques cumulats. Trente-quatre échantillons représentent des roches assez largement à moyennement grenues du CPAP, huit ont été prélevées sur des dykes ou/et des roches finement grenues et tardives quatre autres se réfèrent à un dyke différencié (d'un monzogabbro à une mangérite quartzique), tandis que les six derniers proviennent de divers sillons de métagabbros de la couverture du secteur nord de la carte.

Exception faite du sodium et du phosphore qui ont été analysés respectivement par absorption atomique et par colorimétrie, les analyses des éléments majeurs et en trace ont été effectuées par fluorescence-X au laboratoire du professeur Gunn de l'Université de Montréal; nous avons utilisé ses programmes de correction et de calculs normatifs. Le fer ferreux a été dosé par le KMnO_4 . Les méthodes analytiques sont indiquées dans l'appendice no. XIV, tandis que les résultats des analyses chimiques

LOCALISATION DES ANALYSES CHIMIQUES.

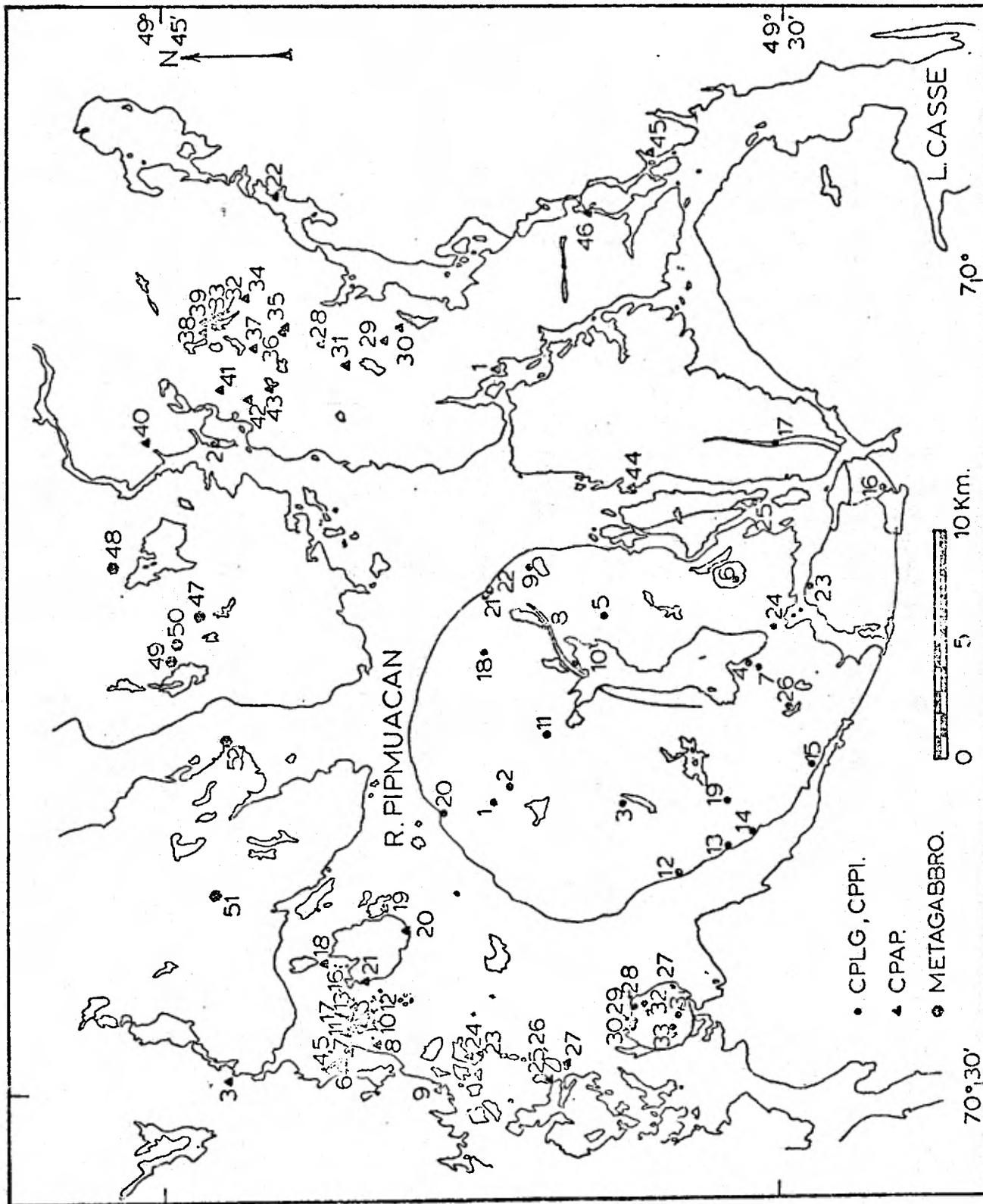


Fig. 3.4.2.2: Carte index de la localisation des analyses chimiques du CPAP et du CPLG-CPPI.

(éléments majeurs, teneurs en oligo-éléments, normes) apparaissent dans le tableau IX-1 de l'appendice no. IX.

La position des échantillons analysés est indiquée dans la carte index de la figure 3.4.2.2.

La comparaison des normes et des modes dénote une absence de concordance pour la majorité des échantillons analysés. En effet, les normes de nombreux échantillons contiennent de l'olivine, et dans certains cas de la néphéline, alors que seul du pyroxène est présent dans la roche. Les analyses ayant été vérifiées et trouvées correctes, il résulte que cette différence fondamentale est due uniquement au mode de calcul de la norme. Celle-ci ne représente que des minéraux de composition simple pour le calcul desquels aucune correction n'est prévue étant donné que cela nécessiterait ou des analyses de minéraux préalables, ou une série d'hypothèses de travail quant aux teneurs en éléments majeurs qui pourraient remplacer une partie des constituants majeurs des phases minérales principales en présence. En ce qui nous concerne, il est vraisemblable que c'est la présence de teneurs assez élevées en Al, Na, Ca, (Ti) dans le réseau des pyroxènes sur le site des ions bivalents qui est à l'origine du manque de SiO_2 nécessaire pour saturer l'olivine en orthopyroxène (cf. Deer, Howie et Zussman, 1963, vol. 2, pp. 15 à 22 et 113 à 123).

C'est ce qu'avancent notamment Philpotts (1966) et Mason (1969) dans leurs travaux portant sur des massifs leuconoritiques ou anorthositiques du sud de la Province de Grenville.

Le fait que la plupart des roches leucocrates présentent une norme assez voisine du mode (cf. Emslie (1965); Papezik (1965); Mason (1969); Kehlenbeck (1971); Barraud (1971)) semble confirmer le fait que ce sont les pyroxènes qui sont la source des écarts rencontrés entre modes et normes.

3.4.3- Les variations chimiques et la différenciation des roches du CPAP

Plusieurs indices de différenciation ont été proposés pour tenter de décrire l'évolution des complexes basiques et des massifs anorthositiques en particulier.

L'indice de cristallisation ($IC = An + Di + Hy + Sp$) tel que défini par Poldervaart et Parker (1964) semble l'un des plus appropriés à cet effet, car les minéraux concernés soutendent les schémas de cristallisation fractionnée dans les systèmes des basaltes.

Pour des raisons de convenance critiquées négativement par Mason (1969), Philpotts (1966) a choisi l'indice de différenciation $ID = CaO + MgO$ pour l'étude de roches mangéritiques et anorthositiques. Comme le remarque Martignole (1974), cet indice a le désavantage de grouper ensemble des roches aussi dissemblables que des anorthosites et des troctolites dans le cas des massifs anorthositiques suffisamment différenciés.

Kehlenbeck (1971) a utilisé comme indice de différenciation, le rapport $ID = Ca^{++} / Ca^{++} + Na^{+} + K^{+}$, en fonction duquel sont reportés les divers pourcentages cationiques des éléments majeurs. En accord avec Martignole (1974), nous avons étudié la distribution des divers oxydes

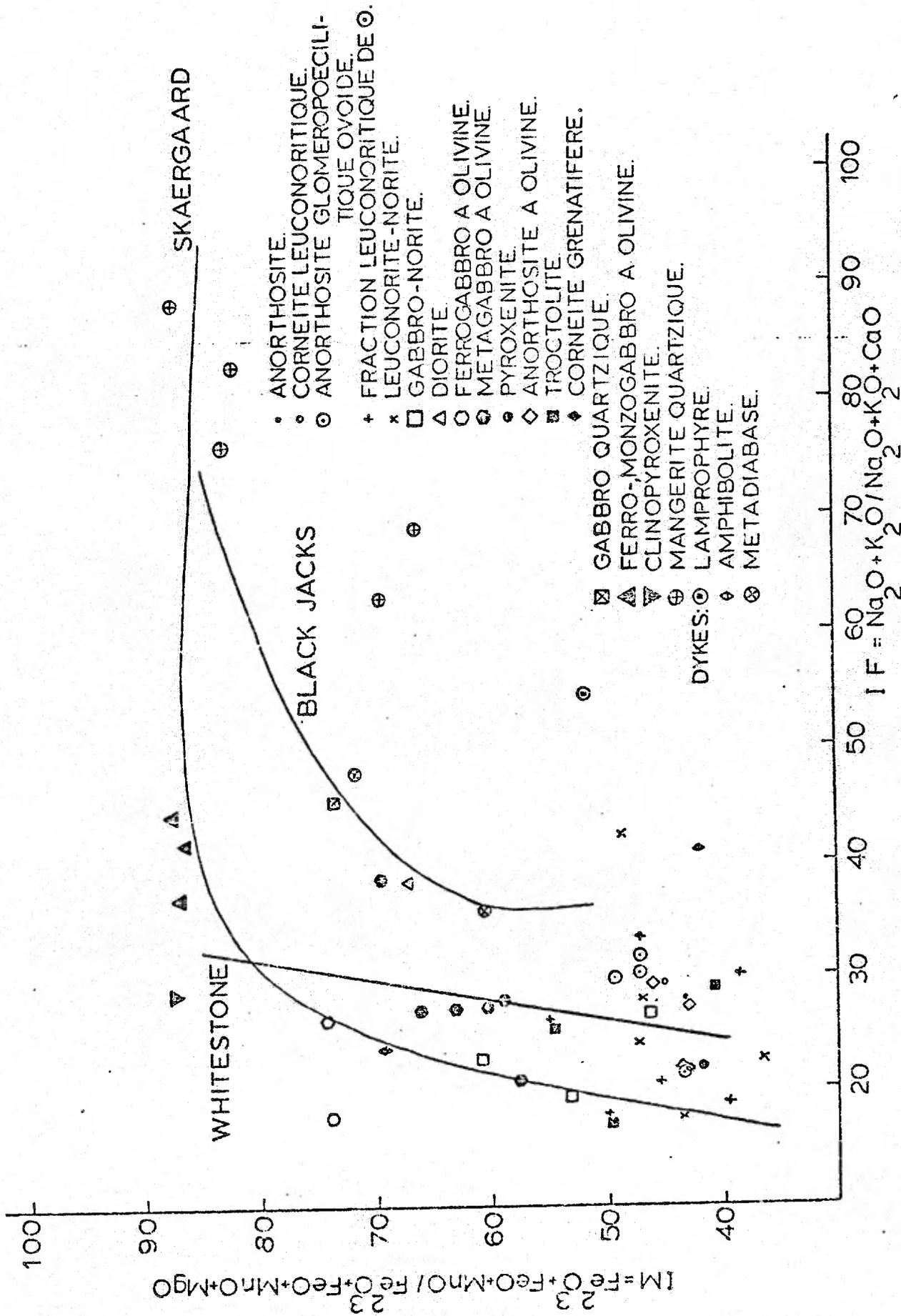


Fig. 3.4.3.1.1: Variation de l'indice mafique (IM) en fonction de l'indice felsique (IF) des roches du CPAP.

en fonction de l'indice de différenciation $ID = Al_2O_3 + CaO + MgO$. Cet indice renferme, sous forme d'oxydes, les éléments principaux qui entrent dans la définition de l'indice de cristallisation de Poldervaart et Parker (1964); il permet de séparer aussi bien des roches d'indice colorimétrique semblable mais de composition chimique totalement différente (gabbro, troctolite, ferrogabbro ou ferrodiorite) que des roches d'indice colorimétrique extrêmement différent, dans un ordre de succession logique qui reflète la position géologique de chacune des roches dans le massif étudié. On débute ainsi avec les roches les plus calciques et/ou magnésiennes qui ont les valeurs les plus élevées de l'ID en progressant vers les résidus les plus sodiques et les plus ferrifères qui possèdent les valeurs les plus basses de l'ID.

Dans le but de considérer l'évolution magmatique des roches du CPAP et de déterminer la position de certains dykes vis-à-vis du CPAP, nous utiliserons également les diagrammes tertiaires A-F-M et le diagramme binaire mettant en rapport l'indice mafique :

$IM = 100 (FeO + Fe_2O_3 + MnO) / (FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO)$ et l'indice felsique

$IF = 100 (Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$ définis par Simpson (1954).

3.4.3.1- La distribution des éléments majeurs

3.4.3.1.1- La variation de l'IF par rapport à l'IM

Tel que proposé par Simpson (1954), le diagramme de variation de l'IF par rapport à l'IM (figure 3.4.3.1.1) permet de mettre en évidence la succession des différents types de roches au cours de la cristallisation

fractionnée. Les courbes caractérisant l'intrusion du Skaergaard (Wager et Brown, 1967), le massif alcalin de Black Jacks (Wilkinson, 1958), et l'anorthosite de Whitestone (Mason, 1969), ont été tracées à titre de référence. Quoique légèrement dispersées à la base, vraisemblablement à cause d'une variation de la calcicité des plagioclases un peu plus importante dans le cas du Skaergaard, les données suivent approximativement le même cheminement que dans le cas du Skaergaard ou de l'intrusion de Whitestone dans la majeure partie de l'intrusion. On peut ainsi distinguer, de bas en haut, le long de la partie redressée de la courbe d'évolution où le fractionnement est causé surtout par l'évolution des minéraux ferromagnésiens: - les anorthosites - leuconorites - leucotroctolites à la base, les gabbros - gabbros à olivine - métagabbros - ferrogabbros à olivine mélanocrates du nord-ouest au point d'inflexion.

Le tronçon horizontal qui relie les dykes hololeucocrates du nord-ouest aux dykes mélanocrates du même secteur est un peu moins concluant du fait du manque de points intermédiaires.

3.4.3.1.2- Les courbes de variation des oxydes en fonction de l'ID: $ACM = Al_2O_3 + CaO + MgO$.

Les courbes de variation des divers éléments majeurs exprimés sous forme d'oxydes en fonction de l'indice de différenciation $ID = Al_2O_3 + CaO + MgO$ sont reportés dans la figure 3.4.3.1.2a.

Ce diagramme illustre de façon pertinente la différenciation magmatique à l'échelle du complexe et il sépare plusieurs familles de roches.

Ainsi, les roches hololeucocrates et leucocrates très alumineuses, calciques (An60), et suffisamment magnésiennes (anorthosite à olivine magnésienne, leuconorite) se situent au-delà de la valeur 39 de l'indice de différenciation.

Les roches leucocrates plus foncées ainsi que les gabbros et norites suffisamment magnésiens sont compris entre les valeurs 39 et 35 de l'indice. Les roches leucocrates à mélanocrates appauvries en Mg, tels les gabbros - ferrogabbros - mélagabbros avec ou sans olivine, les métagabbros ou mélanorites ou des pyroxénites, se groupent entre les valeurs 35 et 27 de l'indice.

Les roches particulièrement enrichies en oxydes de fer et titane (ferrogabbro) sont caractérisées par un indice variant entre 26 et 22.

Enfin, les dykes hololeucocrates, quartziques et pauvres en Mg et Ca ont un indice entre 17 et 13.

En général, les oxydes tendent à se distribuer le long d'une courbe assez régulière sauf, peut-être, FeO , qui montre une dispersion importante entre les valeurs de l'indice comprises entre 30 et 22 à cause de la quantité variable d'oxydes de fer-titané d'une roche à l'autre. Les paragraphes suivants décrivent le comportement des différents oxydes.

SiO_2 : Exception faite des échantillons nos. 290868, 341868, 474369* qui sont des roches très riches en minerai noir et en olivine, la silice diminue très légèrement à partir des anorthosites foncées jusqu'aux dykes de gabbro à olivine, après quoi elle remonte brusquement pour atteindre les valeurs les plus élevées avec les dykes les plus quartziques.

Al_2O_3 : L'alumine diminue régulièrement à partir des anorthosites jusqu'aux dykes quartziques du fait de la diminution progressive de la teneur en plagioclase. Les roches mélanocrates nos. 380168 et 474369* plus pauvres que les autres en plagioclase se situent nettement sous la courbe de variation.

Fe_2O_3 : Le fer ferrique augmente lentement jusqu'aux roches mélanocrates qui renferment le plus de minerai noir, dont une proportion appréciable est de la magnétite. La teneur baisse nettement par la suite dans les dykes tardifs hololeuocrates.

FeO : La teneur en fer ferreux croît progressivement jusqu'aux leuconorites comme il faut s'y attendre. Elle augmente nettement dans le cas de roches mélanocrates enrichies en minerai noir. Elle diminue légèrement ou elle se maintient autour de 8% pour bon nombre de

* cf. tableau IX01, appendice IX.

roches comprises entre les valeurs de 32 à 22 de l'ID. La présence de concentrations d'oxydes de fer et de titane dans plusieurs échantillons de cette classe est la cause de la disposition des points en dents de scie. Par la suite, le pourcentage du fer ferreux chute de façon spectaculaire, tout comme le fer ferrique, dans les dykes quartziques.

Calculé sous forme de FeO, le fer total suit les mêmes variations que le fer ferreux.

MgO: Si l'on fait exception des roches nos. 380168 et 474369* qui représentent une mélanorite (pyroxénite) et une troctolite foncée respectivement, la teneur en MgO s'accroît rapidement à partir des anorthosites plus ou moins foncées et des leuconorites pour atteindre une valeur maximale pour les gabbros et métagabbros. Elle diminue ensuite assez rapidement dans les ferrogabbros à olivine et dans les dykes foncés de ferrogabbro à olivine du secteur nord-ouest. La quantité de MgO est quasiment nulle dans les dykes quartziques.

CaO: Sauf pour la roche no. 341868* qui représente un ferrogabbro à olivine enrichi en apatite, pour lequel la valeur de CaO est anormalement élevée, et pour la troctolite foncée no. 474369* dont la faible teneur en plagioclase explique la teneur anormalement basse en CaO, la chaux suit une courbe décroissante régulière qui subit une inflexion prononcée au moment d'atteindre les dykes quartziques.

Na₂O: La soude est assez stable; elle diminue très légèrement à partir des roches claires vers les roches les plus foncées, et tend à

* cf. tableau IX-1, appendice IX.

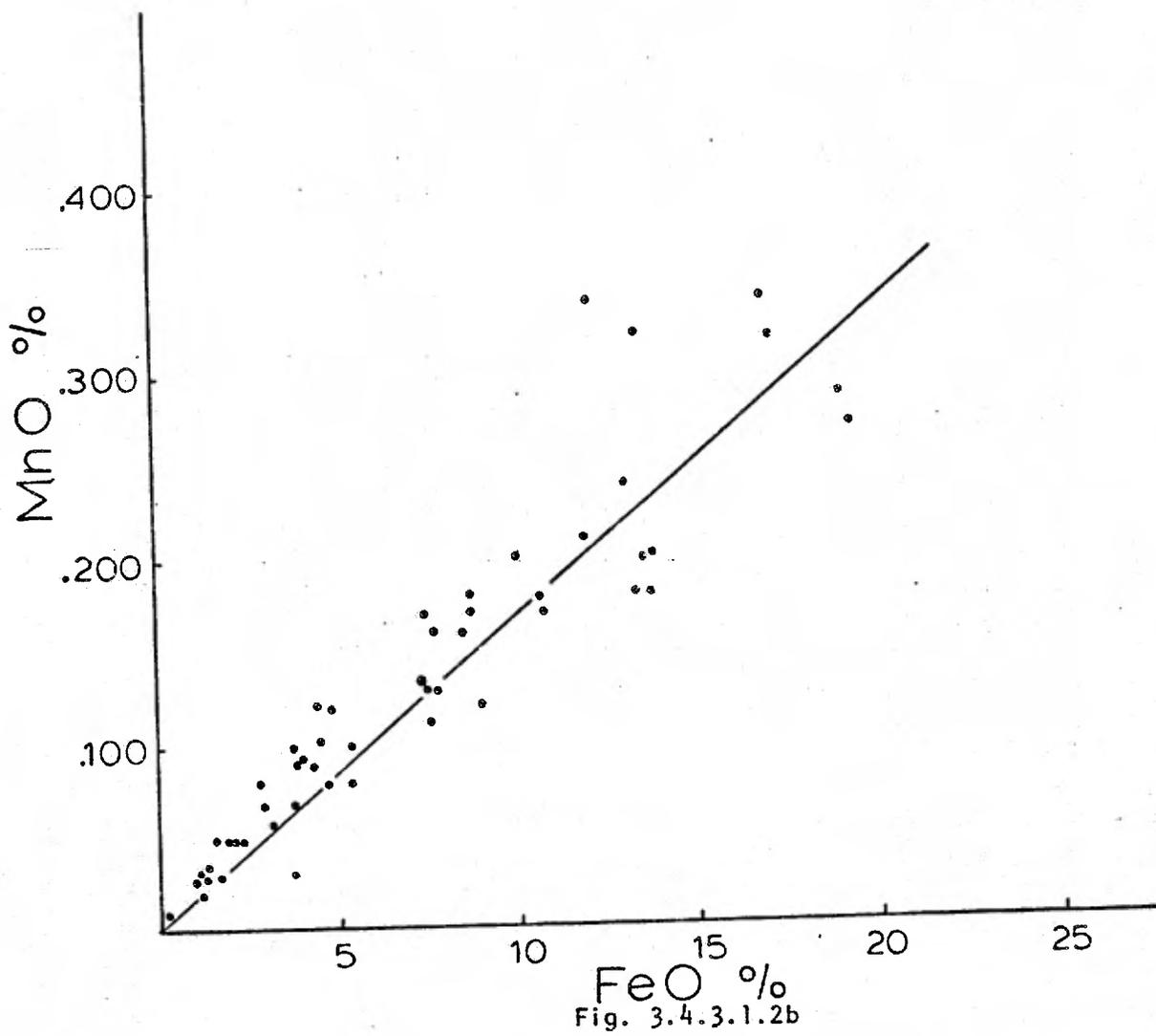
remonter à son niveau moyen de 4% dans les roches les plus tardives.

K_2O : La potasse augmente de façon soutenue à partir des leuconorites jusqu'aux dykes de mélagabbros à olivine du nord-ouest, et elle effectue un saut pour atteindre jusqu'à 5% dans les dykes tardifs de mangérite quartzique hololeucocrate et dans le dyke de lamprophyre à biotite.

TiO_2 : Pratiquement nulle dans les roches claires, la teneur en TiO_2 devient de plus en plus importante dans les roches mésocrates et mélanocrates; elle atteint un maximum dans les roches riches en oxydes de fer titané (métagabbros, ferrogabbros, etc.) et retombe pratiquement à zéro dans les derniers dykes hololeucocrates.

MnO : Comme celle de TiO_2 , la teneur de MnO augmente progressivement des roches les plus claires vers les plus foncées, d'une part, à cause de l'augmentation de la teneur en Fe^{++} dans les silicates (Mn^{++} suit le comportement géochimique de Fe^{++} - Wager et Brown, 1967) et d'autre part, à cause de la quantité plus abondante de minerai noir et spécialement de magnétite dans ces roches foncées (figure 3.4.3.1.2b).

P_2O_5 : Les concentrations de P_2O_5 dans les roches anorthositiques hololeucocrates à mésocrates sont pratiquement nulles. Cependant, elles atteignent des valeurs énormes dans les roches tardives ferrifères que sont les métagabbros de la couverture et surtout les gabbros et ferrogabbros avec ou sans olivine du CPAP. Les dykes tardifs n'en présentent que des traces eux aussi.



Variation du MnO en fonction du FeO dans les coches du CPAP.

IF, IM: Portés en fonction de $1'ID \approx Al_2O_3 + MgO + CaO$, l'indice felsique et l'indice mafique montrent une progression régulière à partir des anorthosites vers les roches mélanocrates, et par la suite, jusqu'aux dykes de mangérite quartzique hololeucocrate.

Etant donné la définition des IF, IM, et ID ce résultat est tout à fait normal. On peut noter ici, cependant, que l'IF et l'IM sont plus élevés dans les roches du secteur ouest que dans celles du secteur est du CPAP.

3.4.3.1.3- L'évolution des roches du CPAP dans les diagrammes AFM.

L'utilité du diagramme AFM exprimé sous la forme $A = (Na_2O + K_2O)$, $F \approx (FeO + Fe_2O_3 + MnO)$, $M = MgO$ a été démontrée au cours de l'étude de l'intrusion du Skaergaard (Wager et Deer, 1939; Wager et Brown, 1967).

Ces derniers ont établi une courbe traçant l'évolution de liquides calculés de cette intrusion, et leur ont rattaché les roches "average" correspondantes ainsi que les cumulats hololeucocrates ou mélanocrates (Wager et Brown, 1967, figure 116). Généralement, la roche "average" se situe sur la courbe ou un peu au-dessus d'elle, tandis que le cumulat foncé se situe plus ou moins près de l'arête FM; les roches foncées provenant d'un liquide magnésien sont généralement plus magnésiennes que le liquide, tandis que celles provenant d'un liquide plus ferrifère sont plus ferrifères. Quant aux cumulats les plus clairs, telles les anorthosites, ils se localisent généralement sous la courbe des liquides en direction du pôle A et ils semblent moins magnésiens que les liquides d'où ils procèdent. Les roches les plus tardives et les plus finement grenues, tels les dykes de granophyres, mélagranophyres, etc. se projettent le long de la courbe des liquides.

* Pour IF et IM, voir page 221.

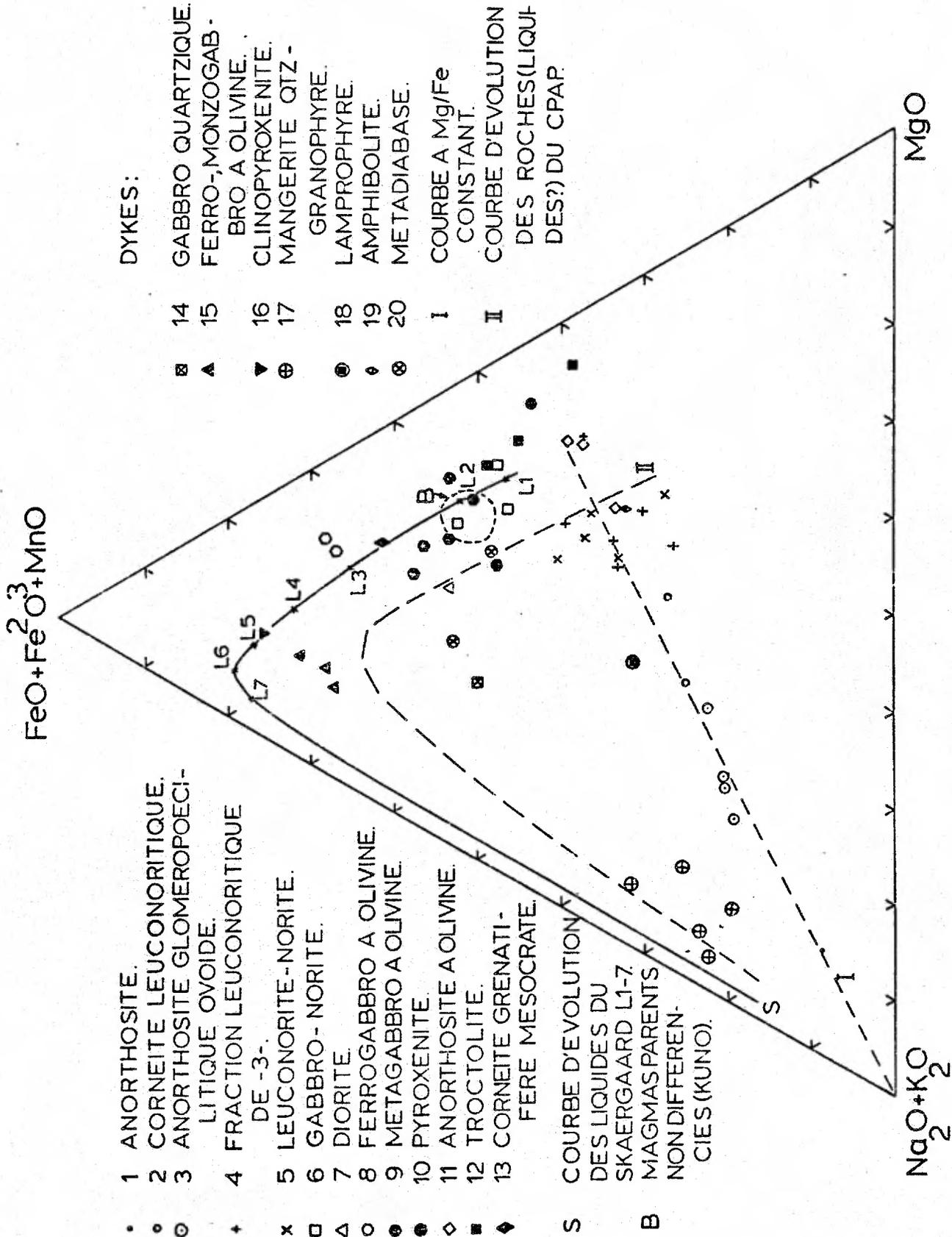


Fig. 3.4.3.1.3a: Projection des roches du CPAP dans le diagramme AFM.

Les roches du CPAP ont été projetées dans le diagramme AFM (figure 3.4.3.1.3a) dans lequel on a tracé, comme référence, la courbe des liquidides du Skaergaard (courbe S) ainsi que la position des divers liquidides hypothétiques principaux (L_1 à L_7). On constate que les roches du CPAP se répartissent essentiellement en deux familles et soulignent l'existence de deux tendances principales qui découlent de l'indice colorimétrique de la roche.

Tout d'abord, la première tendance (courbe 1) présente un rapport F/M plus ou moins constant, et ensuite la seconde tendance matérialisée par la courbe 11 épouse une forme de cloche à la manière des intrusions mafiques différenciées et est située sous la courbe des liquides du Skaergaard. Cette courbe 11 regroupe la majeure partie des roches grenues leucocrates à mésoocrates jusqu'aux roches très foncées et aux dykes tardifs hololeucocrates et quartziques. Si l'on jette un bref regard sur la littérature, on constate que beaucoup d'analyses de roches anorthositiques claires provenant des complexes plutoniques ont tendance à se projeter dans le diagramme AFM dans un faisceau défini par des rapports F/M se situant entre 3/1 et 4/1 environ. De plus, de nombreux points représentatifs se concentrent vers le pôle alcalin et reflètent donc le caractère hololeucocrate de ces roches. La figure 3.4.3.1.3b représente la projection de roches en provenance du massif de Morin (Papezik, 1965), du massif de Whitestone (Mason, 1969) et de la partie du massif de Pimwacan située au nord de la région du lac Rouvray (Kehlenbeck, 1971). Le caractère leucocrate de ces roches est particulièrement bien marqué, et cette disposition des analyses souligne surtout la variation de l'indice colorimétrique des roches.

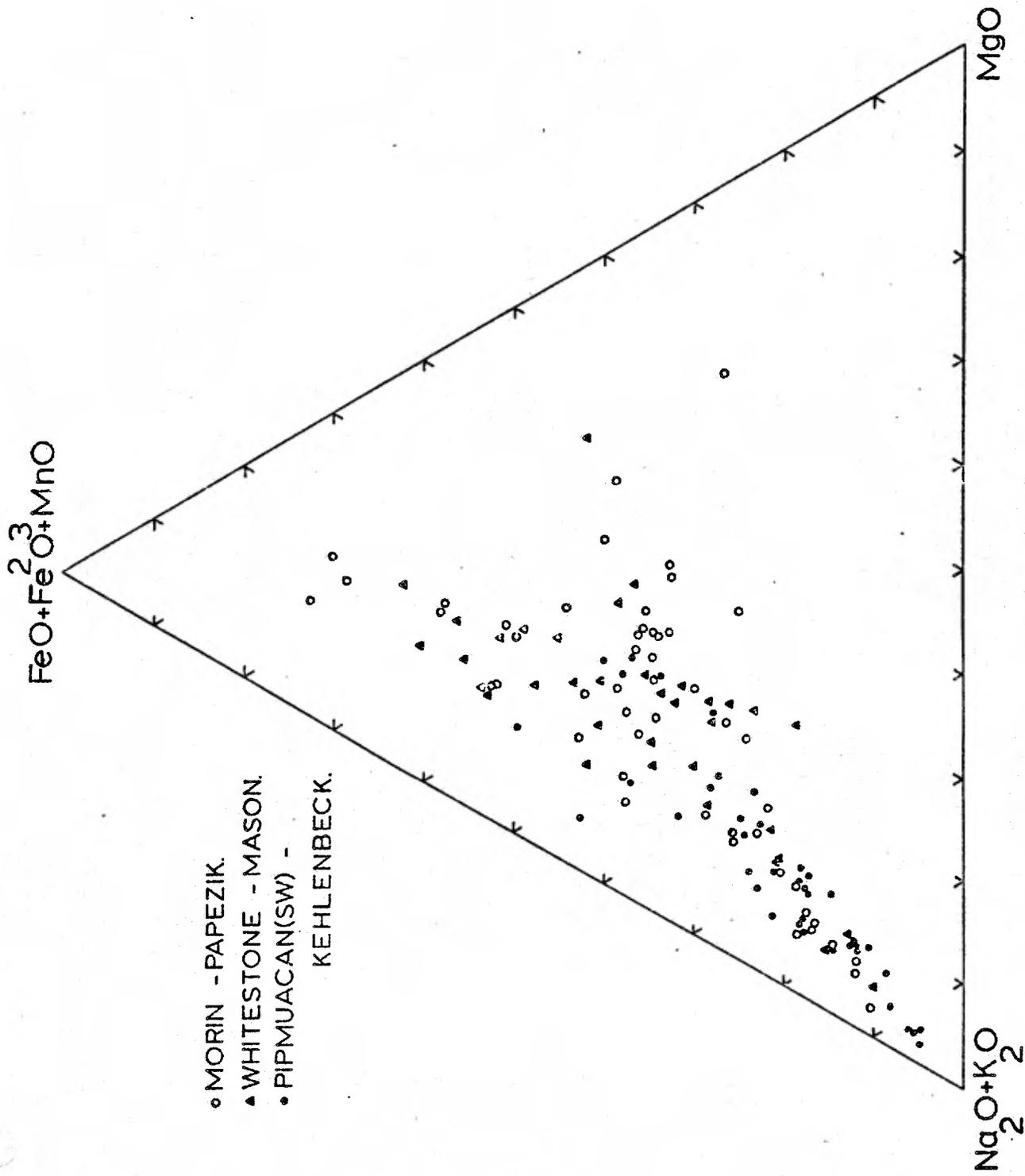


Fig. 3.4.3.1.3b: Projection des roches des massifs de Morin, de Whitestone et de Pipmuacan (SW) dans le diagramme AFM.

Les ferrogabbros qui sont les roches peut-être les plus évoluées du point de vue de la différenciation magmatique se projettent à l'extrémité du faisceau près du pôle F. Il est parfois paradoxal de constater que beaucoup d'entre eux possèdent un rapport F/M plus bas que nombre d'anorthosites. Ce diagramme pourrait être utile si, comme le souligne Mason (1969), on connaît la nature des phases minérales ferromagnésiennes. Si l'on est assuré de l'absence de toute phase oxyde dans la roche, toute variation du rapport F/M en direction du pôle F représente une augmentation de la teneur en fer des phases silicatées ferromagnésiennes et permet par le fait même de tenter de séparer diverses unités lithologiques les unes des autres. Au contraire, la présence d'une phase oxyde relativement abondante dans les roches hololeucocrates rend caduque toute application du diagramme, la migration des roches vers le pôle F ne représentant que l'augmentation de la teneur en oxydes de la roche.

Dans les roches hololeucocrates à leucocrates du CPAP (figure 3.4.3.1.3a), le rapport F/M = 45/55 caractéristique est nettement plus bas que celui qu'on peut trouver ailleurs (figure 3.4.3.1.3b) et qui oscille entre 55/45 et 70/30. Ceci signifie que les roches du CPAP situées le long de la courbe 1 (qui représentent soit une anorthosite hololeucocrate (no. 300268)*, soit des roches anorthositiques plus ou moins recristallisées à structure gloméroécilitique ovoïde, soit la fraction leuconoritique à noritique constitutive des ovoïdes eux-mêmes) procèdent d'un magma moins différencié que celui qui a donné naissance aux roches d'indice colorimétrique assimilable des massifs anorthositiques à andésine (massifs de Morin, de Whitestone,...) et surtout que celui d'où

* cf. tableau IX-1, appendice IX; et voir le point le plus proche du pôle $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de la figure 3.4.3.1.3a.

procèdent les roches anorthositiques qui entourent le flanc nord de la région du lac Rouvray (Kehlenbeck, 1971) et qui appartiennent aussi au massif du lac Saint-Jean (s.l.).

Cette dernière constatation accrédite encore une fois la probabilité que l'évolution magmatique dans le CPAP, s'est effectuée du sud-est vers le nord-ouest et l'ouest.

Les fractions leuconoritiques provenant des anorthosites à structure gloméropeocilitique du secteur est sont plus magnésiennes que celles du secteur ouest (les trois croix (+) situées sous la courbe I de la figure no 3.4.3.1.3a). Ces roches sont situées à l'extrémité de la courbe I, et peuvent être intégrées à la courbe II de par leur distribution.

Les roches leucocrates, mésocrates et mélanocrates du CPAP se distribuent dans le diagramme AFM (figure 3.4.3.1.3a) le long d'une "courbe" de fractionnement en forme de cloche (courbe II). D'une façon générale, on s'aperçoit que les roches représentant un type de roche particulier tendent à se projeter parallèlement à l'arête FM. Dans la partie inférieure du diagramme (F/M 25/75 à 50/50) se succèdent la famille des roches leuconoritiques à noritiques de type "average rock" ou provenant de la fraction leuconoritique trappée dans les roches à texture gloméropeocilitique, la famille des roches anorthositiques claires de type "average rock" et enfin, les cumulats mélanocrates décalés vers l'arête FM qui représentent des troctolites foncées, mélanorite ou métagabbro.

La partie médiane du diagramme (F/M 50/50 à 75/25) est constituée par les métagabbros de la couverture les plus clairs et la diorite qui se

projetent dans le prolongement des roches leuconoritiques, et ensuite par les roches gabbroïques avec ou sans olivine, les métagabbros de la couverture les plus foncés, une cornéite grenatifère à hornblende brune du CPAP, et enfin, par les ferrogabbros à olivine de l'unité I du CPAP.

La partie supérieure du diagramme la plus proche du pôle F ($F/M = 88/12$) est constituée par les dykes mélanocrates du secteur nord-ouest, alors que les dykes hololeucocrates les plus tardifs se projetent le plus près du pôle A le long de l'arête AF.

La roche 160167* qui est décalée vers le centre du diagramme provient d'une roche de type "average rock" qui représente soit un dyke de gabbro quartzique intrusif dans la partie nord du gabbro de l'unité 0, soit une partie quartzifère, contaminée ou non de ce dernier.

Il est bien évident que l'échelle et la conformation du CPAP qui représente une partie du massif anorthositique du lac Saint-Jean (s.l.) ne permettront jamais de concevoir l'évolution magmatique de la même façon que pour des intrusions anorogéniques comme celles du Skaergaard ou de Kiglapait. Néanmoins, si l'on considère la nature et les textures mésocumulus des roches de type "average rock" (leuconorites, norites, gabbros, etc.), orthocumulus des métagabbros de la couverture, ainsi que celles des dykes tardifs quartziques ou foncés du CPAP, on peut tracer la courbe hypothétique de l'évolution des roches (du magma?) du CPAP (courbe II).

La comparaison des roches du CPAP et celles d'autres massifs anorthositiques du Grenville (Papezik, 1965), Mason (1969), Kehlenbeck (1971);

* cf. tableau IX-1, appendice IX et figure 3.4.3.1.3a

Barraud (1971); Martignole (1974), etc), suggère que nombre de roches "average" du CPAP sont nettement plus magnésiennes et que la séquence étudiée souligne une évolution plus ou moins continue à partir des termes les plus magnésiens (troctolites, mélanorites, leuconorites) jusqu'aux termes les plus ferrifères et les plus quartziques. Il semble donc que les roches constitutives du CPAP dérivent d'un magma qui, originellement, était moins différencié que ceux qui ont donné naissance aux massifs de Morin, Whitestone, Pipmuacan SW et que l'évolution magmatique y soit plus complète.

Si l'on considère l'évolution des roches foncées du type "average" du CPAP avec celle du Skaergaard, on note qu'il existe des roches plus magnésiennes dans le CPAP que dans le Skaergaard. Ceci est vrai notamment dans le cas des fractions leuconoritiques ou noritiques des roches à texture gloméropeccilitique qui représentent en quelque sorte une "fraction liquide" trappée du magma en voie de cristallisation.

Il semble donc que des "liquides" du CPAP auraient eu un rapport F/M inférieur à celui du premier liquide (L_1) calculé dans le Skaergaard ou qu'aux basaltes non différenciés de Kuno (1968), comme l'indique la figure 3.4.3.1.3a.

Si l'on s'en tient strictement aux données recueillies dans le CPAP, à l'exclusion de celles provenant des intrusions granitoïdes (CPLG, CPPI, CPLR, CPRT, CPLD) ou anorthositiques (CPLB), il ressort que la différenciation magmatique dans le CPAP semble avoir subi un cheminement évolutif qui suit en quelque sorte celui du Skaergaard, bien que les

termes rencontrés soient beaucoup plus leucocrates comme le souligne la position des points représentatifs décalés vers le pôle A et celle de la courbe II située en-dessous de celle du Skaergaard.

Comme l'a souligné par ailleurs l'étude minéralogique (3.3), l'évolution des roches de type "average" leuconoritique à gabbroïque illustre l'existence d'une différenciation magmatique dans le CPAP du sud-est vers le nord-ouest. Cette constatation est illustrée notamment dans la composition des fractions leuconoritiques à noritiques des roches à texture gloméropeocilitique lenticulaire ou ovoïde, alors que les plus magnésiens d'entre eux sont situés dans le secteur sud-est (unité E) et les plus ferrifères dans le secteur occidental (unité N).

L'enrichissement en fer trouve son expression maximale dans les ferrogabbros à olivine de l'est (unité I) et de l'ouest (dykes et gabbro à olivine du NW) et métagabbros de la couverture où le rapport Fe/Mg des olivines et orthopyroxènes est le plus haut des minéraux ferromagnésiens normativement et modalement parlant), et où la quantité d'oxydes de fer et titane est très importante.

La concentration de minerai noir (et d'apatite) à un stade tardif de l'évolution magmatique du CPAP, alors que les roches du CPAP sont, à toute fin pratique, totalement dépourvues du moindre cristal de minerai noir primaire, souligne le fait que la cristallisation du magma anorthositique s'est produite sous des conditions suffisamment réductrices pour empêcher toute cristallisation de phase oxyde. Dès lors, la silice n'ayant pu se concentrer dans les liquides résiduels ultimes (Osborn, 1959)

on s'explique mieux l'absence de bandes concordantes de diorite, diorite quartzique, etc. en association intime avec le CPAP.

3.4.3.2- La distribution et les variations des éléments mineurs dans le CPAP.

A cause de la minéralogie des roches du CPAP, nous avons envisagé la distribution des éléments en trace suivants: Ba, Rb, Sr, Ni, Cr dans les roches du CPAP. Les trois premiers tendent surtout à se concentrer dans les feldspaths (Heier, 1962; Wager et Brown, 1967; Smith, 1974), tandis que le Ni s'insère de préférence dans la structure des olivines et orthopyroxènes, et le Cr dans celles des pyroxènes et de la magnétite (Wager et Brown, 1967).

Comme mentionné plus haut (3.3.2.5), le Ba et le Rb tendent à se concentrer dans les liquides résiduels de préférence aux phénocristaux du début; de sorte qu'ils présentent des teneurs nettement plus élevées dans les roches les plus tardives provenant de ces liquides aussi bien dans des intrusions de type stratiforme que plutonique. Pour sa part, le Sr se substitue surtout au Ca et montre généralement des concentrations maximales dans les parties les plus précoces ou intermédiaires des intrusions pour diminuer sensiblement et progressivement vers les roches dérivant des liquides ultimes.

A cause des fortes teneurs en Ni qu'on peut trouver dans les olivines et orthopyroxènes les plus magnésiens (de 2.000 à 400 ppm de Ni au Skaergaard (Wager et Brown, 1967)), les concentrations en Ni des roches anorthositiques se situent dans les roches les plus anciennes et les plus

	Nature	AN.		AG-LN-GA.		GA-N-G-P.		Ao-LT-T.		FGO-GO.		MGO.	
	N.	2		4									
		Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.
Massif des Adirondacks. (Papezik, 1965).	Ba	120-210	165	105-490	309								
	Sr	712-763	737	636-746	693								
	Ni	4-9	7	5-21	10								
	Cr	16-61	38	31-101	53								
COMPLEXE PLUTONIQUE DE PIPMUACAN.	N.	4		9		10		6		2		6	
	Rb	1.4-4.4	2.8	1-4.6	2.2	2-9.3	4.3	4-1.9	1.3	8-2.0	1.4	2.0-14.5	7.0
	Ba	197-270	244	125-188	153	85-200	142	52-175	122	74-126	100	96-209	137
	Sr	452-710	529	327-487	410	114-428	263	198-466	389	274-291	282	281-423	337
	Ni	3-38	23	23-147	79	12-256	125	223-1000	412	32-123	77	79-215	132
	Cr	7-88	45	47-319	179	27-720	281	16-63	38	3-742	372	33-110	69
	Nature	MGO-GO(d).		CPX(d).		Mq(d).		D.					
	N.	3		1		5		1					
	Rb	6.4-11.1	9.4	.8		58-163	114	4.7					
	Ba	548-1025	818	25		827-2769	1509	304					
Sr	425-529	463	44		74-748	362	503						
Ni	6-20	12	47		4-11	7	46						
Cr	80-85	83	84		6-15	11	67						
Massif du Skaergaard. (Wager & Brown, 1967).		Base.		Sommet.		Gnanophyres.							
	Rb	1		13		10-60							
	Ba	50		180		300-1000							
	Sr	100		380		200-450							
	Ni	240		10		10							
	Cr	250		5		10							

AN: Anorthosite
 LN: Leuconorite
 AG: Anorthosite gabbroïque
 N: Norite
 GA: Gabbro anorthositique
 G: Gabbro
 P: Pyroxénite
 FGO: Ferrogabbro à olivine
 GO: Gabbro à olivine
 MGO: Monzogabbro à olivine
 Ao: Anorthosite à olivine
 LT: Leucotroctolite
 T: Troctolite
 D: Diorite
 CPX: Clinopyroxénite
 Mq(d): Mangérite quartzique(dyke)

TABLEAU 3.4.3.2: Tableau récapitulatif des teneurs en Ba, Rb, Sr, Ni, Cr de roches de diverses intrusions anorthositiques et du CPAP.

Nature	AN.		AC-LN-CA.		CA-N-G-P.		AO-LT-T.		FGO-GO.	
	N.		Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.	Ecart.	Moy.
Massif de Morin. (Papezik, 1965).	16		29						4	
	Ba	65-680	25-515	200					465-1180	786
	Sr	441-1017	280-992	642					458-975	658
	NI	1-20	1-183	18					3-13	8
	Cr	2-26	1-160	68					3-37	25
Massif de Morin. (Barraud, 1971).	15				30		29			
	Ba	3-7.7			.2-23.4	4.1	.1-4.2	1.5		
	Sr	159-270	194	2.5	42-158	.62	31-111	47		
	NI	520-842	726	2.5	212-323	246	121-349	217		
	Cr	3-30 4-93	17 32	2.5	72-347 95-790	179 375	53-990 37-468	522 164		
Massif du lac Saint-Jean. (Papezik, 1965).	1									
	Ba	75	165							
	Sr	1284	653							
	NI	2	71							
	Cr	3	195							
Massif de Saint- Urban. (Papezik, 1965).	7									
	Ba	155-290	218							
	Sr	1182-1593	1390							
	NI	3-32	11							
	Cr	2-11	4							

TABLEAU 3.4.3.2 (suite)

magnésiennes et elles diminuent assez rapidement lors du processus de différenciation pour atteindre moins de 50 à 20 ppm dans les roches les plus jeunes, provenant de la cristallisation des liquides ultimes. Dans le massif anorthositique de Morin, les teneurs en Ni sont faibles dans la plupart des roches sauf celles qui contiennent du spinelle et/ou de l'olivine primaire (Papezik, 1965; Barraud, 1971).

Le schéma d'évolution du Cr, relié géochimiquement au comportement du Fe^{+++} , est à peu près similaire à celui du Ni, en ce sens que les valeurs les plus élevées se situent souvent au début de la cristallisation du magma et qu'elles diminuent rapidement dans les parties supérieure ou moyenne de l'intrusion pour devenir quasiment nulles dans les roches les plus jeunes et les plus claires.

Les teneurs moyennes et extrêmes en Ba, Rb, Sr, Ni, Cr provenant du Skaergaard (Wager et Brown, 1967), du massif de Morin (Papezik, 1965; Barraud, 1971) et du CPAP sont reportées dans le tableau no. 3.4.3.2 pour comparaison tandis que les valeurs détaillées de ces mêmes éléments dans le CPAP sont mentionnées dans le tableau no. IX-1 de l'appendice no. IX.

3.4.3.2.1- Le Ba, Sr et le Rb dans le CPAP

Dans le CPAP, les teneurs en Ba sont nettement inférieures à celles en Sr pour la plupart des roches largement grenues, alors qu'elles sont supérieures dans les roches les plus tardives comme les dykes du secteur nord-ouest.

Les teneurs en Ba du secteur ouest sont, d'une façon générale, légèrement supérieures à celles du secteur est. Elles diminuent dans les deux secteurs du sud-est vers le nord-ouest, mais montrent une légère augmentation dans les ferrogabbros et métagabbros avec ou sans olivine. Cette augmentation de la teneur en Ba de ces roches est reliée directement, semble-t-il, à une concentration plus élevée en K, comme le souligne la présence d'exolutions de feldspath potassique dans les parties externes des plagioclases, ou celle de biotites. Les teneurs les plus élevées en Ba se situent dans les dykes tardifs de mangerite quartzique hololeucocrate du secteur nord-ouest.

Les teneurs en Sr des roches du secteur est sont légèrement supérieures à celles du secteur ouest. Dans le secteur est, le Sr présente une diminution assez prononcée du sud-est vers le nord-ouest jusqu'à l'unité 1 (ferrogabbro à olivine) où les valeurs du Sr tombent à un minimum de quelque 300 ppm. Par la suite, les teneurs normales (400 - 420 ppm) diminuent légèrement vers le contact septentrional jusque dans les métagabbros de la couverture. Les types les plus clairs de ces derniers renferment les teneurs les plus élevées en Sr. Dans le secteur nord-ouest, la teneur en Sr des roches du CPAP montre une tendance vers une diminution du sud vers le nord; cette tendance est accentuée en plus par le caractère mésocrate foncé des roches septentrionales. Les teneurs souvent anormalement basses en Sr des dykes tardifs par rapport aux roches largement grenues du CPAP sont conformes au comportement géochimique de cet élément.

Alors que dans le massif de Morin, Papezik (1965) souligne l'existence d'une corrélation négative entre les teneurs en CaO et Sr des roches,

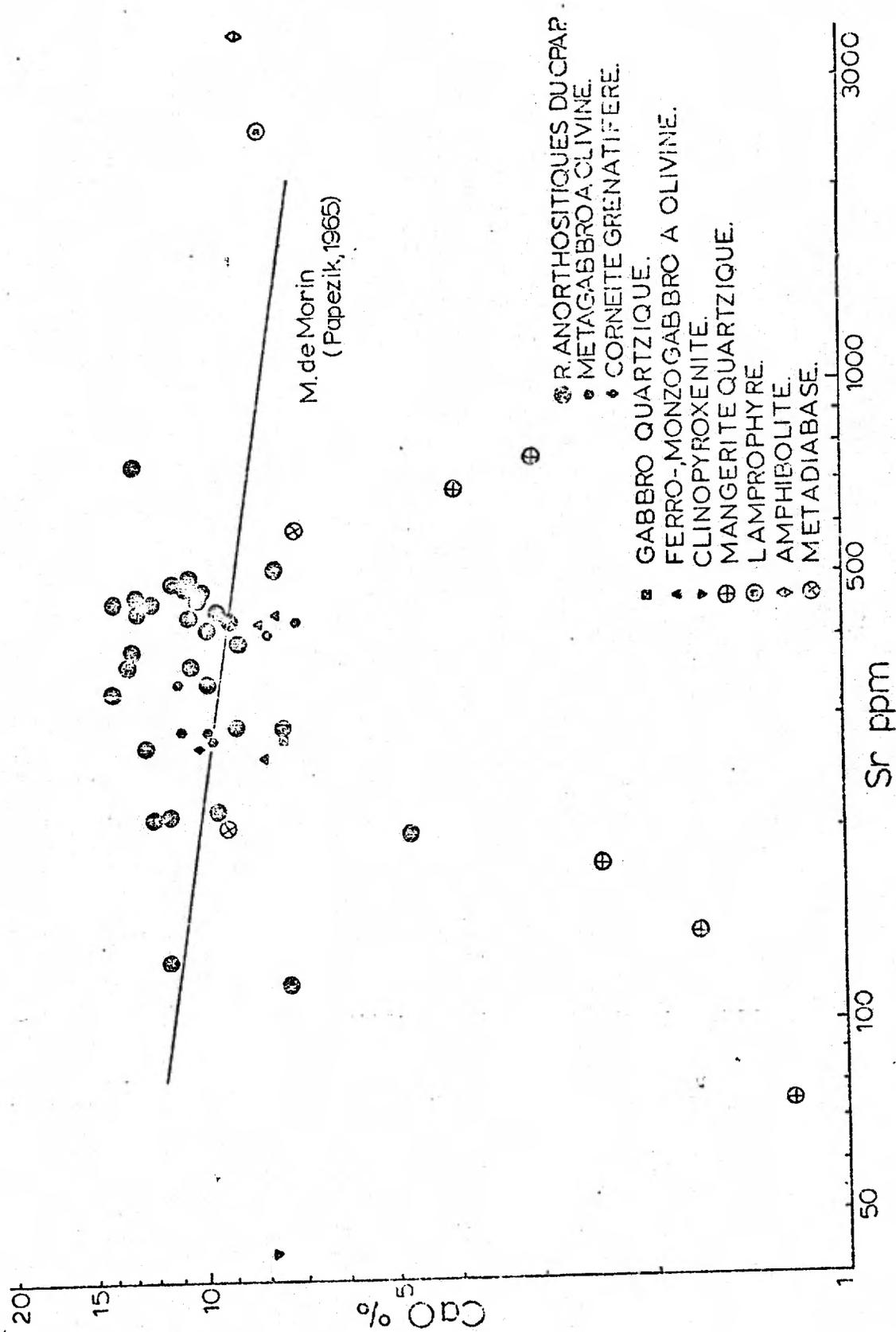


Figure 3.4.3.2.1- Variation du Sr en fonction de CaO dans les roches du CPAP.

rejoignant en cela les conclusions auxquelles étaient arrivés Turekian et Kulp (1956) pour les roches basaltiques, dans le CPAP; par contre, on ne note pas de tendance fortement marquée à cet effet, malgré des teneurs en CaO similaires (figure 3.4.3.2.1).

La relation floue entre Sr et CaO pourrait découler, en partie, du fait que l'indice colorimétrique des roches choisies n'est pas identique et que les phases silicatées ne sont pas similaires d'une roche à l'autre. Duchesne (1971) a montré la complexité du comportement du Sr dans le cas du massif de Bjerkren - Sogndal et a relié notamment la variation du rapport Sr/Ca à la différence minéralogique des roches envisagées, notamment à la présence de l'apatite et du clinopyroxène.

Les teneurs en Rb sont généralement à la limite de la détection (3 ppm ou moins), mais il semble qu'elles soient plus élevées dans le secteur ouest du massif (2 à 7 ppm). Elles n'augmentent nettement que dans des roches que minéralogie, texture et disposition sur le terrain désignent comme tardives ou postérieures à la cristallisation du CPAP, (ferrogabbros, métagabbros, dykes de mangérite quartzique). Cette évolution du Rb est tout à fait normale, car cet élément se concentre dans les liquides résiduels au cours d'un processus de cristallisation fractionnée, et suit, par son comportement géochimique, l'évolution du K.

La présence systématique des teneurs plus élevées en Rb et en K dans le secteur ouest du CPAP souligne la tendance à la différenciation du sud-est vers le nord-ouest qui a été mise en évidence auparavant.

3.4.3.2.2- Le Ni et le Cr dans le CPAP

Comparativement au massif de Morin, les roches du CPAP possèdent des teneurs relativement élevées en Ni et Cr, mais moins fortes que dans les intrusions stratiformes (tableau 3.4.3.2). Ce comportement du Ni et du Cr pourrait résulter du fait que la cristallisation du CPAP se serait produite à partir d'un magma moins différencié que celui d'où le massif de Morin tire son origine.

La variation des teneurs en Ni des différents types de roches du secteur oriental du CPAP montre une décroissance soutenue vers l'unité I tant du sud vers le nord que du nord vers le sud. Dans les métagabbros de la couverture, la teneur en Ni est d'autant plus élevée que l'olivine est abondante et que du spinelle primaire y a cristallisé.

La diminution des concentrations en Ni du sud-est vers le nord-ouest en direction de l'unité I où cristallisent de l'olivine ferrifère et du spinelle se conçoit assez bien; par contre, celle qui existe au nord de l'unité I ne peut actuellement être expliquée d'autant plus que l'impact tectonique est important dans cette région.

Dans la partie ouest du CPAP, les roches du sud-est étant les plus claires possèdent des teneurs en Ni nettement inférieures. Les dykes foncés de monzogabbro, ferrogabbro à olivine ferrifère du nord-ouest sont beaucoup moins riches en Ni que les roches environnantes d'indice colorimétrique similaire; ceci confirme leur position tardive dans le processus de cristallisation du magma du CPAP.

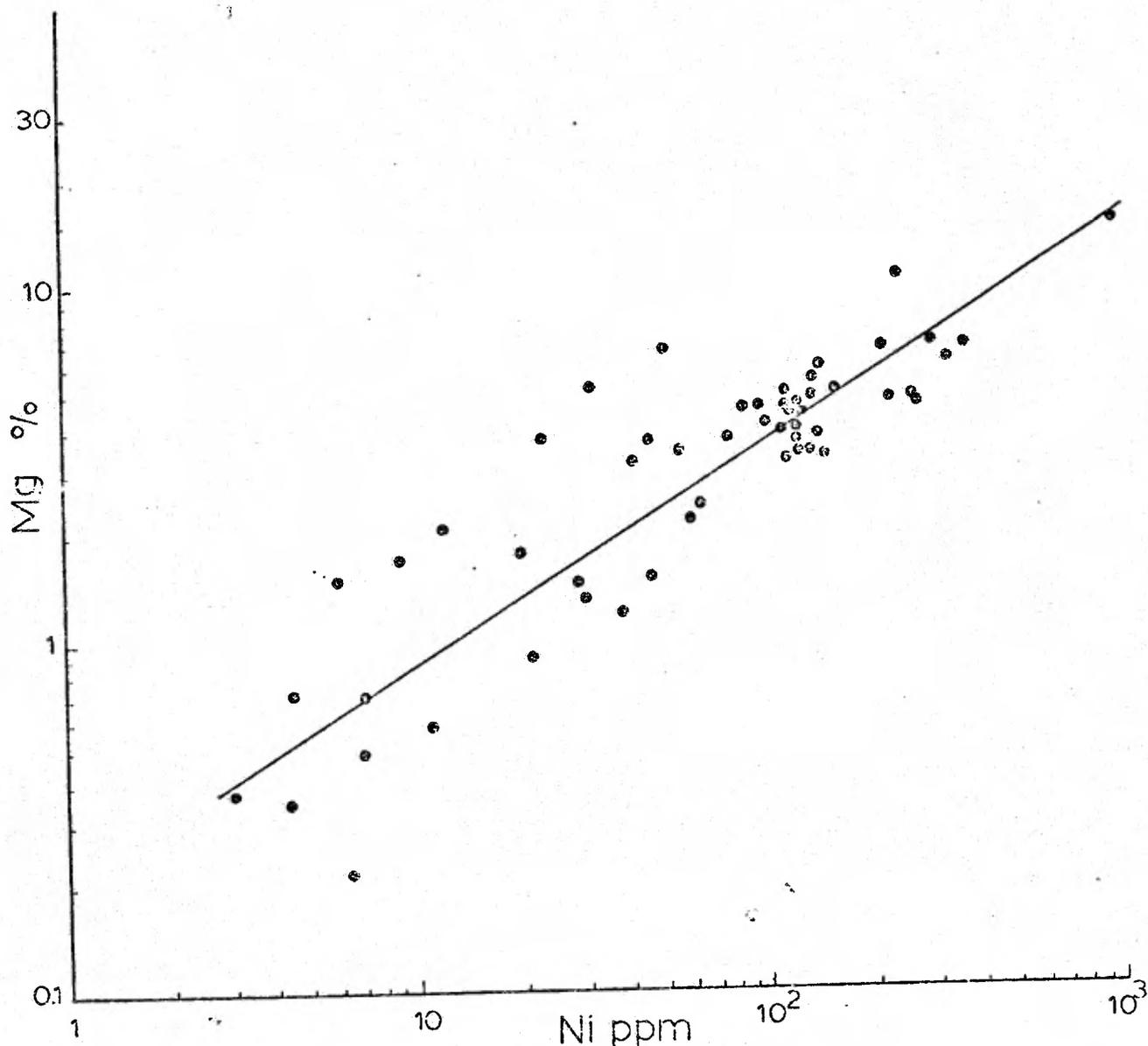


Figure 3.4.3.2.2

Variations du Ni en fonction de Mg dans les roches du CPAP

Actuellement, nous ne pouvons expliquer l'écart important qui existe entre les teneurs en Ni des roches 341868 et 290868* qui présentent des caractéristiques lithologiques et minéralogiques voisines. Peut-être y aurait-il une concentration supérieure en spinelle et olivine primaires dans la roche 290868, ou simplement cette teneur très basse en Ni de la roche 341868 indique-t-elle le sommet de l'unité alors que la teneur en cet élément drainé dans la partie inférieure de l'unité 1 serait abaissée à un niveau très bas. La figure 3.4.3.2.2. illustre la variation du Ni en fonction de Mg dans les roches du CPAP.

La variation du Cr dans les roches du CPAP suit sensiblement le même patron que celui du Ni dans le secteur est du massif anorthositique. Les teneurs absolues en Cr sont supérieures à celles du Ni pour la plupart des roches qui ne contiennent pas d'olivine. Les valeurs maximales y sont observées dans les roches les plus foncées qui renferment surtout du clinopyroxène comme minéral ferromagnésien et aussi une quantité quelquefois non négligeable de minerai noir (magnétite et/ou ilménite). Tout comme pour le Ni, la roche 341868 possède des teneurs en Cr de loin inférieures à celles de la roche 290868 et ce, malgré l'absence de sulfure. Il semble donc que Ni et Cr aient été appauvris dans le magma d'où dérive la bande de ferrogabbro dont est tiré l'échantillon 341868. Le sommet de l'unité 1 serait donc vraisemblablement dirigé du sud vers le nord. Dans le secteur ouest, la variation des teneurs en Cr ne permet guère de suppositions, sauf que les teneurs les plus élevées en Cr se rencontrent surtout dans les roches les plus riches en minerai noir et en pyroxènes. Cependant, on constate encore une fois que les dykes mésocrates ou mélanocrates tardifs à olivine de monzogabbro et ferrogabbro, malgré un indice colorimétrique assez similaire à celui du gabbro encaissant, possèdent des

* cf. tableau IX-1, appendice IX.

teneurs en Cr plus basses. Le caractère tardif de ces roches en est certes la raison principale.

Toutefois, nous ne pouvons présenter d'explication valable pour expliquer l'écart qui existe entre les teneurs en Cr des roches voisines (160367 - 170467 - 170107)^{*} qui ont des caractères lithologiques assez similaires. Ni un état d'oxydation différent, ni la présence de sulfures dans la roche la moins riche en Cr ne pourraient être retenus pour expliquer cette situation.

3.4.3.2.3- Conclusions

En résumé, la distribution du Ba, Sr, Rb dans les roches du CPAP confirme, dans un certain sens, la tendance de différenciation du massif anorthositique du sud-est vers le nord-ouest et l'ouest. Les teneurs plus élevées en Ba et Rb observées dans les dykes tardifs du nord-ouest accréditent l'idée qu'ils représentent les derniers liquides émis lors des derniers stades de la cristallisation du magma d'où procède le CPAP.

Les teneurs en Ni reflètent surtout la variation des concentrations en olivine, spinelle et orthopyroxène dans les roches étudiées, tandis que le Cr se retrouve surtout dans les roches les plus ferrifères et les plus riches en pyroxènes.

La variation de la teneur en Ni dans le secteur oriental pose de façon aiguë l'impact de la déformation au niveau régional au nord de l'unité I, et la teneur anormalement basse en Cr et Ni de la roche 341868 de

l'unité I peut être un critère qui pourrait être utilisé pour définir le

* cf. tableau IX-1, appendice IX.

sommet de cette même unité (en l'occurrence la partie septentrionale serait le sommet de cette bande).

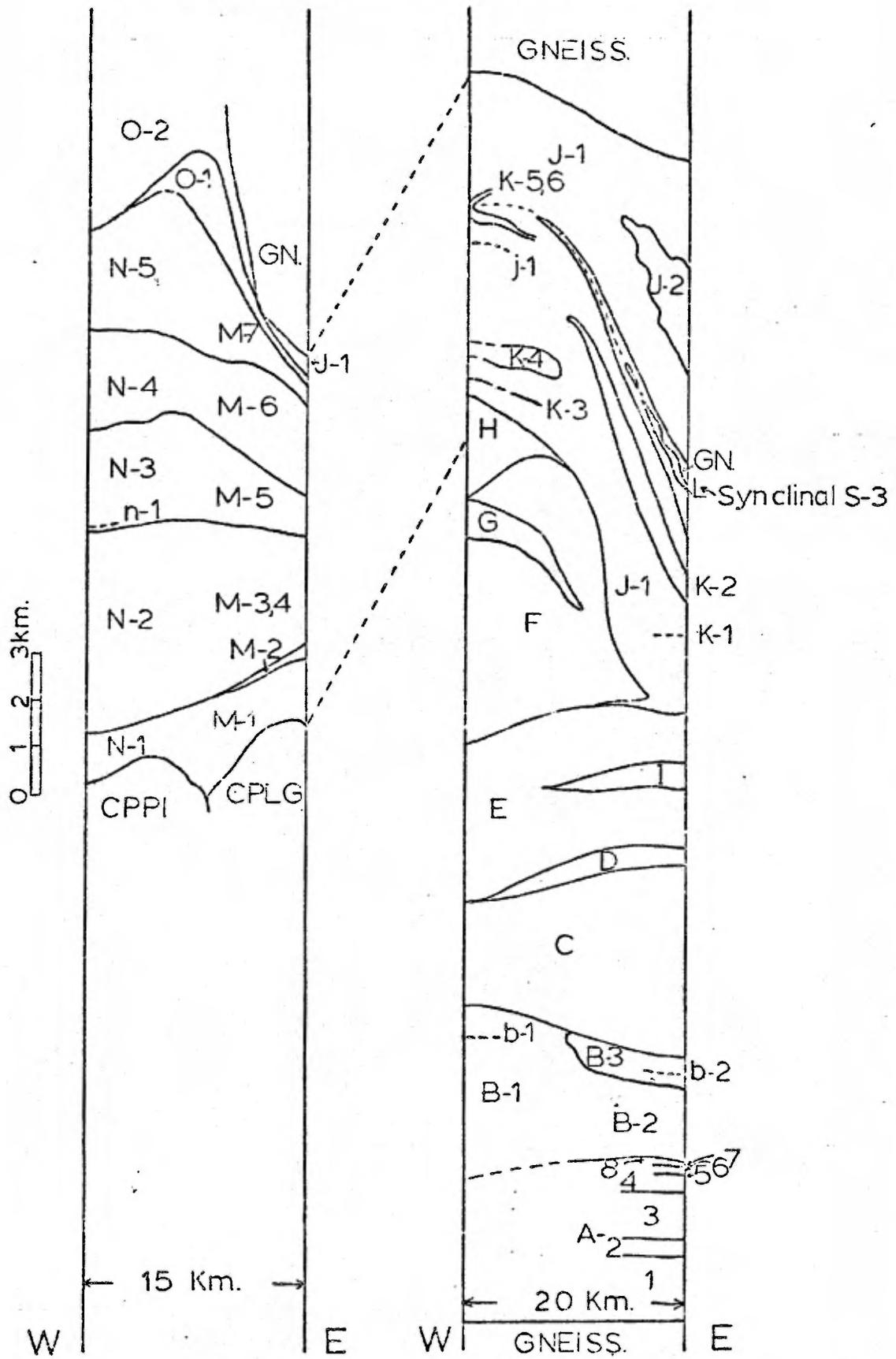
3.5- La lithostratigraphie du CPAP

3.5.1- Généralités

Dans les sections précédentes ainsi que dans les appendices nos. III et IV, nous avons décrit la lithologie (3.2.3.3), la minéralogie (3.3) et la pétrologie (3.4) du CPAP. Néanmoins, bien qu'une tendance de l'évolution de la cristallisation fractionnée du CPAP orientée du sud-est vers le nord-ouest découle de cette étude, il est nécessaire d'intégrer les données minéralogiques, pétrographiques et pétrochimiques aux faits de terrain afin de présenter un schéma le plus cohérent possible de ce que pourrait être la lithostratigraphie du CPAP, tout en tenant compte des données tectoniques (chapitre VI).

La recherche de la polarité du CPAP, où, contrairement aux intrusions stratiformes, le rubanement primaire est subvertical et souvent plissé ou remanié par la recristallisation, est rendue d'autant plus complexe qu'il faut tenir compte de la superposition de phénomènes primaires d'origine magmatique, et secondaires d'origine métamorphique ou tectonique. Ainsi, l'existence de phénomènes rythmiques au cours de la cristallisation, le caractère lenticulaire de certaines unités, les changements latéraux d'épaisseur ou de la nature de la roche, le ravinement possible d'un ou plusieurs horizons par une nouvelle couche de magma en cours de cristallisation, ainsi que des phénomènes de télescopage constituent les principaux phénomènes d'origine primaire, tandis que le redoublement, le changement

LITHOSTRATIGRAPHIE DU CPAP.



Secteur occidental. Secteur oriental.

Fig. 3.5.1: Schéma global de la lithostratigraphie dans le CPAP.

Explication de la figure 3.5.1

Cette figure est la simplification de la figure 3.2.3.2 (page 139). C'est en fait un diagramme de type "Palisade" compacté qui souligne les changements lithologiques latéraux dans chacun des deux secteurs du CPAP.

Les limites W et E de chaque colonne représentent les limites extrêmes des deux secteurs de part et d'autre du CPLG. Les épaisseurs (la dimension verticale) ont été estimées d'après la carte no. 2 (en pochette).

d'épaisseur, la recristallisation et la disparition de phases minérales sont les principaux phénomènes secondaires. En plus, l'étendue énorme du réservoir Pipmuacan et la présence du CPLG nuisent énormément aux corrélations à distance entre et à l'intérieur des deux secteurs du CPAP.

La présence d'un rubanement primaire très bien défini partout dans le CPAP et d'autres évidences comme celle de "gravity stratifications", etc. soulignent le fait que la cristallisation du CPAP s'est faite au départ dans un milieu relativement "calme" pour permettre la séparation des diverses phases minérales par rapport au magma, et ce, préalablement à toute manifestation de plissement. Cependant, l'impact du plissement et la montée du magma dans la superstructure ont fait en sorte que le complexe anorthositique s'est mis en place de façon différente selon les endroits. Concordant par rapport à la foliation des gneiss au nord et à l'est, et franchement discordant et antérieur à la foliation des gneiss du sud-est entourant le CPLB sur la rive méridionale de cette partie du réservoir Pipmuacan, le CPAP a été basculé à la verticale et plissé isoclinalement au moins dans sa partie septentrionale. Il est totalement exclu de retrouver actuellement d'anciennes zones de bordure datant de la phase magmatique précoce, ainsi que les roches de la base du massif, voire celles du sommet, et ce, dans une position qui laisserait facilement deviner le sens de l'évolution de la cristallisation du magma originel. Nous proposerons donc ici le schéma le plus vraisemblable de la lithostratigraphie du CPAP en tenant compte des limitations et des données exposées ci-dessus; ce schéma est illustré dans la figure 3.5.1.

3.5.2- Le secteur ouest du CPAP

Comme nous l'avons souligné précédemment, les types lithologiques, leur distribution ainsi que le vide immense créé par la présence du réservoir ont limité fortement le choix d'unités repères cartographiables, exception faite du gabbro du nord-ouest (unité 0) et des dykes tardifs qu'on y a trouvés (carte no. 2, figures 3.2.3.1 et 3.5.1). Cette région est en outre compliquée par l'impact de la tectonique. La succession lithologique qui est dirigée du sud-est vers le nord-ouest ne peut être reliée facilement à celle du secteur oriental. Tout au plus, pouvons-nous penser que les unités M et N peuvent être équivalentes aux unités H et J-1 du secteur oriental. De plus, par la composition de ses olivines, il semble que le membre n-1 de l'unité N dérive d'une couche magmatique dont la composition aurait été similaire à celle dont sont issues l'unité B et les sous-unités K-1 et K-2 à l'est. En plus, il est possible de concevoir que le gabbro du nord-ouest puisse être situé dans une position équivalente à celle qu'occupe la sous-unité J-2.

3.5.3- Le secteur est du CPAP

Comme on l'a mentionné dans la section 3.2.3.3 et d'une façon plus détaillée dans l'appendice no. IV, le secteur est du CPAP présente une succession pratiquement ininterrompue d'unités lithologiques bien définies qui sont généralement subverticales et orientées sensiblement NS dans la partie méridionale et N20° à 60°E dans la partie septentrionale (carte no. 2, figure 3.5.1).

Les roches de ce secteur soulignent le mieux l'existence d'une cristallisation fractionnée dans le CPAP (3.3, 3.4).

Cependant, la faible variation de la teneur en forstérite des olivines dans chacune des unités ou sous-unités étudiées n'a pas permis de déterminer à coup sûr le sens de la polarité de la couche envisagée ou son plissement éventuel. Qui plus est, la variation de la teneur en forstérite des olivines d'une bande à l'autre, et celle du Ni dans les roches analysées de ce secteur, posent directement la question de la position "stratigraphique" de chacune des unités olivifères. Il faut donc choisir maintenant entre plusieurs hypothèses pour formuler un schéma de l'évolution magmatique du CPAP dans ce secteur qui colle à la réalité géologique observée.

Si l'on considère la figure 3.3.1.b où sont représentées les deux coupes principales de ce secteur, on note qu'il y a une continuité dans la différenciation dans le secteur nord-est, tandis que le long du rivage du réservoir, on constate l'introduction des unités et sous-unités olivifères G et K-3, 4 absentes au nord-est.

Au sud de la sous-unité K-2, il n'y a aucune évidence géologique de terrain, c'est-à-dire des plis mégascopiques ou des horizons stratigraphiques repères qui puissent nous imposer l'idée d'une corrélation à distance entre les diverses unités ou sous-unités à olivine ayant une teneur en forstérite similaire (exemple: G et K-3, 4; G et A; B et K-1, 2); et d'autant plus que l'épaisseur et le type d'association lithologique qui caractérisent chacune de ces bandes sont totalement différents des autres.

Aussi, la seule solution qui reste est celle d'une cristallisation continue du sud-est vers le nord-ouest, avec insertion à la hauteur de l'unité I d'une couche de magma différenciée et tenue mobile plus longtemps à cause de sa teneur élevée en éléments volatils (P, H₂O) comme le souligne l'étude microscopique et géochimique.

L'existence des unités G et K-3, 4 le long du réservoir pourrait avoir été causée par l'injection, à un niveau stratigraphiquement plus élevé, d'une couche de magma frais moins différencié, comme le souligne la teneur en Fo de ses olivines.

Il nous reste maintenant à considérer quelle serait l'importance et la signification de l'évolution de la structure gloméropegilitique dans l'ensemble des unités C D E F (appendice no. IV; 3.2.3.3). La plupart des auteurs qui ont décrit cette structure dans les massifs anorthositiques du Grenville (il s'agit le plus souvent de l'équivalent de notre structure gloméropegilitique ovoïde) la considèrent comme l'expression d'un liquide résiduel trappé entre les amas de phénocristaux de plagioclase (de Waard et Romey, 1968; Martignole et Schrijver, 1970; etc...). Dans le CPAP, la recristallisation partielle qui a affecté cette structure, surtout dans le cas des plagioclases, ne nous a pas permis de préciser avec certitude s'il s'agissait d'orthocumulus ou d'hétéradcumulus, bien qu'il n'y ait généralement que deux phases majeures: pyroxène et plagioclase. Il est vraisemblable qu'il s'agit dans la majeure partie des cas d'une texture hétéradcumulus.

Dans l'étude qu'ils ont faite de l'évolution de l'équivalent de la structure gloméroécilitique dans le massif de Halland - Hellenen - Rødland qui constitue une partie du massif anorthositique de Egersund, P. Michot (1960), et J. Michot (1961) ont proposé l'existence d'un phénomène de palingenèse basique. Sous l'influence thermique du massif d'Egersund-Ogna (s.s.) et au cours de la montée de ce massif dans la structure, une bande de leuconorite aurait été fondue pour donner naissance à un mobilisat leuconoritique et à une restite de plagioclases. Le liquide leuconoritique chargé d'une certaine quantité de phénocristaux de plagioclase a migré assez loin du massif d'Egersund - Ogna (s.s.) tandis que des "radeaux" de plagioclase restaient en quantité abondante mêlés à des "pseudoenclaves" de leuconorite dans l'intervalle. Ces auteurs ne pensent pas, pour diverses considérations, qu'il puisse s'agir d'une simple cristallisation à partir d'une venue magmatique unique.

Par ailleurs, Hess (1960), Wager et Brown (1967), Bridgwater et Harry (1968), Morse (1969) ont mis l'accent sur le fait que des masses importantes d'anorthosite ont pu se former dans des intrusions de type stratiforme par "flottement" du plagioclase au cours de cycles de convection et notamment directement après que le magma ait été affecté par un mouvement ascendant assez important et au moment où la composition de ce magma était suffisamment appauvrie en ferromagnésiens.

Dans le schéma lithostratigraphique proposé ci-dessus, la disposition relative des unités C D E F et l'évolution des textures et structures primaires tendraient à accréditer l'existence d'un phénomène de flottement des plagioclases. Ces derniers constitueraient les unités C et F

tandis que les niveaux leuconoritiques ou noritiques lenticulaires qui se trouvent à la base de l'unité C d'une part, et l'unité D qui se trouve à la base de l'unité E constitueraient en quelque sorte la fraction "liquide" plus dense de la couche de magma dont sont issus les cumulats plagioclasiques. La présence de l'unité E, notamment qui marque la transition entre les unités D et F et où sont répertoriés tous les types principaux de la structure gloméropeocilitique et de l'anorthosite étoilée, explique les stades évolutifs du processus de flottement où la décantation du liquide plus dense ne s'est pas faite parfaitement; les corps leuconoritiques plus ou moins largement développés sont donc l'expression de films, de poches ou de masses de magma leuconoritique trappé à l'intérieur de la couche plagioclasique.

La disposition relative des unités A B C D E F G H J-1, 2 I K-1 à 6 dans la partie centrale du secteur oriental du CPAP souligne le caractère lenticulaire de quelques-uns d'entre eux (D, E, I, G, K-1 à 6) et l'existence de phénomènes de ravinement à grande échelle. En effet, l'unité F semble encapuchonner les unités E et D par le nord, et s'il peut être prouvé qu'elle se poursuit sur une certaine épaisseur dans la partie méridionale de la sous-unité J-1 sous forme de cornéite anorthositique hololeucocrate porteuse de porphyroclastes de plagioclase bleu, ce "ravinement" serait ainsi confirmé.

Sans qu'il puisse y avoir de lien direct d'aucune sorte entre l'unité 0 et la sous-unité J-2 au niveau actuel de l'érosion, il n'en reste pas moins vrai que ces roches enrichies en Fe par rapport au Mg se situent vers le sommet de l'intrusion du CPAP, et à plus forte raison, les niveaux

de ferrodiorite, diorite, norite et anorthosite plus sodique, souvent granulés qui sont situés dans les gneiss du nord-est.

L'unité I qui disparaît du CPAP sur la corniche qui surplombe le lac du Mur dérive d'une couche de magma enrichi en Fe, Ti, K et volatils (H_2O , P, F, Cl (?)) et s'est insérée à un niveau à peu près similaire à celui de l'unité G ou des sous-unités K-3, 4. Cette constatation à première vue fortuite pourrait découler de l'existence d'un plan de faiblesse à ce niveau au cours de la cristallisation magmatique.

3.6- Origine des coronites dans le CPAP et dans les métagabbros

Dans les sections 2.3.2.2 et 3.2.2.3.4.2 nous avons décrit plusieurs types de couronnes qui se sont développées dans divers types de roches du CPAP ou de métagabbros. La plupart se développent autour des olivines au contact des plagioclases, mais d'autres prennent naissance au contact des pyroxènes et du minéral noir avec les plagioclases. Les couronnes qui entourent les olivines sont les plus importantes du point de vue des conditions de P,T qui ont régi la cristallisation magmatique et l'évolution subsolidus des deux phases primaires olivine et plagioclase au cours de la cristallisation du magma du CPAP et du métamorphisme.

Dans les couronnes ayant impliqué l'olivine, nous avons distingué les trois types principaux suivants.

- (a) Les roches à olivine magnésienne du CPAP (unités A, B, G, K-1 à 6, M, O) renferment la couronne complète ou incomplète ci-dessous:

- olivine (Fe_{87} à Fe_{45}) - orthopyroxène (+ spinelle) -

(clinopyroxène) - amphibole verte (pargasite ?) - spinelle vert - plagioclase I, II.

(Le plagioclase I est recristallisé et il est moins calcique (An_{55} à An_{45}) que le plagioclase II (An_{65} à An_{55}) relativement peu recristallisé. En plus, il est porteur d'amphiboles et de spinelles verts finement cristallisés).

L'olivine et l'orthopyroxène peuvent être absents dans les couronnes incomplètes, lorsque ces minéraux ferromagnésiens régissants se sont présentés en quantités trop faibles au cours des réactions subsolidus et ont été totalement épuisés.

- (b) Dans les ferrogabbros à olivine ferreuse (unités I, dykes de l'unité 0), on note l'absence souvent généralisée de couronne autour de l'olivine au contact du plagioclase souvent moins calcique. La couronne suivante a été remarquée:

- olivine (Fo_{45} à Fo_{39}) - (orthopyroxène) - clinopyroxène ou/et hornblende brune - plagioclase sodico - calcique (An_{50} à An_{40}).

- (c) Dans les métagabbros de la couverture, la couronne habituelle est la suivante:

- olivine (Fo_{50} à Fo_{45}) - orthopyroxène - (clinopyroxène) - amphibole verte (pargasite ?) - (plagioclase) - grenat - plagioclase recristallisé ou pas (An_{50} à An_{25} environ).

Ces types de couronnes ont été décrits dans les roches mafiques par de nombreux auteurs dont Shand (1945), Osborne (1949), Huang et Merrit (1958), Murthy (1958), etc...

Murthy (1958) a résumé les divers types de coronites de l'Inde et a proposé une température minimum de l'ordre de 620°C pour leur formation. Il insiste sur le rôle du facteur temps et sur celui de l'eau qui favoriserait la dissociation des réseaux en présence ainsi que la formation des grenats. Huang et Merrit (1958) considèrent certaines coronites des Wichita Mountains comme le résultat de métamorphisme de contact. Griffin et Heier (1969) et Griffin (1971a) expliquent l'origine métamorphique des couronnes existant autour des olivines dans des roches mafiques de Norvège à partir d'analyses à la microsonde sur les diverses phases minérales en tenant compte des travaux expérimentaux de Kushiro et Yoder (1966) et de Green et Ringwood (1967). Griffin (1971a) suggère que les réactions se soient produites à l'état solide sous des conditions de P,T de l'ordre de 10 à 8 Kbars et de 1100° à 900°C . Il note la formation constante de spinelle et de grenat dans le cas de réactions impliquant de l'olivine magnésienne (Fo_{73} environ).

Green et Hibberson (1970) ont montré expérimentalement que la fayalite pouvait réagir directement avec le plagioclase pour former du grenat sous des conditions de P,T variant entre 6,3 et 8 Kbars et 900° - 1100°C respectivement. De plus, les réactions entre olivines et plagioclases ayant des compositions de Fo_{100} et An_{100} , Fo_{90} et An_{60} se produisent de façon identique et sous des conditions voisines. Ces résultats sont corroborés par Emslie (1970b) qui propose une température et pression légèrement supérieure dans le cas d'une olivine (Fo_{70}) et d'un plagioclase (An_{73}). Emslie et Lindsley (1968) ont souligné que l'augmentation de la stabilité entre les deux phases est proportionnelle à la teneur en albite du plagioclase.

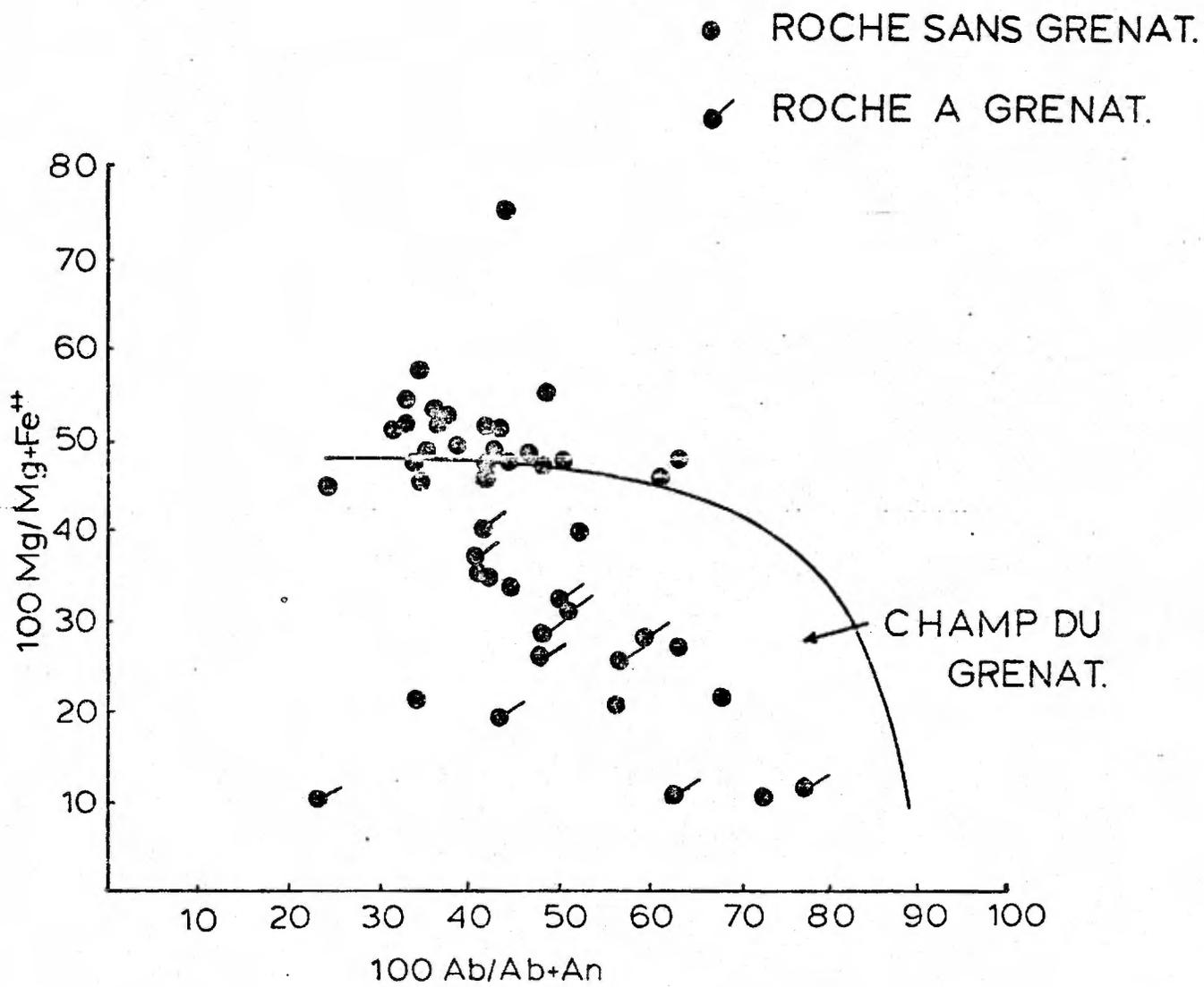
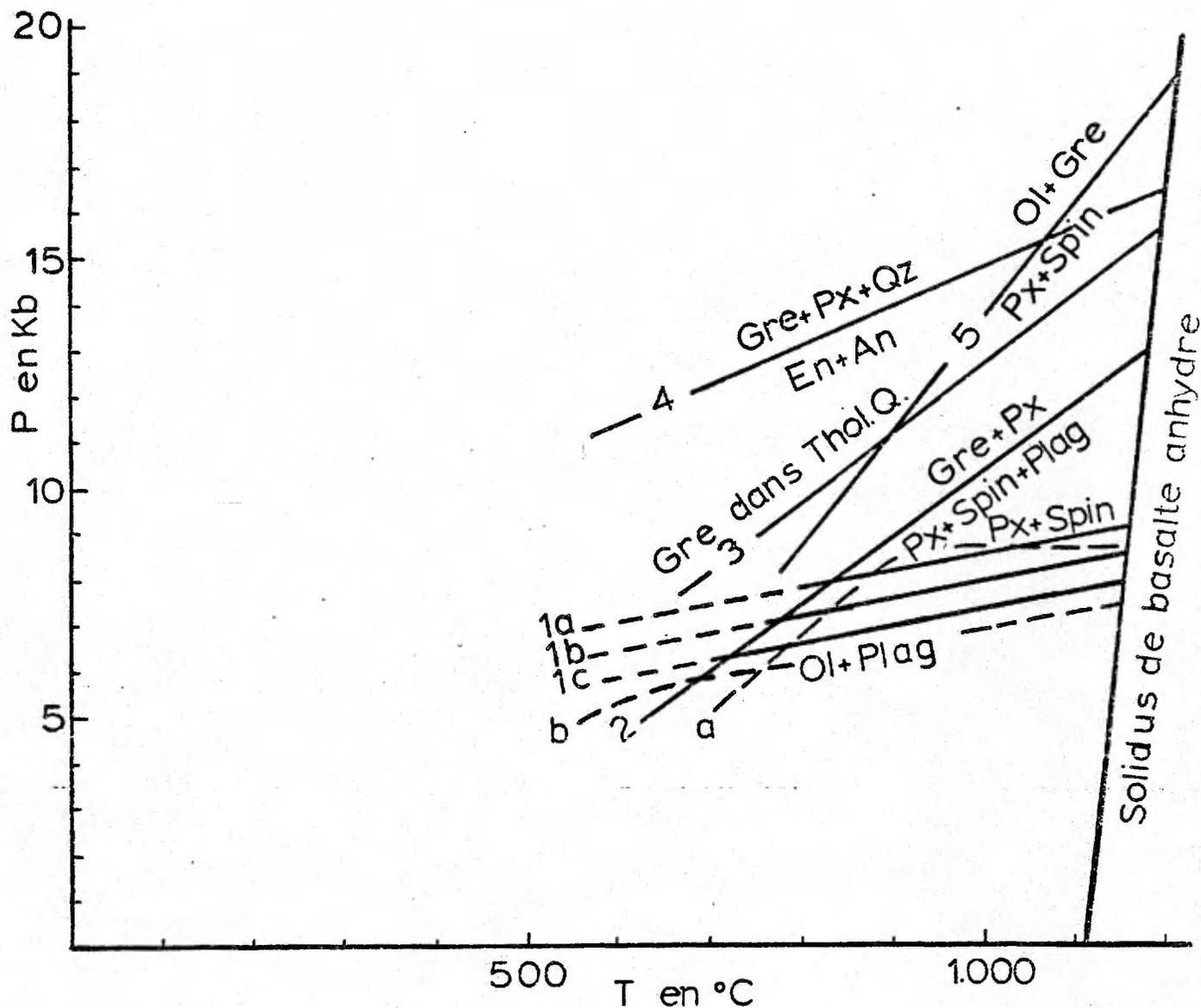


Fig. 3.6a: Les roches du CPAP dans le diagramme 100 Ab/Ab + An vs 100 Mg⁺⁺ / Mg⁺⁺ + Fe⁺⁺, et leur position par rapport au champ de stabilité du grenat.

Enfin, à partir de roches saturées et sous-saturées ne possédant pas de néphéline normative des Adirondacks et du massif de Morin, Martignole et Schrijver (1973) ont démontré que la présence du grenat dans ces roches est directement fonction de la teneur en fer de la roche.

Les roches grenatifères du CPAP tombent toutes (figure 3.6.a) dans le domaine des roches grenatifères défini par Martignole et Schrijver (1973). Des roches peu ou pas grenatifères tombent dans ce domaine, comme les dykes tardifs de ferrogabbro et de monzogabbro à olivine du secteur nord-ouest où l'on rencontre cependant à l'interface de quelques olivines et plagioclases quelques minces films d'un minéral rosé isotrope qui semble être du grenat. Le faible développement des grenats dans ces roches découle vraisemblablement d'un facteur de cinétique relié éventuellement à la venue tardive de ces roches et à la teneur élevée en fayalite et en albite des deux phases en présence. Les ferrogabbros de l'unité I et les dykes hololeucocrates tardifs tombent aussi dans ce domaine, et ils ne sont cependant pas grenatifères. La teneur en fer de la roche ne serait donc pas la seule condition suffisante au développement du grenat.

Dans le CPAP, l'olivine et le plagioclase ont cristallisé à partir du magma comme phases libres. Rare est le spinelle d'origine magmatique, et l'olivine est généralement la seule phase ferromagnésienne, dans les roches du CPAP. Toutefois, le clinopyroxène cristallise de pair avec elle dans les ferrogabbros et métagabbros et le spinelle primaire caractérise les roches de l'unité I de façon générale.

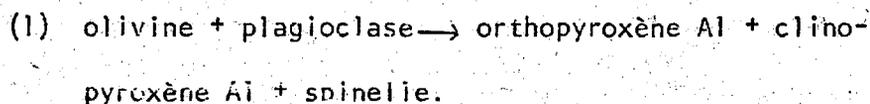


- Courbes: 1a- Disparition de l'olivine; réaction (1) de Green et Ringwood (1967)
 1b- Irving et Green (1970).
 1c, 2, 4- Système En-An, Kushiro et Yoder (1966).
 3- Apparition du grenat attribuée à la réaction (4) de Green et Ringwood (1967).

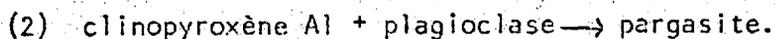
Evolution des roches du CPAP (a) et des métagabbros à olivine de la couverture (b) au cours du métamorphisme.

Fig. 3.6b: Courbes expérimentales délimitant les champs de stabilité de l'olivine + plagioclase, spinelle + pyroxène, grenat + pyroxène, et l'évolution des roches du CPAP.

Si l'on se réfère aux travaux expérimentaux (figure 3.6.b), ceci signifierait que les conditions de P,T maximales sous lesquelles ont cristallisé les olivines et plagioclases des anorthosites à olivine aux mélatroctolites seraient de l'ordre de 8 à 9 Kbars et de 900° à 1100°C environ; les ferrogabbros et métagabbros, si l'on en juge par la présence d'olivines plus ferrifères et de plagioclases plus sodiques et potassiques pourraient avoir cristallisé à une température inférieure. Au cours du refroidissement du complexe anorthositique, la pression a pu être constante ou même augmenter légèrement pour permettre la formation des couronnes à deux pyroxènes et spinelle vert suivant la réaction (1):



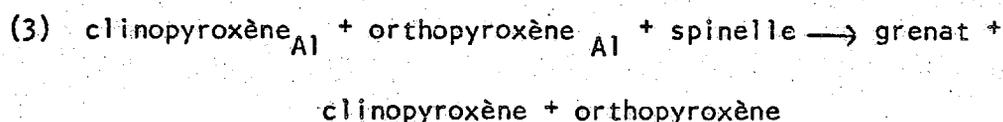
Dès que ces couronnes concentriques et peu épaisses, à cause des dimensions des olivines et du taux de réaction entre olivine et plagioclase, ont été formées et que la température et la pression ont continué de baisser, l'assemblage orthopyroxène Al + clinopyroxène Al + spinelle est resté stable car la composition chimique de la roche et le taux de refroidissement n'ont pas permis la formation du grenat. Seule la pargasite (Griffin, 1971a) a cristallisé vraisemblablement aux dépens du clinopyroxène (de l'orthopyroxène ?) et du plagioclase, comme l'indique la réaction (2)



En effet, aucune trace de grenat n'a été repérée dans les roches à olivine magnésienne du CPAP.

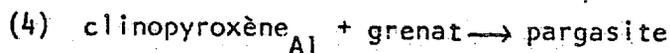
Dans les roches des unités 1 et dans les dykes de l'unité 0, il est vraisemblable que les facteurs de température initiale de cristallisation plus basse, de cinétique, de taux de refroidissement, joints à la nature ferreuse de l'olivine et plus albitique du plagioclase ont joué un rôle prépondérant pour annihiler la formation de couronnes à pyroxènes et spinelle (ou grenat) au contact de l'olivine.

Dans les bandes de métagabbros de la couverture, la présence de spinelle n'a pas été remarquée dans les couronnes, de sorte que s'il y en a eu réellement au cours de la réaction (1) lors du premier stade de la formation des couronnes réactionnelles, il a été complètement consommé au cours de la déstabilisation des premières phases minérales pour former du grenat suivant le schéma de la réaction (3).



Les deux pyroxènes résultant de la réaction (3) sont moins aluminés que ceux du départ.

La formation subséquente d'une couche de hornblende verte (pargasite) entre les grenats et orthopyroxènes découlerait vraisemblablement de leur réaction du genre de celle proposée par Griffin (1971a):



au cours de laquelle le clinopyroxène serait pratiquement totalement utilisé.

Bien qu'il semble que les roches du CPAP et les filons-couches de métagabbro à olivine aient évolué sous des conditions de P à priori similaires, il apparaît qu'en plus de la teneur en fer de la roche, la température de cristallisation moins élevée des métagabbros à olivine et un taux de refroidissement plus rapide au départ auraient été des raisons supplémentaires pour permettre le développement de couronnes grenatifères comparativement aux ferrogabbros à olivine situés dans le CPAP. Les quantités assez peu importantes de plagioclase dans ces dernières roches ont peut-être nu également à la formation des grenats.

3.7- Evolution et cristallisation du magma originel hypothétique du CPAP

L'étude géologique, minéralogique, pétrographique et pétrochimique que nous avons effectuée sur le CPAP et les roches les plus dignes d'intérêt qui y ont été prélevées nous a conduit à la conclusion que cette partie du massif anorthositique du lac Saint-Jean dérivait d'un simple processus magmatique et qu'il n'y avait pas lieu de soupçonner quelque phénomène d'ultramétamorphisme ou de métasomatisme que ce soit. Aucun enrichissement local en minéraux ferromagnésiens avec ou sans oxydes de fer et titane accompagnés d'apatite n'a été remarqué en bordure du massif de la même façon que dans les Adirondacks (Buddington, 1939). Cette partie du massif anorthositique du lac Saint-Jean différenciée du sud-est au nord-ouest présente des caractères lithologiques qui la rapprochent d'intrusions à labrador comme celle de Michikamau (Emslie, 1965, 1970a) ou encore du Stillwater (Hess, 1960) dans une certaine mesure. Contrairement aux intrusions anorogéniques d'étendue restreinte dérivant d'un magma de type basaltique tels le Skaergaard (Wager et Brown, 1967) et

l'intrusion de Kiglapait (Morse, 1969) dans lesquelles on a pu estimer la composition du liquide originel et des principaux liquides résiduels, dans notre cas, il serait tout à fait superflu et illusoire d'y songer étant donné le caractère de type cumulus des roches, la surface limitée couverte et les relations génétiques toujours possibles avec les roches granitoïdes qui lardent ou entourent le massif anorthositique du lac Saint-Jean.

Il ne fait pas de doute cependant que le magma originel à partir duquel s'est édifié le CPAP devait être, au moment de son intrusion dans la couverture des gneiss, un genre de suspension de cristaux de plagioclases dans un liquide; ce magma plagioclasiqne résulterait, selon P. Michot (1965), de l'assimilation de sédiments pélitiques par du magma basaltique à la base de la croûte. La présence systématique d'olivine dans la partie orientale du CPAP ne permet pas de considérer la possibilité d'un magma parent dont la composition serait celle d'une diorite quartzique comme l'a proposé Green (1969) afin de tenter d'expliquer la relation génétique possible entre anorthosite (à andésine) et mangérites et charnockites. La présence d'olivine magnésienne coexistant avec du plagioclase calcique souligne le fait que les conditions de P,T prévalant au début de la cristallisation du magma du CPAP étaient de l'ordre de 8 à 10 Kbars et de 900° à 1100°C si l'on se réfère à Kushiro et Yoder (1966), Green et Ringwood (1967) et Emslie (1970b).

La présence de couronnes complexes à orthopyroxène - (clinopyroxène) - amphibole verte et spinelle vert autour des olivines magnésiennes

dans le CPAP et, à orthopyroxène - (clinopyroxène) - amphibole verte - grenat autour des olivines ferreuses dans les métagabbros de la couverture découle de la composition plus magnésienne dans le premier cas et plus ferrifère dans le second et illustre les relations subsolidus qui se sont passées entre olivines et plagioclases au cours du refroidissement de ces roches sous des conditions de P à peu près similaires.

La formation de bandes enrichies en oxydes de fer et titane (magnétite et ilménite) et en apatite dans les ferrogabbros et métagabbros à olivine ferreuse jointe à un enrichissement progressif en fer des diverses phases silicatées dans ce sens suggère que le magma ait cristallisé au départ sous une faible pression partielle d'oxygène, donc sous une pression d'eau relativement basse (Osborn, 1959). Qu'il n'y ait eu que de rares émissions de dykes mélanocrates de ferrogabbro à olivine ferreuse et surtout de dykes hololeuocrates quartzifères de composition "charnockitique" dans la partie supérieure du CPAP (le secteur nord-ouest du CPAP) n'est pas du tout étonnant. Cette évolution a été soulignée par ailleurs dans l'intrusion de Michikamau par Emslie (1965, 1970a).

Comme on le verra plus loin (Tectonique, chapitre VI), le CPAP qui s'est édifié à la manière du Stillwater ou d'autres intrusions mafiques (Hess, 1960; Wager et Brown, 1967) par une succession de mouvements de convection, et dans lequel les épaisses bandes plagioclasiques semblent s'être formées par un phénomène de flottement s'est mis en place dans la structure des gneiss de façon différentielle.

Il semble s'être intégré de façon concordante par rapport à la foliation des gneiss dans la partie septentrionale, sud-ouest et orientale du CPAP, alors que dans la partie sud-est, il entre en contact avec les gneiss suivant un angle de 60° à 90° .

La foliation oblique au rubanement qui se développe dans les roches du CPAP de ce dernier secteur ainsi que la formation de petits plis d'entraînement du même style que ceux qui se sont formés dans les gneiss nous indique que le CPAP s'est mis en place un peu avant la formation des plis mégascopiques tout autour du CPLB situé au sud. Cette relation confirme également le fait que l'intrusion du CPLB qui est une anorthosite à andésine est postérieure à l'intrusion du CPAP.

Enfin, les relations existant entre le CPAP et les massifs granitoïdes du CPLG-CPPI seront traitées à la fin de l'étude de ces deux intrusions (chapitre IV, 4.6). D'ores et déjà, on peut mentionner qu'on n'a pas découvert de filiation directe et continue entre les deux types d'intrusion au niveau des observations de terrain et du comportement pétrochimique proprement dit des anorthosites et des granitoïdes.

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE
PETROTECTONIQUE ET MINERALOGIQUE
DES MASSIFS ANORTHOSITQUES ET MANGERITIQUES
DE LA REGION DU RESERVOIR PIPMUACAN

THESE DE PHILOSOPHIAE DOCTOR
(GEOLOGIE)

Michel Hocq

(2)

These
QE
359
.Q3
14686c
v.2
ex. 2



Chapitre IV

LES INTRUSIONS GRANITOÏDES DU LAC GOUIN ET DE LA PRESQU'ILE

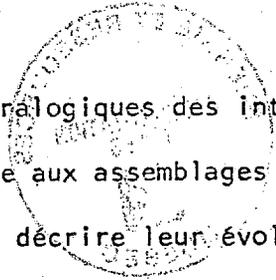
4.0- Préambule

Comme on l'a vu plus haut, la région du réservoir Pipmuacan est caractérisée par d'importants massifs éruptifs. Le complexe plutonique anorthositique de Pipmuacan (CPAP) est recoupé par deux intrusions granitoïdes à section subcirculaire. La plus grande d'entre elles occupe le centre de la carte en face de la baie des Hirondelles, et est centrée sur le lac Guoin; c'est le Complexe plutonique du lac Guoin ou CPLG; la plus petite est située à quelque 10 kilomètres à l'ouest du CPLG et a été appelée le Complexe plutonique de la Presqu'île ou CPPI (carte no. 2).

Ces massifs granitoïdes sont constitués de roches largement grenues hololeucocrates à mésocrates dont la composition varie d'une diorite à un granite hololeucocrate en passant par les termes jotunite - opdalite - mangérite - farsundite - charnockite. Les roches du CPAP et celles du CPLG et du CPPI font partie de ce qui a été appelé communément la suite anorthosito-mangéritique par les géologues du cristallin. Pour des raisons de commodité, nous étudierons d'abord seulement les intrusions du CPLG et du CPPI et nous nous poserons le problème des relations des roches anorthositiques et granitoïdes de la feuille de Pipmuacan à la fin du chapitre. Nous décrirons d'abord les principaux traits lithologiques et

33173

07 MAI 1987



minéralogiques des intrusions granitoïdes en portant une attention spéciale aux assemblages feldspathiques qui les caractérisent afin de pouvoir décrire leur évolution et leur cristallisation à l'aide des données expérimentales dans les systèmes feldspathiques et quartzofeldspathiques. L'évolution pétrochimique de ces roches sera abordée en tenant compte de la variation des éléments majeurs dans la roche totale, et celle des oligoéléments dans les feldspaths et dans la roche totale.

4.1- Introduction

4.1.1- Le Complexe plutonique du lac Gouin (CPLG)

Le CPLG affleure presque totalement dans la carte du lac Gouin (carte topographique au 1/50,000, 22 $\frac{E}{9}$); le reste, un dixième environ, est situé dans la partie nord de la carte du lac Riverin (carte topographique au 1/50,000, 22 $\frac{E}{8}$) et a été cartographié par Anderson (1963a).

Nous avons donné un aperçu géomorphologique du CPLG dans la section 1.4.1.3; rappelons simplement que cette intrusion épouse la forme d'une poire dont la queue serait orientée vers le sud-est et que le contact de ce massif avec le CPAP suit pratiquement le tracé du rivage de la presqu'île qu'il constitue (photographie no. 95). L'axe est-ouest atteint 20 kilomètres et l'axe nord-sud environ 25 kilomètres. La surface approximative de l'intrusion, partie inondée comprise, est de l'ordre de 300 km².

Au niveau actuel de l'érosion, le CPLG s'est mis en place dans le CPAP et d'une façon telle que le périmètre de cette intrusion et le plan

textural qui s'est développé épousent, à toute fin pratique, le rubanement primaire ou la foliation de l'anorthosite du CPAP. La bordure septentrionale du CPLG est séparée des gneiss de la couverture par moins de 2.000 mètres d'anorthosite diverse souvent gneissifiée, et la bordure méridionale, des gneiss du sud, par une bande étroite de 100 à 400 mètres d'anorthosite grossièrement grenue et granulée (cornéite anorthositique).

Plusieurs contacts CPLG anorthosite (CPAP) ont été repérés le long du rivage du CPLG (figure 4.1.1). Ainsi, au point 1 (photographie no. 96) la concordance entre le rubanement et la foliation dans le CPAP et le rubanement du CPLG est manifeste. Plus à l'ouest (point 2), affleure une zone de brèche éruptive où l'anorthosite et la norite sont disjointes et sont recoupées et cimentées par du matériau quartzifère, hololeucocrate et rose assez finement grenu issu du CPLG (photographie no. 97); à cette brèche, se superposent des dykes hololeucocrates de pegmatite moyennement grenue rectilignes de 5 à 20 centimètres d'épaisseur environ. Cette zone est située à moins de 100 mètres du contact du CPLG. Ailleurs, on rencontre de grandes enclaves d'anorthosite, de leuconorite et de norite relativement peu déformées et recristallisées dans des roches leucocrates mangéritiques situées dans la partie externe du CPLG (photographie no. 98, points 3, 4). Des enclaves d'anorthosite hololeucocrate ou de leuconorite plus recristallisées affleurent dans des roches dioritiques (points 5, 6); leur surface varie de quelques dizaines de mètres carrés à plusieurs milliers de mètres carrés. Quelques petites enclaves de cornéite provenant d'anorthosite hololeucocrate totalement et finement recristallisée ont été décelées ici et là (point 7), et leur surface

varie de quelques centimètres carrés à quelques décimètres carrés (photographie no. 99).

Ainsi, le CPLG présente, au niveau actuel de l'érosion, toutes les caractéristiques d'une intrusion pratiquement concordante; comme aucune enclave de gneiss ou d'anorthosite n'a été relevée sur les plus hautes collines du CPLG, on peut croire que le niveau atteint actuellement par l'érosion est relativement profond. Le patron de la carte aéromagnétique (figure 4.1.1) suggère fortement que le CPLG soit une intrusion granitoïde différenciée dont les diverses couches successives seraient enroulées de façon concentrique autour d'une zone axiale située dans le secteur sud-est de l'intrusion. La plupart des affleurements que nous avons visités dans les diverses unités du CPLG présentent un rubanement qui est assez bien discernable et mesurable. Cependant, il ressort beaucoup mieux sur les blocs qui sont taillés adéquatement. Ce rubanement résulte de l'arrangement planaire des feldspaths dans la plupart des roches claires et constitue, en quelque sorte, une lamination d'origine ignée. Dans certaines roches plus foncées, comme certaines diorites, on note la présence d'un rubanement compositionnel en ce sens qu'on rencontre l'alternance de bandes de composition, d'indice colorimétrique et souvent de granulométrie différente. Dans les roches hololeucocrates, l'alternance de minces niveaux feldspathiques roses, quartziques et transparents souligne l'existence de ce plan de rubanement.

Comme l'indique le diagramme no. 1 de la carte no. 3, les pôles de rubanement du CPLG décrivent un grand cercle dont le pôle (B) est orienté

approximativement $N95^{\circ}E/70^{\circ}E$. Ce dernier représente l'axe de la forme cylindroïde qu'épouse le CPLG, et qui est situé plus ou moins dans le massif de diorite situé à l'est du lac Gouin (unité XI).

4.1.2.- Le Complexe plutonique de la Presqu'île (CPPI)

Beaucoup plus petit que le CPLG, le CPPI occupe la presque totalité de la presqu'île subcirculaire située dans l'angle sud-ouest de la carte. Il perce le CPAP à peu de distance au nord des gneiss méridionaux (à 250 à 350 mètres environ). Son diamètre moyen est de l'ordre de 3.000 mètres, et sa surface atteint approximativement 7 km^2 . Comparativement au CPLG, son relief est peu accusé, et les zones d'affleurements qui sont peu nombreuses se situent surtout le long du rivage. D'une façon générale, les roches les plus abondantes sont les diorites, opdalites et mangérites alors que les charnockites sont rares. Les roches granitiques tardives sont rares et discordantes. Le rubanement primaire est peu visible dans les mangérites et excellent dans les diorites et/ou opdalites. Il semble souligner la forme d'une coupole aplatie (diagramme no 2, carte no 3). La zone de contact du CPPI avec le CPAP est bordée par de nombreuses enclaves de roches anorthositiques recristallisées ou non. Ainsi, on a noté la présence d'enclaves presque digérées de cornéite anorthositique très finement grenue de quelques centimètres carrés en surface, et d'enclaves constituées d'anorthosite ou de norite plus grossièrement grenues, dont la surface variait entre plusieurs mètres carrés et quelques dizaines de mètres carrés. A l'intérieur, on a mis en évidence une lentille géante d'anorthosite à olivine dont les dimensions

CARTE LITHOLOGIQUE DU CPLG ET DU CPPI

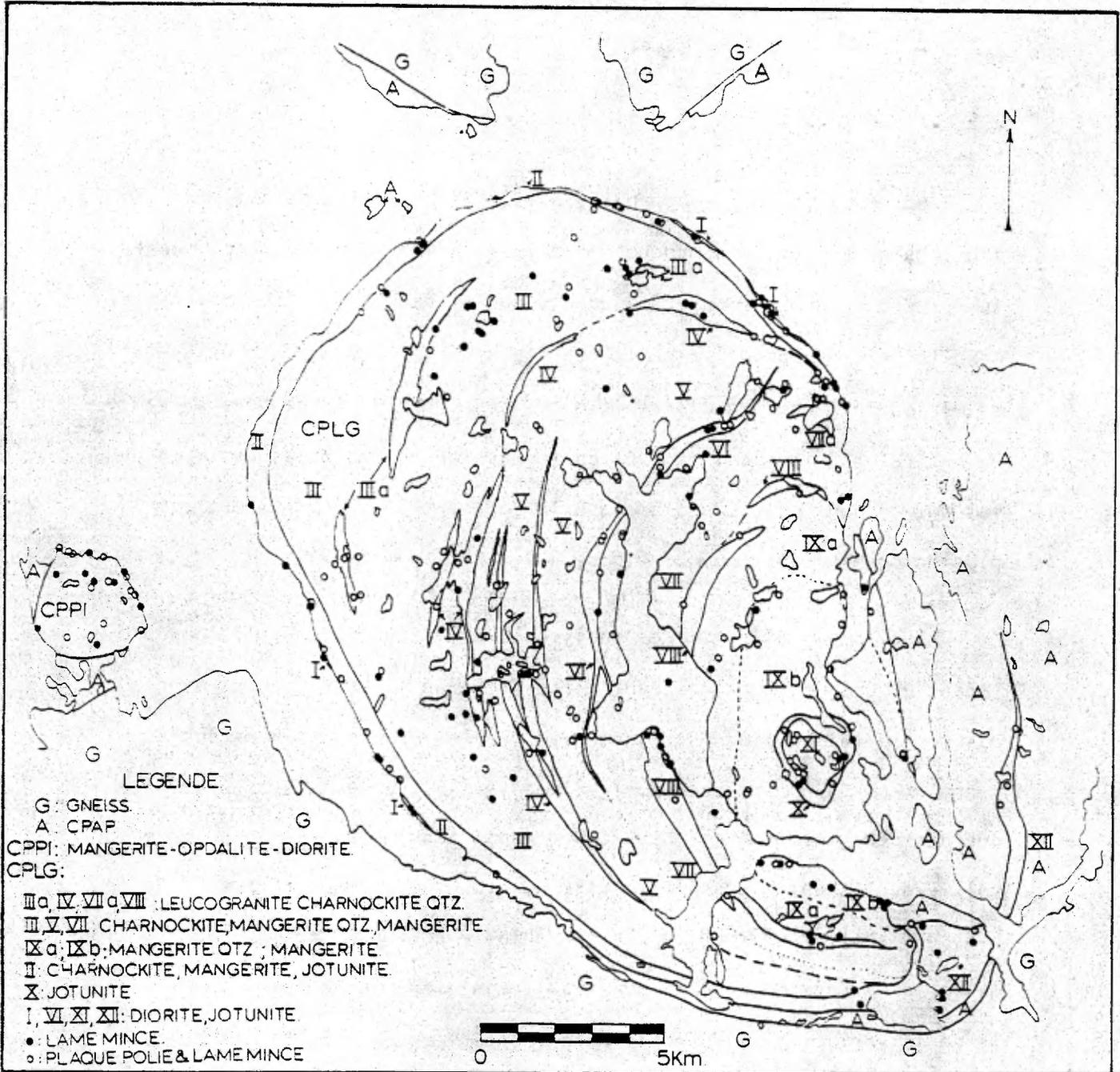


Fig. 4.2.1a Carte lithologique du CPLG et du CPPI et localisation des lames minces et des tranches de roches polies des analyses modales

atteignaient au moins 30 m X 80 m X 15 m de haut, et une autre d'anorthosite bleue hololeucocrate recristallisée.

4.2- La lithologie du CPLG et du CPP1

4.2.1- Les principaux types de roche

Au cours de la cartographie, nous avons défini dans ces deux intrusions quatre types de roches principaux (diorite - jotunite, mangerite - syénomangérite, mangerite quartzique (farsundite) - charnockite et granite hololeucocrate)* à partir des caractéristiques macroscopiques et microscopiques. La distribution de ces types de roche nous a permis de mettre en évidence 12 unités cartographiables emboîtées les unes dans les autres dans le CPLC, alors que la composition du CPP1 s'est avérée plus homogène (carte no. 2, figure 4.2.1.a).

Nous avons effectué des analyses modales en 126 échantillons provenant du CPLG et sur 13 échantillons provenant du CPP1. Nous avons essayé, ce faisant, de représenter toutes les unités définies sur le terrain par un nombre acceptable d'analyses dispersées sur toute l'étendue des deux intrusions. Nous avons aussi tenu compte de la forme et du volume des échantillons disponibles et nous nous sommes efforcé que le nombre d'analyses par unité cartographiable soit plus ou moins proportionnel à la surface occupée et qu'il soit également le reflet le plus fidèle de la variation de composition à l'intérieur de chacune des unités envisagées.

* Cette classification est celle habituellement utilisée par les géologues du Grenville, elle est adoptée à partir de celle de Waard (1968b). Nous avons fixé les limites Fk-Pg à 10-33 1/3 - 66 2/3 - 90 et Fk-Qz à 10-50, au lieu de 5-35-65-95 et 5-50 respectivement.

Fig. 4.2.1c: Projections de la composition des analyses modales des roches du CPLG-CPPI dans le triangle Fm-Pg-Fk.

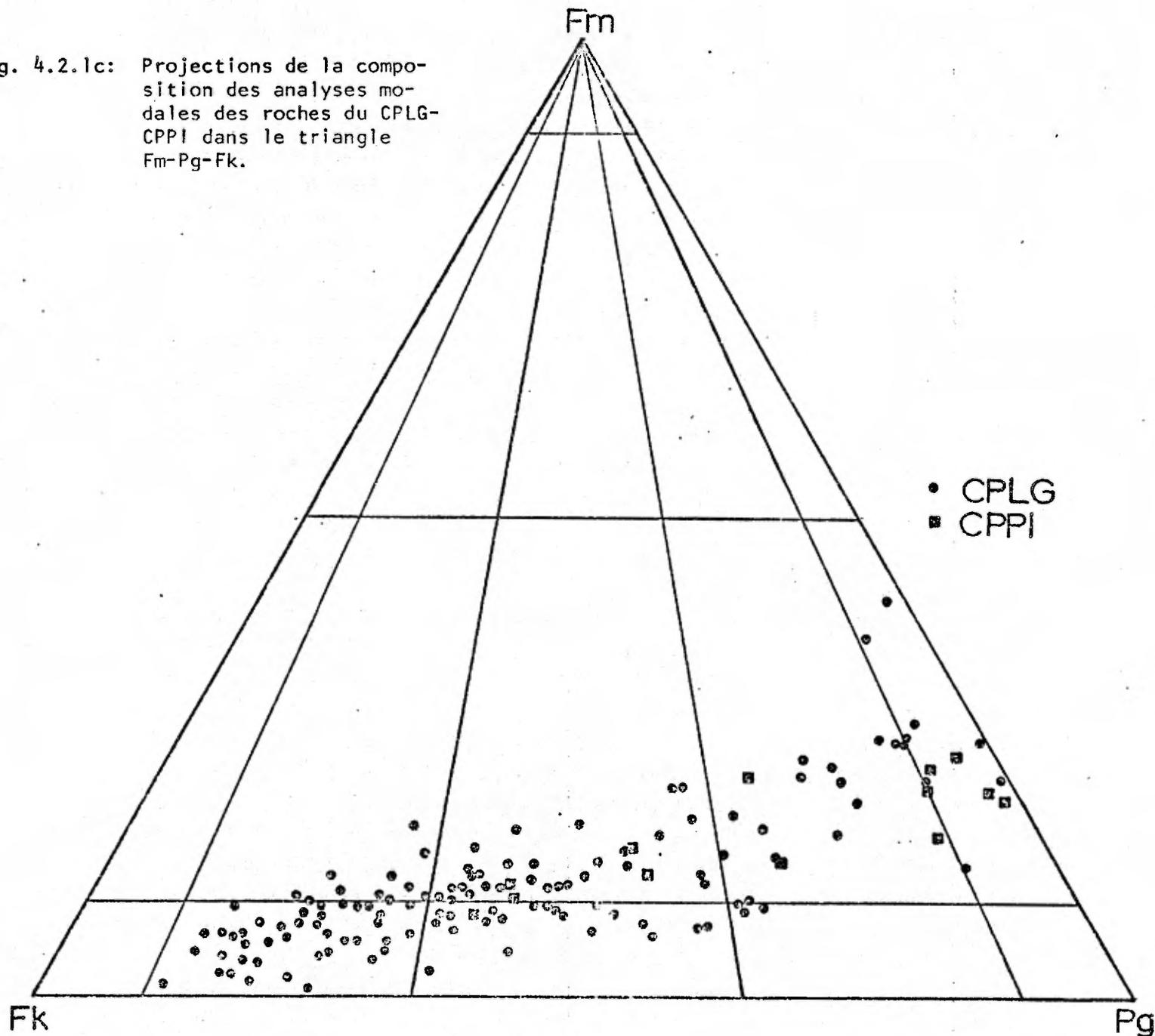


Fig. 4.2.1b: Projections de la composition des analyses modales des roches du CPLG-CPP1 dans le triangle Qz-Pg-Fk.

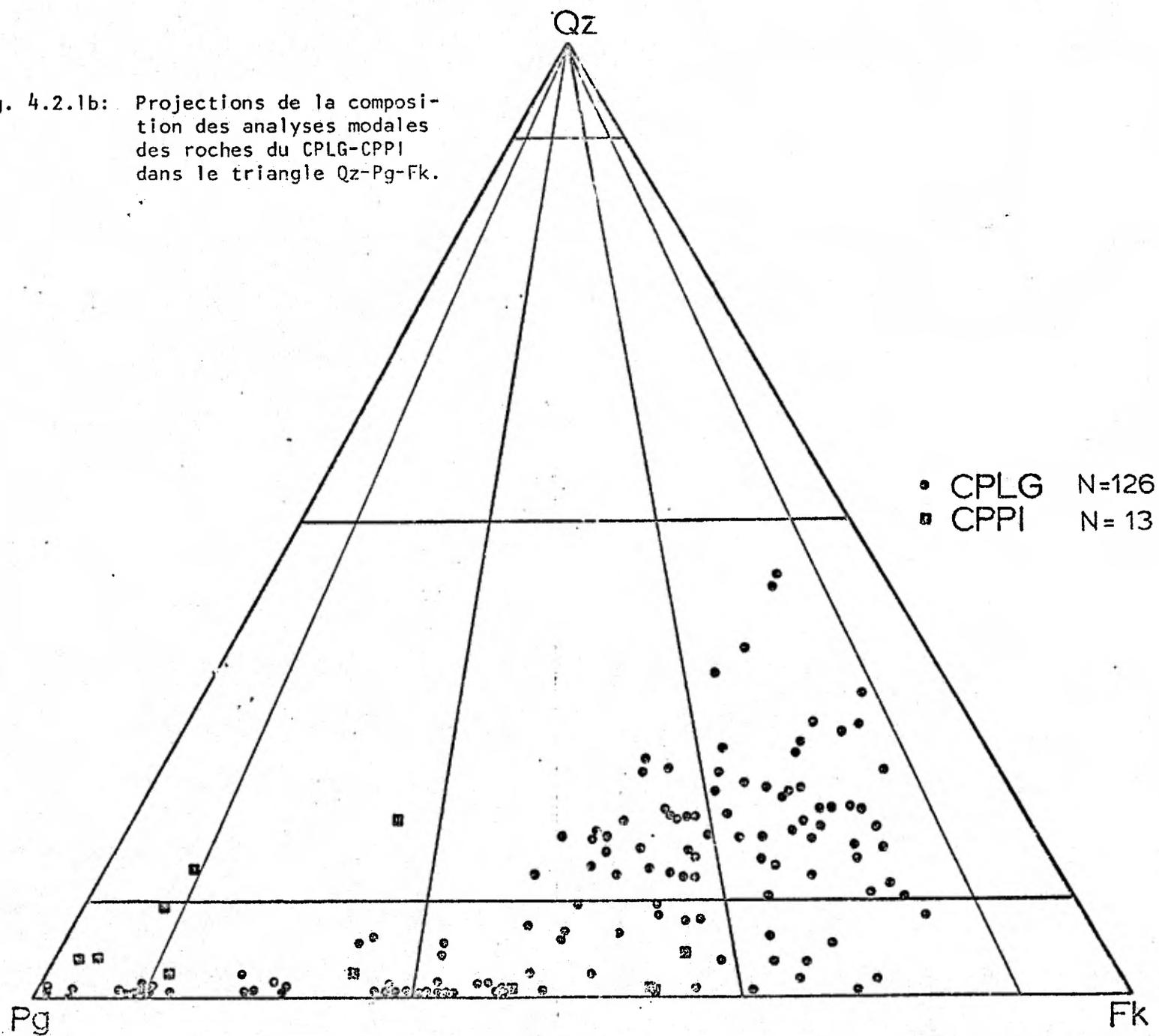
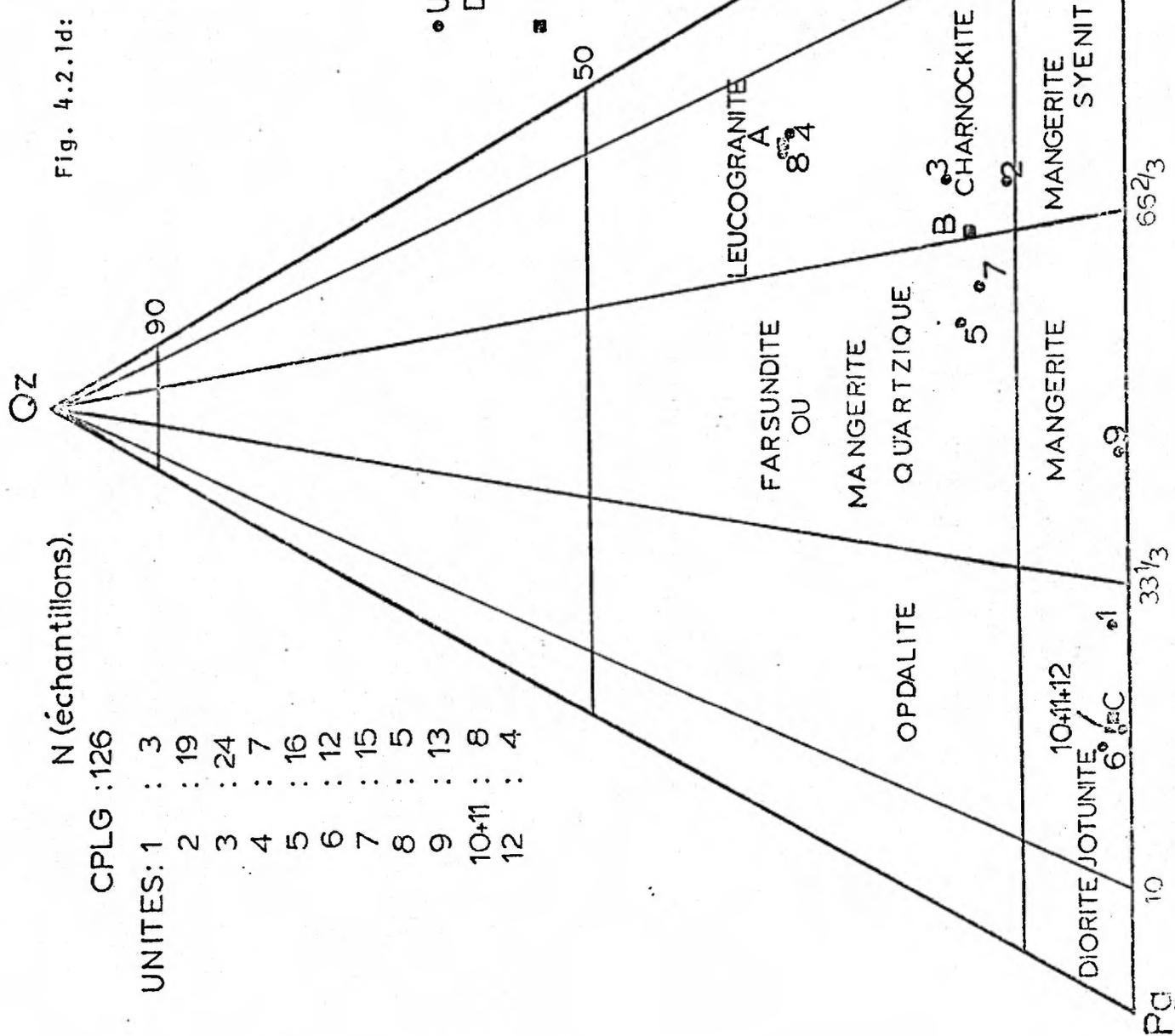


Fig. 4.2.1d: Projections de la composition des unités lithologiques Qz-Pg-Fk dans le triangle Qz-Pg-Fk et nomenclature des types de roches.



N (échantillons).

CPLG : 126

- UNITES: 1 : 3
- 2 : 19
- 3 : 24
- 4 : 7
- 5 : 16
- 6 : 12
- 7 : 15
- 8 : 5
- 9 : 13
- 10+11 : 8
- 12 : 4

• UNITES LITHOLOGIQUES
DU CPLG.

■ A : 4+8.

B : 2+3+5+7.

C : 1+6+10+11+12.

Nous avons utilisé la méthode d'analyse modale sur des tranches de roche polies et préalablement colorées ou cobaltinitrite de Na telle que préconisée par Schrijver (1968, 1975). La méthode analytique et les résultats des comptages de points sont consignés dans l'appendice no x. Projetés dans les diagrammes ternaires Quartz - Feldspaths - Ferromagnésiens et Quartz - Plagioclase - Feldspath K des figures 4.2.1b, c, les modes soulignent l'importance de la variation lithologique dans le CPLG et la continuité du spectre lithologique qu'on y trouve à partir des diorites jusqu'aux granites hololeucocrates, par opposition à la variation de composition lithologique limitée qu'on trouve dans le CPPI. L'abondance des farsundites et charnockites est remarquable dans le CPLG. Cependant, il est souvent difficile de les distinguer les unes des autres sur le terrain; c'est pourquoi, nous les avons associées dans un seul type de roche.

La figure 4.2.1d représente la composition moyenne des diverses unités lithologiques définies dans le CPLG dans le diagramme Quartz - Plagioclase - Feldspath K.

4.2.2- Description lithologique du CPLG

Comme le CPLG est une intrusion différenciée dont les unités constitutives s'emboîtent les unes dans les autres de façon concentrique du nord et de l'ouest vers le sud-est, nous en donnerons une description succincte dans cet ordre en utilisant, à cet effet, les figures 4.2.1a, d.

Unité 1. Il existe, à la périphérie du CPLG, une bande discontinue dont l'épaisseur varie de quelques mètres à 50 ou peut-être 80 mètres

dont la composition est celle d'une diorite. Elle apparaît surtout au nord-est et à l'ouest de l'intrusion. Cette roche est rubanée, largement grenue et sa couleur est généralement bleu verdâtre. Altérée, elle prend une patine rouille ou blanc cassé. Elle est constituée surtout par des phénocristaux de plagioclase hypidiomorphe qui atteignent des dimensions variant de 1/4 à 15 cm de long. Le léger zonage de ces cristaux se remarque sur l'affleurement par la couleur gris bleu foncé qui caractérise le coeur des cristaux, alors que la couronne moins calcique est gris bleu clair. Les roches possèdent une quantité élevée de ferromagnésiens (pyroxènes, amphibole, biotite, minéral noir) et peu de quartz. Le rubanement est net et est souligné par la disposition planaire des phénocristaux de plagioclase et aussi par l'alternance de bandes chargées de phénocristaux et d'autres qui en sont totalement dépourvues ou dont les phénocristaux sont beaucoup plus petits (photographies nos. 100, 101).

Unité II: Le CPLG est aux trois-quarts ceinturé par une unité importante dont la composition est une mangérite quartzifère pauvre en quartz et qui épouse, en section, la forme d'un croissant. Son épaisseur oscille en moyenne entre 300 et 500 mètres environ. Cette unité se coince, d'une part, au sud-est le long du contact du CPLG avec l'unité H du CPAP, et d'autre part, au sud, entre la langue d'anorthosite et le massif dioritique du sud (unité XII). Elle est caractérisée surtout par des roches leucocrates

relativement largement grenues (surtout vers l'extérieur) de couleur rosâtre, et assez bien rubanées par endroit. La partie la plus externe de cette unité est caractérisée par la présence systématique de phénocristaux idiomorphes ou de porphyroclastes de plagioclase bleu foncé souvent zonés. Elle peut être considérée comme une zone de transition vis-à-vis de l'unité précédente et sa composition se rapproche d'une jotunite. En se dirigeant vers l'intérieur du CPLG, la quantité de phénocristaux de plagioclase diminue nettement, et la roche renferme beaucoup plus de quartz et de feldspath potassique (mésoperthite). De jotunitique ou mangéritique à l'extérieur, la roche tend à devenir progressivement une charnockite pauvre en quartz (photographies nos 102, 103, 104).

Unité III: Lui succède, vers l'intérieur, une unité très épaisse qui épouse une forme de croissant. L'extrémité septentrionale se coince plus ou moins près de la terminaison nord de l'unité VI, et l'extrémité sud près de la diorite du lac Paul (unité XII). L'épaisseur de cette bande varie en moyenne de 2 à 4 kilomètres. Elle se distingue de la précédente par une plus grande quantité de quartz, une quantité beaucoup moindre de phénocristaux de plagioclase bleutés et une granulométrie plus élevée. La couleur de la roche est rosée et le rubanement y est assez bien souligné par l'orientation planaire des cristaux de feldspath et par les lisières de quartz translucide. La composition moyenne de cette unité est celle d'une charnockite quartzique

leucocrate (photographie no 105). On note, en plus, la présence d'au moins trois horizons majeurs plus quartzifères (IIIa) qui sont à peu près semblables à ceux qui caractérisent l'unité IV.

Unité IV: Elle est constituée par plusieurs horizons qui se présentent sous l'aspect de longues lanières étirées NS et qui occupent une zone située à quelque 4 kilomètres à l'ouest du lac Gouin. Ces horizons qui alternent avec des bandes mangéritiques d'épaisseur fort semblable (50 à 300 mètres), sont constitués par des bandes hololeucocrates et assez largement grenues d'un matériau très quartzique, rose et pratiquement dépourvu de ferromagnésiens, exception faite de traces de biotite. Cette roche se présente souvent sous forme d'une interdigitation de veines lenticulaires de quartz transparent et de feldspaths alcalins rose ou rouge vif dont l'épaisseur oscille entre 1/2 et 5 centimètres.

Unité V: A l'est de cette unité, on retrouve une unité assez similaire par sa composition, à l'unité III, mais qui en diffère légèrement par une teneur un peu plus élevée en porphyroclastes de plagioclase bleu à texture antirapakivi et par la taille un peu plus grande des feldspaths. L'épaisseur maximum de cette bande est de l'ordre de 1.500 mètres en face du lac Gouin. Le rubanement est particulièrement apparent dans le secteur est de l'unité.

Unité VI: Cette unité constitue un croissant complexe où se succèdent, parfois en alternance, une roche largement grenue et rubanée assimilable à celle de l'unité I mais légèrement plus potassique, une roche plus finement grenue et similaire à celle de l'unité XI, et quelquefois des niveaux mangéritiques largement grenus et rosés. La composition moyenne de cette unité est celle d'une jotunite. La partie centrale est assez homogène, mésocrate à leucocrate, et très largement grenue. Elle renferme de très grands porphyroclastes de plagioclase calcique bleu foncé dont certains atteignent la taille d'une brique. Les cristaux sont souvent fracturés et disposés de façon planaire pour souligner le rubanement de la roche. Cette unité atteint une largeur maximum de 400 à 600 mètres et se situe à la verticale de l'anomalie magnétique prononcée qui longe toute la rive ouest du lac Gouin. Il ne semble pas que cette unité rejoigne, au niveau actuel de l'érosion, la partie de l'unité I située le long du réservoir. Toutefois, il se peut que ces deux unités se rejoignent en profondeur pour ne constituer qu'une seule et même unité.

Unité VII: Cette unité s'étend tout le long du lac Gouin et s'infléchit vers le réservoir Pipmuacan au sud de l'unité VI en tendant à encapuchonner le massif dioritique (unité X) par le nord-est. Elle se dirige vers le sud en direction de l'autre massif dioritique près du lac Paul (unité XII). Par son aspect et sa composition, elle se rapproche des unités II, III, V, mais

principalement de l'unité V. La roche est assez largement grenue, bien rubanée, et de belles textures antirapakivi se rencontrent partout. Les roches qui sont peu quartziques dans la partie ouest (ou nord) de l'unité deviennent progressivement plus quartziques vers l'est (ou le sud). L'épaisseur maximum de cette unité varie de 800 à 1.200 mètres environ.

Unité VIII: Une unité de quelque 400 à 600 mètres de large, très riche en quartz, largement grenue et assez similaire en quelque sorte à l'unité IV occupe la partie centrale de la dépression occupée par le lac Gouin. Elle se situe de façon presque continue le long du flanc interne de l'unité précédente.

Unités IX, X, XI: Le matériau qui fait suite à l'unité VIII s'appauvrit rapidement en quartz et s'enrichit progressivement en feldspath potassique et en plagioclase. Il devient ainsi successivement une mangérite quartzique ou farsundite (IXa), une mangérite (IXb) et une jotunite (X). Toutes ces roches sont moyennement grenues et assez bien rubanées; leur couleur varie de chamois à vert assez foncé. La jotunite tend à devenir plus finement grenue et plus foncée en direction du petit massif circulaire de diorite moyennement grenue qui constitue le cœur de la structure. Les roches claires (mangérites et farsundites) constituent une espèce de couronne circulaire dont la largeur varie de 5.000 mètres à l'ouest à 1.500 mètres à l'est et constituent l'unité IX. L'anneau intérieur qui consiste surtout en une jotunite a une largeur de quelques centaines de mètres (400 à 600 mètres), et

il constitue l'unité X. Enfin, le massif dioritique du centre dont le diamètre moyen est de l'ordre de 1.400 mètres, représente l'unité XI. Cette partie de l'intrusion du CPLG est constituée des roches parmi les plus foncées et les moins potassiques qu'on y rencontre. Le rubanement est assez mal exprimé aussi bien dans les roches les plus finement grenues que très largement grenues.

Unité XII: Cette unité est représentée par un second massif de diorite foncée qui est situé à 5 kilomètres au sud-est du précédent (unité XI) dans la carte du lac Riverin. Il entre directement en contact avec l'anorthosite du CPAP et il est constitué de plusieurs types de diorite: soit une diorite porphyrique massive qui renferme au moins 30% de plagioclase (porphyroclastes) atteignant jusqu'à 30 centimètres de long et 10 centimètres de large, soit une diorite foncée, rubanée, finement grenue et chargée en minéral noir, apatite et zircon, soit une diorite relativement claire et massive (photographie no. 105). Ce massif envoie de petites traînées concordantes de matériau plagioclasi- que et leucocrate enrichi en minéral noir et en ferromagnésiens dans les unités plus claires et peu quartziques qui se coincent dans cette région (photographie no. 107). Un dyke important de 200 mètres de large s'exprime de ce massif suivant une direction NS et s'insère dans l'unité F du CPAP. Il est possible qu'il rejoigne la zone où les unités I et VI pourraient se réunir. Dans la carte du lac Catherine, Anderson (1962) a décrit cette

dernière unité comme un gabbro relié à l'anorthosite de Pipmuacan, ce à quoi nous nous opposons.

4.2.3- Description lithologique du CPPI

Comme mentionné plus haut, le CPPI ne présente pas la variété lithologique ni la densité d'affleurements du CPLG, de sorte qu'il a été physiquement impossible de figurer la distribution vraisemblable des diverses roches rencontrées. Cependant, il semblerait que les mangérites, donc les roches les plus potassiques, se situent dans l'angle sud-est, les opdalites dans le centre nord et les roches dioritiques dans le secteur central de l'intrusion. Vu sous cet angle, il y aurait quand-même une ébauche grossière de zonalité dans ce massif granitoïde.

4.3- Pétrographie et minéralogie des roches du CPLG et du CPPI

4.3.0- Introduction

Les travaux effectués sur les roches des intrusions granitoïdes ont été orientés de façon à fournir les données minéralogiques et texturales nécessaires afin d'établir d'une façon aussi adéquate que possible le schéma de cristallisation et d'évolution qu'ont suivi ces roches. Ils ont surtout porté sur la nature, les proportions, la composition et les variations des associations feldspathiques.

Dans les pages qui suivent, nous présenterons une description pétrographique des principaux types de roche en mettant l'accent sur les relations texturales et compositionnelles ainsi que sur ce qui nous semble être l'ordre de cristallisation des phases minérales. Une étude détaillée

de la minéralogie des feldspaths viendra compléter le bilan pétrographique, fournissant ainsi les bases d'une description et d'une interprétation de la cristallisation de ces roches.

Pour ce faire, nous avons étudié plus de 150 lames minces, et effectué près de 140 comptages de points sur sections de roche polies colorées au cobaltinitrite de Na; nous avons également mesuré la calcicité des plagioclases, le degré d'ordre des feldspaths, et la teneur en Mg des orthopyroxènes. Enfin, une étude préliminaire de la répartition du Ba, Sr et du Rb a été effectuée sur une série de plagioclases et de feldspaths potassiques provenant de ces deux intrusions.

4.3.1- Pétrographie des principales roches types du CPLG et du CPPI

Nous donnerons ci-dessus une description pétrographique des principales roches types qui caractérisent les diverses unités du CPLG et du CPPI.

4.3.1.1- Les diorites et opdalites

Ces roches mésocrates sont généralement finement ou moyennement grenues et quelquefois porphyriques. Elles sont généralement légèrement rubanées dans la plupart des unités du CPLG et dans le CPPI. Cependant, les roches qui constituent le coeur des unités XI et XII sont plutôt massives. Le rubanement résulte généralement de la disposition planaire des plagioclases, de l'alternance de bandes de couleur ou/et de granulométrie différentes, et de la présence de niveaux foncés riches en pyroxènes et en oxydes de fer et titane. D'habitude vert bleu foncé à moyen quand la

roche est fraîche, la couleur vire à chamois ou rouille dès que la roche est un tant soit peu altérée. Cette couleur résulte surtout de l'oxydation des traces de pyrite qui est dissiminée et de l'altération des oxydes de fer et de titane.

La taille des plagioclases varie de moins de 0,1 mm à 5 mm de long en général; cependant les phénocristaux peuvent atteindre jusqu'à 8 centimètres, et quelques-uns mesurent près de 40 centimètres. Le zonage est apparent sur la surface altérée; la patine du coeur, plus calcique est gris bleu sombre, tandis que la couronne plus sodique est gris clair. Les cristaux de pyroxènes, où domine l'orthopyroxène, sont souvent petits, trapus, et rarement poecilites interstitiels. L'amphibole vert sombre se distingue facilement des pyroxènes, cependant que le minéral noir souvent finement dissiminé, le zircon et la pyrite sont détectables à l'oeil nu. Le quartz est rare et le feldspath potassique ne peut être détecté de visu.

En lame mince, ces roches sont particulièrement fraîches, et les feldspaths ne présentent aucune trace de séricite. La recristallisation y est peu importante ou totalement absente. Elle se marque surtout au niveau des plagioclases qui sont fracturés, légèrement tordus et recristallisés partiellement sous forme de petits prismes. Les pyroxènes ne sont pratiquement pas touchés par la recristallisation. On ne trouve donc, dans les diorites, aucun porphyroclaste de plagioclase fracturé, déformé ou plissé tel qu'on en rencontre énormément dans les diverses unités du CPAP, et les orthopyroxènes ne présentent jamais de kink bands comme dans le CPAP. Le plagioclase est le minéral le plus abondant de

ces roches. Il est souvent idiomorphe, antiperthitique et zoné. La calcicité de ces cristaux varie de An40 à An20 au centre et de An25 à An10 environ à l'extérieur. Les cristaux plus petits qui cristallisent dans les interstices sont plus trapus, moins fortement zonés (An25 à An10) et très rarement perthitiques. Le caractère antiperthitique des plagioclases les plus grands s'exprime parfois par la présence de sections rectangulaires de feldspath potassique isolées les unes des autres et reliées épisodiquement par de minces filets de feldspath potassique (photographie no. 108). Ces plages présentent les mêmes orientations optiques et elles se prolongent éventuellement hors et autour du plagioclase sous forme d'un liseré de feldspath potassique ou d'une frange de mésoperthite*.

La phase potassique est partout en continuité optique, et la phase albique de la perthite est en continuité avec le plagioclase ainsi ceinturé. Ailleurs, le plagioclase renferme, dans sa couronne plus sodique, des gouttelettes à section elliptique de feldspath potassique en continuité optique avec la fraction potassique de la mésoperthite qui ceinture le plagioclase (photographie no. 109). Ces relations tendent à prouver que dans le dernier cas, il s'agirait d'un phénomène d'exsolution de la phase potassique dans le plagioclase au cours du processus magmatique, tandis que dans le premier cas, il faudrait plutôt concevoir un phénomène tardif d'insertion du matériel potassique dans les plagioclases et de remplacement progressif. Quelquefois, on rencontre des petites plages de mésoperthite accompagnées ou non d'un peu de quartz interstitiel dans les espaces laissés libres entre les plagioclases. Ce sont là les dernières phases ayant cristallisé à partir du liquide résiduel.

* Dans ce qui suit, le terme mésoperthite sera employé pour décrire le feldspath alcalin perthitique dont la composition chimique renferme de 10 à 30% d'albite et généralement moins de 5% d'anorthite.

Les pyroxènes qui sont représentés à plus de 60% par de l'orthopyroxène (En67 à En59) au pléochroïsme assez intense (rose saumon et vert clair) sont généralement trapus et hypidiomorphes et ils renferment quelquefois des inclusions de Schiller. Rares sont les cristaux poecilites interstitiels (photographie no. 110). Ils tendent souvent à se rassembler en petits amas près desquels cristallisent généralement l'apatite, le zircon et le minerai noir (magnétite et ilménite). Ce dernier cristallise souvent sous forme de plages assez grandes et interstitielles, tandis que la pyrite est souvent disséminée au hasard sous forme de petits cubes. Dans les diorites les plus foncées, les minéraux accessoires atteignent des concentrations très élevées et des dimensions qui peuvent frôler 1/2 cm de côté et un centimètre de long dans le cas de certains cristaux d'apatite et de zircon (la roche pourrait donc être considérée comme un minerai à basses teneurs en P (1 à 3% d'apatite modal ou normatif), Zr (1.000 à 2.000 ppm Zr) et Ti (3 à 6% TiO_2)). Un peu de hornblende verte cristallise quelquefois au contact du clinopyroxène et du plagioclase, tandis que de la biotite brun foncé et largement grenue dont l'origine est peut-être tardomagmatique se développe au contact du minerai noir et/ou de l'orthopyroxène avec le plagioclase ou le feldspath potassique. Souvent, les fissures de la roche sont remplies par une couche d'hydroxyde de fer.

Si ces roches sont surtout leucocrate foncé ou mésocrates, on a constaté cependant la présence de bandes plus foncées, mésocrate foncé ou mélanocrates, par suite d'une teneur élevée en oxydes de fer-titane, zircon, apatite et pyroxènes. La texture poecilite interstitielle qui caractérise beaucoup de norites ou de leuconorites du CPAP fait presque

totalément défaut dans les diorites. On ne la décèle que dans des roches assez claires et largement grenues.

L'opdalite ne se rencontre que dans le CPPI. Elle ne se distingue de la diorite que par une proportion plus élevée en quartz (figure 4.2.1.1) et elle possède, en outre, une quantité appréciable de biotites brun foncé largement grenues qui semblent être d'origine magmatique.

De petits dykes d'opdalite porphyrique microgrenue affleurent sur la rive nord du CPPI; ils renferment des phénocristaux de plagioclase zoné de près de 1/2 à 2 centimètres de large (photographie no. 111).

4.3.1.2- Les jotunites

Sur le terrain, ces roches diffèrent très peu des diorites. Elles sont mésocrates à leucocrate foncé, souvent moyennement grenues et légèrement rubanées. Elles renferment des phénocristaux de plagioclase, et le quartz y est rare. Leur couleur est souvent chamois à cause de l'altération mais il semble que la couleur de la roche fraîche soit plutôt verte ou vert bleu foncé.

En lame mince, ces roches présentent effectivement les mêmes caractéristiques générales que les diorites. Elles ne s'en distinguent qu'au microscope par suite d'un contenu plus élevé en feldspath potassique. Les phénocristaux de plagioclase sont cependant légèrement moins calciques (An35 à An20 au centre, An20 - An10 en périphérie) et légèrement plus perthitiques (photographies nos. 112, 113). La présence de cristaux isolés et hypidiomorphes de feldspath alcalin sous forme de mésoperthite est

courante. Il cristallise aussi sous forme de cristaux assez petits de concert avec du quartz interstitiel et du plagioclase polygonal moins calcique et peu zoné (An15 environ). Les pyroxènes où prédomine toujours l'orthopyroxène (En 65% environ) sont trapus, polygonaux et frais. De la hornblende verte cristallise ici et là avec de la biotite brun foncé assez largement grenue. Le minéral noir, l'apatite, le zircon, la pyrite sont les minéraux accessoires habituels des jotunités, et ils y sont moins concentrés que dans les diorites.

4.3.1.3- Les mangérites et les mangérites syénitiques.

Ces roches leucocrates sont généralement largement à moyennement grenues, bien rubanées et assez rarement ocellées. Le rubanement résulte de l'orientation planaire des phénocristaux de feldspath et il est souligné ici et là par de minces concentrations de minéraux ferromagnésiens. Ces roches se distinguent aisément des mangérites quartziques et surtout des charnockites par leur teneur relativement basse en quartz, et des jotunités par un indice colorimétrique plus bas, une granulométrie plus élevée et une texture antirapakivi assez généralisée. Selon la couleur des feldspaths et spécialement de la mésoperthite, la couleur des mangérites varie du vert foncé au rose saumon quand elles sont fraîches; la teinte chamois caractérise les roches altérées. Quand la patine grise ou rose de la roche le permet, on constate assez facilement la texture antirapakivi des plagioclases. Cette texture est également présente dans les mangérites quartziques (farsundites) et charnockites.

En lame mince, la roche paraît peu recristallisée, surtout dans le cas des phénocristaux de feldspath dont la taille varie en moyenne de 2 à 3 millimètres à 1 centimètre de long, et atteint même 4 centimètres par endroit. Ces cristaux sont hypidiomorphes à idiomorphes et constitués de plagioclases à texture antirapakivi d'une part et de mésoperthites d'autre part.

Les phénocristaux de plagioclase sont zonés (An35 à An20 au centre et An20 à An5 à l'extérieur) et légèrement antiperthitiques; ils sont entourés par une frange de mésoperthite plus ou moins épaisse et généralement complexe où l'albite est en concordance avec le plagioclase.

L'aspect fantômatique que prennent certains coeurs de plagioclase découle soit du fait que le plagioclase est pratiquement totalement digéré par la mésoperthite, soit du fait que la section mince passe par hasard près de l'interface plagioclase/mésoperthite (photographie no. 114). Ces roches qui renferment le moins de plagioclases (phénocristaux et cristaux de la mésostase) se projettent, dans le triangle Qz-Pg-Fk, dans le champ des mangérites syénitiques (figure 4.2.1.b). Les phénocristaux de mésoperthite sont hypidiomorphes et maclés Carlsbad. Entre ces phases initiales, cristallisent de petits plagioclases assez trapus, non perthitiques, et peu zonés dont la calcicité est plus faible que celle des phénocristaux (An20 à An5), ainsi que des petits cristaux polygonaux de mésoperthite. Souvent, une mince frange d'albite (An5 environ) entoure les plagioclases de même que la mésoperthite au contact du quartz. Celui-ci cristallise essentiellement dans la mésostase sous forme de cristaux moyennement à finement grenus, interstitiels et amoebiformes en compagnie des

pyroxènes et de la hornblende verte. Les orthopyroxènes (En65) sont plus abondants, plus longs et plus grands que les clinopyroxènes. De la hornblende verte idiomorphe cristallise épisodiquement après les pyroxènes. Elle se présente aussi sous forme de grands cristaux poecilitiques qui, en plus de renfermer encore des restes de pyroxène, englobent des minéraux accessoires et un peu de quartz excédentaire dérivant de la transformation du clinopyroxène par réaction avec le plagioclase. L'orthopyroxène se transforme quelquefois totalement en biotite finement grenue, et cette dernière croît également au contact du minerai noir et des feldspaths. L'apatite et le zircon prismatiques et finement grenus ainsi que le minerai noir poecilitique ou trapu constituent les minéraux accessoires de ces roches. Ils tendent à cristalliser autour des minéraux ferromagnésiens.

4.3.1.4- Les mangérites quartziques et charnockites

Ces roches qui constituent plus des trois-quarts de l'intrusion du CPLG se distinguent les unes des autres essentiellement par leur rapport Feldspath potassique/Plagioclase, car leur teneur en quartz et leur indice colorimétrique sont sensiblement identiques. Comme cela a été souligné brièvement plus haut (4.3.1.3), la teneur en phénocristaux de plagioclase varie dans une zone d'affleurement et dans un affleurement de façon telle qu'une roche peut être cataloguée comme charnockite, et une autre mangérite quartzique. A l'intérieur d'un échantillon, la variation n'est généralement pas très grande d'une tranche à l'autre bien que les deux faces d'une même tranche sciée parallèlement à la linéation de façon orthogonale au rubanement présentent des valeurs assez éloignées dans certains cas.

Ces roches sont généralement leucocrates et de couleur rose saumon ou chamois. Elles sont largement grenues, rubanées et quelquefois oeilées. La texture antirapakivi ressort mieux encore que dans les mangérites par le biais de la patine des roches, et en lames minces, elle s'exprime de la même façon que dans les mangérites. Les phénocristaux de plagioclase sont cependant un peu moins calciques (An30 à An17 au centre, An18 à An5 en périphérie); ils sont un peu moins largement grenus et, de façon générale, on peut dire qu'ils ne présentent plus systématiquement une section rectangulaire, à cause d'une résorption assez importante. Dans certains cas, il semble même que ce sont des fragments de plagioclase qui sont entourés de l'enveloppe de mésoperthite. Les phénocristaux de mésoperthite sont largement grenus, idiomorphes et maclés Carlsbad.

Les phénocristaux de feldspath constituent à peu près 50% des charnockites et mangérites quartziques contre à peu près 60-70% dans les mangérites. La mésostase est constituée par des cristaux polygonaux de plagioclase moins calcique (An15-An8) que ceux des mangérites, par des cristaux de mésoperthite, et par les minéraux ferromagnésiens et accessoires et le quartz, (photographie no 115). En plus des deux pyroxènes finement grenus et trapus, où l'orthopyroxène (En63 à En60) est moins abondant que le clinopyroxène, on note la présence de hornblende verte et de biotite. Ces dernières apparaissent dans presque toutes les roches étudiées, et en quantité souvent égale ou supérieure à celle des pyroxènes, alors que plusieurs roches sont dépourvues totalement de l'un ou l'autre ou des deux pyroxènes. La hornblende verte est généralement moyennement à finement grenue, hypidiomorphe à idiomorphe et rarement poecilitique.

La biotite se présente tantôt sous l'aspect de cristaux brun foncé et largement grenus au contact du minerai noir et des feldspaths, tantôt, sous l'aspect de cristaux finement grenus et brun pâle; elle se développe au contact de l'orthopyroxène et de la mésoperthite. L'apatite, le zircon et le minerai noir constituent les principaux minéraux accessoires, et ils cristallisent au voisinage des concentrations de minéraux ferromagnésiens. Quant au quartz, il apparaît assez régulièrement sous forme de grandes plages xénomorphes et interlobées qui sont légèrement déformées comme le soulignent la présence de lamelles de déformation ou une extinction ondulante caractéristique. Dans la mésostase, il cristallise de concert avec la mésoperthite et le plagioclase sodique. En plus de dériver de la disposition planaire des phénocristaux de feldspath, le rubanement primaire est souligné par de minces lisières ou lentilles plus quartziques, des concentrations de ferromagnésiens qui serpentent ici et là dans la roche, et notamment par l'orientation des cristaux de biotite.

4.3.1.5- Les granites hololeucocrates

Les roches granitiques hololeucocrates sont les plus claires et les plus quartziques de toutes celles qui constituent le CPLG et le CPPI. Ces roches roses assez mal rubanées sont constituées de l'anastomose de filets de quartz translucide et de feldspaths rosés. Aucun plagioclase n'est visible à l'oeil nu et seulement des traces de biotite ou de minerai noir constituent l'essentiel des minéraux foncés.

Au microscope, la roche se révèle moyennement grenue, elle est constituée par des cristaux de mésoperthite entre lesquels cristallisent des plagioclases sodiques (An12 à An5). Ces derniers se sont individualisés

très souvent sous forme de très petits cristaux xénomorphes ou polygonaux en compagnie de petites plages de quartz interstitiel, (photographie no. 116). Ces zones feldspathiques jouxtent des niveaux constitués pratiquement uniquement par de grandes plages de quartz interlobé dont l'extinction est souvent ondulante. La biotite finement à moyennement grenue et brun franc constitue le minéral ferromagnésien le plus courant. Elle semble primaire et cristallise parfois en compagnie de traces de hornblende verte et/ou d'orthopyroxène. Quelques cristaux de minéral noir, des traces d'apatite et de zircon constituent les minéraux accessoires rencontrés.

4.3.2- La paragenèse des phases minérales dans les roches du CPLG et du CPPI.

A partir des données pétrographiques classiques, il est possible de présenter, dès à présent, un schéma de l'évolution de la cristallisation des principales phases minérales dans les intrusions granitoïdes de la feuille de Pimpuacan. Ce schéma est basé surtout sur l'évolution des textures et la composition des minéraux essentiels (détermination par voie optique) dans les principaux types de roches.

Le caractère "porphyrique", ou à tout le moins largement grenu de ces roches nous a forcé de distinguer l'évolution des phénocristaux des cristaux de la mésostase. Nous avons également tenu compte de l'apparition des minéraux à radical hydroxyle (amphibole, biotite), et de la disparition ou du remplacement du/des pyroxène(s).

TABLEAU 4.3.2a, b: Tableau synoptique de l'apparition, de la composition des diverses phases minérales dans les roches du CPLG (a) et du CPPI (b).

MINÉRAUX PRÉSENTS DANS LE CPLG ET LE CPPI ET LEUR COMPOSITION.

ROCHES.	UNITES.	PLAGIOCLASE.	F.k.	Qz.	Opx.	Cpx.	Hbl.v.	Bte	Op.	Ap.	Zc
CPLG (a)	LEUCOGRANITE.	10-15 16-20 5-2 9-8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CHARNOCKITE.	7-10 15-25 8 10-8 15	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	MANGERITE QTZ.	18-27 15-18 8 12-18	—	—	62	—	—	—	—	—	—
	MANGERITE.	18-32 12-22 8 10-20	—	—	65-60	—	—	—	—	—	—
	JOTUNITE.	18-37 15-30 15-25 30	—	—	67-60	—	—	—	—	—	—
	DIORITE.	25-42 18-30 18-25 31	—	—	69-60	—	—	—	—	—	—
		int. ext. %An. p _x	int. ext. p _x								
CPPI (b)	JOTUNITE- OPDALITE- DIORITE.	15-20 27-37 18-25 12-25	—	—	61-69	—	—	—	—	—	—
		int. ext. %An. p _x	int. ext. p _x								

— : cristal abondant, commun, rare; p_x: phénocristal; int.: intérieur; ext.: extérieur; apth.: antiperthite; mst.: mésostase

Les tableaux synoptiques nos. 4.3.2a, b, résument l'évolution des intrusions granitoïdes par le biais de la pétrographie classique. L'importance des plagioclases, et dans une moindre mesure, du feldspath potassique (mésoperthite), du quartz et l'orthopyroxène se dégage immédiatement de ces tableaux. Pour la clarté de l'exposé, nous avons groupé les principaux types de roches en deux catégories, à savoir: d'une part, les roches les plus foncées et les plus calciques: diorite-opdalite-jotunite-(mangérite), et d'autre part, les roches les plus claires et les plus quartzifères: mangérite-mangérite quartzique-charnockite-granite hololeucocrate.

D'une façon générale, les roches granitoïdes présentent la succession paragénétique suivante: plagioclase calcique-pyroxènes-plagioclase sodico-calcique, sodique et mésoperthite-amphibole, biotite et quartz.

4.3.2.1- La séquence diorite-opdalite-jotunite-(mangérite)

Les diorites, opdalites, jotunites et une partie des mangérites sont des roches assez foncées, leucocrate foncé à mésocrates qui sont caractérisées par la présence de plagioclases calciques, de deux pyroxènes et généralement d'une quantité appréciable de minéraux accessoires.

Les relations texturales montrent clairement que le plagioclase calcique (An₄₀) a cristallisé au début, mais presque simultanément avec les pyroxènes.

Le plagioclase. Les plagioclases se présentent sous forme de phénocristaux et de cristaux plus petits et polygonaux qui caractérisent la mésotase.

Les phénocristaux sont idiomorphes à hypidiomorphes et zonés, ils sont relativement peu déformés, mais sont quelquefois fracturés. Leur longueur varie de 1/2 cm. à 40 cm, et leur couleur varie de gris bleu foncé à vert foncé. Les plus grands d'entre eux, et vraisemblablement les plus précoces, possèdent une calcicité maximum qui oscille au centre de An40 à An30 et qui atteint à la périphérie des valeurs variant entre An30 et An20 environ. Les plus petits possèdent une calcicité maximum au centre entre An30 et An20 et environ An18 ou moins à la périphérie. Le zonage de ces phénocristaux est flou et les zones externes sont les plus rapprochées dans quelques opdalites. La partie centrale de ces cristaux renferme souvent de petites inclusions de pyroxènes, de minéral noir et d'apatite. La partie externe de plusieurs plagioclases renferme des gouttelettes d'exsolution de feldspath potassique.

Les cristaux de la mésostase sont généralement de taille modeste (moins de 1/2 mm), translucides, polygonaux et faiblement zonés. Rares sont les individus antiperthitiques. Dépendamment du type de roche, la calcicité de ces plagioclases oscille entre An30 et An10 environ.

Le feldspath potassique. Dans ces roches, la phase potassique s'exprime surtout sous forme de gouttelettes d'exsolution de feldspath potassique (orthose?) dans la partie externe des phénocristaux de plagioclase, ou encore sous forme de zones disposées en damier qui se situent un peu au hasard dans les phénocristaux de plagioclase. Une légère couronne de mésoperthite cristallise fréquemment à la périphérie des phénocristaux de plagioclase des jotunites et des mangérites, et la fraction albitique

de la mésoperthite est en concordance optique avec le plagioclase ainsi entouré; ce qui signifie qu'il s'agit là d'un processus de cristallisation et d'exsolution subsolvus continue. Des plages isolées de mésoperthite ont cristallisé dans les interstices situés entre les plagioclases et souvent en compagnie d'un peu de quartz et de plagioclase plus sodique.

Le quartz. Il est pratiquement totalement absent de ces roches, exception faite des opdalites du CPPI. Il est généralement très finement grenu, interstitiel et xénomorphe. Il cristallise fréquemment avec un peu de mésoperthite et/ou du plagioclase le plus sodique. Toutefois, les plages assez largement grenues de quartz interlobé, poecilitiques sont rares dans les opdalites.

Les pyroxènes. La présence des deux pyroxènes a été relevée dans la plupart de ces roches. Ils sont trapus, polygonaux et hypidiomorphes. L'orthopyroxène (En69-En60) est généralement le plus abondant et le plus largement grenu. Il possède un pléochroïsme souvent accusé ainsi que des inclusions de Schiller qui se disposent en damier au coeur des plus grands individus. Le clinopyroxène est généralement frais et dépourvu de toute inclusion. La nucléation des pyroxènes a été relativement précoce, comme le souligne leur présence en petites inclusions dans le coeur de phénocristaux de plagioclase. Aucun zonage n'a été relevé dans l'un ou l'autre des pyroxènes.

La hornblende verte. De la hornblende verte a cristallisé dans la plupart de ces roches. Elle se présente cependant presque uniquement comme

une phase tardive qui a cristallisé en petits cristaux au contact du minéral noir ou du clinopyroxène avec le plagioclase.

La biotite. La biotite est rare dans la plupart de ces roches, exception faite des opdalites du CPPI et de certaines diorites riches en oxydes de fer et titane et en apatite. Dans ces roches elle cristallise tantôt seule et elle semble donc s'être individualisée telle quelle au cours de la cristallisation; tantôt, elle se développe autour des pyroxènes et du minéral noir, de sorte qu'une réaction entre ces derniers et le liquide environnant a dû se passer au cours de la cristallisation. La présence de biotite dans ces diorites riches en apatite illustre le fait que le magma était à ce moment relativement enrichi en éléments volatils (P, H₂O, Cl, F) au moment de la cristallisation de ces roches.

Les oxydes de fer et titane. Ils cristallisent en assez grande quantité dans toutes ces roches, et spécialement dans les diorites sous forme de magnétite et d'ilménite. Les cristaux sont souvent largement grenus et présentent une texture poecilitique. Ils cristallisent souvent auprès des amas de pyroxènes en compagnie de l'apatite et du zircon.

L'apatite et le zircon. Ces minéraux accessoires qui sont assez largement grenus et idiomorphes se concentrent de façon anormalement élevée dans certaines diorites enrichies également en oxydes de fer et titane.

4.3.2.2- La séquence mangérite-mangérite syénitique-mangérite quartzique-charnockite-granite hololeucocrate

Les roches claires leucocrates ou hololeucocrates qui constituent cette séquence voient croître la proportion de feldspath potassique et de

quartz aux dépens du plagioclase. Ce dernier est même pratiquement disparu des mangérites syénitiques et des granites hololeucocrates. Parallèlement, la hornblende verte, et dans une moindre mesure, la biotite deviennent de plus en plus abondantes et remplacent quelquefois totalement le ou les pyroxènes.

A cause des relations texturales, nous avons subdivisé cette séquence en trois parties: (1) mangérite-mangérite quartzique-charnockite, (2) mangérite syénitique, (3) granite hololeucocrate.

4.3.2.2.1- Les mangérite-mangérite quartzique-charnockite

D'une façon générale, le plagioclase a cristallisé dès le départ sous forme de phénocristaux, mais il a été rejoint assez rapidement par le ou les pyroxènes et la hornblende, tandis que la mésoperthite, le plagioclase plus sodique et le quartz cristallisent ensemble subséquentement.

Les phénocristaux de plagioclase sont toujours zonés mais ils sont moins calciques que dans les roches dioritiques et autres (An30 à An18 au centre, An20 à An10 en bordure), ils renferment des petites inclusions de pyroxènes, d'amphibole, de biotite et d'oxydes de fer-titane. Certains cristaux ont conservé leur forme polygonale originelle tandis que d'autres sont fracturés, brisés et quelquefois légèrement tordus. Souvent, cependant, ils présentent une section ovoïde résultant d'une résorption partielle.

Ils sont entourés d'une frange plus ou moins épaisse et continue de mésoperthite. Quant à eux, les cristaux de plagioclase de la mésostase

sont peu zonés et plus sodiques (An₂₀ à An₁₀), polygonaux et assez finement grenus. Ils sont tous translucides.

Le feldspath potassique. Le feldspath potassique s'exprime régulièrement sous forme d'une frange de mésoperthite autour des porphyroclastes de plagioclase précoce, et de phénocristaux de mésoperthite idiomorphes à hypidiomorphes de 1/2 à 3 centimètres de long. Ils s'individualisent également sous forme de petits cristaux trapus et polygonaux qui ont cristallisé de concert avec les petits cristaux de plagioclase et de quartz de la mésostase. Souvent, la frange de mésoperthite qui moule les porphyroclastes de plagioclase est interrompue lorsque le phénocristal de plagioclase entre en contact avec des plagioclases de la mésostase.

Le quartz. Dans les roches les plus quartziques, le quartz cristallise sous forme de plages assez largement grenues et interlobées qui sont légèrement recristallisées ou déformées comme l'indique la présence de lamelles de déformation ou une extinction ondulante. Ailleurs, il est finement grenu, interstitiel et cristallise de concert avec les deux feldspaths dans la mésostase. Quelquefois, on note la présence de zones ou de filonnets de quartz largement grenu où ne cristallise plus qu'un peu de mésoperthite ou un plagioclase sodique (An₈ à An₁₂).

Les pyroxènes. Ils sont moins abondants, plus petits et légèrement plus ferrifères (En₆₅ à En₆₀) que dans les diorites; ils cristallisent de concert avec les oxydes, hornblende, biotites et minéraux accessoires. Leur quantité diminue progressivement des mangérites vers les charnockites où ils sont régulièrement absents dans les types les plus quartziques.

La hornblende verte. C'est le minéral ferromagnésien par excellence de ces roches; elle est souvent moyennement à finement grenue, polygonale et hypidiomorphe. Elle remplace régulièrement le clinopyroxène, mais elle a cristallisé le plus souvent telle quelle à partir du magma en voie de cristallisation.

La biotite. Bien qu'une faible proportion dérive de la transformation de l'orthopyroxène ou résulte de la réaction du magma sur les oxydes, la biotite a cristallisé de novo la plupart du temps, au même titre que la hornblende.

Les oxydes, l'apatite et le zircon. Ces minéraux accessoires sont bien moins abondants que dans les roches plagioclasiques et cristallisent souvent ensemble de préférence près des concentrations de pyroxènes ou/et de hornblende.

4.3.2.2.2- La mangérite syénitique

Ces roches souvent hololeucocrates sont caractérisées par une quantité assez limitée de plagioclase. Plusieurs évidences suggèrent que du plagioclase sodico-calcique a constitué antérieurement le coeur de plusieurs phénocristaux de mésoperthite, mais il a été pratiquement résorbé par la suite. Le feldspath potassique (la mésoperthite) a cristallisé en abondance pendant un laps de temps assez long avant que du plagioclase sodique ne cristallise avec un peu de quartz dans les interstices.

Le plagioclase. Il ne subsiste habituellement des phénocristaux de plagioclases qu'une plage floue d'albite (?) au centre de quelques phénocristaux de mésoperthite. Le plagioclase cristallise de façon interstitielle

sous forme de petits cristaux polygonaux ou xénomorphes d'albite ou d'oligoclase sodique (An12 à An5), en compagnie d'un peu de quartz, ou il forme une mince frange autour des phénocristaux de mésoperthite au contact des plages de quartz les plus grandes.

Le feldspath potassique. Il constitue des phénocristaux ou des cristaux trapus, polygonaux et moyennement grenus qui constituent l'essentiel de cette roche.

Le quartz. Il est rare, souvent finement grenu et interstitiel. Il cristallise de concert avec le plagioclase, et présente rarement des grandes plages interlobées.

Les minéraux ferromagnésiens. Les pyroxènes y sont rares et finement grenus, de même que la biotite. La hornblende est le ferromagnésien le plus courant et elle est relativement finement grenue et polygonale.

Les minéraux accessoires. Ce sont les mêmes qu'ailleurs, et ils sont peu abondants.

4.3.2.2.3- Le granite hololeucocrate

Il est représenté par des roches hololeucocrates très quartziques qui affleurent surtout dans le CPLG comme les précédentes, mais qui ont été repérées localement dans la partie nord du CPPI. Elles sont caractérisées par la cristallisation abondante et quasiment simultanée du quartz et du feldspath potassique. Le plagioclase sodique (albite) est rare et cristallise en association avec les deux autres, ou légèrement après.

Le plagioclase. Il est finement grenu, polygonal à saccharoïde ou encore xénomorphe et interstitiel. Il est sodique (An12 à An5) et frais. Il semble avoir cristallisé après le feldspath potassique, en compagnie du quartz.

Le feldspath potassique. Il se présente régulièrement sous l'aspect d'une mésoperthite où l'on distingue assez nettement le quadrillage caractéristique du microcline dans la fraction potassique. Il est xénomorphe à hypidiomorphe. Il cristallise en association intime avec le quartz ou constitue de minces rubans de 5 à 10 millimètres d'épaisseur. Il semble souvent la première phase à avoir cristallisé.

Le quartz. Il a cristallisé sous forme de grandes plages interlobées qui constituent des bandes continues de plusieurs millimètres d'épaisseur. Il renferme quelquefois de petits cristaux de zircon.

Les minéraux ferromagnésiens et accessoires. Ces minéraux sont très peu abondants et le plus fréquemment rencontré est la biotite brun clair qui cristallise sous forme de petites plaquettes étroites et étirées parallèlement au rubanement.

4.3.2.3- Conclusions

L'étude pétrographique des roches granitoïdes de la feuille de Pipmuacan, et spécialement celles du CPLG, souligne le fait que ces massifs découlent d'un processus de cristallisation fractionnée où le liquide original a donné naissance successivement à des roches plagioclasiques (diortite-opdalite-jotunite), feldspathiques (mangérite-mangérite syénitique) et

quartzofeldspathiques (mangérite quartzique - charnockite-granite hololeucocrate). Ces roches deviennent progressivement plus claires et les pyroxènes cèdent le pas à la hornblende verte et/ou à la biotite.

Cette évolution est typique dans ce genre d'intrusions rattachées à la série calco-alcaline et souligne l'augmentation de la teneur en eau et volatils (?) vers la fin de la cristallisation. La texture antirapakivi observée dans les mangérites, mangérites quartziques et charnockites découle de la résorption partielle des phénocristaux précoces de plagioclase qui étaient en déséquilibre avec le magma environnant. Cette résorption a été totale dans les mangérites syénitiques où le feldspath potassique a cristallisé en abondance avant le plagioclase de la mésostase. La cristallisation du quartz et du feldspath potassique avant le plagioclase sodique dans le granite hololeucocrate souligne la position tardive de ces roches dans la différenciation magmatique, ainsi que l'évolution des liquides résiduels vers le champ du quartz et le point eutectique quaternaire dans le tétraèdre des granites (Qz-Ab-An-Or). Nous confirmerons ces conclusions lors de l'étude pétrologique des roches du CPLG et du CPPI dans les systèmes Qz-Ab-An-Or à la section 4.4.

4.3.3- La minéralogie des feldspaths

L'étude minéralogique et chimique des feldspaths des divers types de roches constituant les intrusions granitoïdes du CPLG et du CPPI a été menée dans le cadre de l'évolution pétrologique de ces complexes en fonction des données expérimentales dans le système des granites.

A cet effet, nous avons effectué des analyses partielles par absorption atomique (Ca, Na, K) d'un lot de plagioclases et de feldspaths potassiques provenant de roches analysées. Nous y avons dosé également le Ba, Sr et Rb afin de souligner le fractionnement de ces éléments dans les feldspaths au cours de la cristallisation. Nous avons mesuré la calcicité des plagioclases de la mésostase et des phénocristaux en utilisant, à la platine universelle, la méthode des zones de Rittmann (Emmons, 1964) et la calcicité moyenne des concentrés de plagioclase tout venant par R.X, selon la méthode de Bambauer et al (1967). L'état structural de plusieurs plagioclases a été déterminé en utilisant le paramètre β de Smith et Guay (1958), tandis que l'état structural de quelques feldspaths potassiques (mésoperthites) a été évalué en utilisant la méthode des 3 pics (Wright, 1968).

La composition d'un lot d'orthopyroxènes a été déterminée par voie optique selon la méthode de Hess (1960).

Les résultats et méthodes de travail sont consignés dans les appendices nos. XI, XII, XIV et ils sont discutés ci-dessous.

4.3.3.1- Les plagioclases

4.3.3.1.1- La composition des plagioclases et sa distribution dans le CPLG et le CPPI

La distribution de la calcicité moyenne des plagioclases du CPLG et du CPPI déterminée par R. X. est vérifiée par la méthode optique des zones de Rittmann est présentée dans les histogrammes de la figure 4.3.3.1.1a.

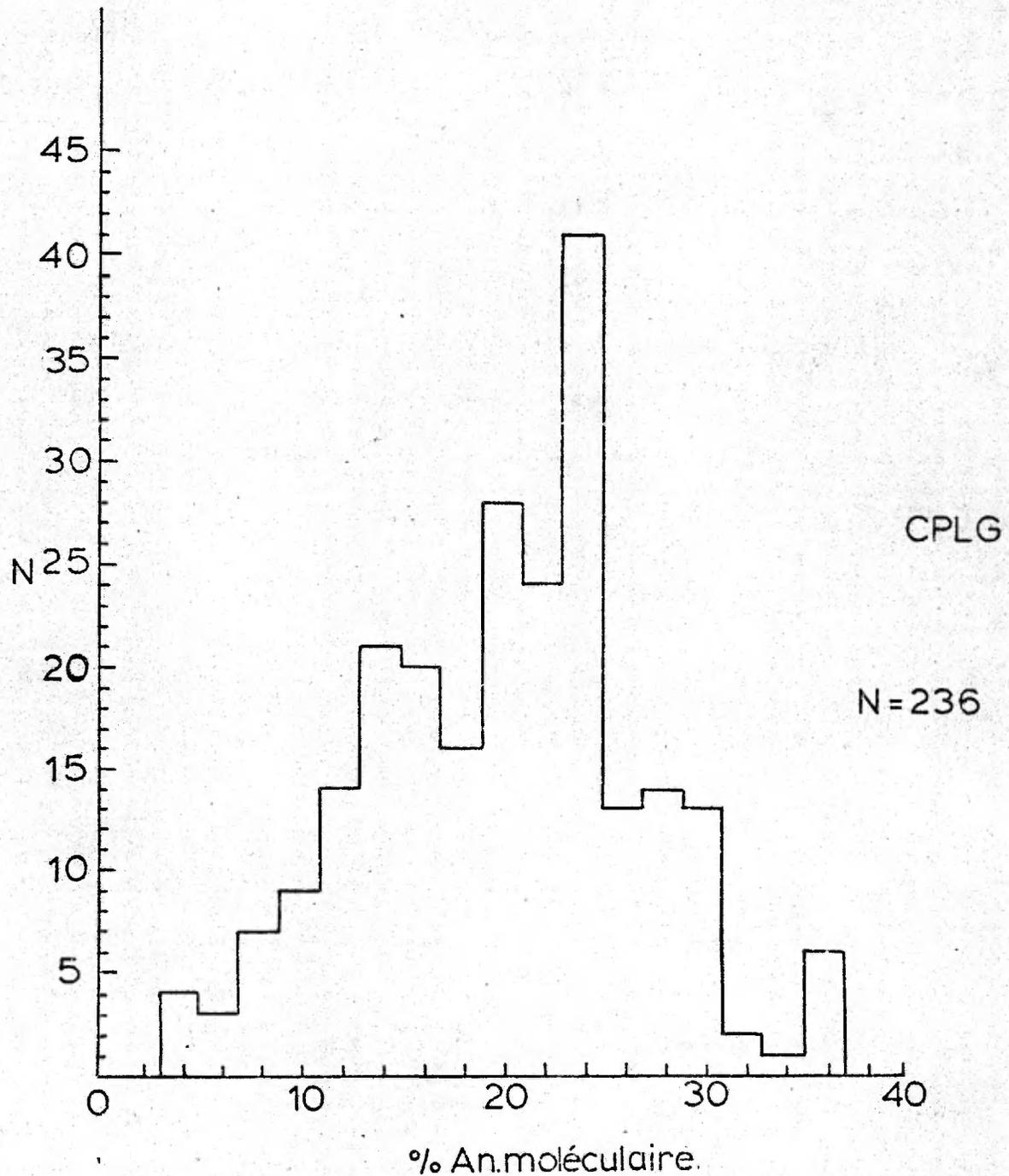
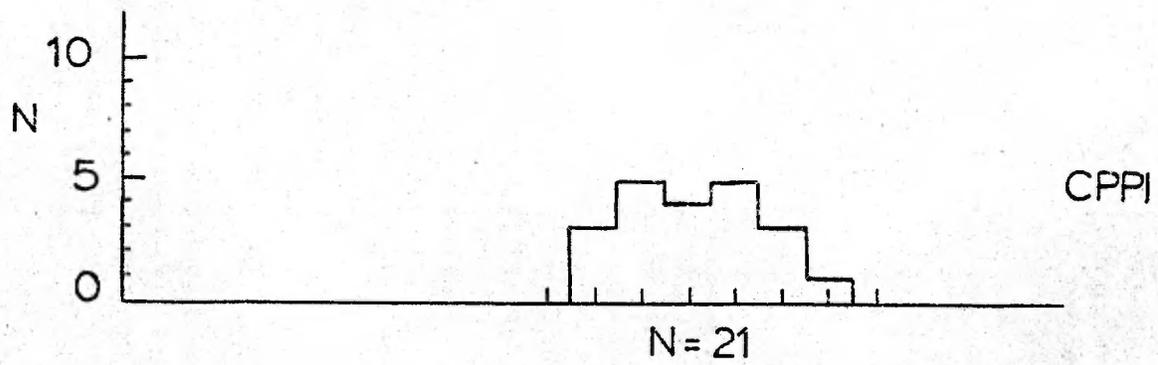


Fig. 4.3.3.1.1a: Histogrammes illustrant la variation de la calcicité des plagioclases dans le CPLG et le CPPI.

A cause de l'imprécision des mesures faites par R.X. sur des échantillons dont la teneur en anorthite varie de An5 à An15 environ (domaine des péristérites), l'intervalle de la calcicité a été porté à 4% d'anorthite.

Les valeurs observées varient de An3 à An40 dans ces deux intrusions, et la valeur moyenne de la calcicité est de l'ordre de An19,5. Dans le CPLG, la variation de calcicité est extrême (An3 à An40) et la légère dis-harmonie de l'histogramme découle du fait que le nombre d'échantillons étudiés est à peu près proportionnel à la surface occupée par chacune des unités principales.

La position du mode décalée à An22 par rapport à la moyenne An19,5 découle du fait qu'un peu plus de mangérites quartziques et de charnockites relativement pourvues en quartz et riches en phénocristaux de plagioclase ont été analysées.

La variation de la calcicité dans le CPL est limitée à 15% d'anorthite du fait de l'homogénéité de la nature de la roche (diorite, opdalite) et la calcicité moyenne y est supérieure (An23).

La calcicité moyenne des plagioclases prise comme indice souligne la zonalité du CPLG. Ainsi dans la coupe équatoriale principale est-ouest du CPLG (figure 4.3.3.1.b), la teneur moyenne en anorthite des plagioclases varie de façon inversement proportionnelle à la teneur en quartz et/ou en feldspath potassique de la roche; les pics se situent à l'emplacement des jotunites et diorites, tandis que les creux se situent à la verticale des bandes de leucogranite ou de charnockite très quartzique.

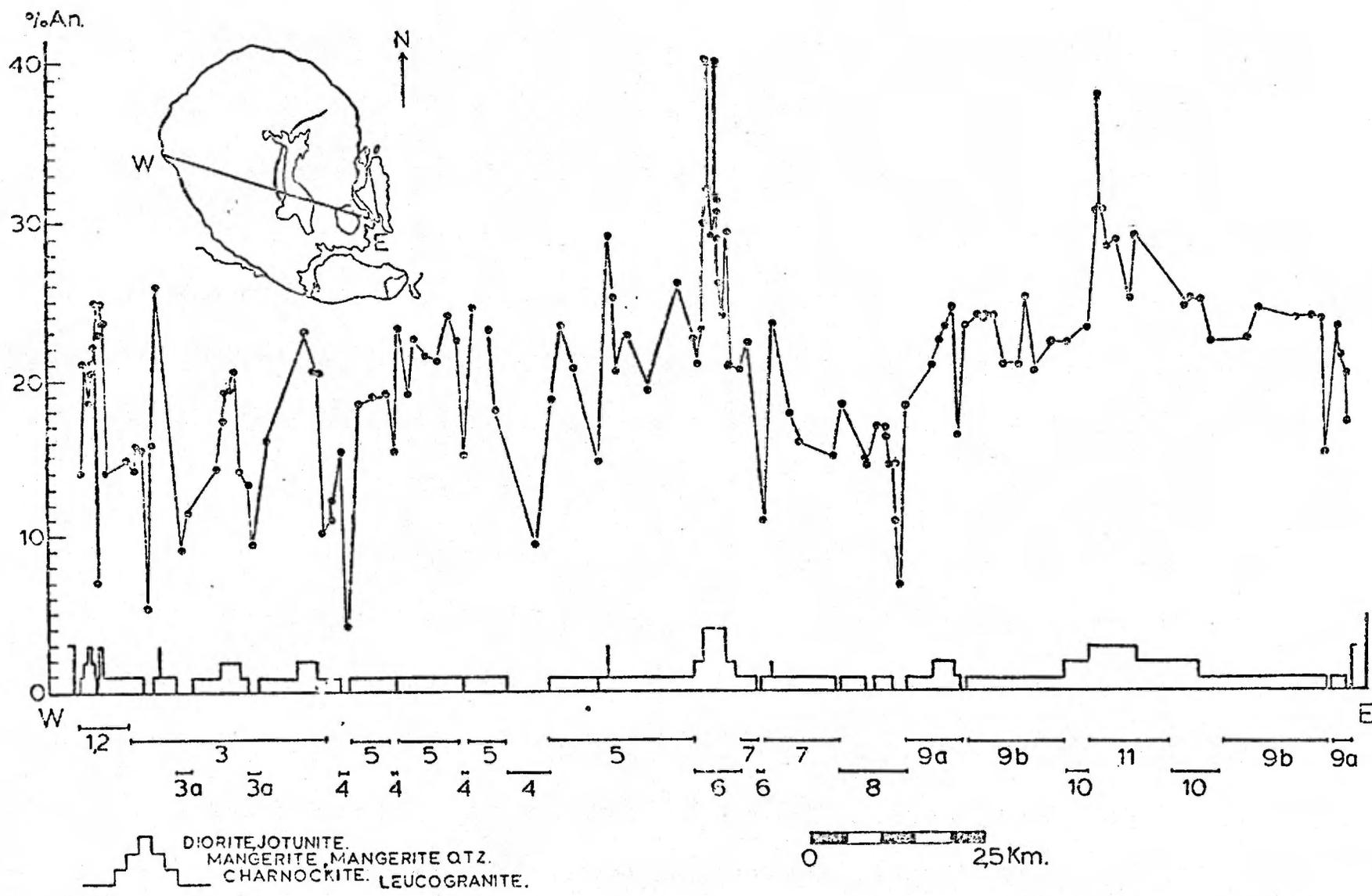


Fig. 4.3.3.1.1b: Variation de la calcicité moyenne des plagioclases dans la coupe équatoriale du CPLG. Les figurés en abscisse soulignent la largeur et la nature des types lithologiques rencontrés dans la section W-E.

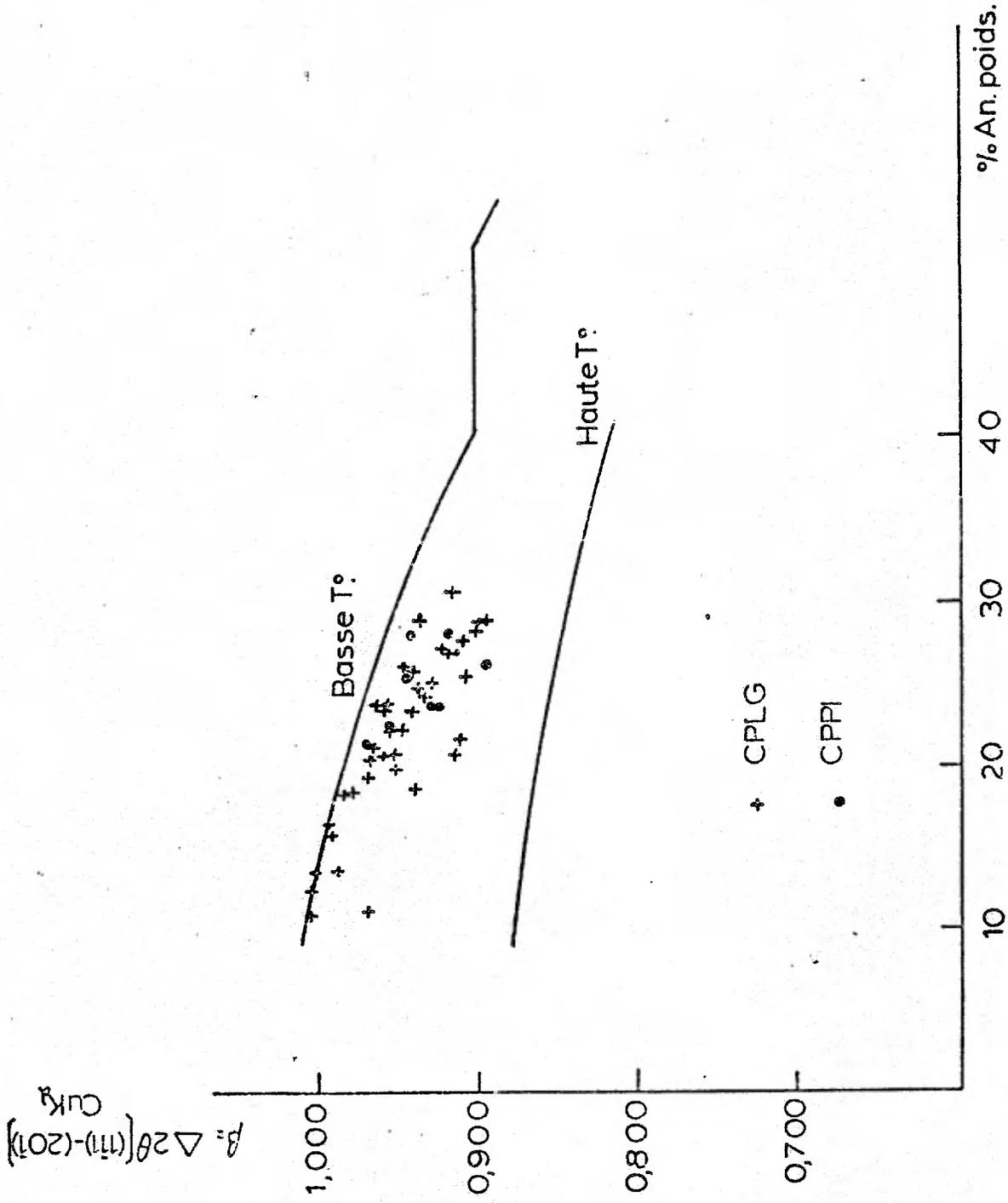


Fig. 4.3.3.1.2: Etat structural de plagioclases du CPLG et du CPPI

4.3.3.1.2- L'état structural des plagioclases.

Comme pour les roches du CPAP, nous avons utilisé le paramètre β pour mettre en évidence l'état structural des plagioclases du CPLG et du CPPI. Nous avons étudié quelque 23 échantillons provenant de plagioclases de la mésostase et/ou de phénocristaux qui ont été préalablement séparés par liqueur dense. Les plus sodiques d'entre eux représentent toute la fraction plagioclasique séparée (tableau 4.3.3.1.a). La calcicité a été calculée à partir des analyses chimiques partielles (tableau XII-1). La plupart des plagioclases étudiés montrent une teneur relativement faible en feldspath potassique, et une partie de cette quantité est due à un peu de contamination provenant de grains mixtes.

La figure 4.3.3.1.2 souligne l'état structural des plagioclases du CPLG et du CPPI. Le caractère de basse température est généralisé pour tous les types de roches. Cependant, quelques spécimens (110468, 131368, 340269) montrent une certaine tendance vers un stade intermédiaire. Cette position semble dériver non seulement de la nature des plagioclases eux-mêmes, mais peut-être dans une certaine mesure, de la valeur un peu basse de la calcicité calculée qui pourrait être reliée à l'imperfection de la séparation du feldspath potassique et du quartz.* Ces résultats sont assimilables à ceux que Philpotts (1966) avait trouvés sur des plagioclases provenant de quelques jotunites et mangérites du secteur méridional de la Province de Grenville au Québec.

* Ceci cause un déplacement latéral des points représentatifs vers de plus basses teneurs en An., et par conséquent détermine un état structural de plus haute température.

4.3.3.2- Les feldspaths potassiques.

La plupart des feldspaths potassiques des roches du CPLG et, dans une moindre mesure, du CPP1 se présentent sous l'aspect de mésoperthite au sens de P. Michot (1961), qu'il s'agisse aussi bien des phénocristaux que des cristaux de la mésostase. Ces mésoperthites présentent une texture qui varie de "String ou de rod perthite" au sens de Alling (1938) à "Vein ou film perthite" au sens de Andersen (1928). La phase potassique est parcourue par un réseau de veinules ou de veines plus ou moins larges et continues d'albite dont la taille varie du centre vers les côtés de façon irrégulière et qui se rattachent souvent à un mince film d'albite qui "cimente" les plagioclases et/ou quartz au contact du feldspath potassique. Généralement, le quadrillage caractéristique du microcline est faiblement visible dans la phase potassique exsolvée, sauf dans le cas du granite hololeucocrate où le feldspath potassique tend à devenir un microcline franc.

Les phénocristaux de plagioclase sont souvent entourés d'une frange antiperthitique ou d'une mésoperthite ("Stringlet, string perthite" (Alling, 1938)) dans la plupart des roches du CPLG, alors qu'ils ne possèdent que de rares exsolutions potassiques dans les roches du CPP1. Le coeur de certains phénocristaux du CPLG contient parfois des plages de feldspath potassique peu ou finement perthitique qui se présentent sous forme de damier (cf. 4.3.1.1; photographie no. 108).

Les travaux cristallographiques de Goldsmith et Laves (1952, 1954) sur les feldspaths potassiques ont conduit à la notion de triclinicité,

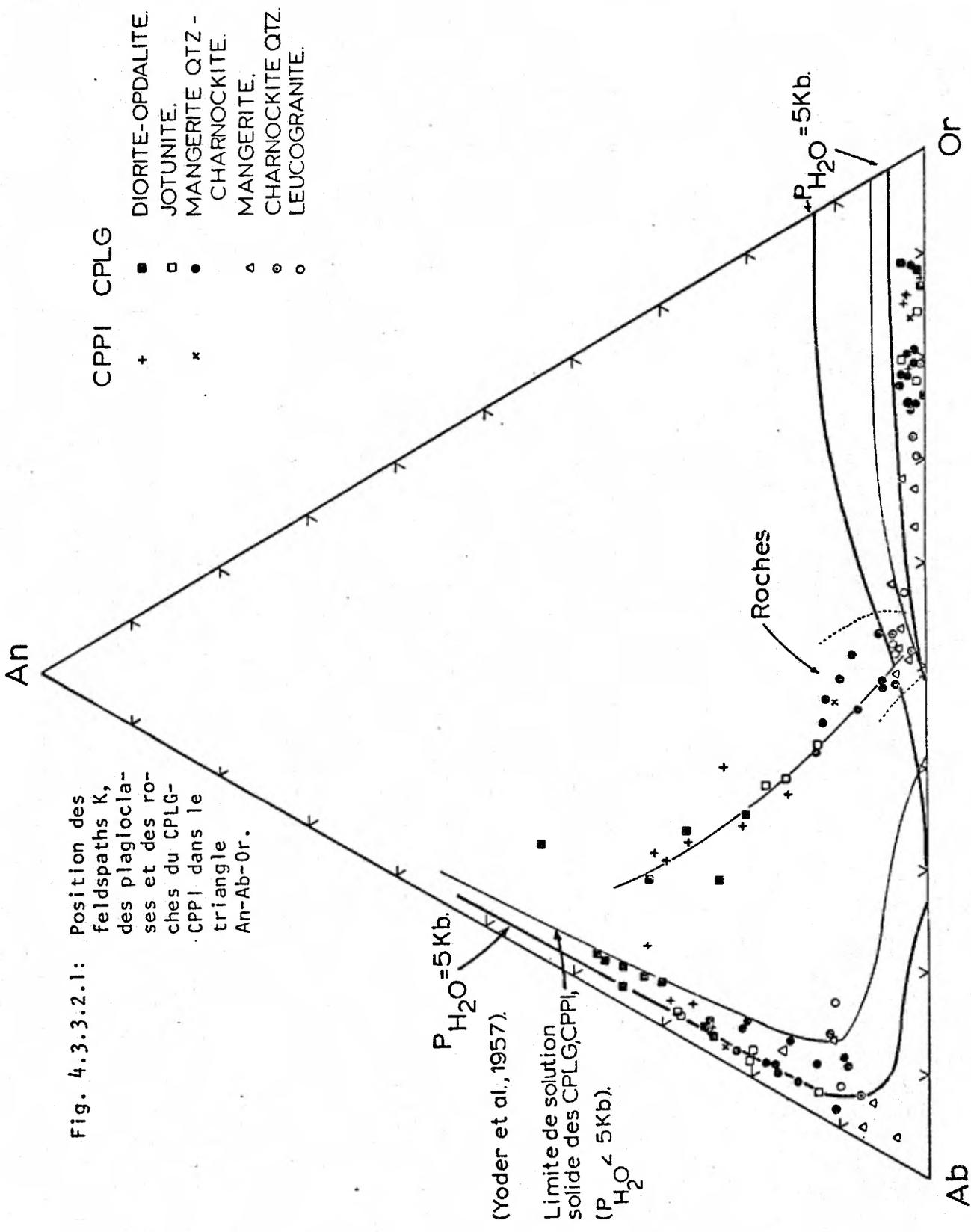


Fig. 4.3.3.2.1: Position des feldspaths K, des plagioclases et des roches du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.

- | | | | |
|------|---|---|------------------------------|
| CPPI | + | ■ | DIORITE-OPDALITE. |
| | x | □ | JOTUNITE. |
| | | ● | MANGERITE QTZ - CHARNOCKITE. |
| | | △ | MANGERITE. |
| | | ⊙ | CHARNOCKITE QTZ. |
| | | ○ | LEUCOGRANITE. |

$P_{H_2O} = 5Kb.$

(Yoder et al., 1957).

Limite de solution solide des CPLG, CPPI,

($P_{H_2O} < 5Kb.$)

Roches

$P_{H_2O} = 5Kb.$

Ab

Or

An

qui a été considérée par plusieurs (ex: Nilssen et Smithson, 1965) dans l'étude de la cristallisation de granitoïdes. Les travaux d'Orville (1962, 1967) et ceux de Wright (1964, 1968) ont débouché sur des méthodes pratiques notamment pour déterminer la composition et l'état structural des phases exsolvées dans les feldspaths alcalins (ex: la méthode des 3 pics de Wright (1968) permet de préciser l'état structural des feldspaths par rapport aux séries microcline-sanidine et low-albite-high albite).

4.3.3.2.1- La composition des feldspaths potassiques et leur distribution dans le CPLG et le CPP1

Les analyses des feldspaths potassiques du CPLG et du CPP1 (tableau XII-1) montrent une diminution de la teneur moyenne en "orthose" des diorites aux granites hololeucocrates et parallèlement à l'augmentation de la teneur moyenne en albite dans le réseau des feldspaths, on note une légère augmentation de la teneur en anorthite sauf dans le cas des feldspaths potassiques des granites hololeucocrates. La figure 4.3.3.2.1 illustre la répartition des deux feldspaths de chaque roche analysée et la position de ces roches dans le triangle Ab-An-Or (la cotectique et la limite de solution solide pour $P_{H_2O} = 5$ Kb de Yoder et al. (1957) sont ajoutées pour référence). Cette répartition des feldspaths illustre l'évolution de la cristallisation du magma dont dérivent le CPLG et le CPP1 (les diorites-jotunites cristallisent au début; elles sont suivies par les mangérites et charnockites, et enfin par les leucogranites tardifs) et suit le patron habituel qui caractérise le système des feldspaths dans les granitoïdes (ex: Dahlberg, 1969).

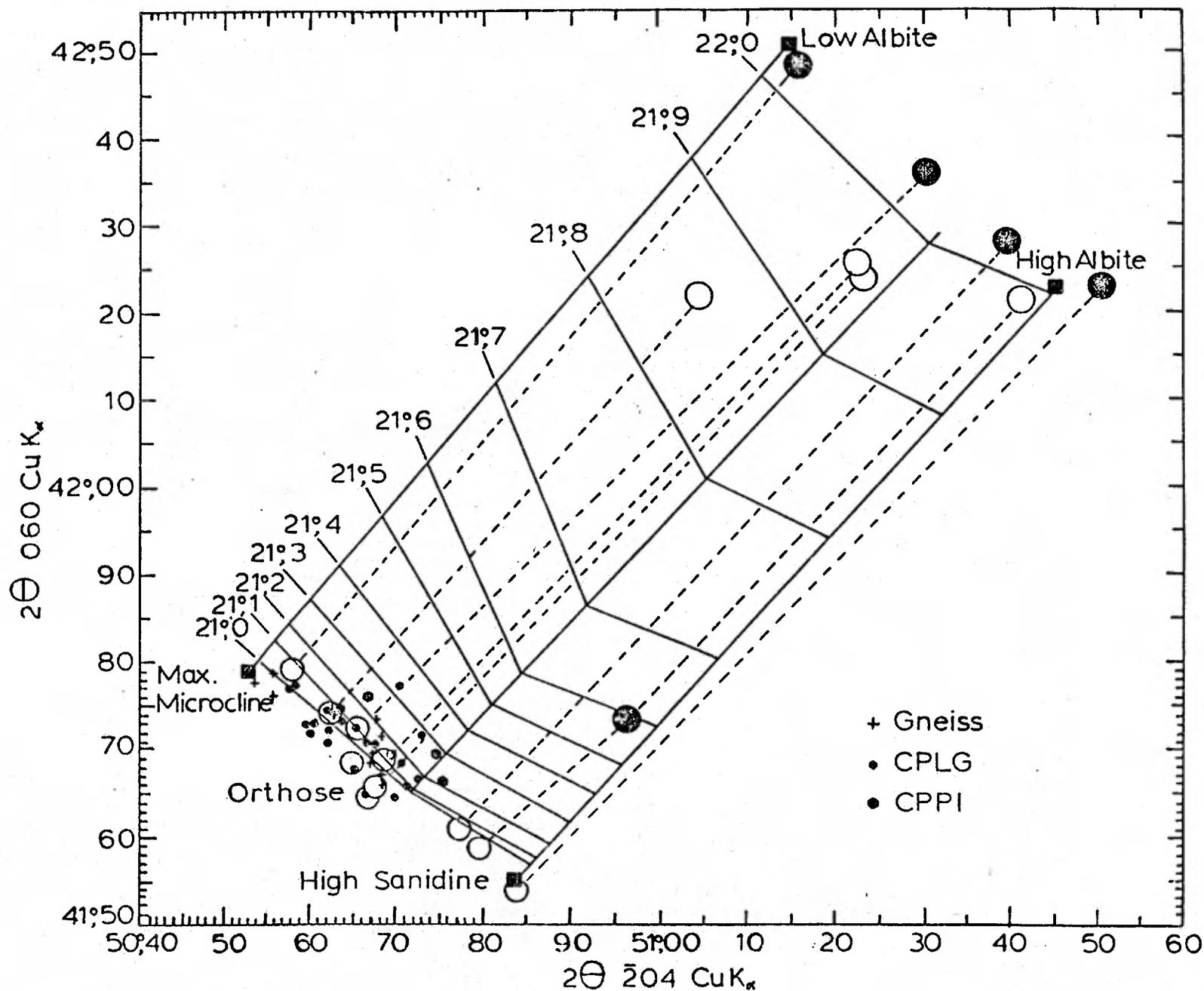


Fig. 4.3.3.2.2a: Etat structural de la phase potassique des antiperthites et mésoperthites du CPLG et du CPPI d'après la méthode des 3 pics de Wright.

TABLEAU 4.3.3.2.2: Résultats des mesures diffractométriques effectuées sur des feldspaths K non chauffés du CPLG et du CPF!

Echantillons.	$(\bar{2}01)_{\text{FK}}$ $(101)_{\text{KAlO}_3}$	$(\bar{2}01)$	$(\bar{2}04)$	(002)	(060)	$(\bar{2}01)$ Thé.	$\Delta(\bar{2}01)$	d(002)	d(060)	c^*/b^*	Comp. Fk	%Micr.
GNEISS.												
211267	.801	21.028	50.680	-	41.674	21.00	.03	-	2.1509	-	95.0	.16
211467	.816	21.043	50.623	-	41.747	21.07	.03	-	2.1572	-	93.5	.55
240467	.807	21.035	50.674	27.540	41.698	21.05	.01	3.229	2.1597	2.006	94.5	.26
240867	.816	21.043	50.557	-	41.797	21.00	.04	-	2.1547	-	93.5	.89
070369	-	-	50.627	-	41.746	21.07	-	-	2.1574	-	-	.54
071169	.808	21.035	50.559	-	41.762	-	-	-	2.1564	-	94.5	.78
090169	.327	21.054	50.674	27.525	41.735	21.19	.14	3.231	2.1578	2.003	91.5	.36
090269a	.804	21.031	50.671	-	41.684	21.00	.03	-	2.1604	-	95.0	.22
090269b	.833	21.060	50.680	-	41.721	21.17	.11	-	2.1585	-	91.0	.31
090769	.816	21.043	50.680	-	41.664	21.00	.04	-	2.1614	-	93.5	.14
090769	.825	21.052	50.540	27.495	41.779	21.00	.05	3.235	2.1556	1.999	91.5	.89
CPLG												
020268	.813	21.040	50.624	-	41.728	21.00	.04	-	2.1582	-	94.0	.49
020368	.808	21.035	50.650	-	41.679	-	-	-	2.1606	-	94.5	.27
030468	-	-	50.597	-	41.720	-	-	-	2.1586	-	-	.55
030668	-	-	50.588	-	41.776	21.05	-	-	2.1557	-	-	.71
050668	-	-	50.580	-	41.772	21.00	-	-	2.1559	-	-	.74
050768	.811	21.038	50.613	-	41.715	21.00	.04	-	2.1588	-	94.0	.49
060268	.808	21.035	50.605	-	41.730	21.00	.04	-	2.1581	-	94.5	.55
070168	.805	21.032	50.681	-	41.709	21.12	.09	-	2.1591	-	95.0	.27
070868	.831	21.058	50.704	27.541	41.771	21.33	.27	3.229	2.1560	2.003	91.0	.38
080968	.779	21.026	50.642	27.505	41.728	21.05	.02	3.233	2.1582	2.002	95.5	.44
090168	.832	21.059	50.697	-	41.645	-	-	-	2.1623	-	91.0	.03
090268	-	-	50.741	-	41.700	21.28	-	-	2.1596	-	-	.06
110368	.806	21.033	50.672	-	41.705	21.10	.07	-	2.1593	-	95.0	.28

TABLEAU 4.3.3.2.2 (suite)

Echantillons.	$\frac{\bar{2}01}{(101)} \text{Fk-}$ $\frac{(101)}{\text{KBr}}$	$\bar{2}01$	$\bar{2}04$	(002)	(060)	$\bar{2}01$ Thé.	$\Delta(\bar{2}01)$	$d(002)$	$d(060)$	c^*/b^*	Comp. Fk	% Micr.
110468	.823	21.050	50.624	-	41.741	21.05	-	-	2.1575	-	91.5	.53
120968	.816	21.043	50.730	-	41.672	21.19	.15	-	2.1610	-	93.5	.01
121468	.819	21.046	50.712	-	41.682	21.18	.13	-	2.1605	-	92.5	.10
200568	.819	21.046	50.697	-	41.686	21.110	.06	-	2.1603	-	92.5	.15
220468	.855	21.082	50.660	27.516	41.640	21.00	-	3.232	2.1614	2.006	87.5	.13
270469	-	-	50.724	-	41.653	21.12	-	-	2.1619	-	-	.03
280769	-	-	50.621	-	41.709	21.00	-	-	2.1591	-	-	.44
500169	.806	21.033	50.653	27.529	41.731	21.10	.07	3.230	2.1580	2.004	94.5	.41
CPPI												
131468	-	-	50.673	-	41.764	21.25	-	-	2.1563	-	-	.45
131568	-	-	50.750	-	41.690	21.27	-	-	2.1601	-	-	.01
170268	-	-	50.761	-	41.657	21.20	-	-	2.1617	-	-	0
170368	-	-	50.636	-	41.744	21.09	-	-	2.1574	-	-	.50

$\bar{2}01$ Thé. : valeur que devrait prendre le Fk. dans le diagramme de Wright en fonction des valeurs $\bar{2}04$ et (060) observées.

$\Delta(\bar{2}01)$: différence entre $\bar{2}01$ observé et $\bar{2}01$ théorique montrant le degré d'anormalité de la maille du Fk.

La maille est considérée normale pour un $\Delta(\bar{2}01)$ inférieur ou égal à $.1^\circ$.

$\bar{2}01$ Fk - (101) KBr : valeur permettant de déterminer la composition des perthites naturelles ("orthose" : colonne 12) sur les feldspaths potassiques non chauffés (Orville, 1967).

% Micr. : % de microcline déduit du diagramme de Wright (1968).

4.3.3.2.2- L'état structural des feldspaths potassiques

Les feldspaths potassiques du CPLG et du CPP1 ont été étudiés par la méthode des 3 pics de Wright (1968). Le tableau 4.3.3.2.2 renferme les données expérimentales et la figure 4.3.3.2.2a illustre ces résultats. La plupart des échantillons analysés ont une maille normale au sens de Wright, car les valeurs de 2θ (201) mesurées diffèrent généralement par moins de $0,1^\circ$ de 2θ des valeurs théoriques indiquées sur le diagramme. Seul, l'échantillon 070868 semble anormal et les échantillons 070168, 120868, 121468 sont légèrement anormaux. On distingue donc l'existence de trois types de feldspath potassique:

- (a) Un premier type pratiquement triclinique qui caractérise les granites hololeucocrates et mangérites syénitiques dans lesquelles les macles en damier du microcline apparaissent relativement bien au microscope.
- (b) Un deuxième type est constitué d'une suite de feldspaths dont la proportion du microcline varie de 60 à 40%. Ils proviennent des granites hololeucocrates, charnockites, mangérites quartziques et mangérites.
- (c) Enfin, près du pôle orthosé, on note l'existence d'un troisième type qui renferme moins de 20% de microcline et qui est pratiquement une orthosé. Il caractérise surtout les diorites-opdalites et jotunites.

Comme les feldspaths potassiques ont une maille "normale" au sens de Wright, on peut utiliser le diagramme d'Orville (1967) pour déterminer la composition de la phase potassique des perthites; d'une façon générale,

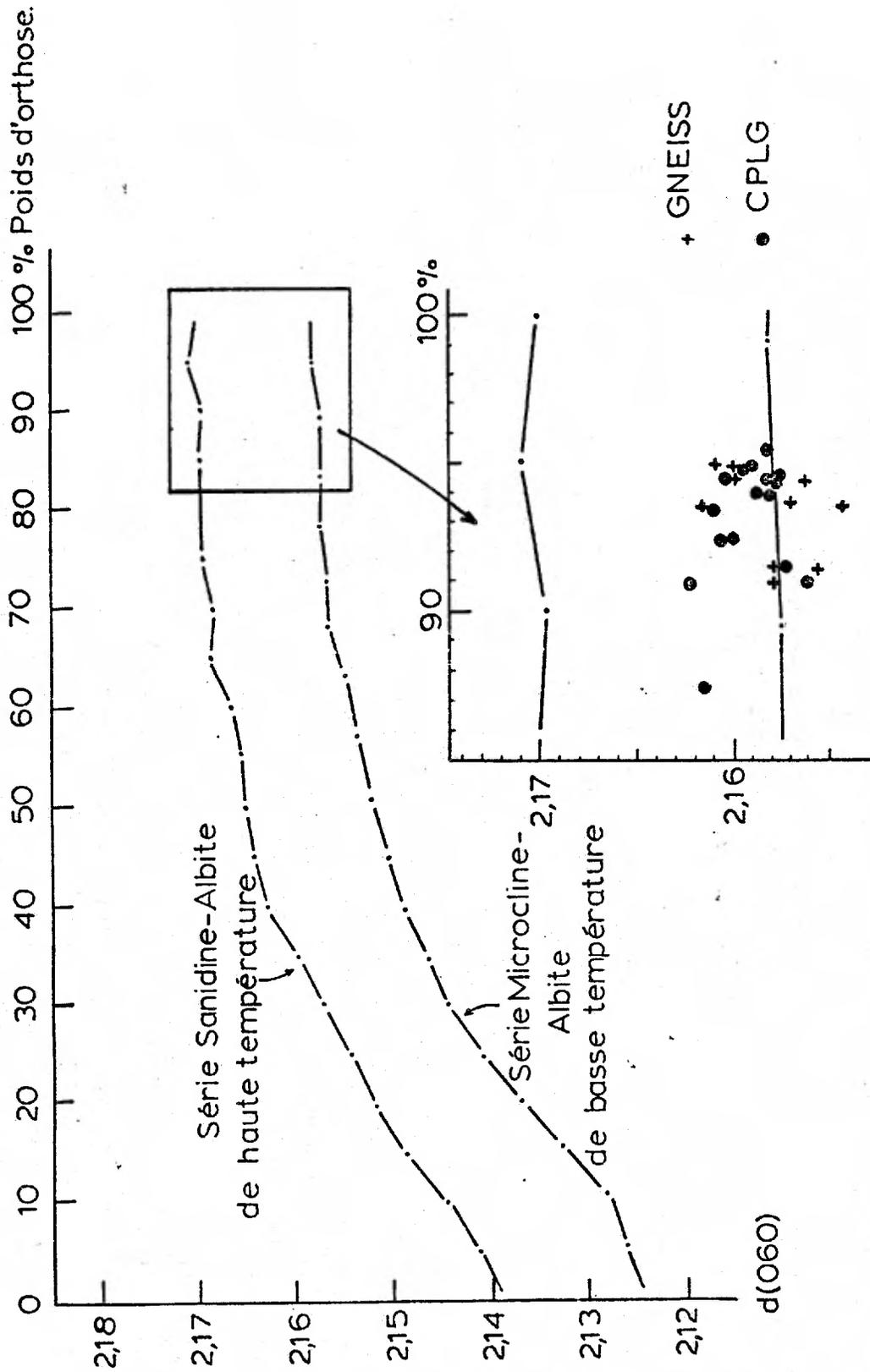


Fig. 4.3.3.2.2b: Variation de $d(060)$ dans les mésoperthites du CPLG-CPPI (d'après Coulomb, 1972).

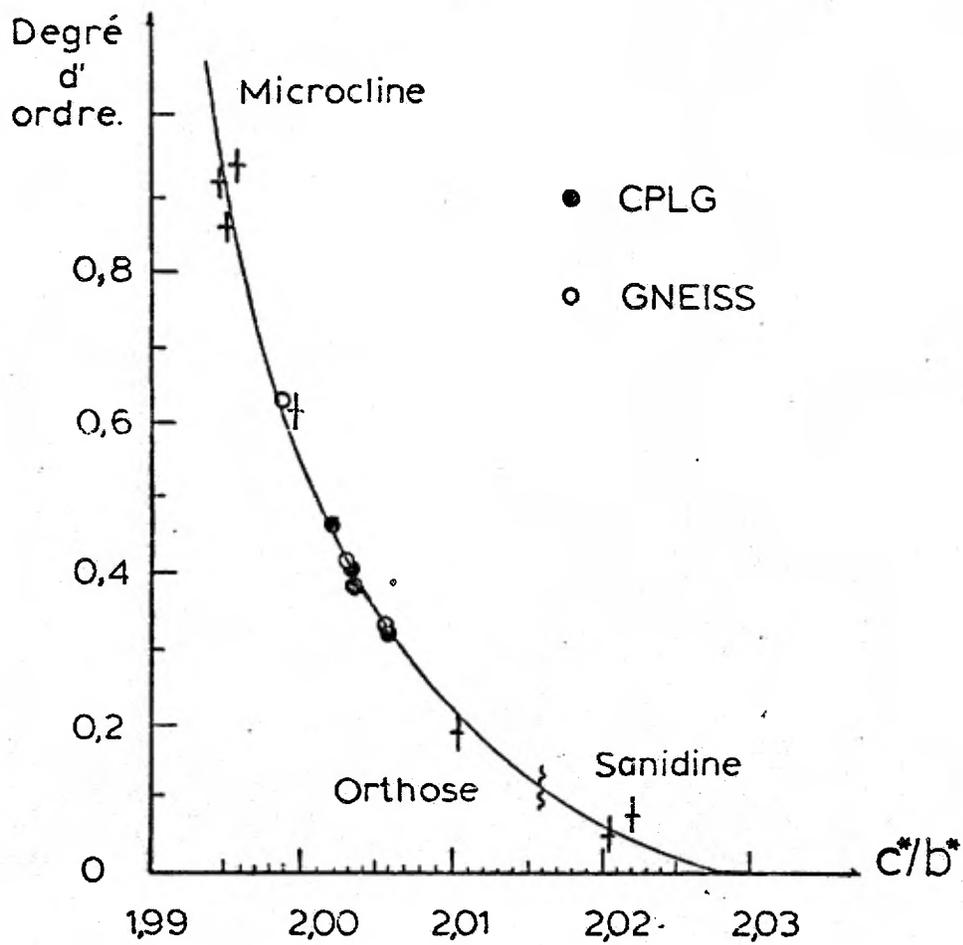


Fig. 4.3.3.2.2c: Etat structural des feldspaths K du CPLG et de gneiss exprimé en fonction de c^*/b^* (d'après Jones, 1966).

elle se situe entre 91 et 95% d'orthose (tableau 4.3.3.2.2). L'utilisation du diagramme mettant le % orthose en rapport avec l'espacement $d(060)$ (Coulomb, 1972) basé sur les données d'Orville, confirme l'état structural intermédiaire, et de basse température observé sur la plupart des concentrés par la méthode des 3 pics (figure 4.3.3.2.2b). Cette observation est vérifiée pour 4 échantillons (cf. tableau 4.3.3.2.2) par le diagramme de Jones (1968) à la figure 4.3.3.2.c.

L'étude que nous avons faite de l'état structural des feldspaths potassiques dans le CPLG et le CPPI a mis en évidence l'existence d'un état structural intermédiaire dans la plupart des types de roches envisagés. Cependant, l'orthose caractérise les exolutions de feldspath potassique dans les plagioclases les plus calciques des diorites, opdalites, jotunites, tandis que l'état de basse température (microcline) est l'apanage de quelques roches granitiques ou mangéritiques.

Ce genre de distribution de l'état structural des feldspaths potassiques semble caractériser un bon nombre d'intrusions granitoïdes. Ainsi, Nilssen et Smithson (1965), Dietrich (1962) soulignent l'existence d'un état de haute température (orthose) dans les roches dioritiques du granite de Herefoss et du Boulder batholith, et de basse température dans les pegmatites et dans les roches granitiques riches en quartz. Toutefois, la plupart des roches étudiées dans ces intrusions possèdent des feldspaths potassiques dont la triclinicité est intermédiaire. En plus de la recristallisation mécanique des roches qui constitue un facteur non négligeable de la transformation de l'orthose en microcline, (Nilssen et Smithson, 1965) il semble que les causes primordiales et primaires de cette

transformation résident surtout dans le taux de nucléation et de refroidissement (Steiger et Hart, 1967), dans la présence de volatils et notamment d'une pression d'eau suffisante (McConnell et McKie, 1960) au cours de la cristallisation.

Dans les roches granitoïdes du CPLG et du CPPI, la recristallisation est trop faible pour avoir joué quelque rôle que ce soit en ce sens. La persistance de l'état structural de haute température sous forme d'orthose dans les plagioclases des diorites, jotunites et opdalites ou d'un stade intermédiaire dans les roches claires mangérites et charnockites indique qu'il y a eu vraisemblablement un ancêtre "orthose" dans bien des roches du CPLG et du CPPI qui ne sont pas très quartziques. Le caractère de haute température conservé par les antiperthites des plagioclases les plus calciques et des mésoperthites des roches les plus basiques de ces complexes découle peut-être du fait que cette fraction potassique s'est exsolvée sous une pression d'eau relativement peu élevée, comme le suggère l'absence de minéraux hydroxyles comme l'amphibole et la biotite dans ces roches. Ce caractère est le mieux préservé dans les roches du CPPI, peut-être, également, à cause d'un taux de refroidissement supérieur à celui qui a caractérisé les diorites et jotunites du CPLG, à cause de leur situation proche du contact avec le CPAP. Le caractère intermédiaire de l'état structural des feldspaths potassiques des autres roches pourrait être attribué aussi bien à un refroidissement suffisamment rapide subsolvus des feldspaths aux environs de la température d'inversion (350-360°C) qu'à une pression d'eau trop peu élevée pour que le processus soit complet, ou à l'effet combiné de ces deux causes.

TABLEAU 4.3.3.3: Teneurs en Rb, Ba, Sr, K, Ca et quelques rapports de quelques feldspaths potassiques et plagioclases du CPLG et du CPPI.

Echantillons.	FELDSPATH K					PLAGIOCLASE				
	Rb	Ba	Sr	K	Ca	Rb	Ba	Sr	K	Ca
080968	271	338	81	8.14	.38	9	233	108	.54	1.44
121168	171	3637	375	10.04	.16	1	209	261	1.23	1.58
020868	156	3335	379	10.66	.16	1	254	327	.95	1.27
110468	158	6728	779	10.84	.24	2	446	807	.41	2.09
300368	135	2520	245	9.38	.25	1	187	217	.30	.48
120868	173	6060	835	10.85	.15	1	423	760	.33	1.81
070868	174	7852	635	11.46	.15	1	342	598	.26	1.43
100568	131	11755	1210	11.13	.30	1	562	1230	.40	2.75
121868						1	318	341	.27	1.04
090168						1	598	2236	.57	4.62
080768a						20	5945	1936	6.65	4.62
080768b						1	800	1908	.53	4.45
220368						1	975	1901	.43	3.50
180568a						8	1194	1242	1.24	2.34
180568b					1	1	1040	2958	.63	4.34
131368						1	782	2238	.62	3.82

Echantillons.	FELDSPATH K						PLAGIOCLASE			
	K/Rb	K/Ba	Rb/Sr	Ba/Sr	Ca/Sr	Ca/Ba	K/Ba	Ba/Sr	Ca/Sr	Ca/Ba
080968	300	241.0	3.3	4.2	46.9	11.2	23.2	2.1	133.3	61.8
121168	587	27.6	.5	9.7	4.3	.4	58.9	.8	60.5	75.6
020868	683	32.0	.4	8.8	4.2	.5	37.4	.8	38.8	50.0
110468	686	16.1	.2	8.6	3.1	.4	9.2	.5	25.9	46.8
300368	695	37.2	.5	10.3	10.2	1.0	16.0	.8	22.1	25.7
120868	627	17.9	.2	7.3	1.8	.3	7.8	.6	23.8	42.8
070868	659	14.6	.3	12.4	2.4	2.0	7.6	.6	23.9	41.8
100568	850	9.5	.1	9.7	2.5	.3	7.1	.5	22.4	48.9
121868							8.5	.9	30.5	32.7
090168							9.5	.3	20.7	77.3
080768a							11.2	3.1	10.2	3.3
080768b							6.6	.4	18.1	43.1
220368							4.4	.5	18.4	35.9
180568a							10.4	1.0	18.8	19.6
180568b							6.0	.4	14.7	41.7
131368							7.9	.3	17.1	48.8

La présence de microcline dans les roches les plus quartziques et dans des mangérites syénitiques découle vraisemblablement surtout de l'effet catalytique de l'eau (qui a été vraisemblablement suffisamment abondante dans ces roches comme l'indiquent la présence quasiment exclusive de biotite dans les leucogranites et les conclusions de la section 4.3.5 ($P_{H_2O} \approx 2$ à 4Kb)) combiné à une température de cristallisation plus basse.

4.3.3.3- La géochimie du Ba, Sr et du Rb dans les feldspaths du CPLG

4.3.3.3.0- Introduction

Nous avons dosé le Ba, Sr et le Rb sur huit paires de feldspath potassique - plagioclase, ainsi que sur cinq autres plagioclases provenant du CPLG et sur un plagioclase du CPPI. Les résultats apparaissent dans le tableau 4.3.3.3. Cette étude préliminaire a été menée pour tenter de mettre en évidence la répartition de ces oligoéléments dans les deux feldspaths appartenant aux principaux types de roches rencontrés dans le CPLG.

Dans les roches granitoïdes (Heier, 1962; Smith, 1974), le Rb tend à se concentrer dans les liquides résiduels de sorte que la teneur en Rb des deux feldspaths augmente régulièrement au fur et à mesure que les roches deviennent plus alcalines et quartziques. On note aussi une augmentation du Rb en fonction de la teneur en K du feldspath. Le Ba se concentre pour sa part surtout dans le feldspath potassique vraisemblablement à cause de son rayon atomique. Il tend à s'insérer en abondance dans le réseau des premiers feldspaths potassiques et, toutes proportions gardées,

dans les premiers plagioclases à s'individualiser, et il montre une propension marquée à diminuer de façon accusée dans les feldspaths des roches les plus différenciées. Le Sr a un comportement géochimique plus complexe, étant donné l'influence possible de la cristallisation des pyroxènes et peut être de l'apatite(?) sur la fraction de cet élément dans les feldspaths.

Tous les concentrés de feldspath potassique de cette étude appartiennent à la mésostase et aux phénocristaux de mésoperthite, sauf celui de la jotunite 100568 qui est surtout constituée de la fraction potassique des antiperthites en plus de cristaux éventuels de la mésostase. La plupart des concentrés de plagioclase représentent une fraction de densité connue dont la composition chimique reflète surtout celle des cristaux de la mésostase et de la partie des phénocristaux les plus sodiques sauf en ce qui a trait aux cinq plagioclases supplémentaires qui sont surtout constitués de concentrés plus calciques (An40 à An35 environ).

La méthode analytique employée est identique à celle utilisée pour les plagioclases.

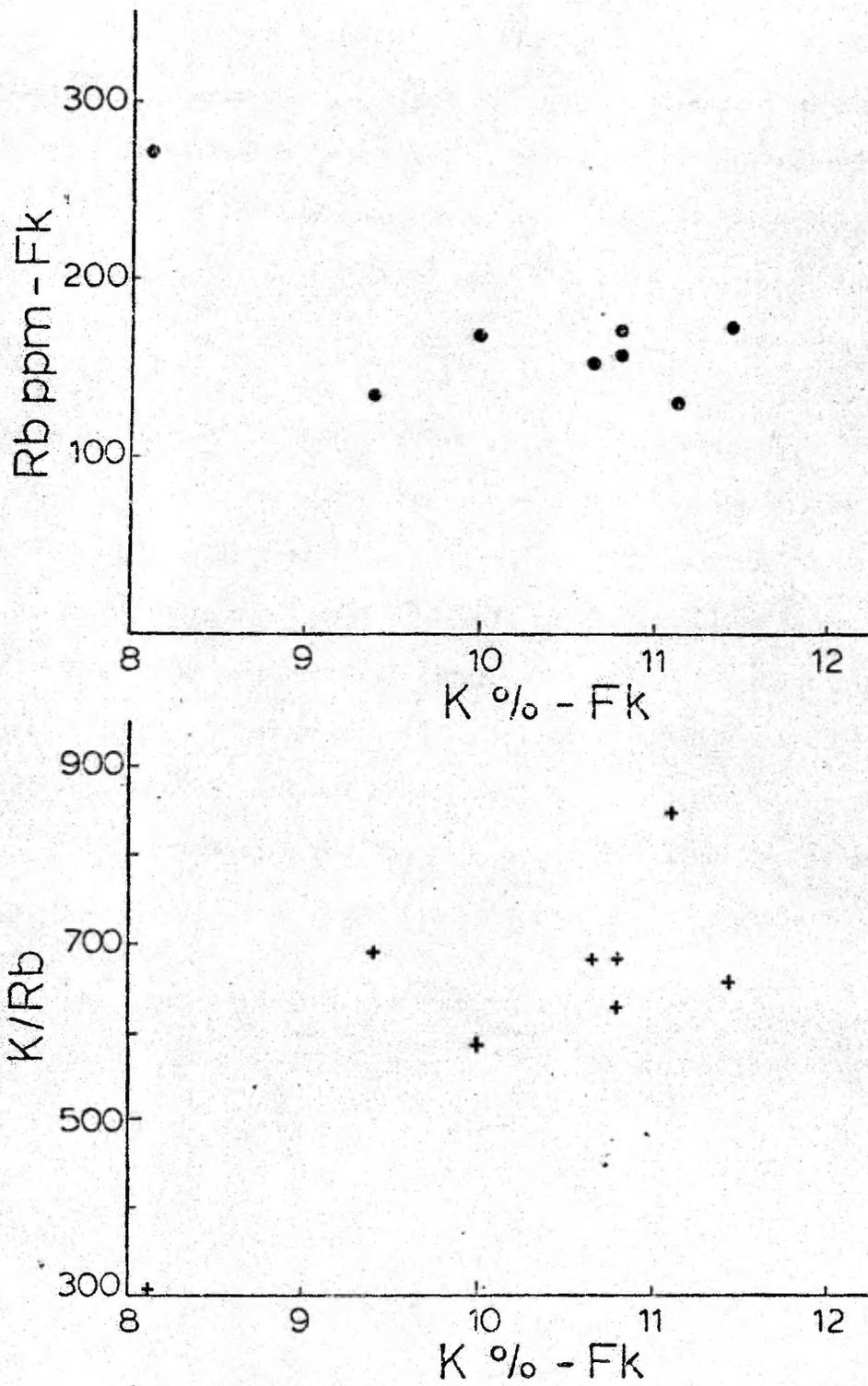


Fig. 4.3.3.3.1: Variation du Rb et du rapport K/Rb en fonction du % K dans les feldspaths K du CPLG.

4.3.3.3.1- Le rubidium

Le rubidium a été dosé de façon valable uniquement sur les feldspaths potassiques, car les teneurs en Rb des plagioclases étaient trop basses (moins de 2 ppm en général) pour la méthode employée. Toutefois, on note la présence d'un peu plus de Rb dans le plagioclase du granite 080968 ainsi que dans les concentrés de plagioclases calciques renfermant des gouttelettes d'exsolution de feldspath potassique, et qui, pour la même raison, possèdent des teneurs anormalement élevées en Ba.

Comme l'indique le tableau 4.3.3.3, les teneurs en Rb des feldspaths potassiques qui sont à peu près de moitié inférieures à bien des roches granitiques (Smith, 1974) augmentent de façon régulière à partir des feldspaths potassiques des jotunités vers ceux des granites. Cependant, on n'a pas constaté de corrélation entre la teneur en K et Rb des feldspaths potassiques. Il en est de même pour la variation du rapport K/Rb en fonction de K (figure 4.3.3.3.1).

4.3.3.3.2- Le baryum

Dans les roches du CPLG, le Ba s'est concentré de préférence dans les feldspaths potassiques où les teneurs sont de 10 à 20 fois plus élevées que dans les plagioclases coexistants (figure 4.3.3.3.2a). Les valeurs obtenues concordent bien avec celles des granites (entre 10000 et 1000 ppm pour les feldspaths potassiques et 800 et 100 ppm pour les plagioclases, (Smith, 1974). Le Ba s'est concentré dès le départ dans les premiers feldspaths à avoir cristallisé, à savoir dans les antiperthites et mésoperthites des diorites-opdalites-jotunités, et dans les plagioclases

Fig. 4.3.3.3.a: Variation du Sr_{Plg} en fonction du Sr_{Fk} dans le CPLG-CPPI

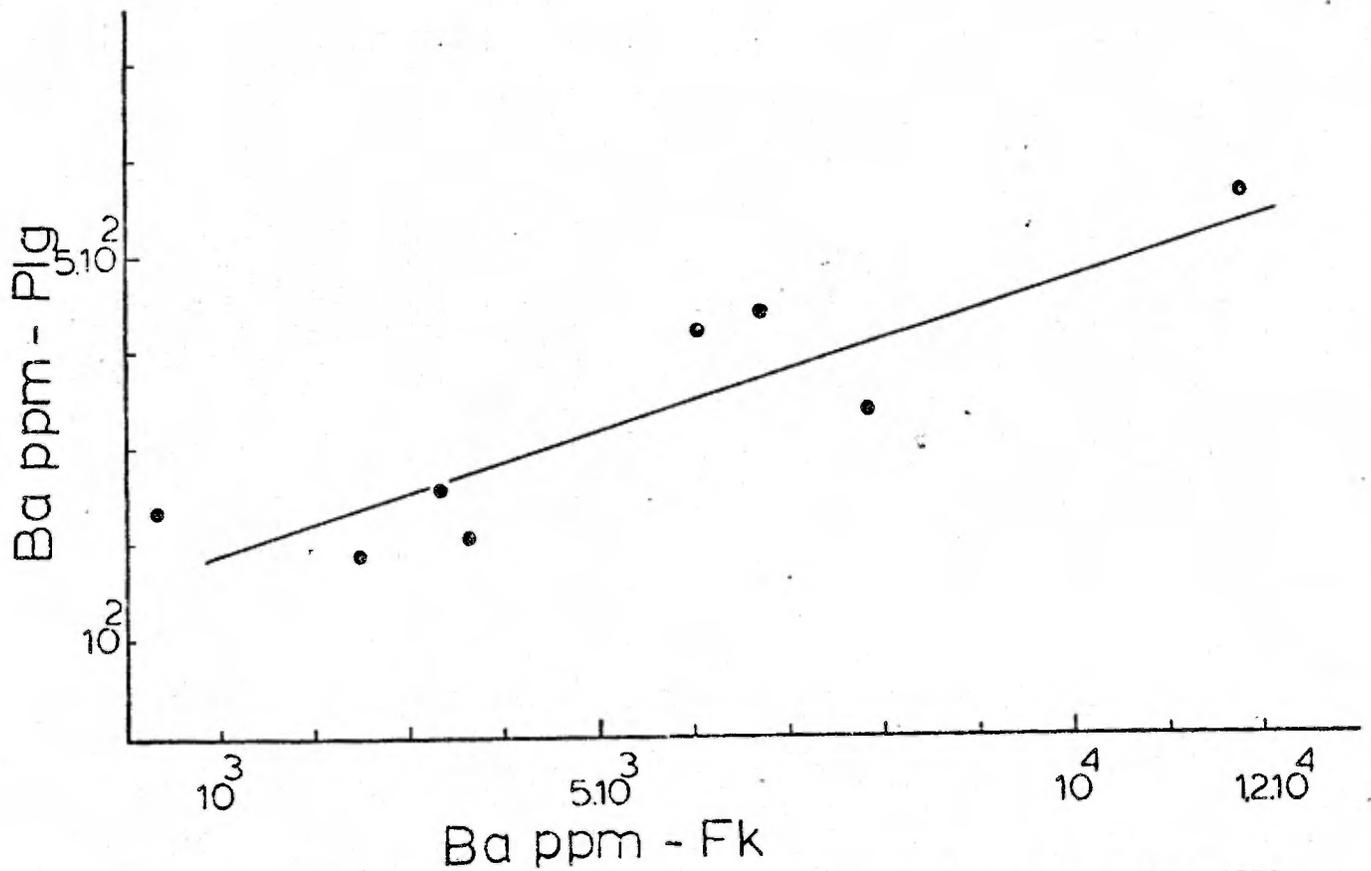
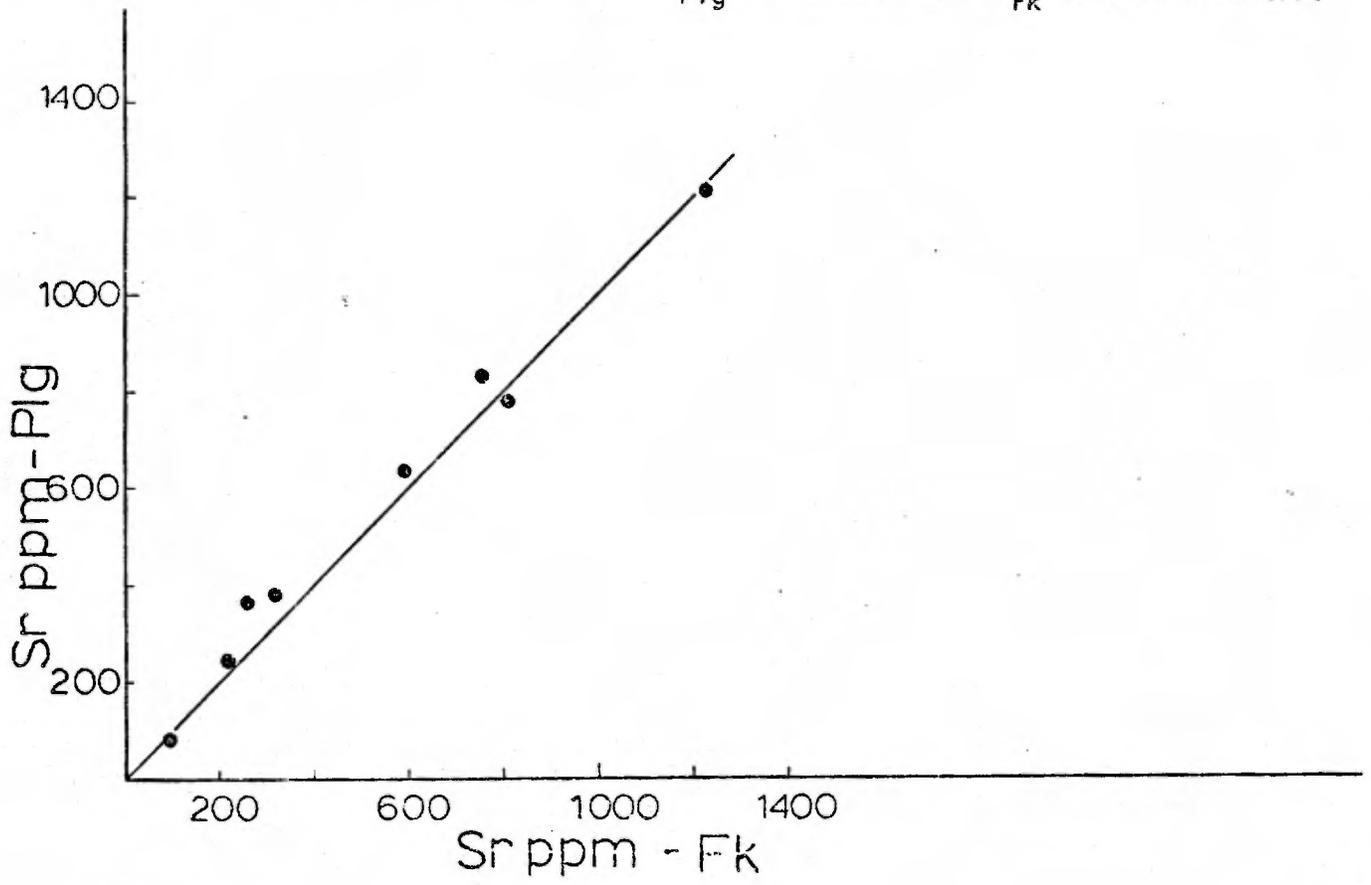


Fig. 4.3.3.3.2a: Variation du Ba_{PLG} en fonction du Ba_{Fk} dans le CPLG-CPPI.

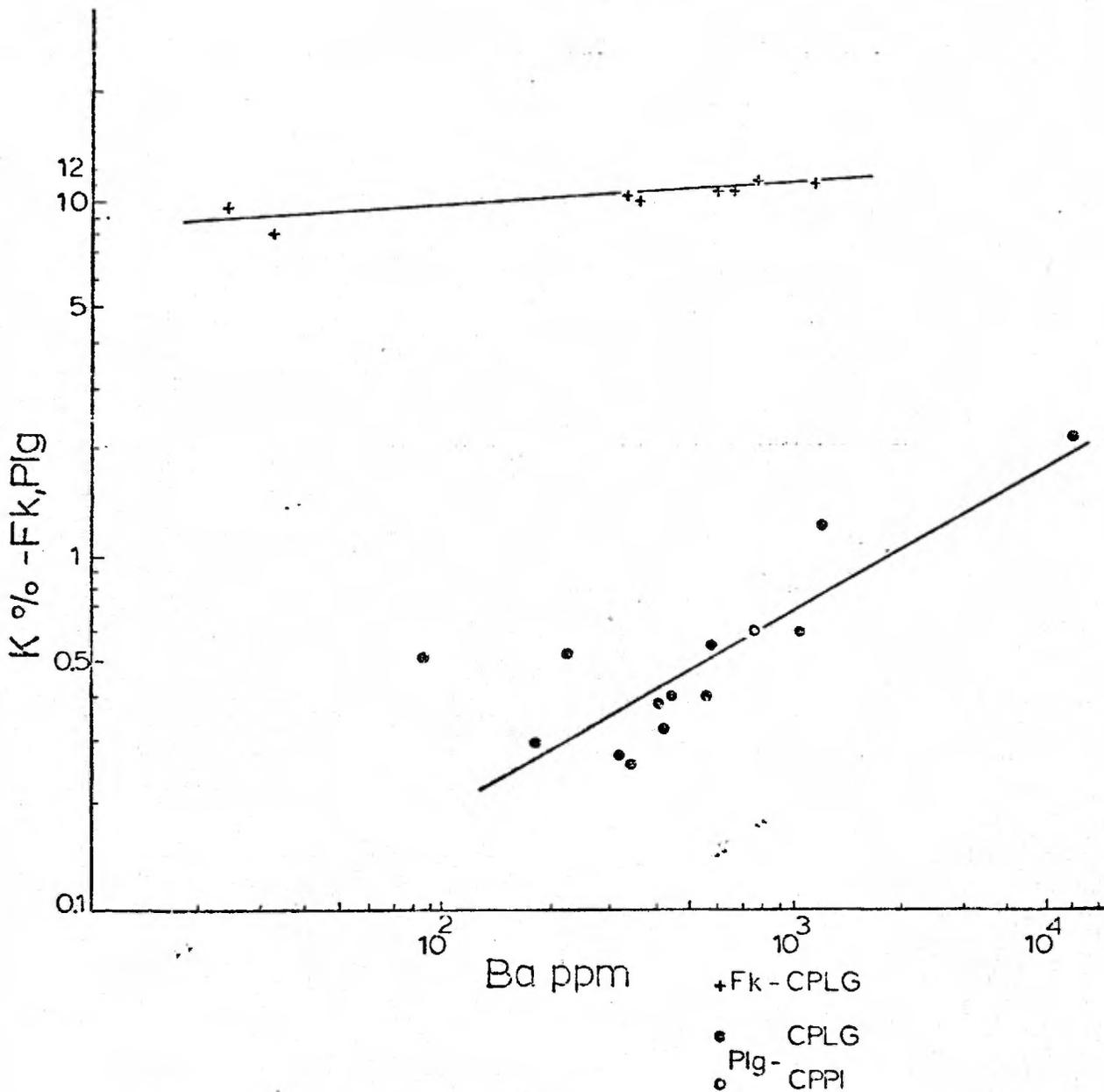


Fig. 4.3.3.3.2b: Variation du Ba en fonction du % K dans les plagioclases et les feldspaths K du CPLG-CPPI.

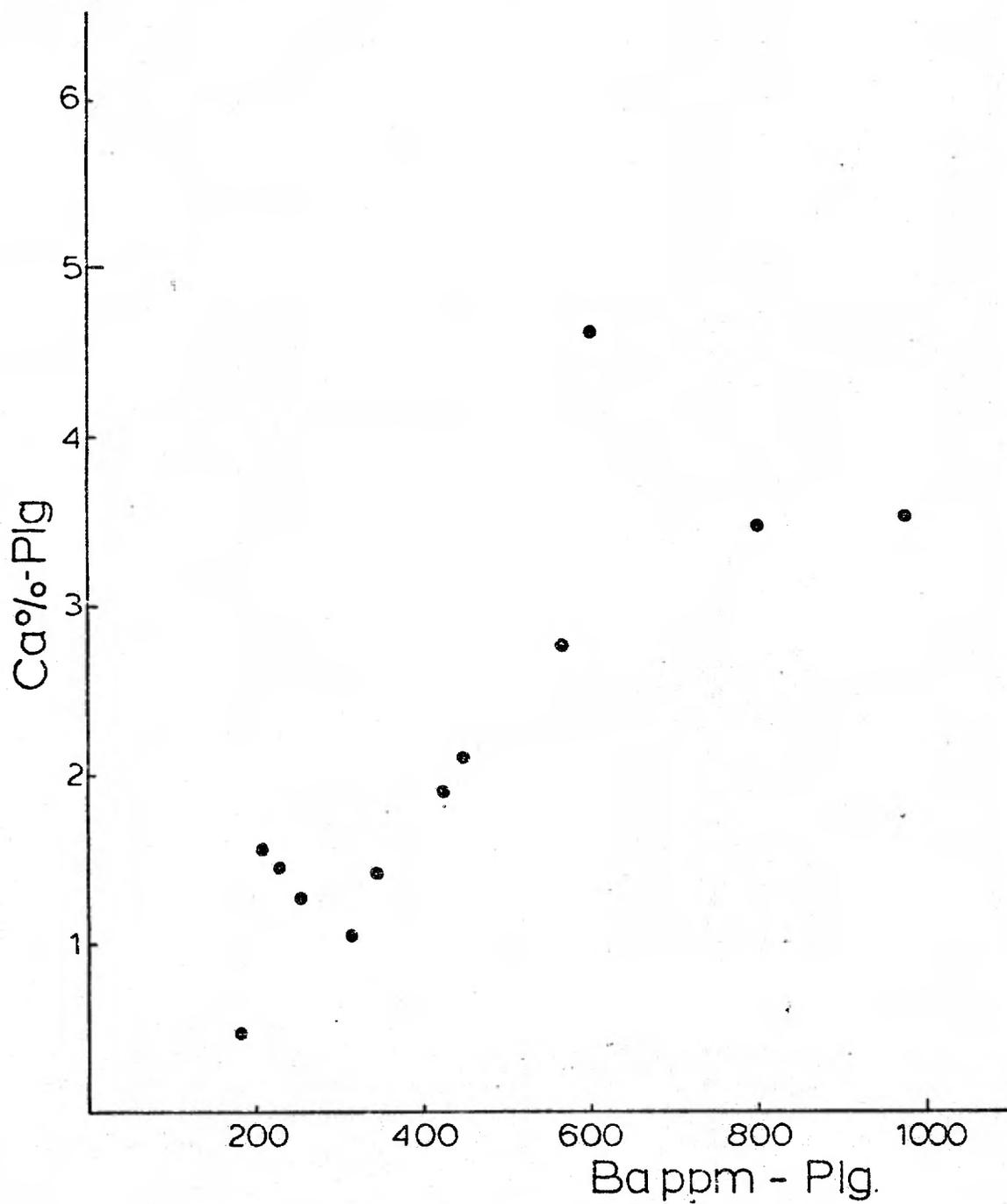


Fig. 4.3.3.3.2c: Variation du Ba en fonction du % Ca dans les plagioclases du CPLG.

les plus calciques; les teneurs en Ba diminuent progressivement dans les deux feldspaths des diorites-opdalites-jotunites jusqu'aux granites holo-leucocrates et autres charnockites quartziques.

La figure 4.3.3.3.2b souligne le fait que les teneurs en Ba des feldspaths potassiques sont intimement reliées aux teneurs en K; quant aux plagioclases, il est hors de tout doute que les teneurs sont d'autant plus élevées que le plagioclase est riche en potassium et qu'il est calcique, alors que le plagioclase est la seule phase dans laquelle le Ba puisse se concentrer en quantités importantes (figure 4.3.3.3.2c). Le comportement du Ba dans les roches du CPLG se compare assez bien à celui que Rhodes (1969) a trouvé dans les roches granitoïdes (diorites, granodiorites et granites) d'Australie.

4.3.3.3.3- Le strontium

Les teneurs en Sr dans les deux feldspaths des roches du CPLG tombent aussi dans la moyenne des roches granitiques - 2000 à 100 ppm pour les plagioclases et feldspaths potassiques des diorites aux granites - (Smith, 1974). La figure 4.3.3.3.3a illustre la distribution du Sr entre les feldspaths potassiques et plagioclases coexistants. Le coefficient de distribution du Sr dans les deux feldspaths est voisin de l'unité et est habituel dans ce type de roche comme l'ont décrit antérieurement Heier (1962) et Smith (1974). Tout comme le Ba, le Sr tend à s'insérer, dès le début de la cristallisation, dans le réseau des plagioclases, et les concentrations en Sr diminuent dans les plagioclases au fur et à mesure que la calcicité de ces derniers baisse. C'est ce que souligne

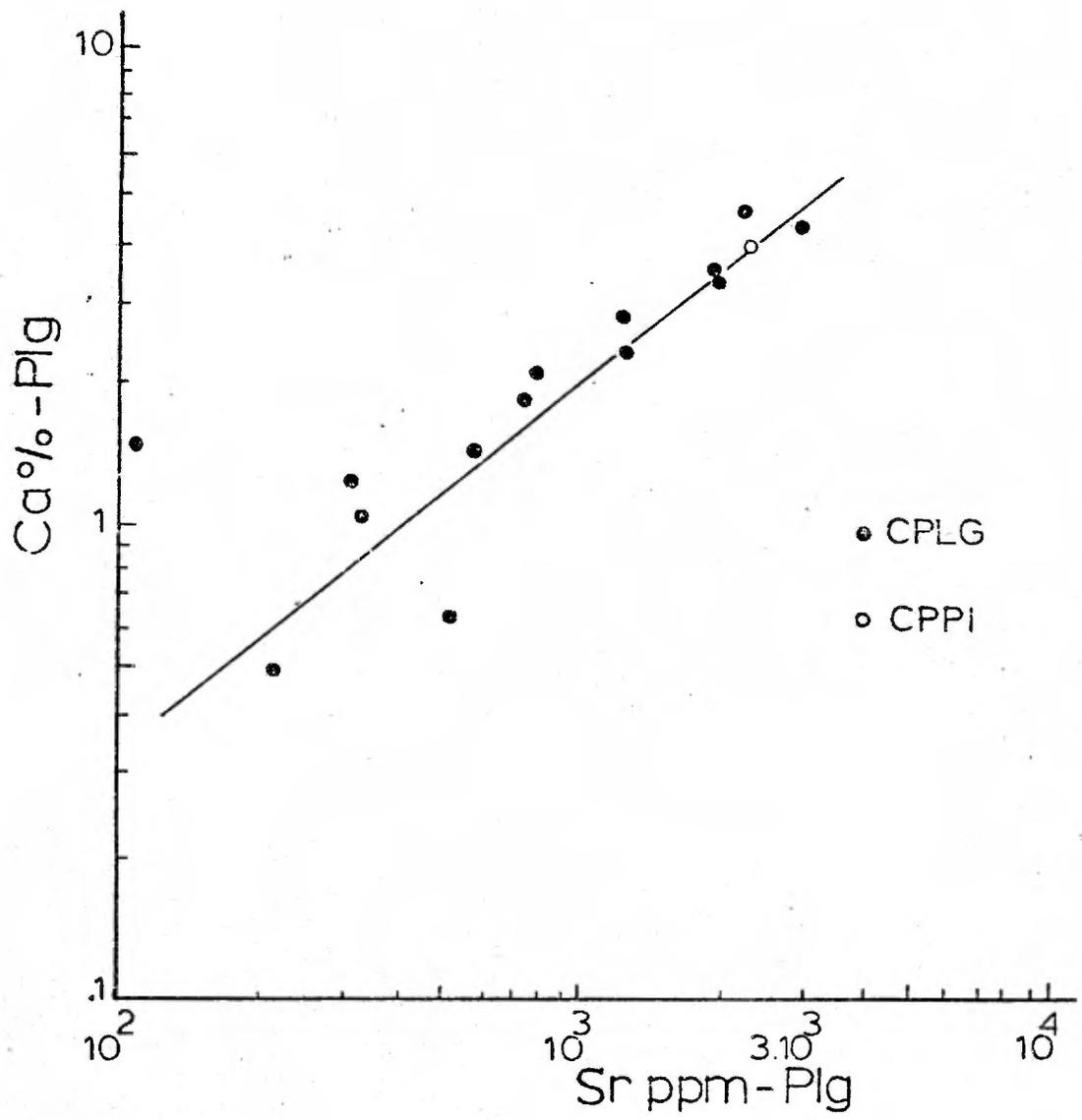


Fig. 4.3.3.3b: Variation du Sr_{Plg} en fonction du Ca_{Plg} dans le CPLG-CPPI.

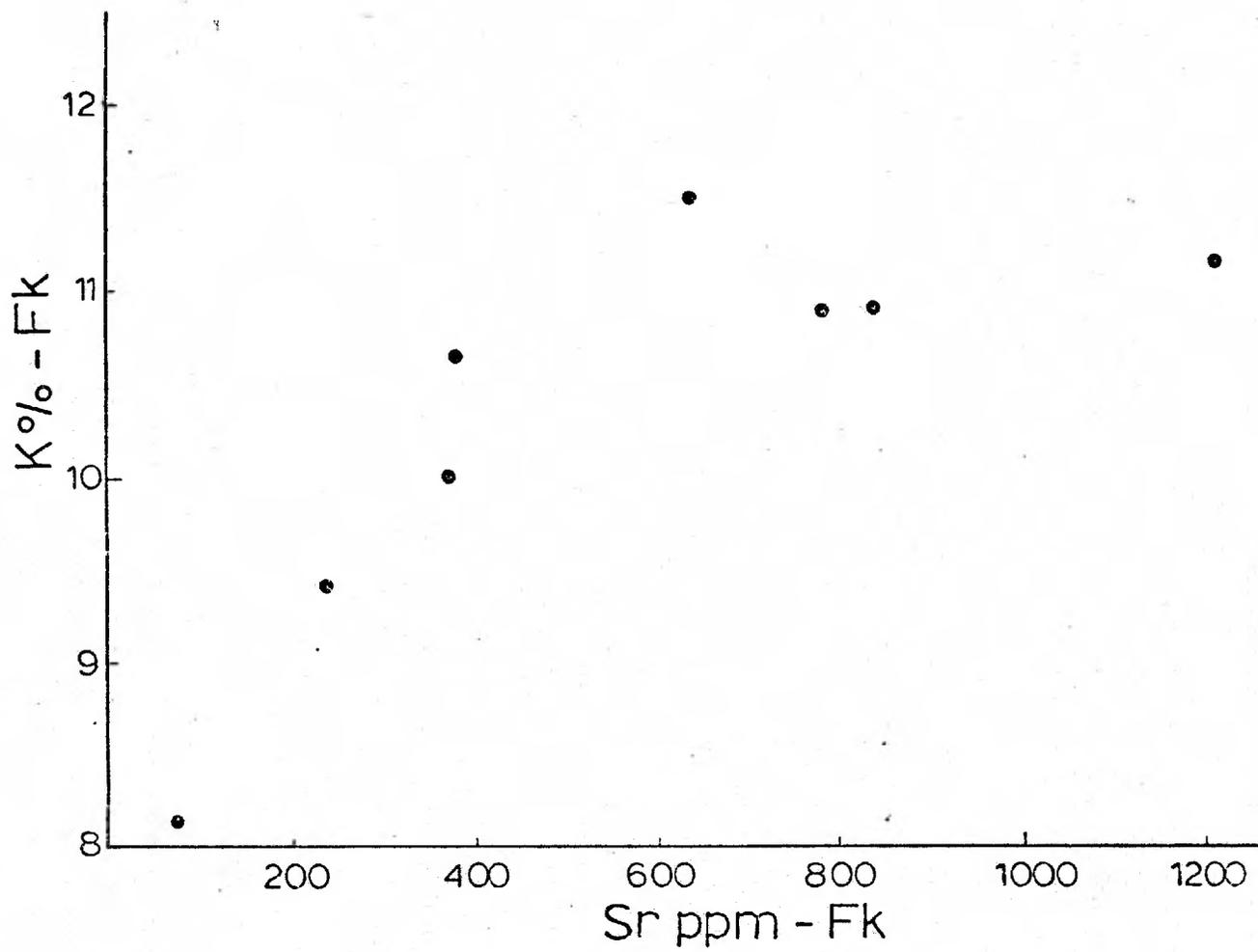


Fig. 4.3.3.3c: Variation du Sr_{Fk} en fonction du K_{Fk} dans le CPLG.

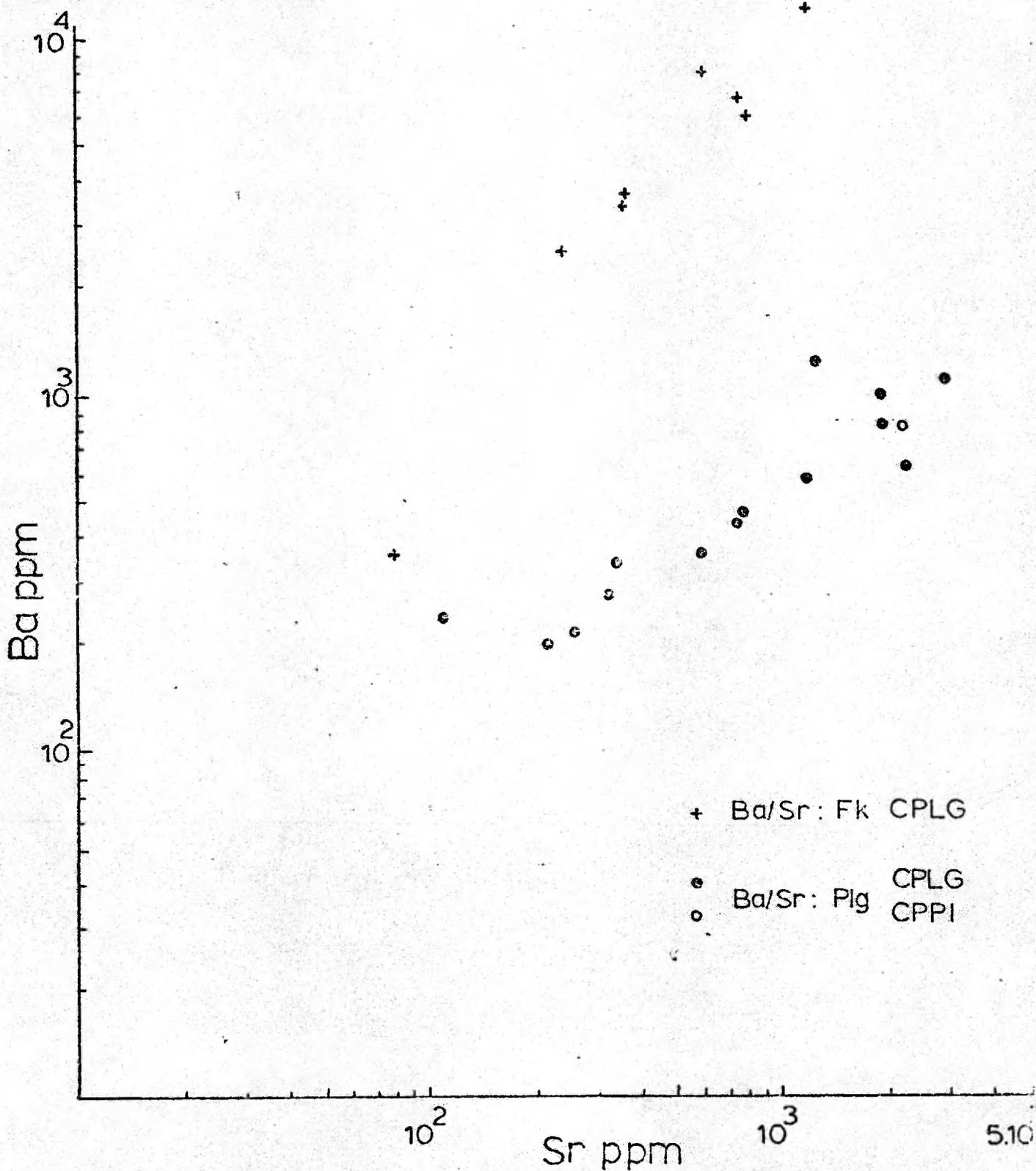


Fig. 4.3.3.3d: Variation du Ba en fonction du Sr dans les Fk et les plagioclases du CPLG-CPP1.

par ailleurs la figure 4.3.3.3b où le Sr est porté en fonction de Ca. Dans les feldspaths potassiques, il semble que les teneurs en Sr soient surtout fonction des teneurs en K plutôt que de celles en Ca (figure 4.3.3.3c).

La figure 4.3.3.3d illustre la distribution du Sr et du Ba dans chacun des deux feldspaths. Dans les plagioclases (tableau 4.3.3), sauf exception, les teneurs en Sr sont légèrement supérieures de moitié ou sont le double de celles du Ba (Ba/Sr varie de 0,35 à 1 environ). Dans les feldspaths potassiques, les teneurs en Ba sont de 8 à 10 fois supérieures à celles du Sr, (Ba/Sr varié de 4,17 à 12,37).

4.3.3.3.4- Conclusion

En résumé, le comportement du Rb et du Ba, Sr dans les quelques paires de feldspaths étudiées dans le CPLG est conforme à celui qui est décrit dans la littérature dans les intrusions granitoïdes.

Le Rb se loge surtout dans les feldspaths potassiques et se concentre dans les liquides résiduels comme l'indiquent les teneurs élevées en Rb des feldspaths potassiques du granite hololeucocrate et de la charnockite quartzique qui représentent des roches parmi les plus différenciées de l'intrusion.

Le Ba se loge de préférence dans les feldspaths potassiques par rapport aux plagioclases tandis que le Sr est réparti de façon équilibrée entre les deux feldspaths ($K_D_{Sr} = FK/Plag = 1$). Ces deux éléments diminuent progressivement dans les deux feldspaths au fur et à mesure que l'on passe des roches les plus basiques aux plus acides.

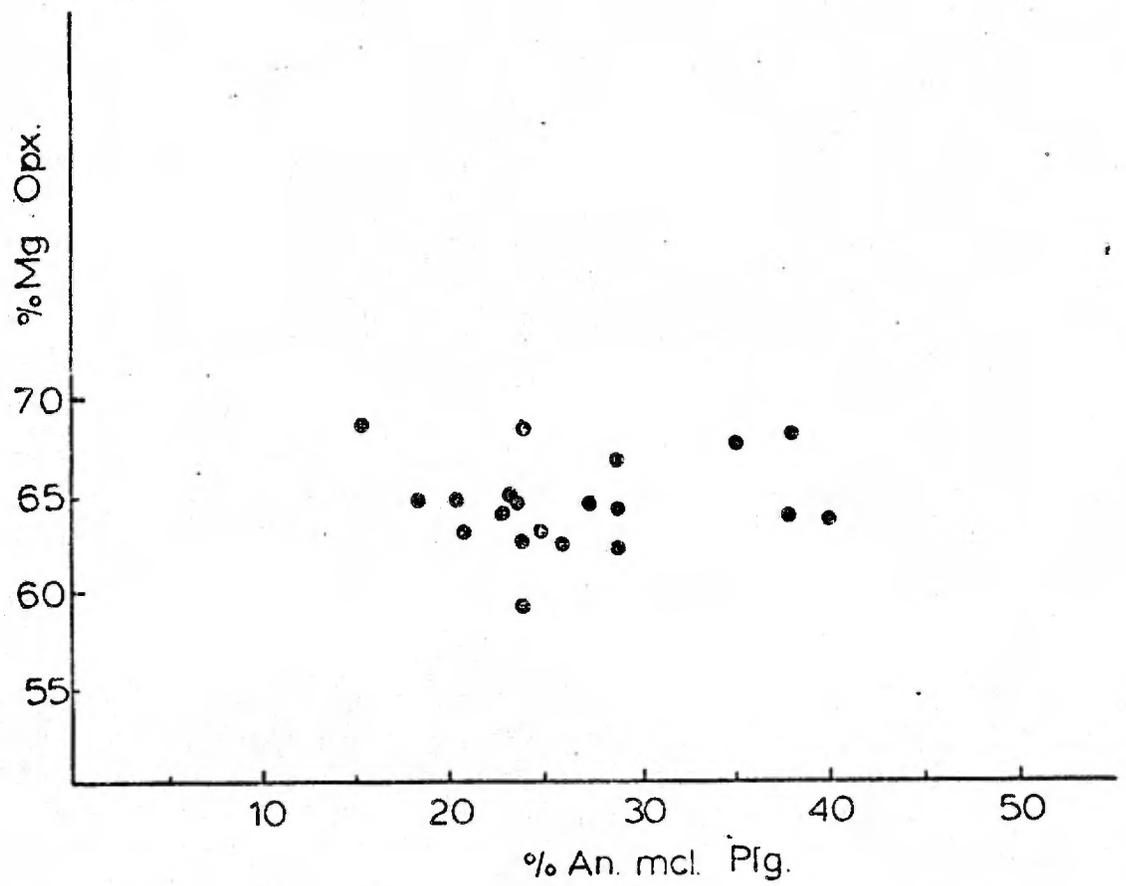


Fig. 4.3.4: Variation du % En en fonction du % An dans le CPLG.

TABLEAU 4.3.4: Composition des orthopyroxènes dans le CPLG.

Echantillons.	%An. (écart).	%An. (moy.)	%En. (2V).	%En. (n_z).	%En. moy.
070867	23-28	24	60		60
050868	20-22	21	63		63
060268	10-16	12	71		71
060868	26-38	29	66		66
070868	14-26	19		64	64
071068	15-17	16	68		68
071268	23-26	24	65	63	64
080668	31-38	36		64	64
080768	25-34	29	64		64
090168	31-40	38	68		68
100668	24-31	27		64	64
110268	22-27	24		68	68
120668	19-38	24	65		65
121668	22-27	25	62	64	63
180168	30-36	34	67		67
180568	28-39	36	66	61	64
200168	26-38	32	65	63	64
220368	25-39	30	61	64	63
422469	25-41	32	62		62
490569	12-34	22		64	64

4.3.4- La minéralogie des orthopyroxènes du CPLG

Une vingtaine d'orthopyroxènes du CPLG ont été étudiés par voie optique en utilisant $2V$ et n_z (Hess, 1960). Les résultats sont rapportés dans le tableau 4.3.4. Leur composition varie entre En_{68} et En_{59} dans les diorites et jotunites, et entre En_{68} et En_{63} dans les mangérites et charnockites. Ces résultats sont assez similaires à ceux que Philpotts (1966) et Schimann (1971) ont obtenus dans des diorites et mangérites de la partie méridionale de la Province de Grenville.

Aucune corrélation vraiment significative n'a été trouvée entre la composition des orthopyroxènes et la calcicité moyenne des plagioclases d'une part, (figure 4.3.3) et la teneur en MgO de la roche d'autre part.

4.3.5- L'évolution des roches du CPLG et du CPPI dans le Système Qz-An-Ab-Or.

Les principales conclusions pétrogénétiques découlant de l'examen pétrographique classique ont été exposées dans la section 4.3.2. Toutes les roches du CPLG et du CPPI semblent dériver d'un magma commun comme l'indiquent les analyses chimiques et leur évolution dans les diagrammes de variation de la section 4.4.

Comme leur teneur en Quartz + Feldspath K + Plagioclase normatifs est supérieure ou égale à 80%, la plupart des roches du CPLG et du CPPI peuvent être étudiées dans le système Qz-Ab-An-Or; sont exclues les diorites-opdalites et jotunites dont la somme Quartz + Feldspath K + Plagioclase est inférieure à 75% et dont les données ne peuvent servir que du

point de vue qualitatif.

La composition des roches envisagées ne représente par le "liquide" (magma) d'où elles dérivent si l'on considère la taille des cristaux et le fait qu'il y a eu fluage comme l'indiquent les structures mésoscopiques. Tandis que les roches plagioclasiques typiques (diorites-opdalites-jotunites) semblent en quelque sorte des cumulats, les roches plus quartziques tendent vers l'équilibre en ce sens que la variation de la calcicité des plagioclases de la mésostase est faible et que la composition des phénocristaux de plagioclase n'est pas beaucoup supérieure à celle des cristaux de la mésostase. La position de la composition de la roche se trouve ainsi à peu près sur la ligne d'attache reliant les 2 feldspaths coexistants (cf. plus loin, figures 4.3.5c, d). L'évolution des plagioclases et feldspaths potassiques se traduit dans le système An-Ab-Or par une augmentation constante de la teneur en albite au fur et à mesure de la cristallisation magmatique. La figure 4.3.5a illustre la distribution des feldspaths* et des roches analysées. Nous n'y avons pas tracé de ligne d'attache pour la clarté car elles se recoupent légèrement à peu de distance du champ des feldspaths potassiques. Ceci découle surtout de la méthode utilisée, la séparation par liqueurs denses ne donnant qu'une valeur moyenne et non ponctuelle. L'utilisation adéquate de la microsonde

* Les feldspaths ont été séparés par liqueur dense (appendice XIV); les plagioclases représentent les cristaux de la mésostase et la couronne des phénocristaux qui compte pour environ la moitié ou les 2/3 de ces phénocristaux.

Fig. 4.3.5a: Position des feldspaths k, des plagioclases et des roches du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.

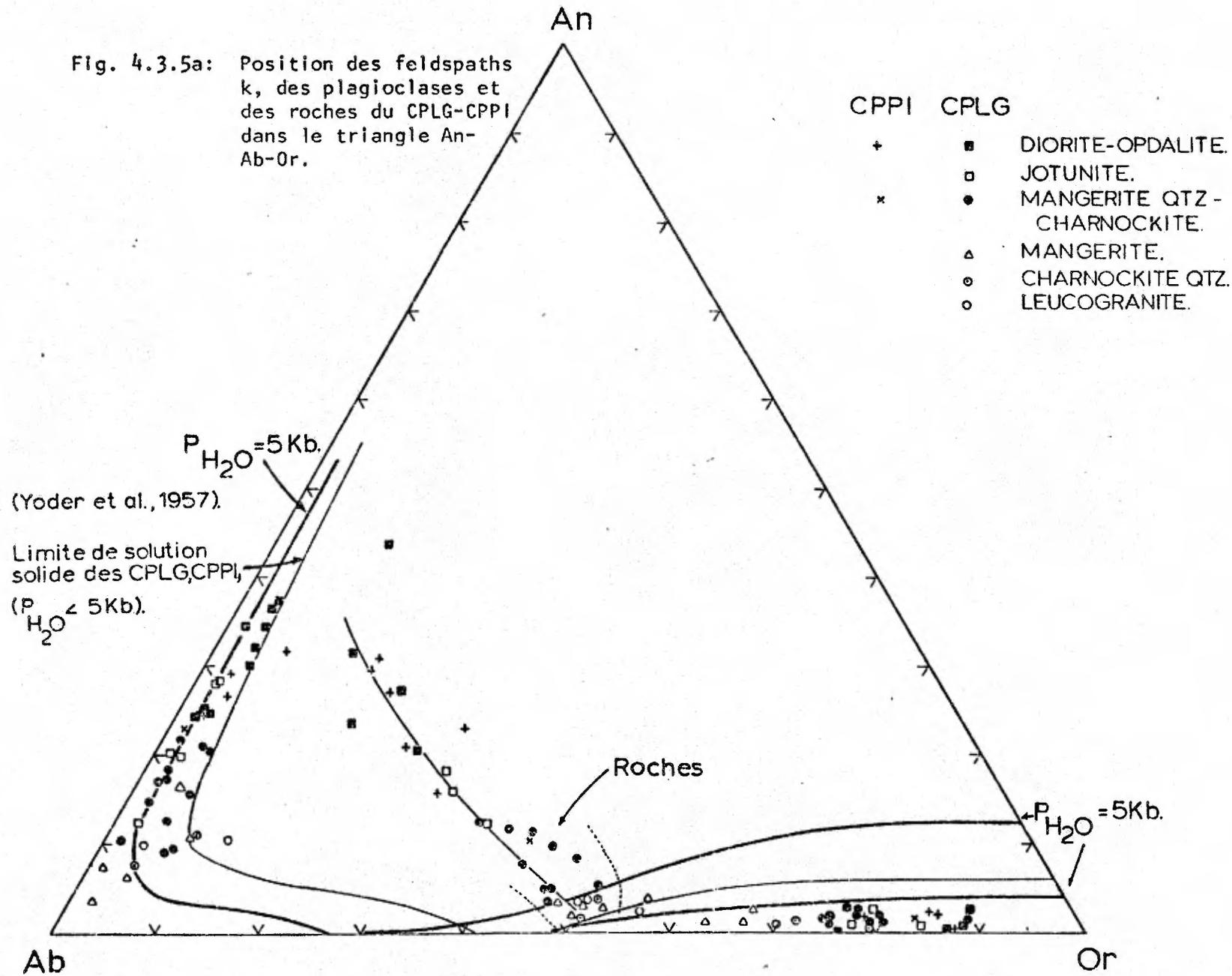


Fig. 4.3.5b: Position des feldspaths k, des plagioclases et des diorites-opdalites-jotunites du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.

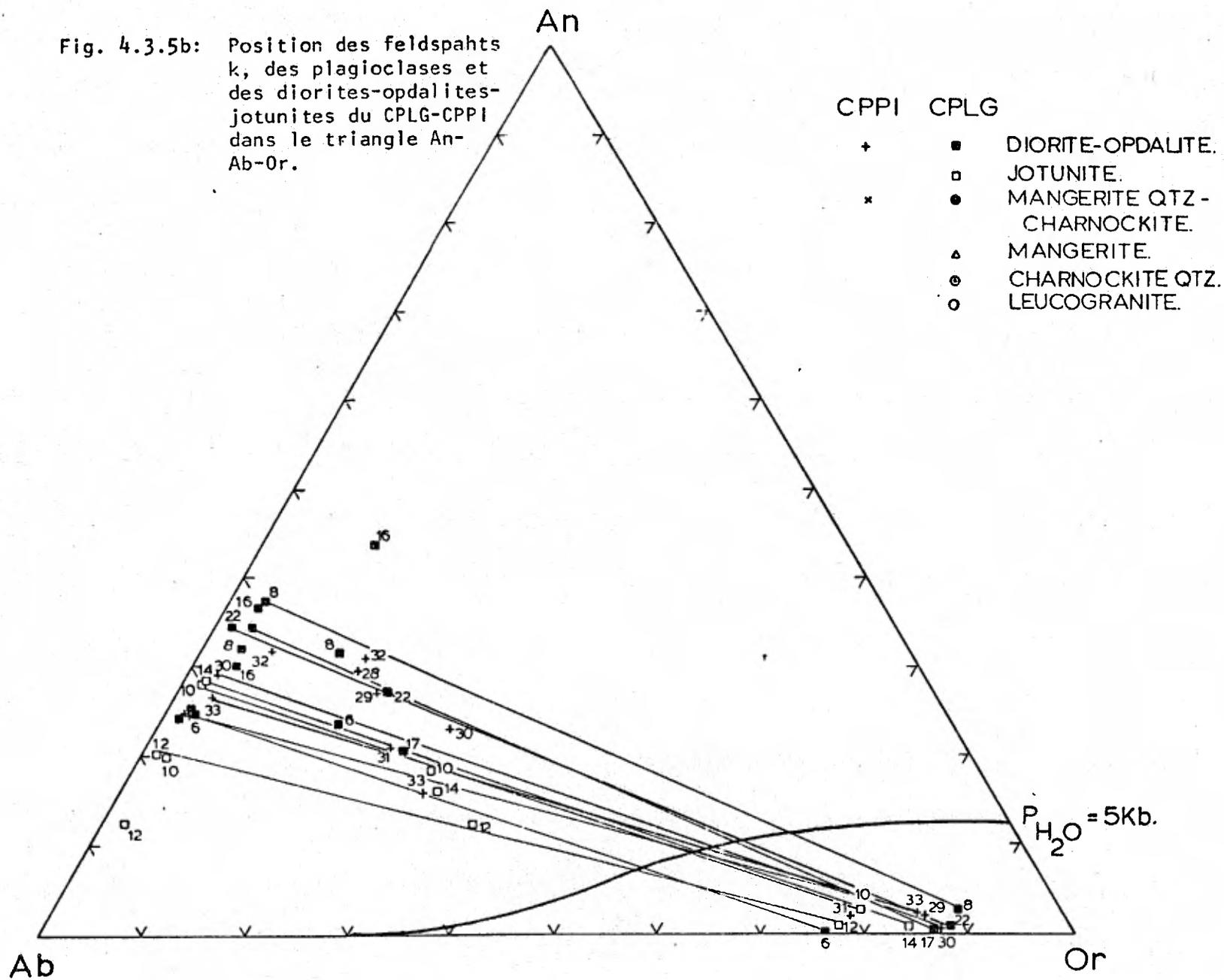
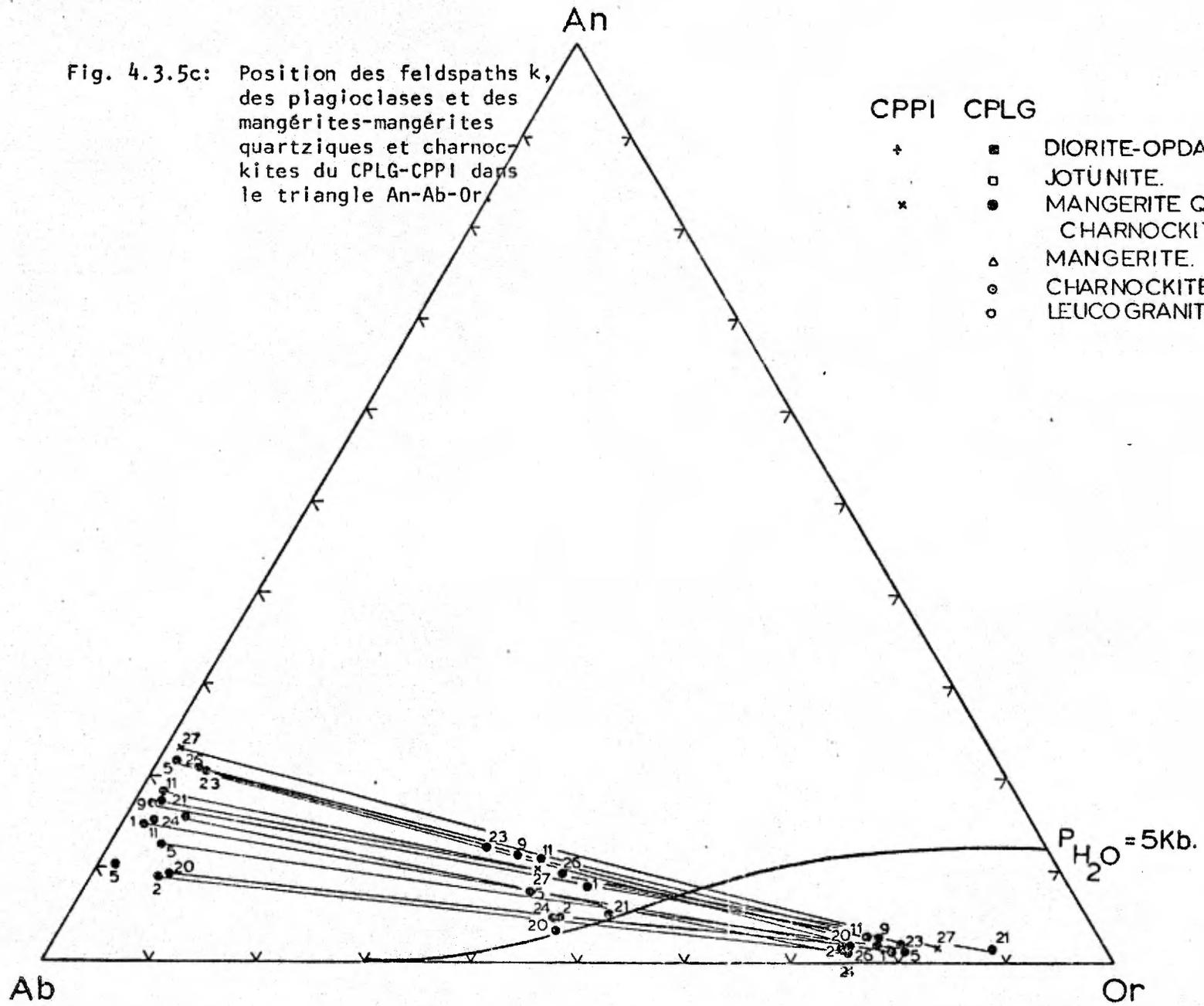
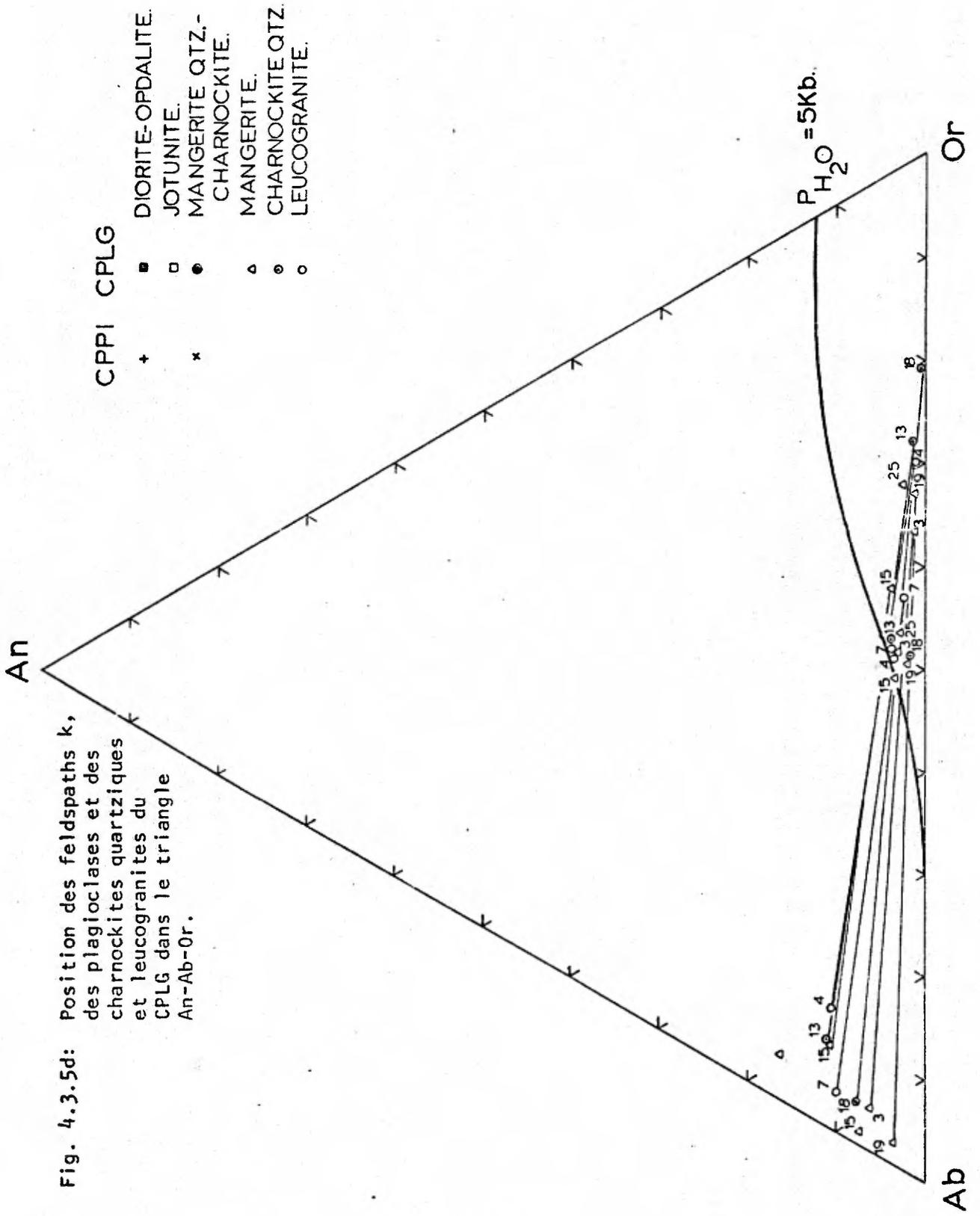


Fig. 4.3.5c: Position des feldspaths k, des plagioclases et des mangérites-mangérites quartziques et charnockites du CPLG-CPPI dans le triangle An-Ab-Or.

- | CPPI | CPLG | |
|------|------|----------------------------|
| + | ■ | DIORITE-OPDALITE. |
| . | □ | JOTUNITE. |
| x | ● | MANGERITE QTZ-CHARNOCKITE. |
| | △ | MANGERITE. |
| | ○ | CHARNOCKITE QTZ. |
| | ○ | LEUCOGRANITE. |





serait, de ce pint de vue, supérieure*. Dans ce diagramme, les roches les plus basiques se situent à part un peu décalées vers le haut. Les mangérites, charnockites et granites hololeucocrates forment une suite continue en direction de la courbe cotectique de Yoder et al. (1957) pour $P_{H_2O} = 5$ Kbars placée dans le diagramme comme référence. L'évolution des roches du CPLG-CPP1 (liquides ?) s'effectue en direction de la cotectique et la plupart des mangérites quartziques aux granites se localisent de part et d'autre de la cotectique à l'extrémité de la vallée thermique définie par Kleeman (1965) où se projettent la plupart des roches granitiques (Tuttle et Bowen, 1958). La limite de solution solide tracée à partir de la distribution des feldspaths du CPLG et du CPP1 dans le système Ab-An-Or souligne le fait que la P_{H_2O} a été inférieure à 5 Kbars au cours de la cristallisation.

Considérées dans le diagramme Qz-Ab-Or (où sont indiquées pour références les courbes limitant les divers champs de stabilité et les points eutectiques et minima pour diverses pressions d'eau), la plupart des roches ayant une valeur: $Qz + Fk + Pg \geq 80\%$ se projettent sur le flanc potassique du système (pour $Ab/An = \infty$)** et montrent une évolution en direction des courbes séparant le champ du quartz de celui des feldspaths (figure 4.3.5e). Les deux leucogranites étudiés se projettent à proximité des courbes caractéristiques de 5 et 2 Kbars.

* A cette constatation, s'ajoutent la problême de la séparation du quartz qui rend les analyses moins précises et celui du dosage du Ca légèrement sous-estimé (Woussen, 1975).

** Sous une P_{H_2O} de 2 Kbars et pour un rapport Ab/An d'environ 3 à 5, ces points se projettent le long de la vallée thermique entre les deux feldspaths, légèrement sur le flanc albitique du système (Winkler, 1967).

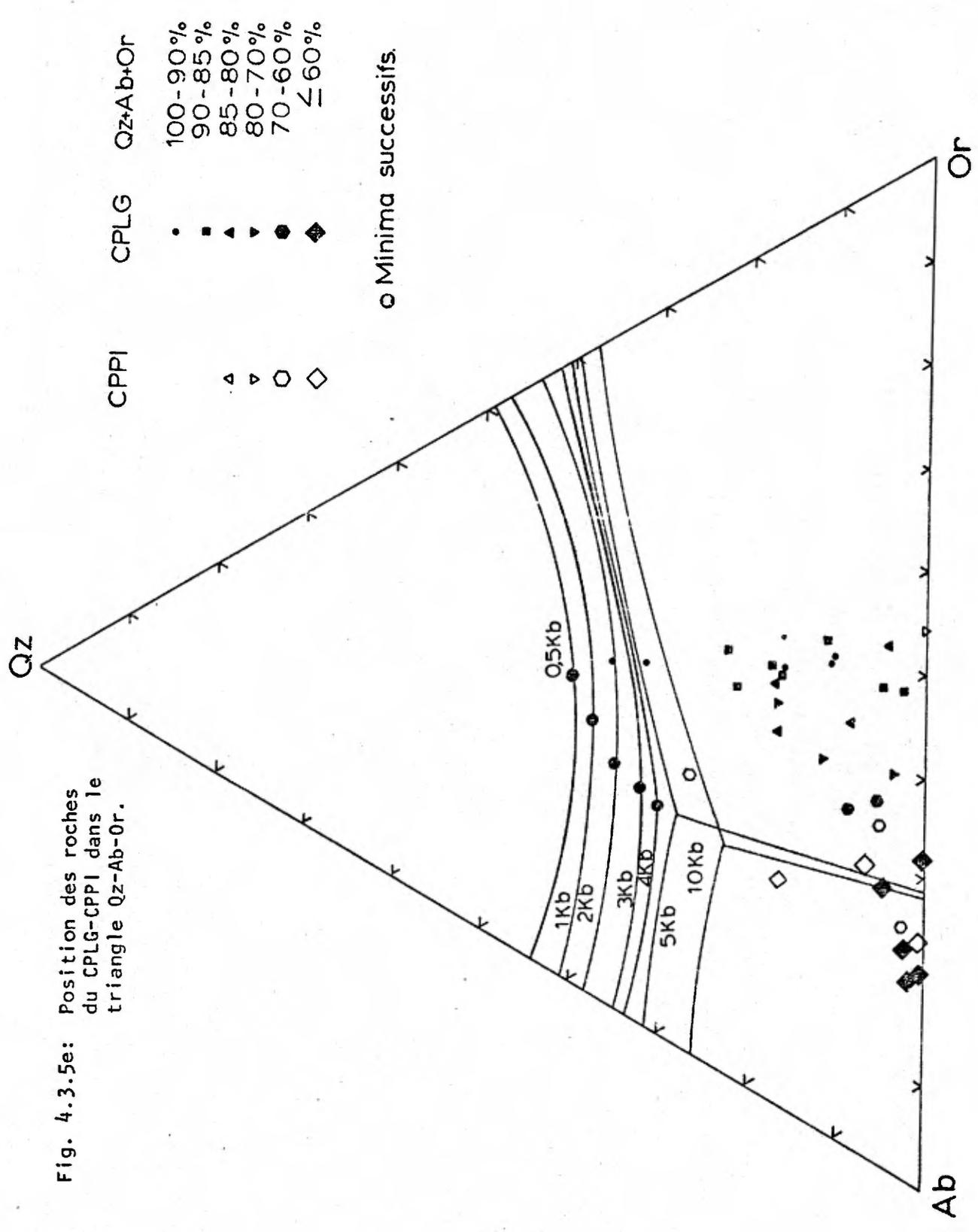


Fig. 4.3.5e: Position des roches
 du CPLG-CPPI dans le
 triangle Qz-Ab-Or.

Il semble donc que les roches quartzifères du CPLG et du CPPI aient cristallisé sous une P_{H_2O} suffisamment élevée pour permettre la formation de hornblendes vertes et de biotites primaires; cette P_{H_2O} pourrait donc être de l'ordre de 2 à 4 Kbars à la fin de la cristallisation des massifs granitoïdes. De ce fait, la courbe cotectique du système An-An-Or (pour une $P_{H_2O} = 5$ Kbars) ne rejoint pas l'arête Ab-Or pour la pression envisagée (2-4 Kbars) dans le cas des roches du CPLG-CPPI; pour la même raison, le plan MNLB du système Ab-An-Or-Qz (figure 4.3.5f), cotectique pour $P_{H_2O} = 5$ Kbars, le reste vers la courbe MN, mais devient péritectique près de la courbe LB.

Les figures 4.3.5b,c confirment l'ordre de cristallisation décrit plus haut (section 4.3.2) en ce qui a trait aux diorites-opdalites-jotunites et mangérites (quartziques) - charnockites. Les roches sont situées dans le champ du plagioclase; celui-ci cristallise d'abord et est suivi par le feldspath potassique dès que la courbe cotectique est atteinte. Dans le cas des diorites-opdalites-jotunites (figure 4.3.5b) qui sont des cumulats, le liquide interstitiel, bien que peu abondant, a cependant atteint la courbe MN du système quaternaire (figure 4.3.5f) comme l'indique la présence de quartz interstitiel. Le feldspath potassique s'est développé surtout autour des cristaux de plagioclase (texture antirapakivi) ou de façon interstitielle. Dans les mangérites quartziques et charnockites, les plagioclases cristallisent toujours les premiers (figures 4.3.5c, f) sous forme de phénocristaux. Dès que la ligne cotectique du système Ab-An-Or (le plan MNBL du système quaternaire de la figure 4.3.5f) est atteinte, le feldspath potassique cristallise de concert avec le plagioclase

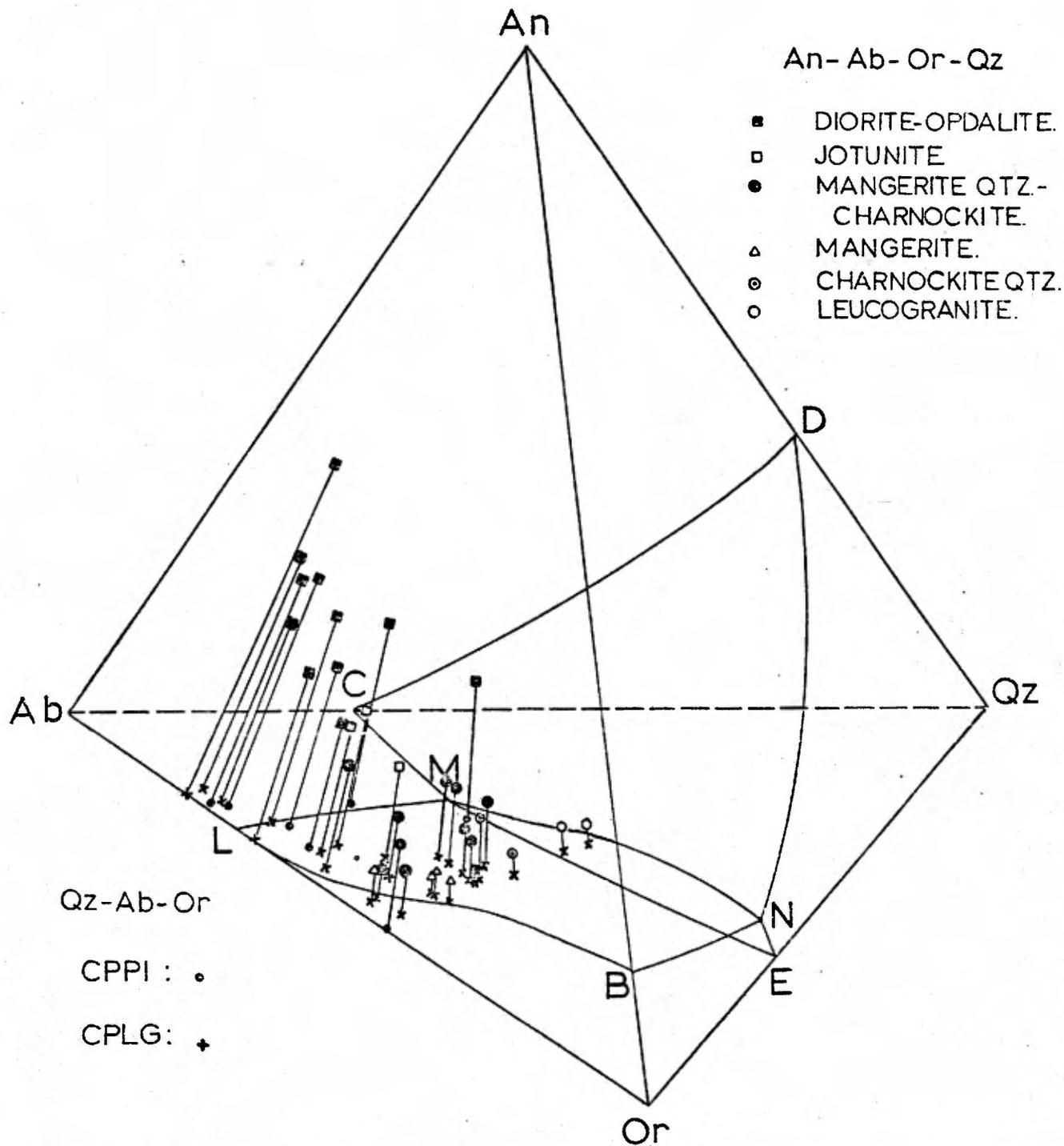


Fig. 4.3.5f: Position des roches du CPLG-CPPI dans le tétraèdre Qz-An-Ab-Or et leur projection dans le triangle Qz-Ab-Or.

de la mésostase. Le liquide évolue dans le système quaternaire vers la courbe MN avant épuisement.

Dans la figure 4.3.5d, les points représentatifs des mangérites syénitiques hololeucocrates-charnockites quartziques se projettent plus ou moins légèrement sous la courbe cotectique; dans le tétraèdre Ab-An-Or-Qz, ils se situent près du plan MNBL ou légèrement en dessous. Cette position explique la résorption partielle ou totale qu'ont subie les phénocristaux de plagioclase que les aléas des mouvements magmatiques ont mis en présence avec du liquide beaucoup plus alcalin. La résorption ébauchée, le liquide, à partir duquel cristallise le feldspath potassique, rejoint le plan LMNB; le plagioclase de la mésostase cristallise à son tour et le liquide résiduel migre dans le plan MNLB vers la courbe MN où le quartz se joint aux deux feldspaths.

Quant au leucogranites, ils se situent dans le champ du quartz (figure 4.3.5f) tellement près de la courbe MN que les deux feldspaths ont cristallisé pratiquement simultanément avec le quartz.

Le diagramme quaternaire Ab-An-Or-Qz (figure 4.3.5f) corrobore les données pétrographiques illustrées dans les sections 4.3.1 et 4.3.2 et permet de quantifier l'évolution des liquides résiduels vers une composition granitique de plus en plus proche de la courbe cotectique du système.

Si l'on considère que la P_{H_2O} a pu être de l'ordre de 2 à 4 Kbars au cours de la cristallisation des CPLG et CPPI, une estimation rapide de la température de cristallisation peut être déduite des abaques de Stormer (1975); elle a pu varier entre 670° et 600°C environ.

4.4- La pétrochimie des roches du CPLG et du CPPI

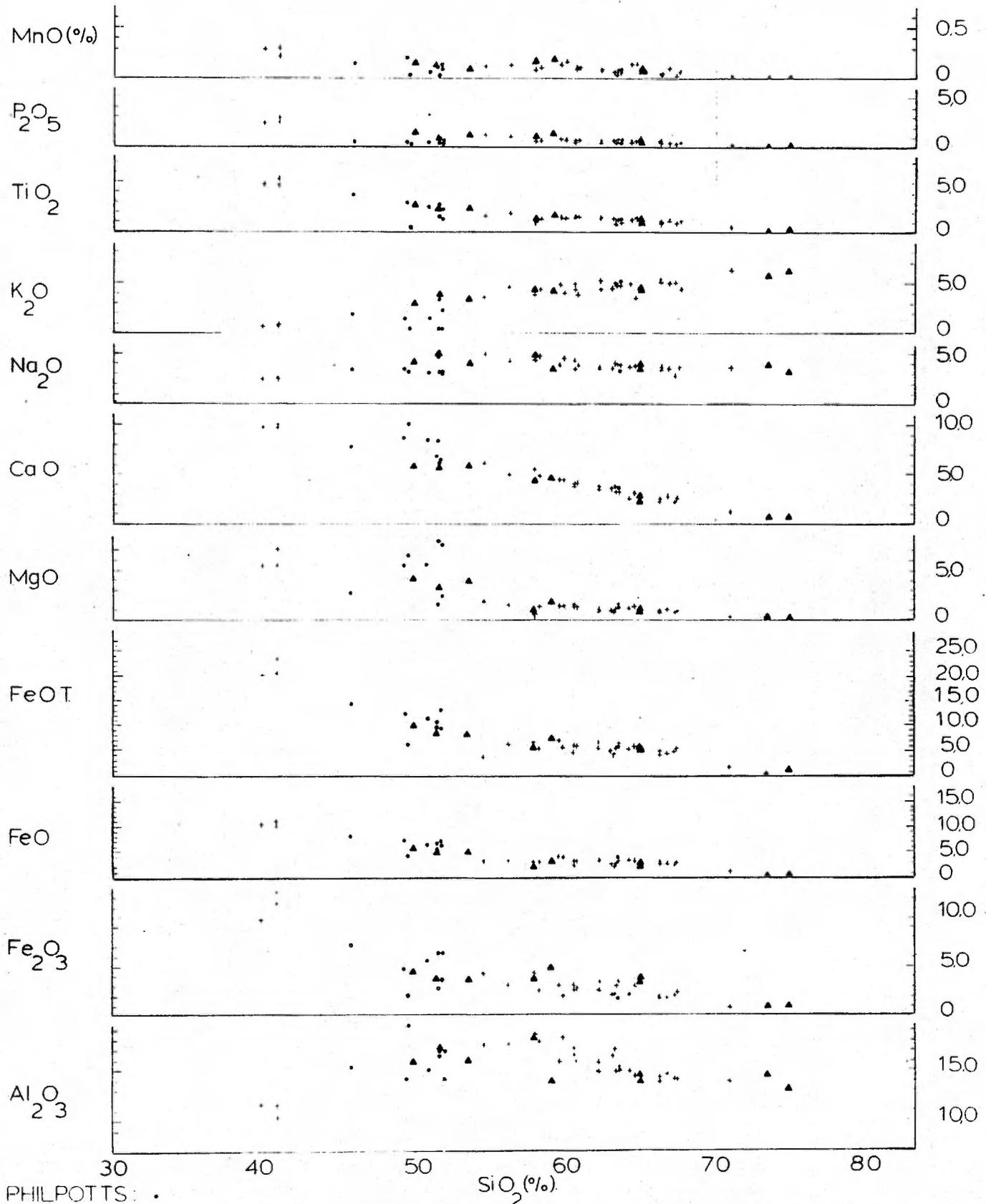
4.4.0- Généralités

Vingt-six roches provenant du CPLG et sept autres du CPPI ont été analysées par voie humide par les soins du Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Les éléments en traces suivants: Zr, V, Ba, Sr et Rb ont été dosés sur tous les échantillons tandis que le Co, le Cr et le Ni l'ont été sur quelques roches types. Les

résultats de ces analyses ainsi que les normes sont consignés dans l'appendice no. XIII, ainsi que les analyses des unités VII à XII de la région du lac Rouvray (Kehlenbeck, 1971) située au sud-ouest du CPPI, celles du lac Sacacomie (Schimann, 1971), et celles de Philpotts (1966) dans le sud de la Province de Grenville. Chimiquement, les roches du CPPI forment une entité lithologique assez homogène dont la moyenne se rapproche de celle des mangérites de Nockolds (1954), mais en diffère surtout par des teneurs plus élevées en K_2O , Na_2O , TiO_2 et P_2O_5 . De leur côté, les roches du CPLG qui sont très diversifiées varient d'une diorite ferrifère, pauvre en MgO , au granite hololeucocrate. D'une façon générale, les roches du CPPI sont plus pauvres en silice et potasse, mais plus riches en fer, magnésium et calcium que celles du CPLG; elles montrent aussi des teneurs assez élevées en titane et phosphore.

4.4.1- Variations des principaux oxydes

Les roches du CPLG et du CPPI d'une part, et celles des 3 auteurs cités ci-dessus d'autre part, étant assez quartziques, nous avons utilisé SiO_2 comme indice de différenciation (figures 4.4.4.1a, b). La position des roches du CPLG et du CPPI est logique si l'on considère qu'elles se succèdent des plus basiques aux plus acides sans interférences, et elle n'aurait guère été différente si l'on avait utilisé l'indice de Larsen ou celui que Philpotts (1966) a proposé pour étudier les roches noritiques et mangéritiques ($ID = CaO + MgO$). L'indice SiO_2 a l'avantage de faire saisir directement la variation des éléments en traces étudiés tout le long de la différenciation magmatique.



PHILPOTTS: .
 KEHLENBECK: ▲
 SCHIMANN: +

Fig. 4.4.1b Variation des oxydes des massifs granitoïdes du lac Sacacomie, du lac au Menton (CPLM) et de la région de Belleau-Desaulniers en fonction de SiO_2

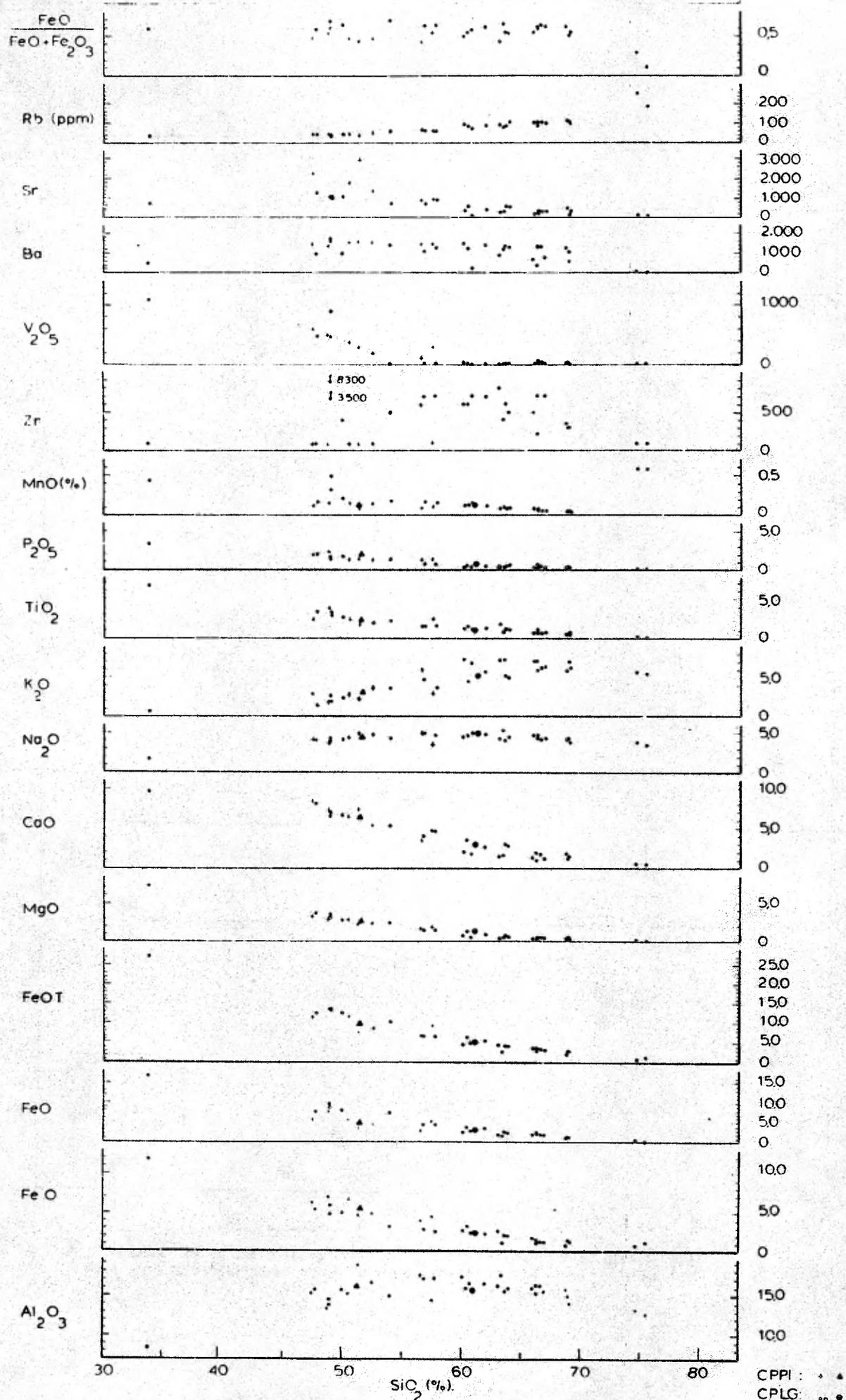
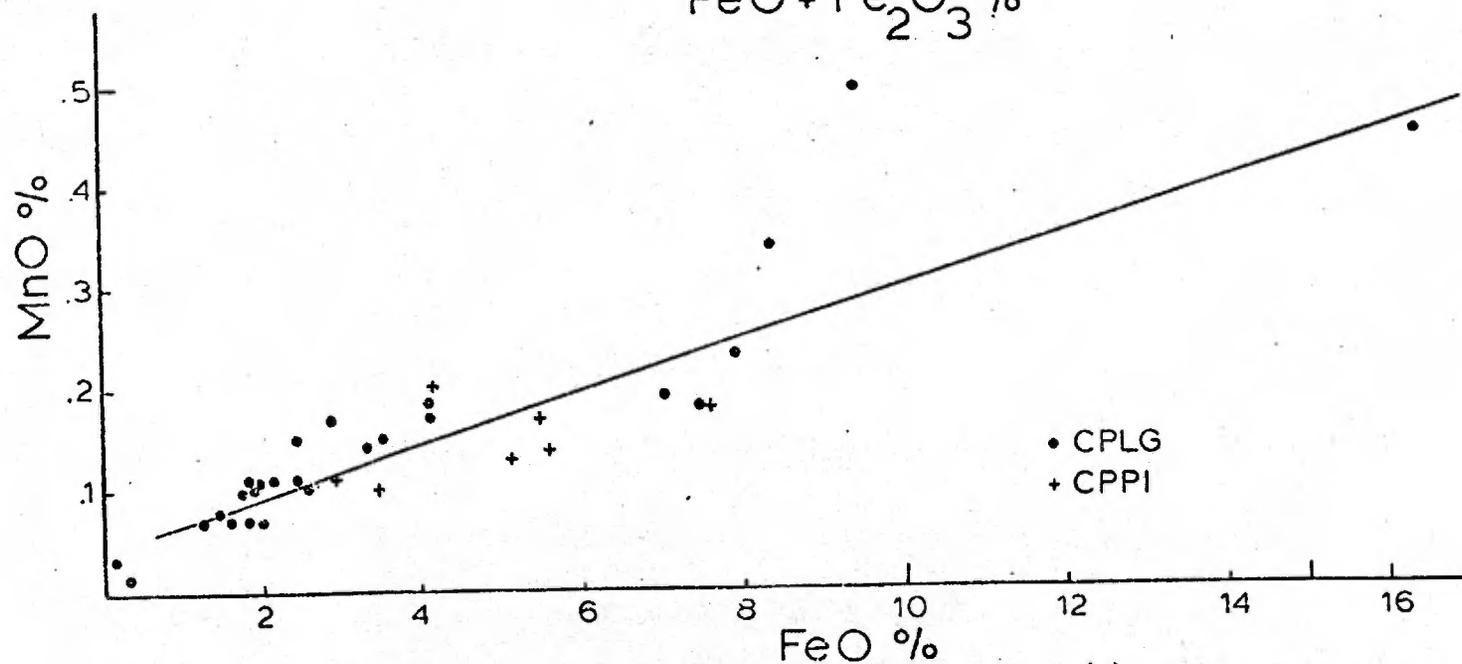
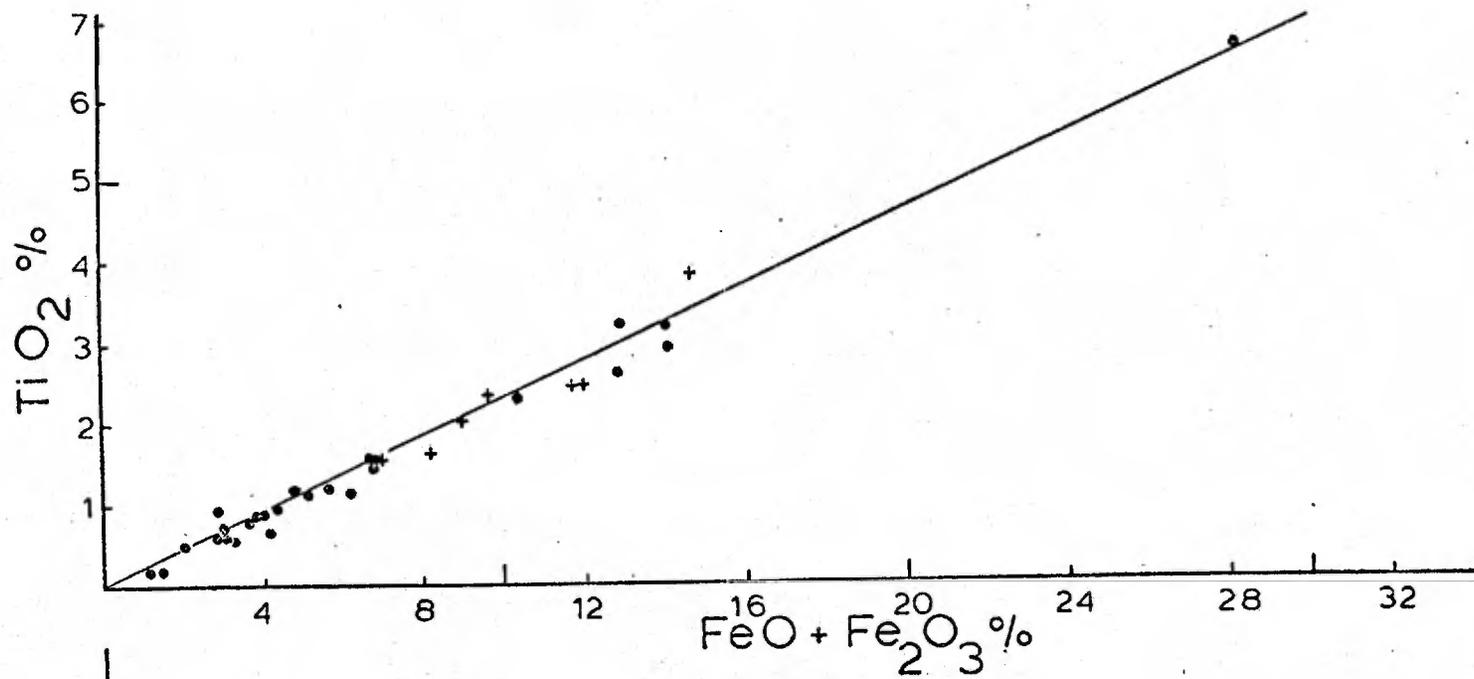
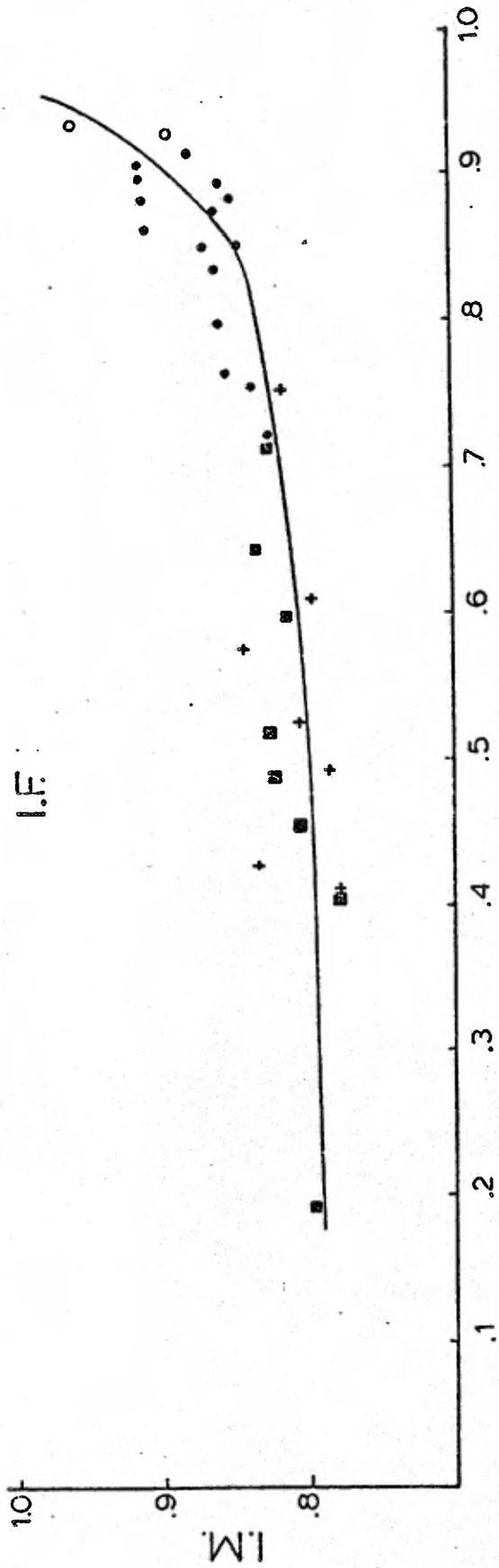
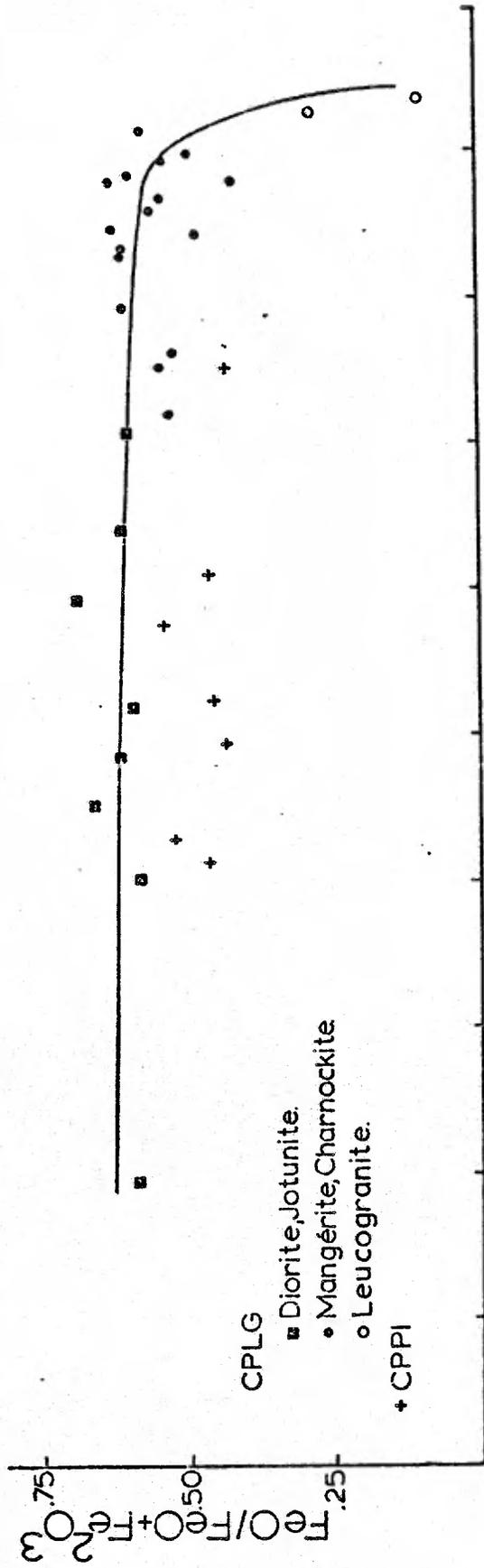


Fig. 4.4.1a Variation des oxydes et des éléments en traces du CPLG et du CPPI en fonction de SiO_2



Figs. 4.4.1c, d: Variation de TiO_2 en fonction de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (c) et de MnO en fonction de FeO (d) dans les roches du CPLG-CPPI.



Figs. 4.4.1e, f: Variation du rapport $\frac{FeO}{FeO + Fe_2O_3}$ (e) et de $\frac{FeO}{FeO + Fe_2O_3}$ (f) en fonction de l'I.M. (f) et de l'I.F. dans les roches du CPLG-CPPI.

Dans les roches du CPLG et du CPPI, l'alumine (Al_2O_3) augmente régulièrement des diorites jusqu'aux mangérites quartziques et elle diminue des charnockites jusqu'aux granites holo-leucocrates.

La partie ascendante de la courbe traduit l'augmentation du pourcentage de plagioclase d'abord, et du plagioclase et du feldspath potassique ensuite aux dépens des ferromagnésiens, tandis que la partie descendante reflète l'augmentation de la teneur en quartz vis-à-vis de celle des feldspaths.

Les teneurs en Fe_2O_3 , (FeO), TiO_2 et MnO traduisent surtout la diminution de la quantité d'oxydes de fer-titane (magnétite, ilménite) au cours de la cristallisation, tandis que celles du FeO et du MgO illustrent essentiellement la diminution de la quantité des deux pyroxènes et/ou hornblendes, notamment dans les roches les plus claires. La figure 4.4.1.c souligne le fait que l'augmentation de la quantité de TiO_2 dans la roche augmente proportionnellement à la teneur en fer. Le comportement géochimique du manganèse qui est calqué sur celui du fer bivalent ressort très bien dans la figure 4.4.1d. La figure 4.4.1h souligne la belle corrélation qui existe entre MgO et (FeO + Fe_2O_3).

L'évolution du degré d'oxydation des roches du CPLG-CPPI exprimé par le rapport $FeO/(FeO + Fe_2O_3)$ en fonction de l'indice felsique diminue très légèrement des roches les plus basiques vers les plus acides. La diminution brusque du rapport dans les roches granitiques découle certainement du fait que les minéraux ferromagnésiens y sont très peu abondants comparativement à la quantité de magnétite qui s'y trouve (figure 4.4.1e). La variation de l'indice mafique par rapport à l'indice felsique (figure

4.4.1f) illustre le fait que, aussi bien dans le CPLG que dans le CPP1, la différenciation s'effectue surtout par le biais des feldspaths dans la majeure partie des roches dioritiques à mangeritiques; pendant ce temps, l'indice mafique augmente très peu.

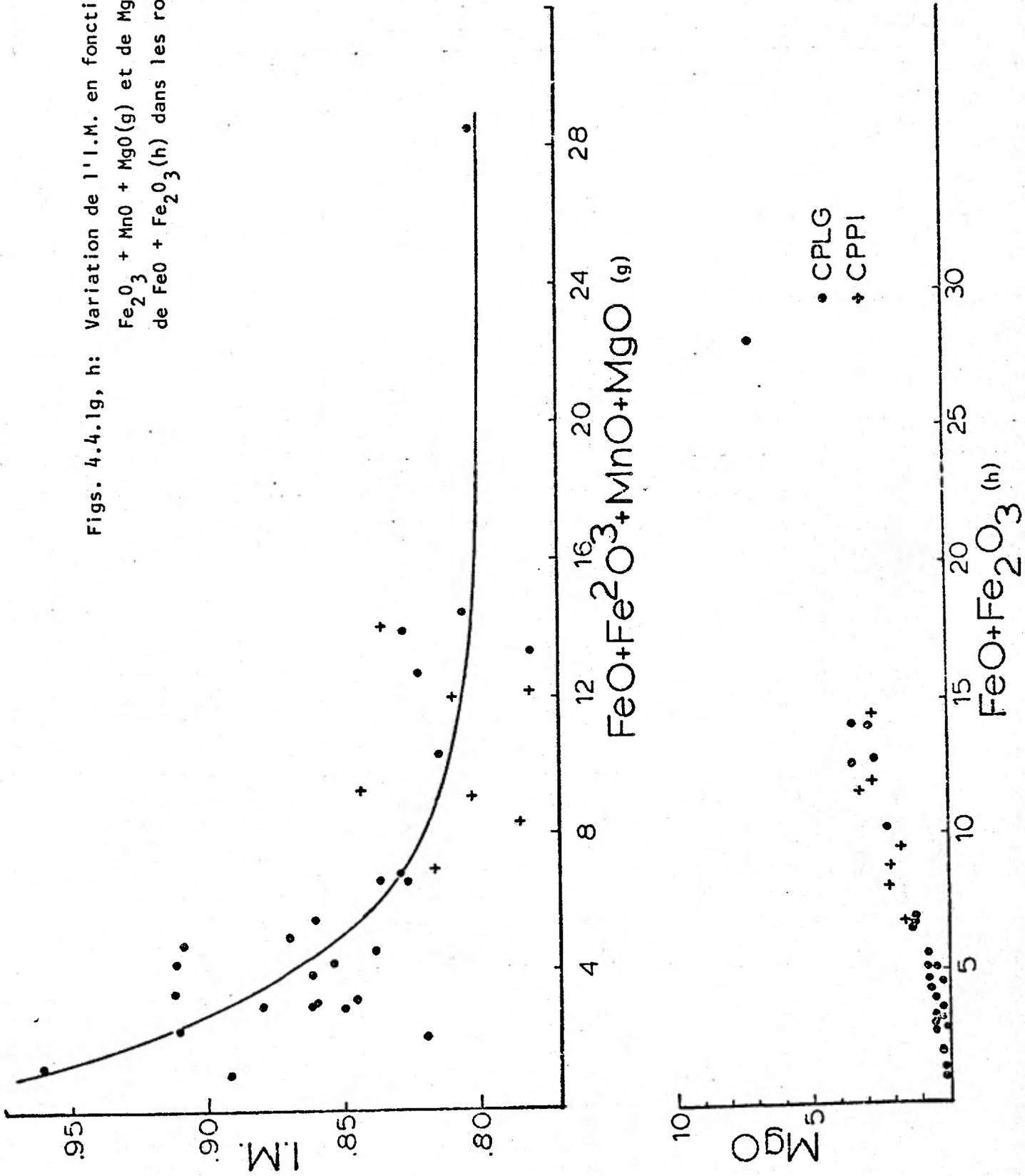
Des mangerites aux charnockites, l'indice mafique augmente régulièrement en fonction de l'indice felsique. Cette variation traduit l'augmentation du fer par rapport au magnésium dans les ferromagnésiens et celle du potassium aux dépens du calcium dans les feldspaths. De ce point de vue, ce diagramme est plus explicite que le diagramme AFM.* Similairement, l'indice mafique augmente régulièrement au fur et à mesure que diminue la teneur absolue en $\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{MnO}$ de la roche et surtout à partir des mangerites (figure 4.4.1g).

La diminution constante de la teneur en CaO qui est reliée au clinopyroxène, à la hornblende verte, au plagioclase et à l'apatite, découle, pour chacune des roches, de la diminution de la quantité de chacune de ces phases et de la calcicité des plagioclases.

La teneur en P_2O_5 qui diminue de façon continue des diorites jusqu'aux mangerites (3% à 1%) et ensuite jusqu'aux granites holoalucocrates où elle est presque nulle (0,02%) illustre l'évolution de l'apatite dans les deux massifs. La variation de Na_2O présente, tout comme l'alumine, une courbe en forme de cloche aplatie; la partie ascendante de la courbe est fonction de l'augmentation de la quantité des plagioclases et l'augmentation de la teneur en Na_2O dans les feldspaths potassiques. La partie descendante de la courbe souligne surtout la diminution de la quantité

* cf. figure 4.4.3b

Figs. 4.4.1g, h: Variation de l'I.M. en fonction de FeO + Fe₂O₃ + MnO + MgO(g) et de MgO en fonction de FeO + Fe₂O₃ (h) dans les roches du CPLG-CPPI.



des plagioclases dans les charnockites au profit du quartz et du feldspath potassique. La teneur en K_2O augmente progressivement dans les diorites, opdalites et les jotunites pour atteindre un maximum dans les mangérites et mangérites quartziques. Elle diminue dans les charnockites en direction des granites où elle atteint 5,5% environ. Cette évolution qui traduit l'apparition progressive du feldspath potassique sous forme de gouttelettes d'exsolution dans les plagioclases dans les diorites et de mésoperthite dans les autres roches est cependant compliquée par la présence de biotites dans la plupart des roches et dans les diorites notamment, ceci a pour effet de hausser la teneur en K_2O de ces roches.

L'évolution continue des divers oxydes majeurs le long d'une seule courbe de variation en fonction de l'indice SiO_2 (le résultat eût été le même pour les indices de Larsen (1938), de Philpotts (1966), ou de Thornton et Tuttle (1961)) souligne le fait que les roches du CPLG et du CPPI procèdent de la cristallisation d'un magma commun.

Bien que légèrement moins sodiques et potassiques que celles du CPLG et du CPPI, les roches décrites par Philpotts (1966), Schimann (1971) et Kehlenbeck (1971) suivent un patron similaire; il en est de même pour les charnockites et granulites que Letteney (1968) a décrites dans la région du Thirteen lake dans le massif des Adirondacks. Cependant, la présence des norites de la "série de Morin" (Philpotts, 1966) détone dans les courbes de variation. Les valeurs nettement supérieures de Al_2O_3 , CaO et MgO traduisent la présence de plagioclases plus abondants et plus calciques et un rapport Fe/Mg plus bas des ferromagnésiens tandis que les valeurs nettement plus faibles de Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 mettent l'accent sur l'absence

d'oxydes de fer et titane, le peu d'apatite, de feldspath potassique et/ou de biotite qu'on y trouve. Ces roches n'apparaissent pas du tout dans le CPLG-CPPI ou encore dans le CPLM au sud-ouest de notre région. Elles affleurent cependant tout autour ou/et dans les intrusions mangéritiques du sud de la Province de Grenville étudiée par Philpotts. Ce dernier les a insérées dans la série mangéro-anorthositique de Morin. Dans le contexte dont nous discutons, l'équivalent de ces norites ne serait rien d'autre que les anorthosites du CPAP. Ceci pose donc directement le problème des relations génétiques qui pourraient exister entre ces deux types d'intrusions.

4.4.2- Variations des éléments en traces

La variation des éléments en traces apparaît dans la figure 4.4.1a à la suite de celle des éléments majeurs.

V₂O₅ Le vanadium dosé sous forme de V₂O₅ montre des teneurs appréciables (178 à 1100 ppm) dans les roches foncées dioritiques à jotunitiques. Comme le soulignent les diagrammes V₂O₅/TiO₂ et V₂O₅/Fe₂O₃ (figures 4.4.2a, b), les teneurs en vanadium sont vraisemblablement fonction essentiellement des concentrations en magnétite et ilménite dans la roche. L'évolution de cet élément souligne l'existence d'un fractionnement important au cours des premières phases de la cristallisation et les teneurs faibles (36 à 18 ppm) en V₂O₅ dans les roches mangéro-charnockitiques démontrent le manque de relation entre TiO₂, Fe₂O₃ et V₂O₅. Les teneurs en V₂O₅ des roches décrites par Philpotts oscillent entre 13 et 84 ppm et semblent légèrement plus riches en vanadium que celles des roches du CPLG-CPPI.

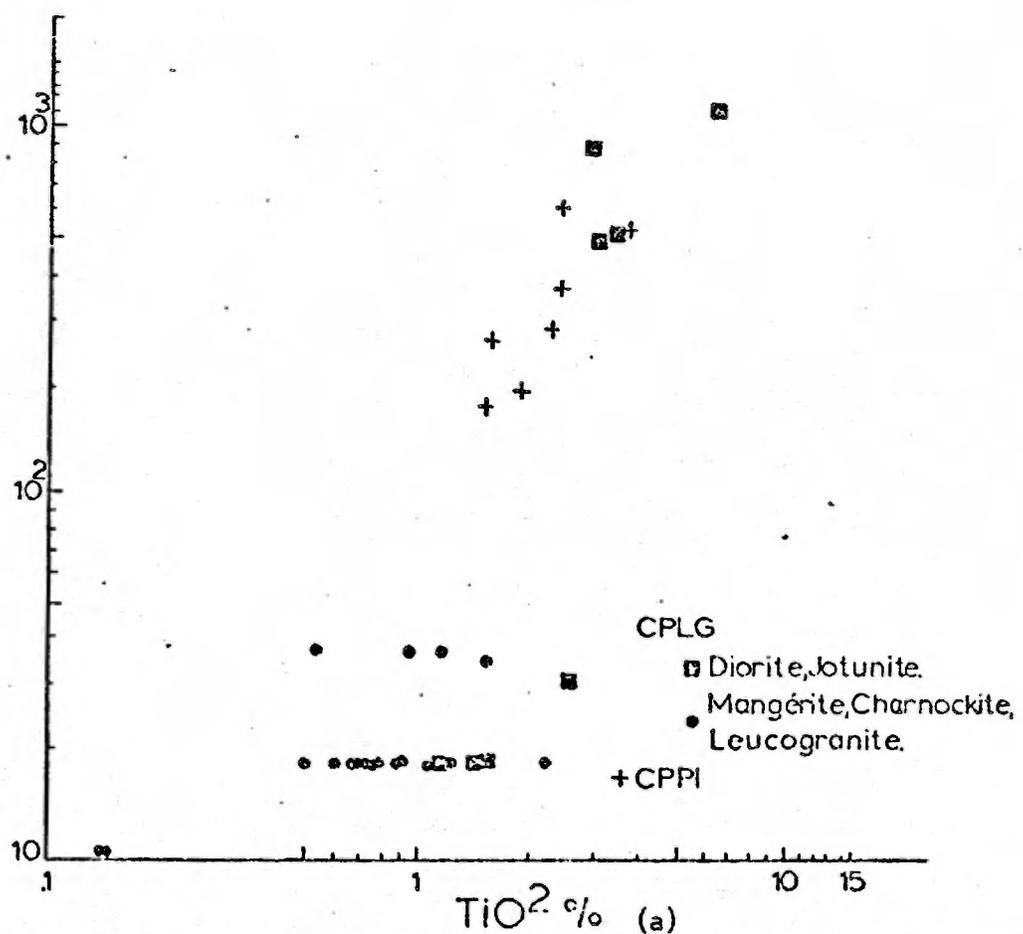
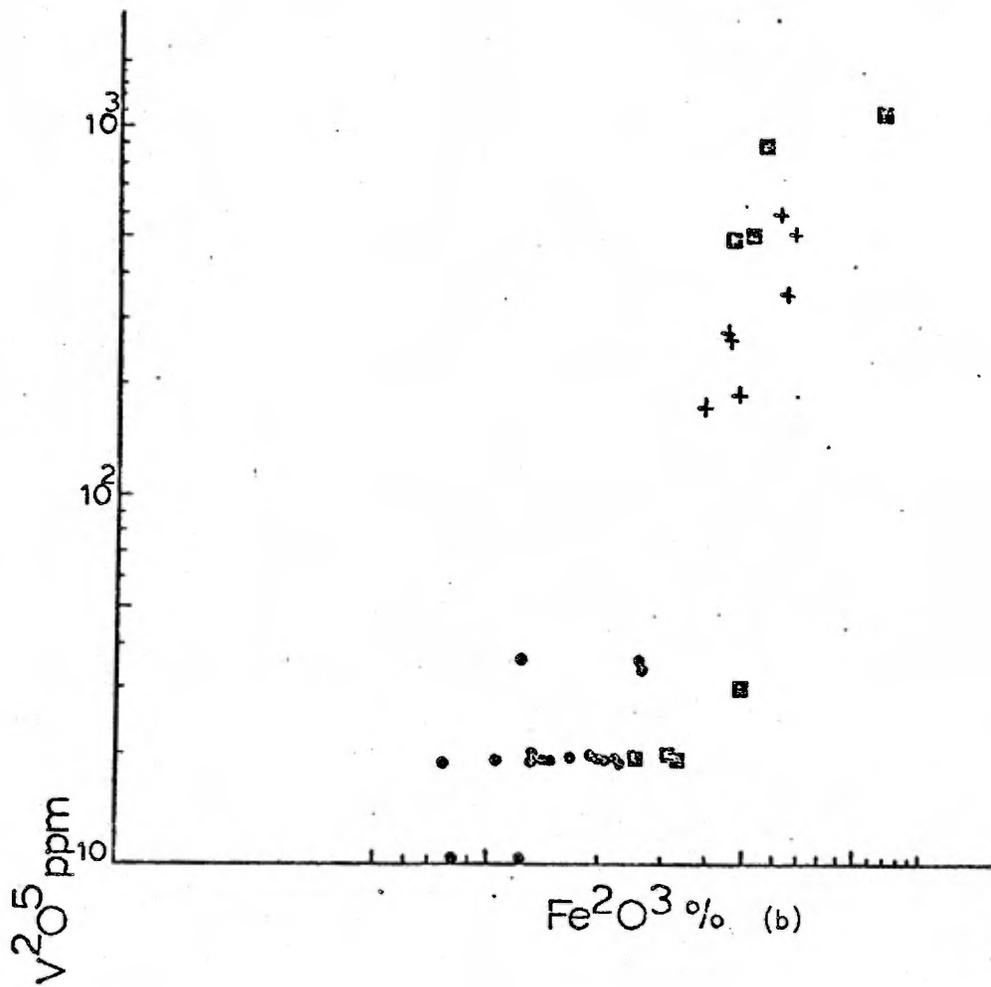


Fig. 4.4.2a, b: Variation de V_2O_5 en fonction de TiO_2 (a) et de Fe_2O_3 (b) dans les roches du CPLG-CPPI

Zr Les teneurs en Zr rencontrées dans le CPLG et le CPPI sont, d'une façon générale, plus élevées que dans les roches granitoïdes où les teneurs moyennes oscillent entre 200 et 400 ppm environ.

Philpotts (1966) mentionne des teneurs de 450 à 1000 ppm dans les mangérites du massif de Saint-Didace et dans la région de Grenville. Il souligne qu'en plus des zircons, le Zr s'insère également dans les deux pyroxènes (45 à 450 ppm). Dans le CPLG et le CPPI, les teneurs en Zr oscillent entre 100 et 600 ppm, et présentent des concentrations anormalement élevées dans la diorite de l'unité XI et dans le dyke qui est issu de l'unité XII (080768 et 220368). Des diorites, telles 180568, 090168, 432469 nous semblent posséder des teneurs trop basses à priori pour les concentrations observées en lames minces, et similairement, les roches du CPPI sont "anormalement" pauvres en Zr, si l'on considère les teneurs moyennes de roches claires charnockitiques et granitiques (100 à 300 ppm Zr).

Le zircon est considéré par plusieurs auteurs et notamment par Poldervaart (1955) comme une phase primaire issue de la cristallisation fractionnée des magmas calco-alcalins donnant naissance à la suite diorite-granite. La présence abondante de zircons dans les roches dioritiques ou plagioclasiques notamment le long des parois des intrusions, leurs formes quelquefois brisées et leur taille assez grande, ainsi qu'une certaine zonalité dans les intrusions pourrait être considérées comme une preuve que des courants de convection ont présidé à la formation du massif éruptif. L'examen microscopique souligne le fait que, d'une façon générale, la quantité de zircon d'une

roche est directement reliée à celle de l'apatite et du minerai noir. Cependant, les données géochimiques montrent que ce n'est pas nécessairement le cas, car comme on l'a souligné ci-dessus, des diorites riches en TiO_2 et P_2O_5 sont anormalement basses en Zr. Cette constatation soulève donc, dans une certaine mesure, le problème du dosage du Zr dans les diorites ferrifères.

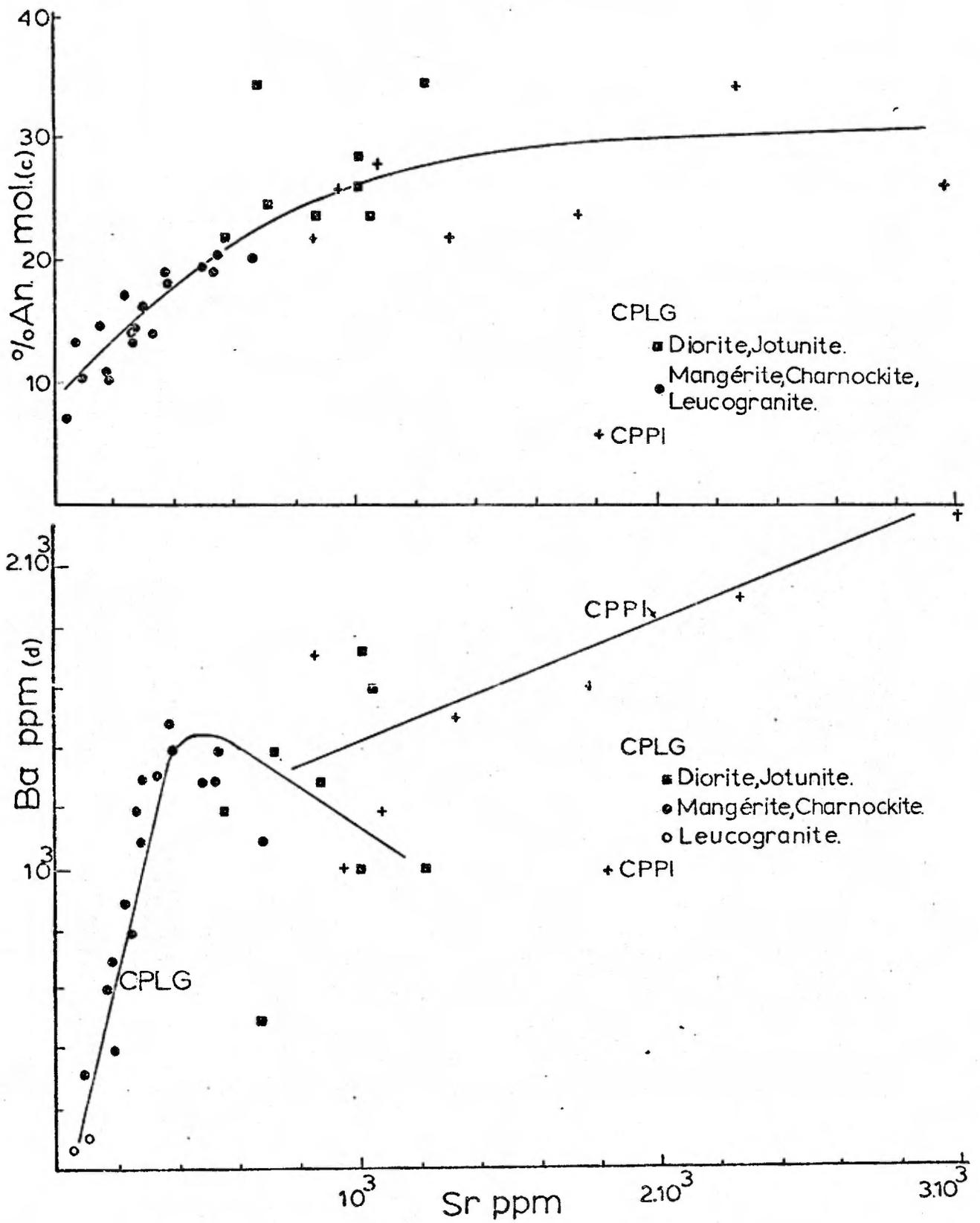
Sr. Si l'on excepte la diorite ferrifère (180568) dans laquelle la quantité de plagioclase est faible à cause de celle du minerai noir, de l'apatite et des pyroxènes qu'elle renferme, la teneur du Sr décroît de façon constante à partir des diorites jusqu'aux granites hololeucocrates. Ce comportement du Sr mis en évidence dans les roches granitiques par Turekian et Kulp (1956) est tout à fait normal si l'on considère les données préliminaires des teneurs en Sr dans les deux feldspaths du CPLG (4.3.3.3). La diminution des teneurs en Sr est marquée dès qu'on passe des jotunites-opdalites aux mangérites et mangérites quartziques (on passe de 1200-800 ppm dans le CPLG et de 3000-840 ppm dans le CPPI dans les premières à 500-300 ppm dans les dernières); elle découle, certes, de la diminution de la calcicité des plagioclases comme le suggère l'étude préliminaire du Sr dans les plagioclases, et, de façon plus directe, la figure 4.4.2c. La présence d'apatite en plus grande quantité dans les roches les plus calciques pourrait aussi être un facteur en faveur d'une plus grande concentration du Sr dans ces roches. Dans les mangérites quartziques et les charnockites ($Sr = 350-200$ ppm environ), les teneurs en Sr sont assez stables car la proportion de Sr qui entre dans chacun

des feldspaths est à peu près équivalente ($K_D \approx 1$) et la quantité des deux feldspaths est à peu de chose près identique dans ces roches. Les teneurs en Sr diminuent fortement dès qu'on atteint les roches les plus quartziques où elles tombent à moins de 100 ppm. Pour sa part, Philpotts mentionne que les teneurs en Sr oscillent de 120 à 800 ppm dans les norites et mangérites du sud de la Province de Grenville.

Ba Les teneurs en Ba qui varient de 2100-1000 ppm dans les diorites-opdalites-jotunites diminuent à 1000-700 ppm dans les roches intermédiaires et atteignent des valeurs oscillant entre 300-600 ppm dans les roches les plus quartziques. Cette évolution du Ba est normale, car le Ba tend d'abord à s'insérer dans le réseau des plagioclases en l'absence de feldspath potassique, pour ensuite s'intégrer au réseau du feldspath potassique de préférence à celui du plagioclase; le phénomène a été décrit plus haut (4.3.3.3.2). Le Ba montre une grande propension à se concentrer dans les premiers feldspaths à avoir cristallisé et sa concentration diminue surtout dès que le quartz devient beaucoup plus abondant.

Philpotts a trouvé des teneurs en Ba à peu près similaires aux nôtres dans les mangérites (2200-70 ppm) et dans les norites, il cite des teneurs variant entre 650-55 ppm.

La figure 4.4.2d illustre l'évolution du Ba par rapport au Sr dans les roches du CPLG et du CPPI. On constate que le Sr est beaucoup plus abondant que le Ba dans les diorites-opdalites. Dans le CPPI,

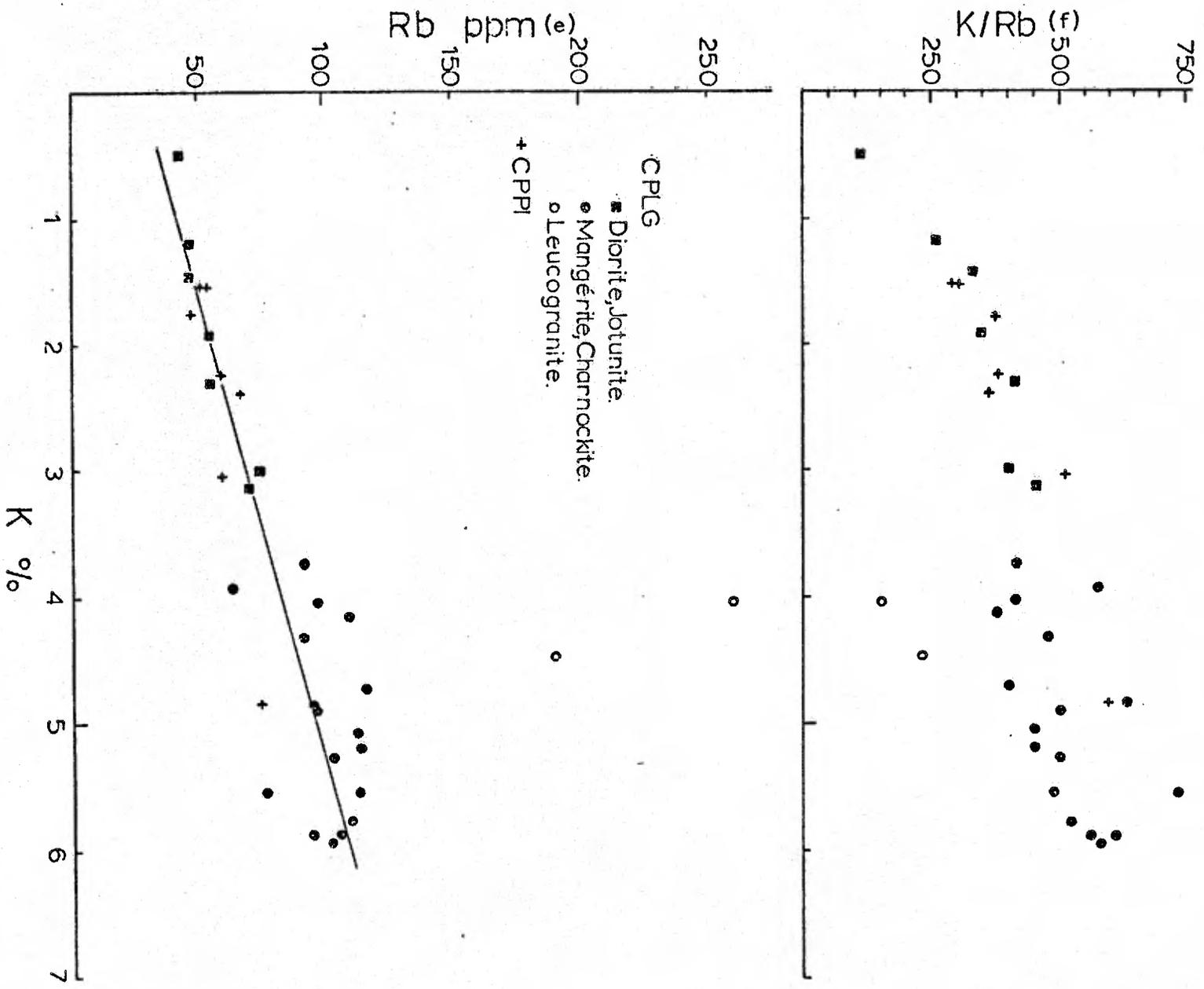


Figs. 4.4.2c, d: Variation du Sr en fonction du % An modal des plagioclases(c) et du Ba(d) dans les roches du CPLG et du CPPI.

le Sr diminue beaucoup plus vite que le Ba. Dans le CPLG, le Sr continue de décroître dans les roches basiques, alors que le Ba augmente légèrement des diorites vers les mangérites. Ce comportement s'explique par l'augmentation/apparition des feldspaths potassiques. Par la suite, le Ba diminue brutalement vers les leucogranites.

Rb. Le Rb est un élément qui tend à se concentrer dans les liquides résiduels au cours de la cristallisation fractionnée, et dans les granitoïdes qui nous concernent, il n'y fait pas exception. En effet, les teneurs au Rb augmentent régulièrement des roches calciques (45-80 ppm) aux roches intermédiaires (90-120 ppm) pour atteindre plus de 200 ppm dans les granites hololeucocrates (190-260 ppm). Le Rb dérive essentiellement du feldspath potassique et dans une certaine mesure, de la biotite. Par sa présence dans certaines roches dioritiques, celle-ci pourrait causer des données anormalement élevées en Rb.

On constate clairement que le Rb augmente constamment en fonction de la teneur en SiO_2 de la roche (figure 4.4.1a) et en fonction du K (figure 4.4.2e). Dans cette dernière figure, on note le comportement tout à fait différent des roches tardives très riches en Rb et Quartz qui se placent dans un domaine à part. La figure 4.4.2f permet de saisir l'évolution du rapport K/Rb en fonction de la teneur en K des roches. Ce diagramme souligne d'une part le fractionnement du Rb des roches les plus basiques vers les roches les plus quartziques, et d'autre part l'augmentation du rapport K/Rb en fonction du



Figs. 4.4.2e, f: Variation du rapport K/Rb(f) et du Rb(e) en fonction de K dans les roches du CPLG-CPI.

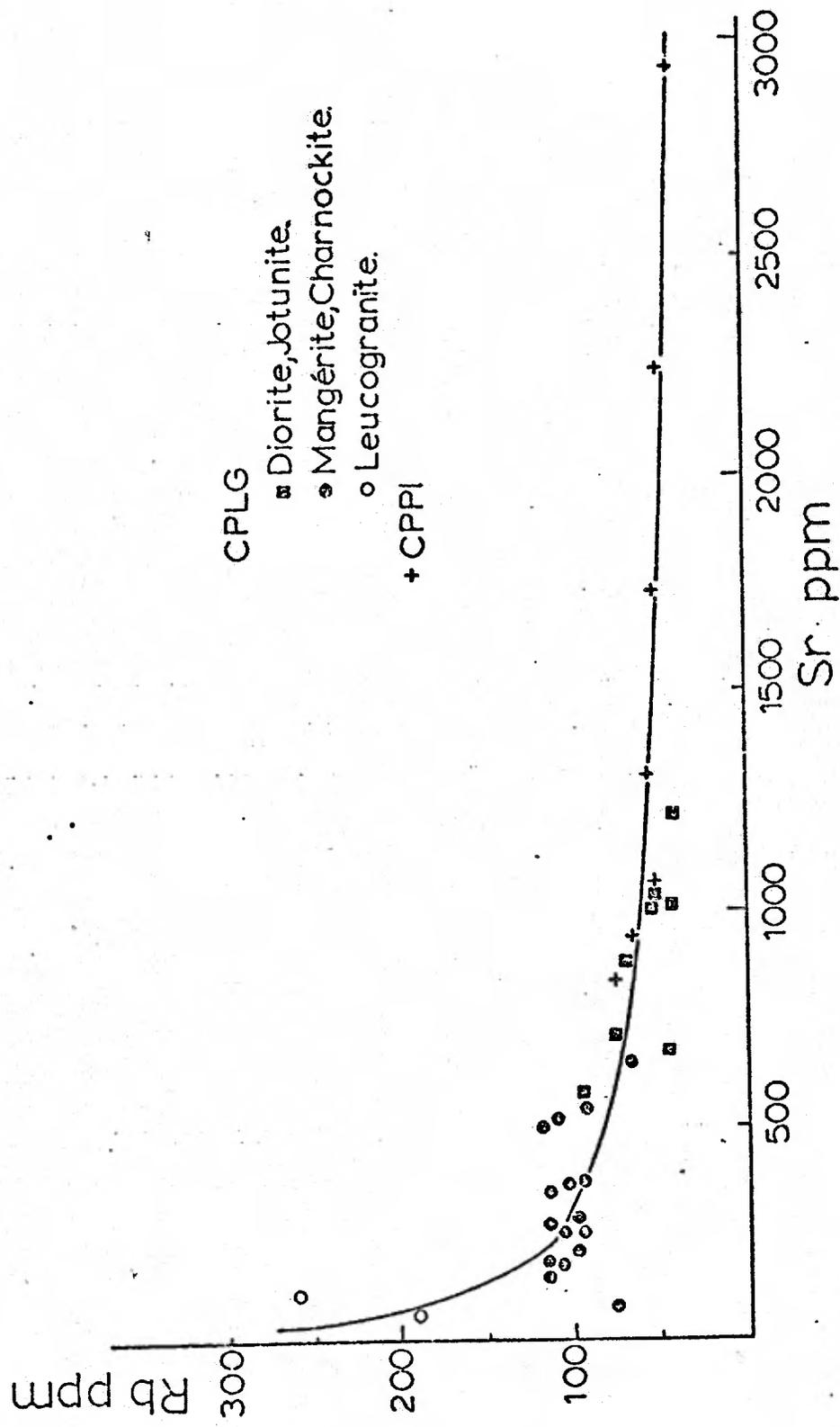


Fig. 4.4.2g: Variation du Rb en fonction du Sr dans les roches du CPLG-CPPI.

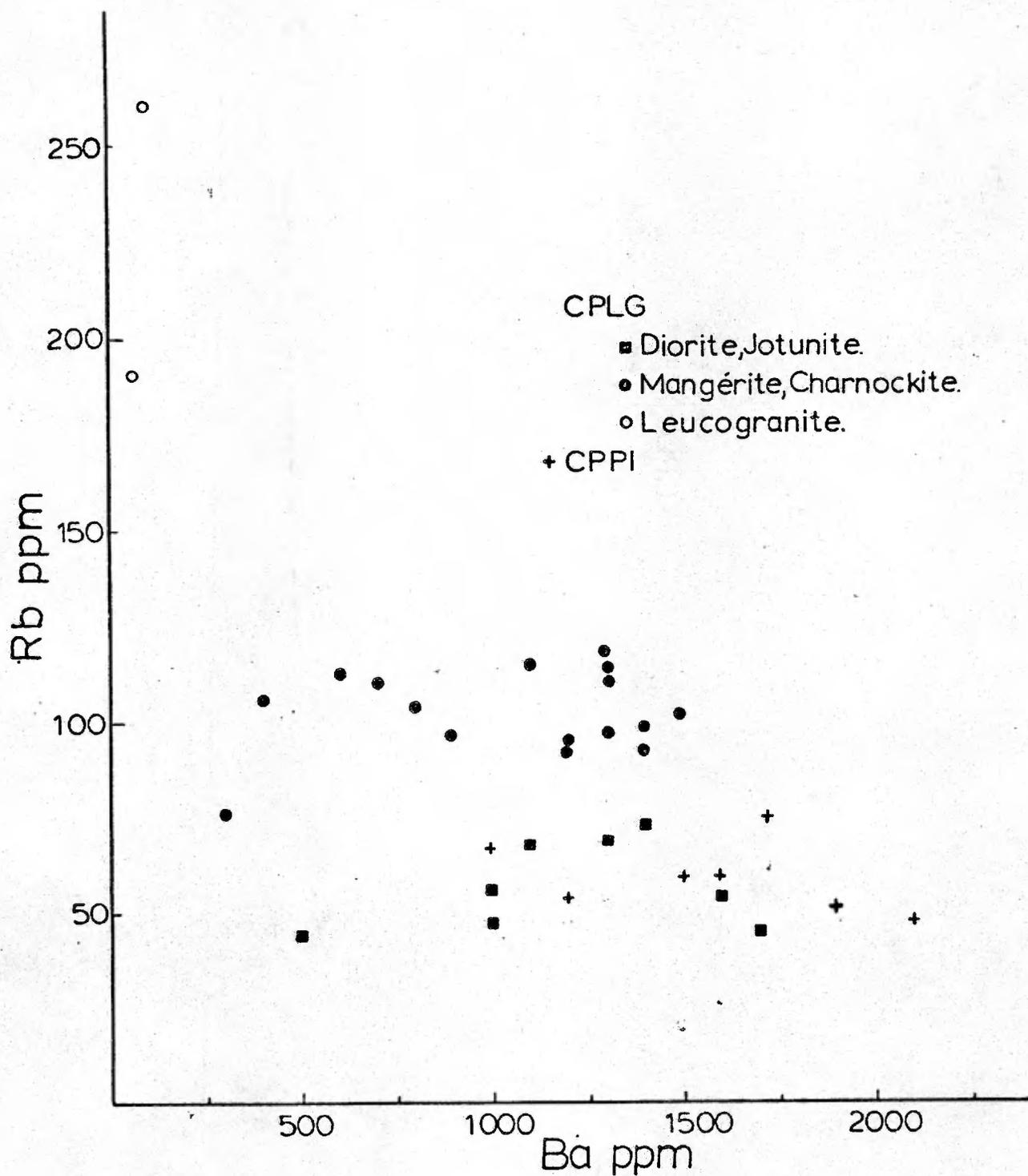


Fig. 4.4.2h: Variation du Rb en fonction du Ba dans les roches du CPLG-CPPI.

K dans les deux types de roches principaux; diorites-opdalites-jotunites du CPP1 et du CPLG d'une part et mangérites, charnockiques d'autre part. Les valeurs moyennes du rapport K/Rb, 352 ± 109 dans le CPP1 et 379 ± 122 dans le CPLG, sont de l'ordre de grandeur de celles qui caractérisent les roches granitiques ou supracrustales (K/Rb 250 à 325 environ).

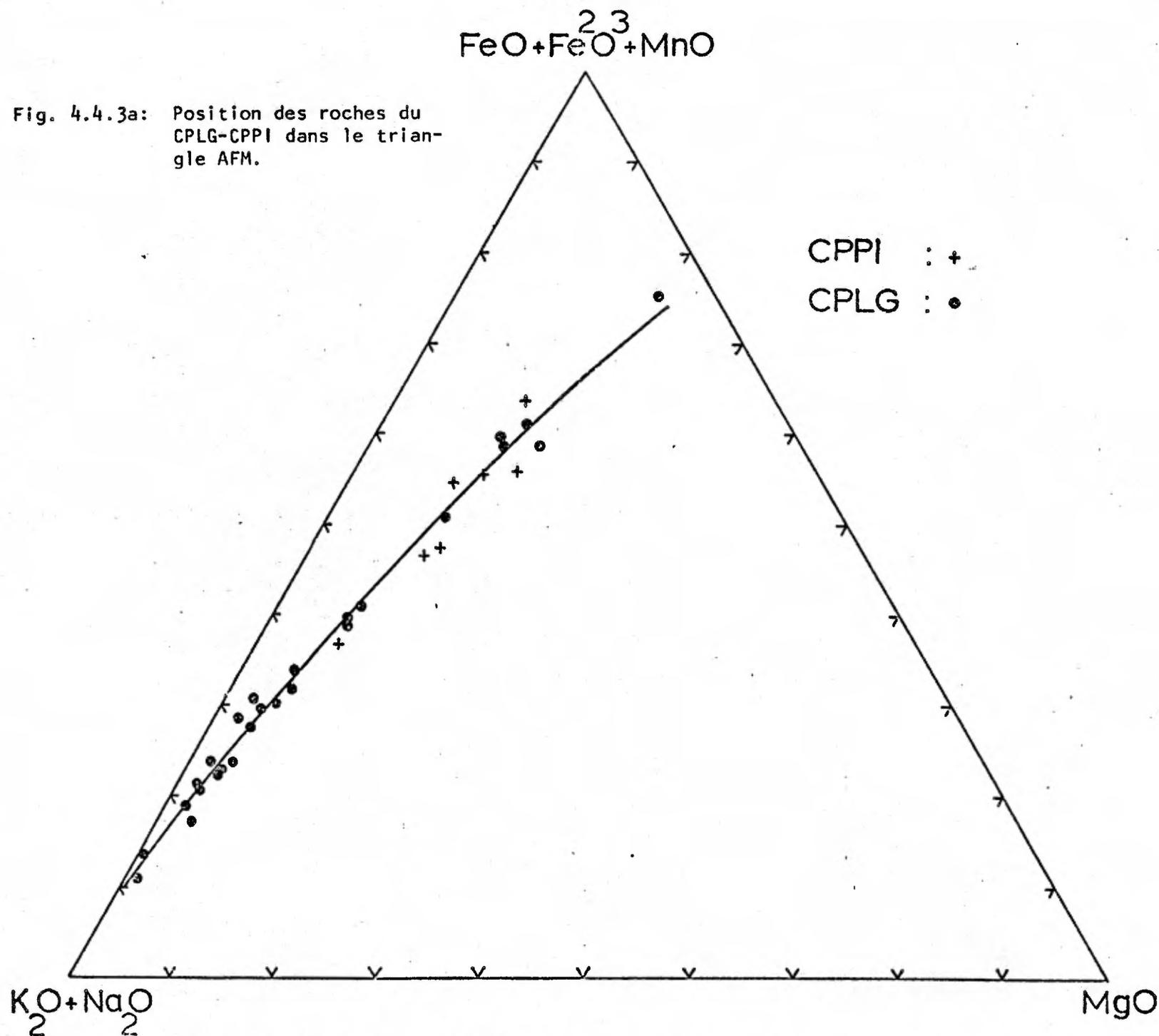
Les figures 4.4.2g, h soulignent la diminution progressive du Sr et du Ba en fonction de l'augmentation du Rb. Ces relations découlent de la diminution de la proportion et de la calcicité des plagioclases (cf. figures 4.3.3.3b et 4.3.3.3.2b, c) au profit des feldspaths potassiques. La relation Ba/Rb se fait par sauts: en effet, la teneur en Rb est assez stable dans chacun des types de roches envisagés (diorites-jotunites; mangérites-charnockites, leucogranites) tandis que celle en Ba y diminue de façon constante et marquée.

4.4.3- Nature et différenciation du magma du CPLG-CPP1

La présence d'olivine normative dans plusieurs roches ferrifères résulte vraisemblablement du calcul de la norme à partir de minéraux à formule simplifiée, car aucune trace d'olivine n'a été détectée au microscope. La teneur vraisemblablement plus élevée en Al, Na des pyroxènes pourrait être à la source de ce résultat.

L'évolution des roches du CPLG-CPP1 et celle des roches étudiées par Philpotts (1966), Kehlenbeck (1971) et Schimann (1971) sont représentées dans les triangles AFM et $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (figures 4.4.3a, b, c, d). Les roches du CPLG-CPP1 reportées dans le triangle AFM se distribuent le long d'une courbe d'évolution d'une façon continue; cette courbe souligne l'évolution de la teneur en oxydes alcalins pendant que se produit

Fig. 4.4.3a: Position des roches du CPLG-CPPI dans le triangle AFM.



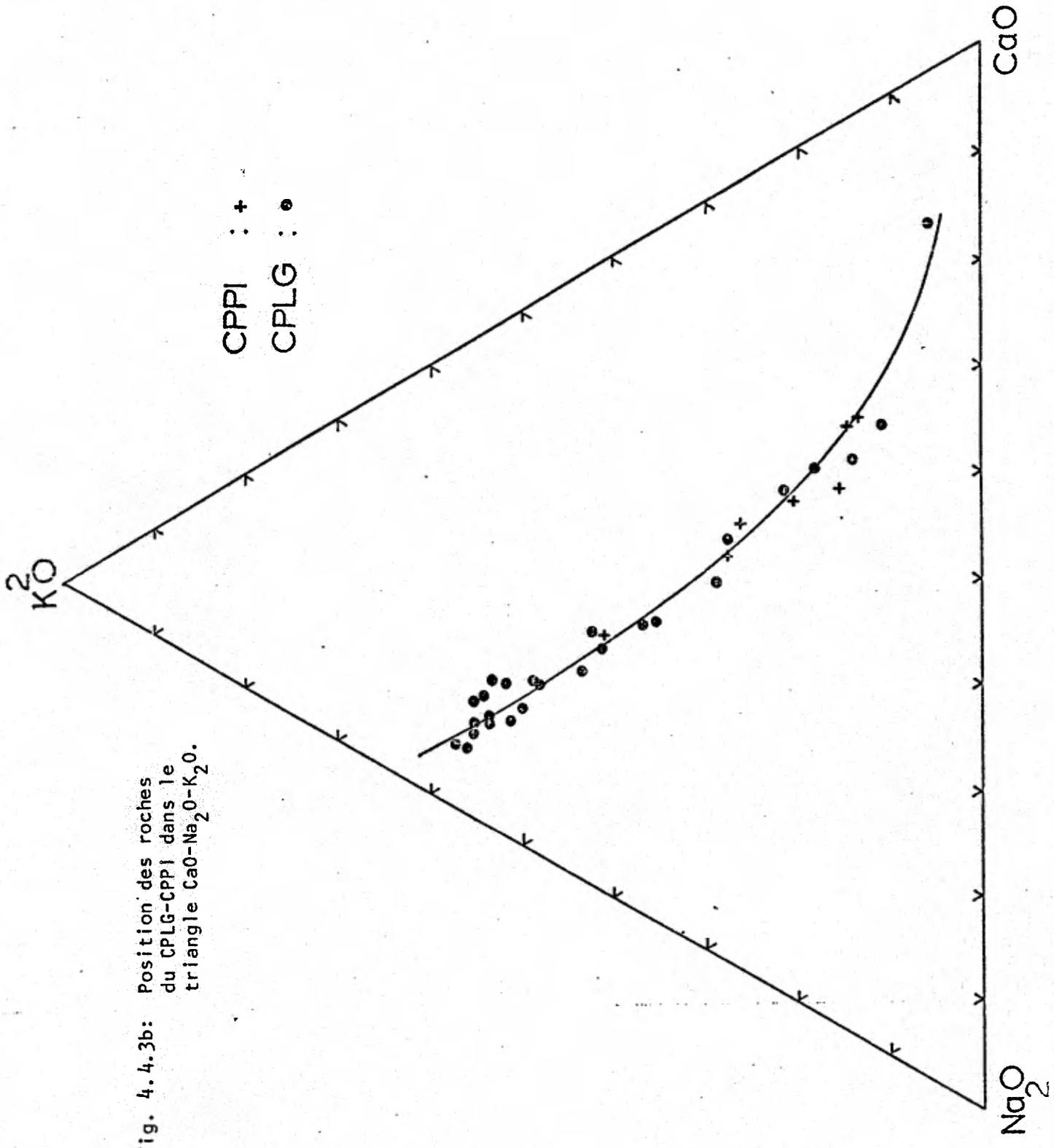


Fig. 4.4.3b: Position des roches du CPLG-CPPI dans le triangle CaO-Na₂O-K₂O.

concomitamment une légère augmentation du rapport FeO_T/MgO au fur et à mesure que l'on progresse des roches basiques vers les roches acides. Toutefois, cet enrichissement en FeO des roches du CPLG-CPLI ressort beaucoup mieux dans le diagramme rectangulaire Indice felsique/Indice mafique de la figure 4.4.1f.

Les points représentatifs des roches des auteurs cités ci-dessus (figure 4.4.3c) se concentrent surtout dans le terme intermédiaire et beaucoup moins dans les termes acides ou basiques. Les roches du sud de la Province de Grenville de Philpotts (1966) où sont insérées des norites soulignent un enrichissement important en fer à la manière des roches tholéitiques comme celles du Skaergaard, tandis que les roches mangeritiques et charnockitiques prises seules ne montrent qu'un léger enrichissement en fer dans les termes intermédiaires ou granitiques. Les courbes d'évolution des divers massifs envisagés sont pratiquement semblables, bien que celle de la région du lac Rouvray au sud-ouest de Pimpuacan ait un rapport FeO/MgO plus faible que les autres.

Dans le triangle $CaO-Na_2O-K_2O$, on note le même comportement des roches des divers massifs en ce sens que la courbe d'évolution évolue du pôle CaO en direction de l'arête Na_2O-K_2O avec une valeur à peu près constante de Na_2O (figures 4.4.3b, d.).

Des quatre régions envisagées, les roches du lac Sacacomie présentent une évolution plus poussée vers le pôle K_2O dans les termes ultimes. Comme on l'a mentionné par ailleurs, les roches de ces massifs sont assez largement grenues pour ne pas être considérées comme des liquides. En fait,

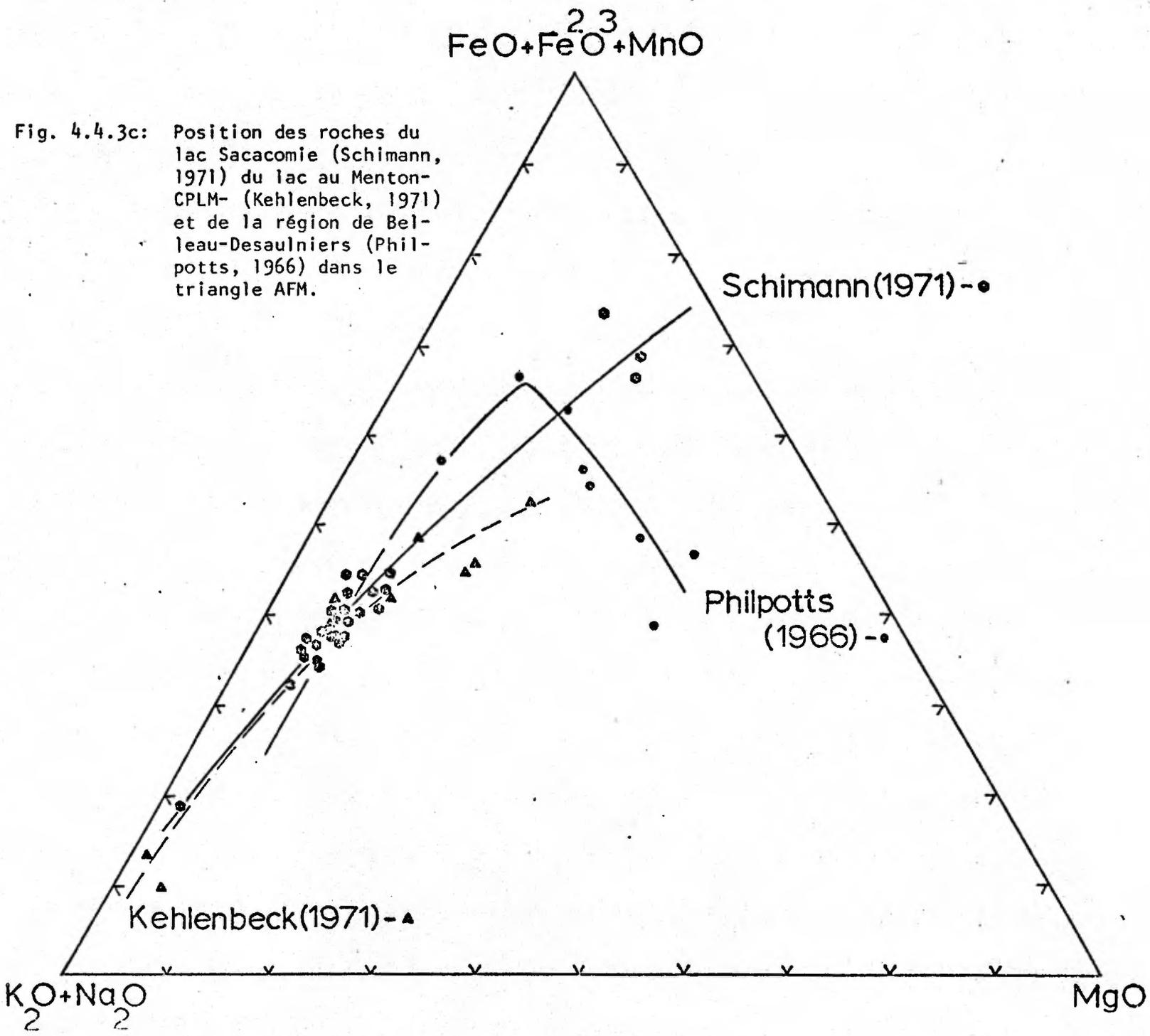


Fig. 4.4.3c: Position des roches du lac Sacacomie (Schimann, 1971) du lac au Menton-CPLM- (Kehlenbeck, 1971) et de la région de Belleau-Desaulniers (Philpotts, 1966) dans le triangle AFM.

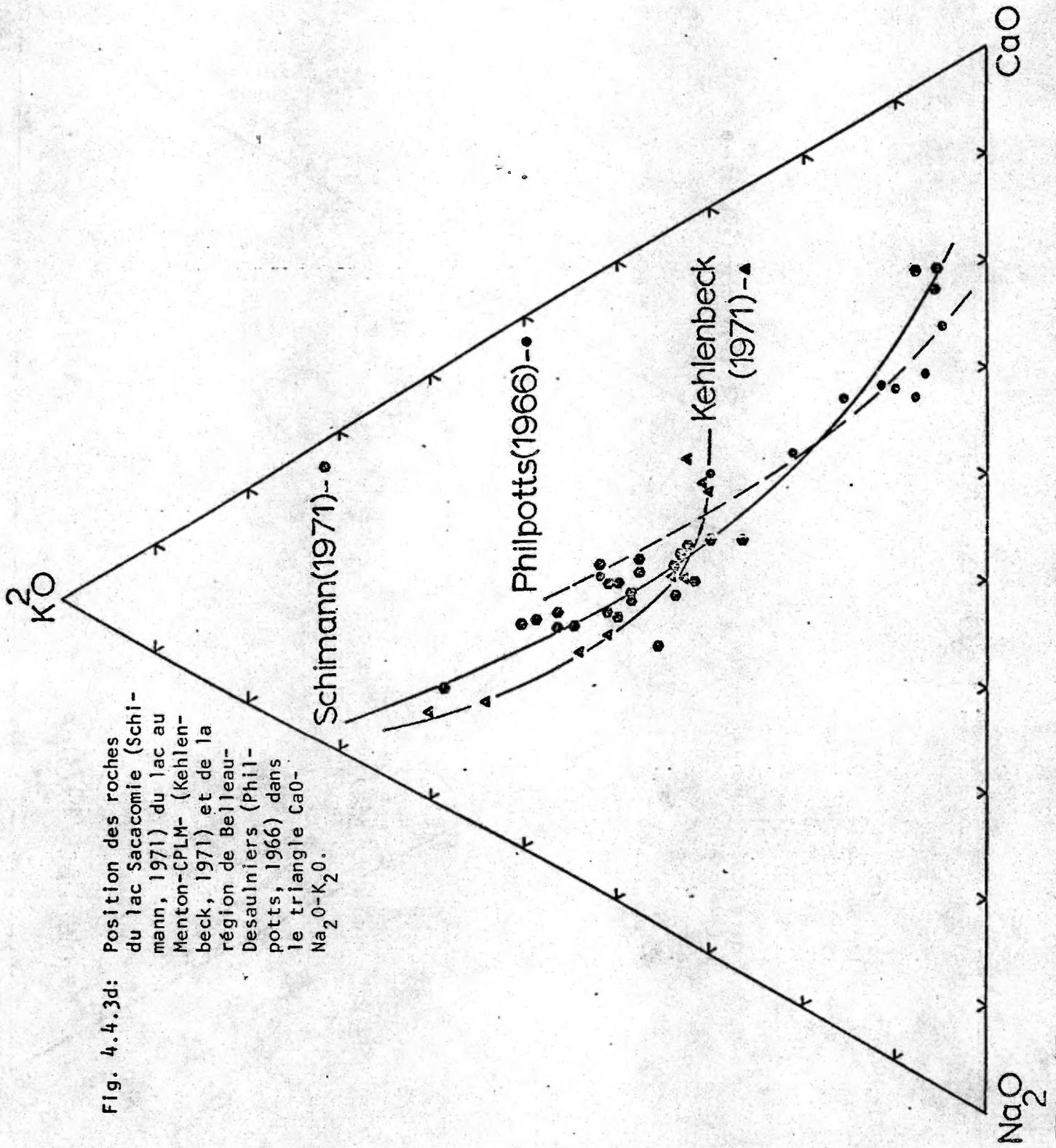


Fig. 4.4.3d: Position des roches du lac Sacacomie (Schimann, 1971) du lac au Menton-CPLM- (Kehlenbeck, 1971) et de la région de Belleau-Desaulniers (Philpotts, 1966) dans le triangle $CaO-Na_2O-K_2O$.

TABLEAU 4.4.3: Calcul de la composition moyenne du CPLG et du CPPI(a) et quelques compositions de massifs connus(b).

a) Calcul de la composition moyenné du CPLG et du CPPI.

a) CPPI. La composition moyenne du CPPI est la moyenne arithmétique des 7 analyses du tableau XIII-2.

b) CPLG. La composition moyenne du CPLG est la moyenne pondérée des 26 analyses du tableau XIII-1. La surface occupée par chaque roche a été estimée à partir de la carte géologique et des analyses modales au moyen d'une grille superposée au CPLG.

N ^{os} des analyses chimiques.	% de surface occupée.	N ^{os} des analyses chimiques.	% de surface occupée.
1	1.70	14	1.00
2	1.50	15	.70
3	1.30	16	1.30
4	1.40	17	1.20
5	16.00	18	1.60
6	1.30	19	1.40
7	2.40	20	9.00
8	.75	21	.05
9	19.00	22	.25
10	.05	23	9.00
11	23.00	24	1.80
12	1.00	25	1.00
13	.05	26	1.80

Les résultats de ces deux analyses moyennes du CPLG et du CPPI sont reportés ci-dessous et dans les tableaux XIII-1 et XIII-2.

b) Quelques compositions de massifs granitoïdes connus.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	63.0	60.2	59.6	62.64	65.50	65.88	66.0	66.0	61.66	52.54
Al ₂ O ₃	16.0	15.9	16.0	15.82	15.65	15.07	15.7	16.8	15.64	16.06
TiO ₂	.8	1.3	1.4	1.32	.61	.81	.85	1.42	1.23	2.29
Fe ₂ O ₃	2.7	2.3	3.9	-	-	-	-	-	2.41	5.38
FeO	3.1	4.8	3.2	4.47	3.32	3.35	4.2	6.0	3.10	4.93
MnO	.1	.1	.1	.09	.09	.08	.5	.2	.14	.14
MgO	1.0	2.9	2.6	2.83	1.86	1.38	1.7	2.7	1.04	2.46
CaO	3.3	4.8	5.4	4.72	4.10	3.36	3.1	5.6	2.93	6.08
Na ₂ O	4.5	3.4	3.2	3.37	3.84	3.53	3.7	4.6	4.39	4.26
K ₂ O	5.0	3.9	4.2	2.62	3.01	4.64	5.4	3.7	5.20	3.00
P ₂ O ₅	.4	.4	.4	.27	.23	.26	-	.1	.45	1.60

TABLEAU 4.4.3 (suite)

Légende du tableau 4.4.3 b.

- N^o 1 Composition moyenne du Diana Quartz syenitic complex.
(Buddington, 1939, table 28, C, p. 103).
- N^o 2,3 Composition moyenne de la Série de Morin dans la région de Belleau-Desaulniers(2) et dans le stock oriental du canton de Grenville(3). (Philpotts, 1966, table 6, p. 51).
- N^o 4 Composition moyenne des granodiorites à hypersthène de Nockolds(1954, p. 1014).
- N^o 5 Composition moyenne des granodiorites à hornblende-biotite de Nockolds(1954, p. 1014).
- N^o 6 Composition moyenne d'adamellite à hornblende-biotite de Nockolds(1954).
- N^o 7 Composition moyenne de 6 charnockites du Thirteen lake dome(Letteney, 1968, table 2, p. 339).
- N^o 8 Composition moyenne de 3 charnockites ocellées du Thirteen lake dome(Letteney, 1968, table 2, p. 339).
- N^{os} 9,10 Composition moyenne du CPLG(9) et du CPPI(10).

les roches les plus calciques du CPLG pourraient s'expliquer comme des cumulats formés par fluage, et seules les roches granitiques tardives et hololeucocrates pourraient être considérées comme l'équivalent de liquides. Ainsi, bien que le point de Peacock (1931) soit égal à 50 pour les roches du CPLG-CPPI et caractériserait ainsi une suite alcaline, la lithologie rencontrée n'est pas du tout en accord avec ce résultat, car les roches sont sursaturées et leur teneur en alumine est suffisamment élevée. C'est pourquoi ces deux diagrammes ne doivent être envisagés que du point de vue de l'évolution de la suite envisagée pour montrer le comportement de chaque oxyde par rapport aux autres. D'un autre côté, si l'on considère le diagramme Al_2O_3 /composition normative du plagioclase proposé par Irvine et Baragar (1971) pour séparer les domaines des roches tholéitiques des roches calco-alcalines comme le suggère Emslie (1973) pour la suite anorthositique-mangéritique, les roches du CPLG-CPPI se situent presque totalement dans le domaine des roches calco-alcalines. Similairement, l'évolution de K_2O par rapport à SiO_2 (figure 4.4.1a) dans les roches du CPLG-CPPI se localise un peu au-dessus du champ des roches calco-alcalines proposé par Dickinson (1969) pour les roches volcaniques et plutoniques mésozoïques et cénozoïques de Californie et d'Oregon.

Notre connaissance régionale du terrain, la composition chimique des roches du CPLG-CPPI et celles des roches du CPLM et des massifs dioritiques associés (Kehlenbeck, 1971) ainsi que l'évolution de ces roches dans les diagrammes de variation nous font croire que les roches des massifs granitoides entourant le réservoir Pipmuacan procèdent de la cristallisation d'un magma commun. Toutefois, la composition originelle de ce magma est rendue difficile à cerner. D'une part, parce qu'il s'agit de roches

relativement largement grenues qui ne présentent pas de zone de refroidissement aux épontes, et que l'extrémité basique des courbes de variation ne peut être réellement envisagée de façon positive comme étant l'équivalent du magma parent, du fait qu'il ne s'agit pas de roches effusives. Si l'on considérait quand-même cette possibilité (et ce, quel que soit l'indice de différenciation utilisé ($\text{CaO} + \text{MgO}$, Larsen, SiO_2 , Thornton et Tuttle)), les roches représentatives les plus proches de cette composition seraient certes les roches 432469 et 220368 car les autres roches les plus basiques sont des genres de cumulats. D'autre part, la filiation possible du magma générateur des CPLG-CPPI et des autres intrusions granitoïdes au magma générateur des roches anorthositiques est toujours possible.

D'un autre côté, la composition globale de chacun des massifs peut être estimée en fonction de la surface occupée par chaque analyse. Dans le CPPI, la composition globale est la moyenne arithmétique, étant donné qu'il a été difficile d'individualiser des types de roches prépondérants à cause du peu d'affleurements, tandis que pour le CPLG, il a été tenu compte de la surface occupée par chacun des types de roches analysées. Le résultat ainsi pondéré représente en quelque sorte la composition globale du CPLG si la disposition des roches et/ou leurs proportions ne varient pas trop en profondeur. La composition globale du CPLG est assez voisine de celle des roches 070868 et 110468 qui comptent parmi les roches les plus abondantes de ce massif. Le tableau 4.4.3 résume les compositions globales du CPLG et du CPPI ainsi que celles d'autres massifs connus de la littérature, et le mode de calcul de la composition globale du CPLG et du CPPI.

Tout comme dans le cas de la région de Belleau-Desaulniers ou de Grenville (Philpotts, 1966), on constate qu'il existe une différence énorme entre la composition du magma parent et la composition globale du CPLG. D'autre part, la différence entre la composition globale du CPLG et celle de la région de Belleau-Desaulniers se place surtout au niveau de la teneur en CaO , MgO , K_2O , TiO_2 ; les deux premiers oxydes sont plus abondants dans la région de Belleau-Desaulniers à cause de l'insertion des norites dans le calcul de la composition globale, et réciproquement les deux derniers oxydes sont présents en quantité moindres pour la même raison. Cependant, il n'est pas tout à fait assuré que Philpotts ait tenu compte de façon intégrale de la répartition des divers types de roches de la séquence anorthositique-mangéritique du massif de Saint-Didace dont la région de Belleau-Desaulniers n'est qu'une partie du secteur nord.

Alors que Philpotts préfère admettre l'hypothèse d'une assimilation importante de gneiss pélitiques et de carbonates par le magma défini par l'extrémité des courbes de variation en fonction de $\text{CaO} + \text{MgO}$, nous préférons de notre côté, avant que de débattre de la consanguinité éventuelle entre les roches du CPLG-CPPI et celles du CPAP, considérer que la composition globale du CPLG est celle qui se rapproche le plus du "liquide" initial qui de ce fait est un magma de type calco-alcalin.

Quant à nous, nous pensons que la méthode préconisée par Nockolds et Allen (1956) s'applique mal aux roches qui nous concernent.

Ainsi, on constate, dans le cas du CPLG et du CPPI que le magma calco-alcalin a subi une cristallisation fractionnée poussée sous des conditions de P_{H_2O} et P_{O_2} telles que le plagioclase (andésine calcique) a été le premier feldspath à avoir cristallisé en compagnie des deux pyroxènes et d'une quantité appréciable d'oxydes de fer-titane (magnétite et ilménite). L'abondance de ces deux oxydes dans les premières roches à s'être individualisées illustre bien l'état d'oxydation élevé qui sévissait au début de la cristallisation à cause d'une pression partielle d'oxygène élevée. Ces conditions ont persisté jusqu'à l'individualisation des jotunites. D'après Osborn (1959), cette pression partielle d'oxygène dépend de la présence d'une quantité d'eau assez importante dans le magma. Le magma original a donc été soumis à des conditions d'oxydation telles que la précipitation abondante de magnétite et aussi d'ilménite dans les diorites et jotunites a causé un enrichissement en SiO_2 dans le magma résiduel. Ceci s'est manifesté directement par la cristallisation des mangérites quartziques dans l'environnement immédiat des bandes de diorite et jotunite, comme l'unité VI.

Au contraire, et parce qu'il a tenu compte de la présence des norites dans son schéma évolutif de la "suite anorthosite-mangérite", Philpotts (1966) considère que les conditions d'oxydation qui ont régi le magma parent contaminé dans les premiers stades de la cristallisation étaient faibles, (P_{H_2O} faible) ce qui a permis une diminution du rapport FeO/MgO dans la roche et aussi dans les pyroxènes coexistants: Par la suite, il y a eu cristallisation abondante d'oxydes de fer-titane (avec l'apatite et le zircon) avant que ne débute la cristallisation des roches mangéritiques et charnockitiques.

Si, comme plusieurs le pensent, les norites n'appartenaient pas à la suite anorthositique-mangéritique, il est vraisemblable que la conclusion de Philpotts (1966) quant aux conditions de pression d'eau au début de la cristallisation du magma générateur des mangérites et charnockites dans le secteur méridional de la Province de Grenville eût été inversée.

4.5- Modèle de différenciation mécanique et de mise en place du CPLG.

L'examen pétrographique et tectonique montre que les intrusions du CPLG et du CPPI se présentent sous forme d'un volume cylindroïde vertical différencié dans le cas du CPLG et d'une coupole aux parois redressées pour le CPPI (cartes nos. 2 et 4; diagrammes nos. 1 et 2, carte no. 3). Le CPLG est l'intrusion granitoïde la mieux différenciée de la région du réservoir Pimpuacan et est constituée, comme on l'a vu, par l'emboîtement de couronnes ou de croissants de diorite-jotunite-mangérite-charnockite-granite hololeucocrate qui entourent deux petites masses dioritiques cylindroïdes situées au sud-est et à la périphérie de l'intrusion.

Le rubanement souvent subvertical qui épouse les contours des complexes granitoïdes ainsi que la disposition des masses dioritiques ou mangéro-dioritiques (jotunites, mangérites foncées) dans l'intrusion du CPLG peuvent être considérés, à la lumière des travaux de Bhattacharji (1965, 1967), comme le résultat d'une différenciation par fluage au niveau du conduit subcylindrique de l'intrusion.

Cette différenciation mécanique résulte de la migration des premières phases cristallines de la paroi vers le centre du conduit au cours de la montée du magma dans ce conduit, en fonction de la vitesse, de la

viscosité et de la densité du magma, ainsi que de la forme des phénocristaux. La présence de masses jotunitiques et dioritiques finement rubanées encore accrochées aux parois de l'intrusion du CPLG résulte de la cristallisation initiale du magma et ces roches ont été vraisemblablement formées par des courants de convection. Quant aux deux massifs de diorite à section subcirculaire situés dans le secteur sud-est et dans ce qui semble être la zone axiale de l'intrusion, il semblerait qu'il s'agisse de colonnes subverticales à section circulaire mais de forme conique qui résulteraient de la migration des cristaux de plagioclase et du liquide interstitiel qui les baignait vers le centre du conduit. La position actuelle de ces massifs et la présence d'une bande de diorite-jotunite en forme de croissant sur la rive ouest du lac Gouin, à peu près à mi-distance entre le plus grand des massifs de diorite et le contact ouest de l'intrusion, pourraient être considérées comme le résultat d'un processus de différenciation par fluage avec pulsation.

Entre les bandes de composition dioritique à jotunitique, le magma a cristallisé de façon symétrique en évoluant vers la composition des granites hololeucocrates ou charnockites quartziques qui sont situées plus ou moins à mi-distance entre les unités les plus basiques.

Les cristaux de plagioclases des diorites qui sont les plus grands cristaux à s'être individualisés dans tout le CPLG ainsi que les grands feldspaths potassiques des autres unités ne montrent pas d'orientation systématique visible sur l'affleurement qui laisserait entrevoir clairement l'existence d'un mouvement important et subvertical du magma. Quant aux ferromagnésiens, leur taille est nettement trop petite pour qu'ils

aient une valeur quelconque. Cependant, la diorite porphyrique et rubanée (unité VI) qui caractérise l'affleurement dont est issu l'échantillon 090168 au nord du lac Gouin, possède des porphyroclastes de plagioclase géants (8 X 10 X 30 cm) allongés verticalement et parallèlement les uns aux autres dans le plan de rubanement. C'est la seule évidence observée d'un mouvement vertical dans le CPLG.

4.6- Sur l'association des massifs granitoïdes et anorthositiques

La relation génétique possible entre les massifs anorthositiques et granitoïdes des terrains précambriens découle surtout de l'association spatiale intime qui existe fréquemment entre ces deux types de roches. La disposition des massifs à andésine (massif de Morin, Adirondacks) et à labrador (massif du lac Saint-Jean, Nain) en sont la preuve. Les hypothèses des tenants et adversaires de la relation cogénétique entre ces deux types d'intrusions ont été évoquées plus haut (chapitre III). Dans le cas qui nous concerne, on peut établir un parallèle entre les relations de terrain, la composition chimique et les textures des roches du CPAP d'une part et du CPLG-CPPI d'autre part.

4.6.1- Les faits de terrain

Les roches du CPLG-CPPI sont peu déformées comparativement à celles du CPAP. La recristallisation y est rare, alors qu'elle est généralisée dans les roches du CPAP. Le caractère intrusif du CPLG-CPPI dans le CPAP est nettement marqué en ce sens que le contact entre les deux types d'intrusions est franc et que la couronne externe du CPLG et du CPPI est lardée de nombreuses enclaves de tailles et de nature diverses (un décimètre carré à un mètre

carré et jusqu'à plusieurs centaines ou milliers de mètres carrés dans l'unité XI du CPLG). Les roches varient de l'anorthosite hololeucocrate plus ou moins fortement recristallisée à la norite, ou à la troctolite (CPPI).

La recristallisation des enclaves contraste avec le peu de déformation dans la roche hôte, de sorte qu'elle est antérieure à la mise en place du CPLG-CPPI dans le CPAP.

Le peu de déformation des massifs granitoïdes laisse sous-entendre qu'ils se sont mis en place après ou tout à la fin de la période de déformation paroxysmale qui a affecté les gneiss et le CPAP. La disposition du rubanement primaire existant dans le CPLG, tant dans la couronne externe (unité I) que l'emboîtement successif des diverses unités les unes dans les autres par rapport au rubanement primaire dans le CPAP semblent indiquer que cette intrusion, et dans une certaine mesure également le CPPI, se soient insérés dans le CPAP à la manière de "mantled gneiss domes" (Eskola, 1948).

Dans la région du réservoir Pimpuacan, on n'a pas noté d'interdigitations de roches granitoïdes abondantes et largement grenues dans les roches les plus différenciées du CPAP sises dans les secteurs nord-est et nord-ouest du massif anorthositique.

4.6.2- La pétrographie, la pétrochimie et la géochimie

Les roches les plus basiques et mafiques du CPLG-CPPI qui renferment le plus d'enclaves d'anorthosite et qui ont donc été les plus mobiles à un moment donné, renferment toutes de grands plagioclases idiomorphes légèrement zonés dont la calcicité (An40 à An25) est de loin inférieure à celle

TABLEAU 4.6.2

Tableau récapitulatif et comparatif de la composition des
plagioclases du CPAP et du CPLG-CPPI.

		CPAP	CPLG-CPPI
Moyenne.	%An.	39-74	2-42
	K	2584	5810
	Rb	1.0	2.0
	Ba	441	557
	Sr	693	1142
Ecart.	%An.	58	20
	K	565-6740	2600-12300
	Rb	.5-3.0	1.0-9.0
	Ba	144-1458	209-1194
	Sr	95-1483	108-2958

des plagioclases des roches foncées noritiques et gabbroïques du CPAP (An65 à An55). Ces derniers sont rarement zonés. De plus, les roches les plus proches pétrographiquement les unes des autres (les diorites, opdalites et jotunites foncées d'une part, et les ferrogabbros à olivine d'autre part) se distinguent surtout par les faits suivants. Dans les roches du CPAP, on note la présence d'olivine ferrifère et de spinelle d'origine primaire et l'absence presque totale d'orthopyroxène d'origine magmatique et totale de zircon. Par contre, les deux pyroxènes sont présents en quantité à peu près égale dans les roches du CPLG-CPLI, avec des quantités appréciables de zircon, tandis que l'olivine et le spinelle primaire font totalement défaut.

L'absence du dosage du Zr dans les roches du CPAP est fâcheuse; cependant, du fait que le zircon n'a jamais été observé en lame mince dans ces roches, il faut concevoir que les teneurs en Zr des norites et ferrogabbros à olivine n'excèdent pas 200 ppm si l'on se fie aux teneurs en Zr des pyroxènes de norites du sud de la Province de Grenville (Philpotts, 1966). Par ailleurs, le CPAP renferme de nombreuses unités olivinières.

Les teneurs en Cr et Ni des roches du CPAP sont nettement supérieures (10 fois plus) à celles obtenues dans la roche la plus ferrifère du CPLG (180568). Les roches les plus basiques du CPAP sont également moins potassiques que celles du CPLG-CPLI, et les teneurs en Ba et Sr des plagioclases du CPAP sont nettement plus basses que celles des plagioclases les plus basiques du CPLG-CPLI (tableau 4.6.2). Les teneurs en Ba, Sr et Rb des roches du CPAP et du CPLG-CPLI sont surtout tributaires des teneurs en ces éléments des deux feldspaths.

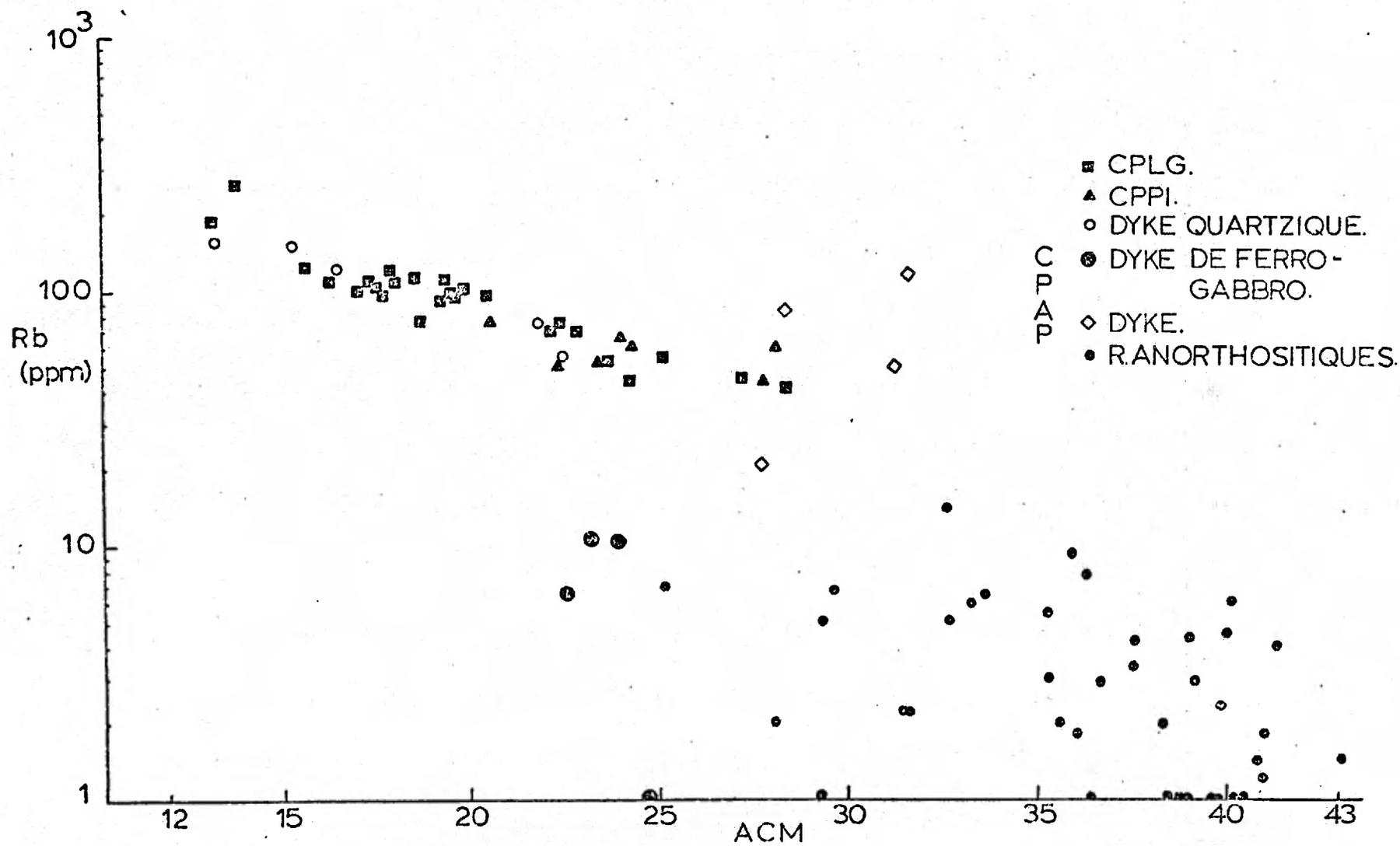


Fig. 4.6.2a: Variation du Rb des roches du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice ACM.

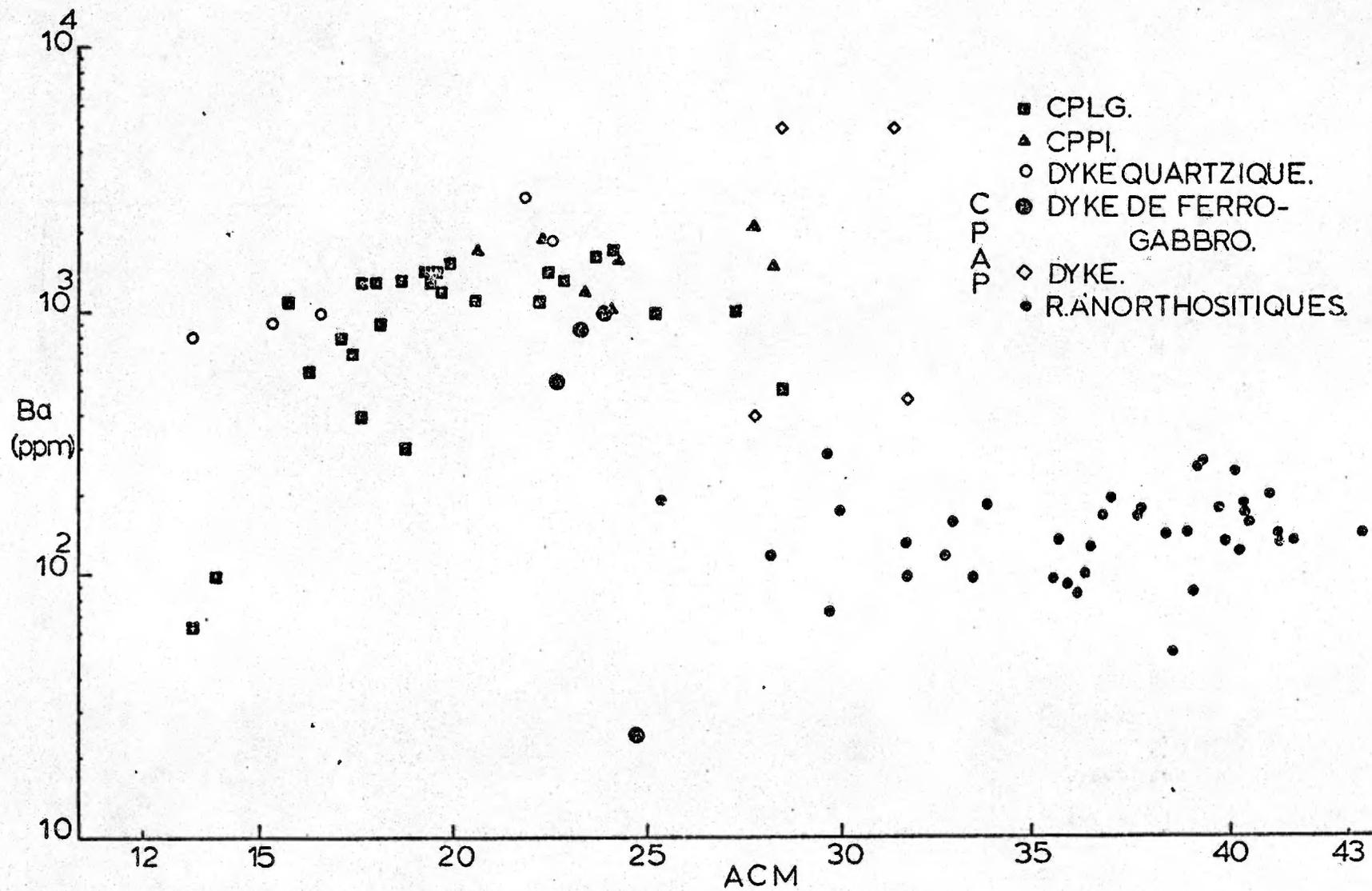


Fig. 4.6.2b: Variation du Ba des roches du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice ACM.

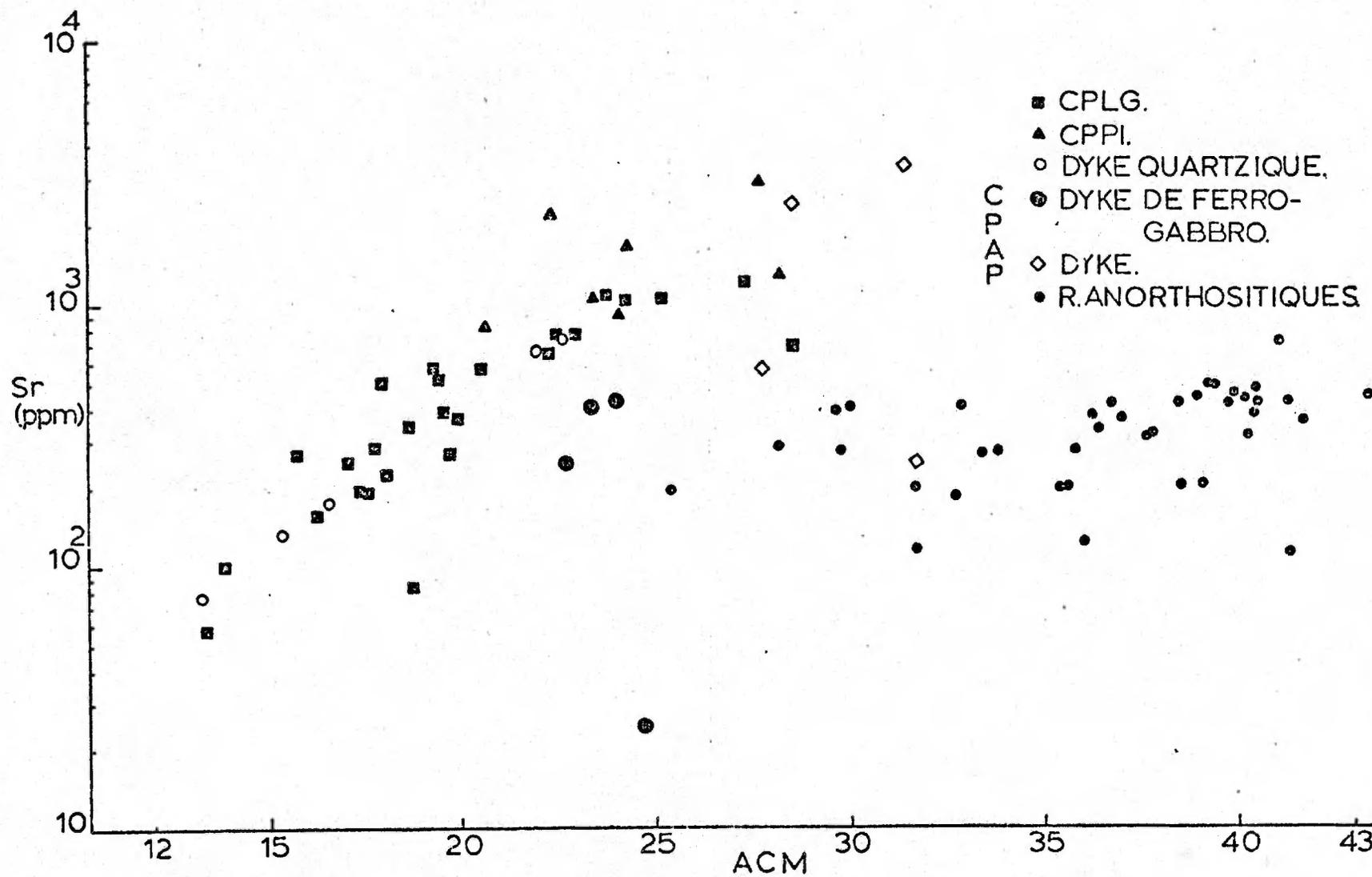


Fig. 4.6.2c: Variation du Sr des roches du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice ACM.

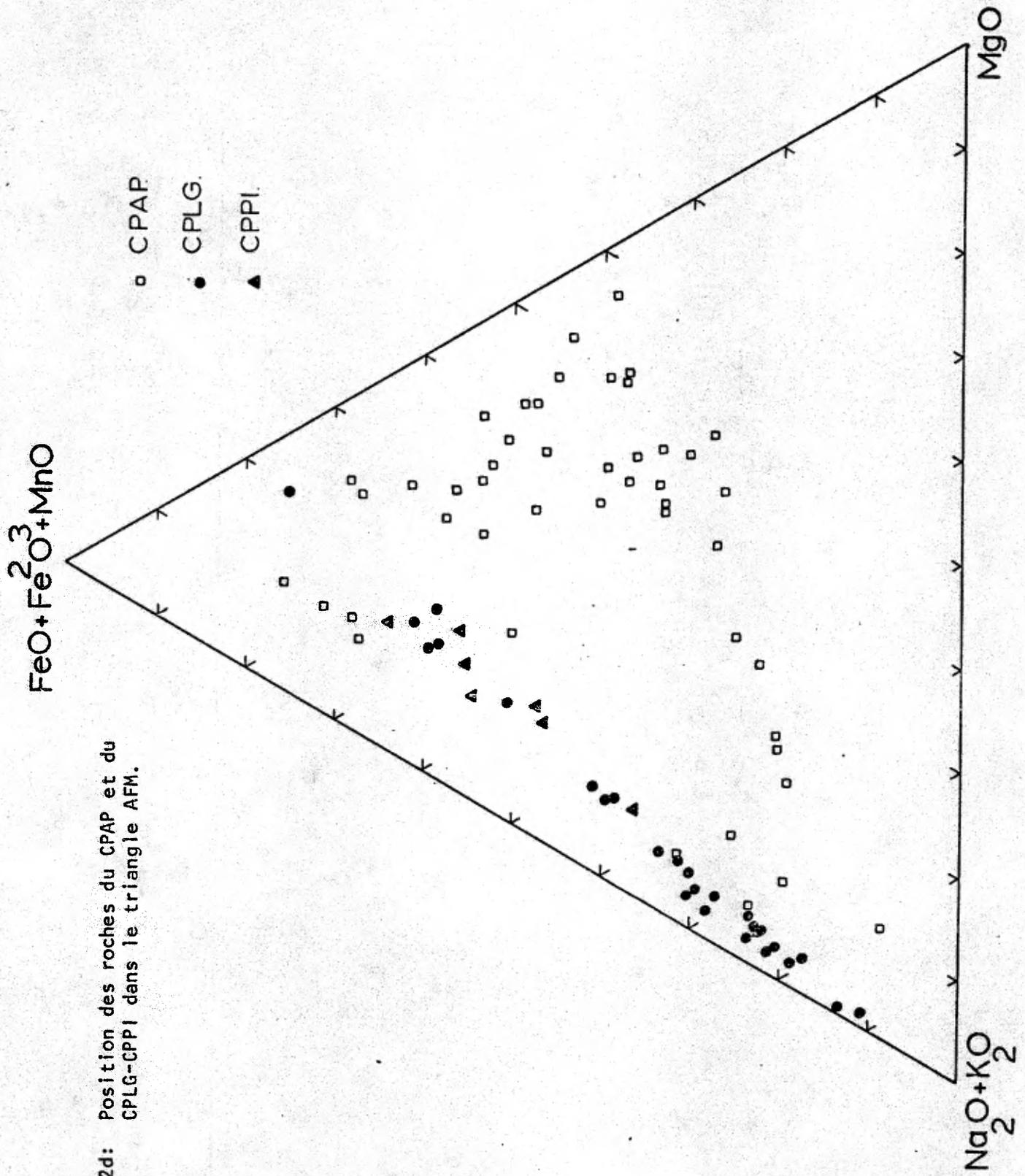


Fig. 4.6.2d: Position des roches du CPAP et du CPLG-CPPI dans le triangle AFM.

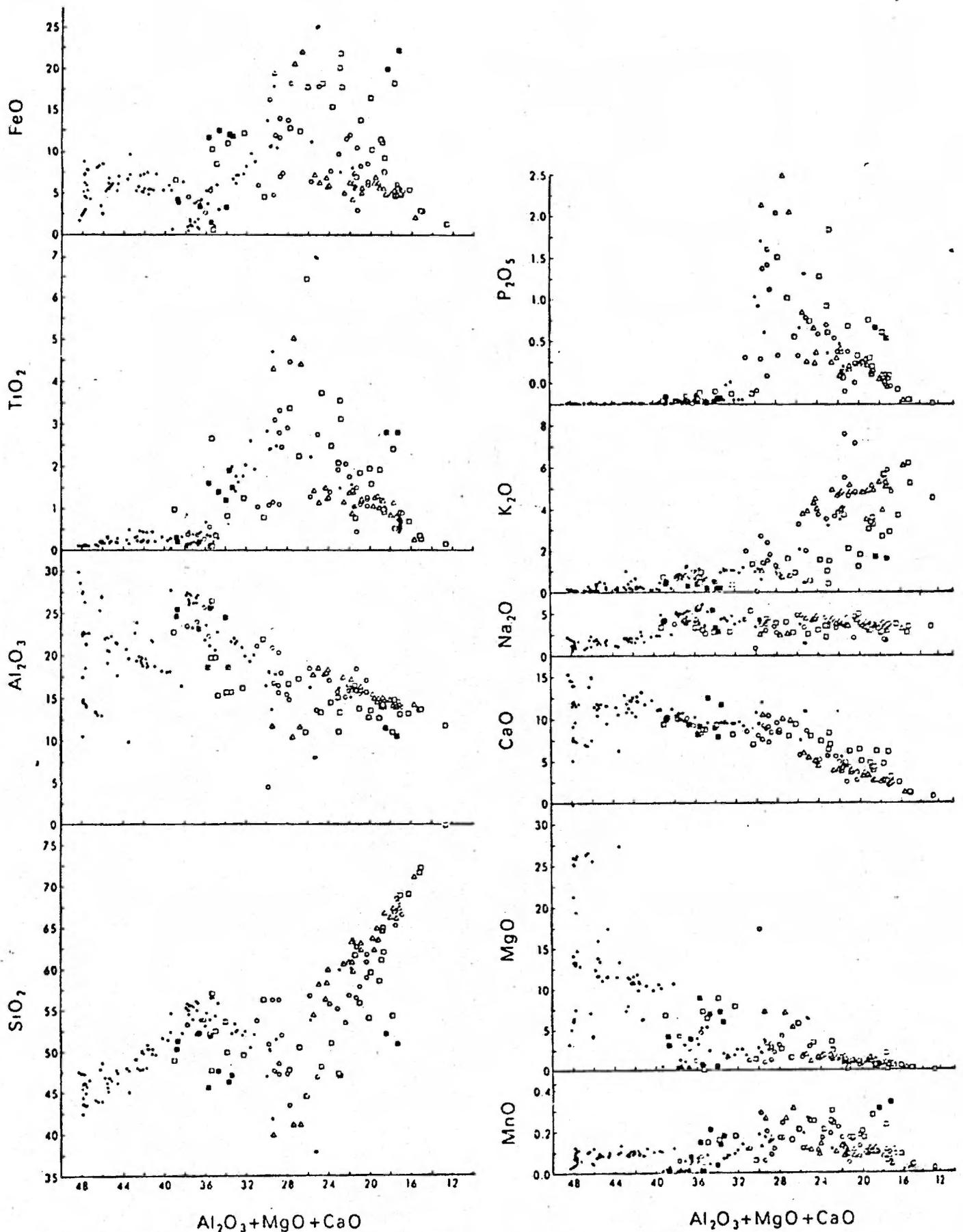


Fig. 4.6.2f: Variation des oxydes majeurs de divers massifs anorthositiques et mangéritiques de la Province de Grenville, d'après Martignole (1975).
 Massifs de Morin (points), Sacacomie (triangles), Michikamau (carrés noirs), Nain (carrés blancs) et des Adirondacks (ronds).



Les figures 4.6.2a, b, c illustrent l'évolution des teneurs en Rb, Ba et Sr du CPAP et du CPLG-CPPI en fonction de l'indice de différenciation ACM (Martignole, 1974).

Les roches du CPLG-CPPI renferment des teneurs en Rb et en Ba, Sr de 10 à 100 fois plus élevées d'une part et de 5 à 10 fois plus élevées d'autre part que celles du CPAP.

Dans le triangle AFM, les roches du CPAP et du CPLG-CPPI semblent décrire une courbe plus ou moins continue, malgré une espèce de hyatus à la hauteur d'évolution du point d'inflexion près du pôle F (figure 4.6.2d).

Reportées en fonction de l'indice ACM, les roches du CPAP et du CPLG-CPPI montrent les variations des oxydes majeurs (figure 4.6.2). Du fait de l'homogénéité des analyses des roches anorthositiques et de leur représentativité ("Average rock") et des roches granitoïdes, on constate une meilleure définition des courbes de variation que dans le diagramme de compilation de Martignole (1975, figure 49), (figure 4.6.2f).

Les divers oxydes des roches anorthositiques et granitoïdes suivent une courbe d'évolution propre. Ces courbes tendent à se rencontrer, pour chaque oxyde, vers une valeur de ACM située entre 25 et 28, c'est-à-dire vers les valeurs caractéristiques des roches dioritiques ou des ferrogabbros à olivine.

4.6.3- Conclusions

Des considérations pétrographiques, pétrologiques et géologiques qui précèdent, il apparaît clairement que la cristallisation des roches du CPAP est antérieure à celle des complexes granitoïdes CPLG et CPPI. Il semble même que la déformation du CPAP ait précédé la mise en place des CPLG-CPPI

et des massifs de composition similaire dissiminés autour du CPAP. Des datations par la méthode du Rb-Sr et de l'U-Pb sur les zircons des roches granitoïdes, et en particulier sur ceux des diorites et jotunites, pourraient être utiles pour déterminer la relation géochronologique qui existe entre les anorthosites qui sont souvent considérées au moins comme elsoniennes et les roches granitoïdes.

Les données chimiques des roches et des feldspaths du CPAP d'une part et des CPLG, CPPI d'autre part ont souligné la présence d'une césure importante entre les deux types de roches et qu'il n'existe pas de roches de transitions entre eux. Par ailleurs, la présence d'olivine dans le CPAP est un argument important qui milite contre la filiation des CPAP et CPLG-CPPI à partir d'un magma de la composition d'une diorite quartzique (Green, 1969).

Au stade actuel de notre connaissance de ces massifs, il semble évident qu'il n'existe pas de liens directs entre eux et qu'ils dérivent de deux magmas ayant eu une genèse différente au niveau de la partie supérieure du manteau. Un magma de type "High aluminous basalt" pourrait être considéré favorablement comme étant à l'origine du CPAP, tandis qu'un magma de type calco-alcalin semble avoir donné naissance aux massifs du CPLG-CPPI et autres qui jalonnent le pourtour du massif du lac Saint-Jean dans cette région.

CHAPITRE V

LE METAMORPHISME

5.0- Généralités

Les cartes géologiques du Projet Grenville (Laurin et Sharma, 1976; Franconi, Laurin et Sharma, 1976) qui entourent la région du réservoir Pimpuacan soulignent l'existence d'un degré de métamorphisme différent entre les gneiss situés au nord du réservoir et ceux qui affleurent au nord-est, à l'est et au sud. En effet, les premiers sont statistiquement caractéristiques du faciès amphibolite-almandin supérieur, tandis que les seconds appartiennent généralement au sous-faciès à orthopyroxène-hornblende verte du faciès granulite (Winkler, 1967). L'examen des conditions de formation des couronnes dans les roches du CPAP et dans les métagabbros ainsi que leur description ayant été traités aux chapitres I et III, aussi aborderons-nous plus en détail l'étude du métamorphisme des gneiss et des amphibolites.

5.1- Les gneiss et les amphibolites

La description lithologique des gneiss et amphibolites a été donnée précédemment dans le chapitre I et la description pétrographique détaillée des principaux types de roche est fournie dans les appendices nos. I et II. Le tableau 5.1 renferme les principaux assemblages rencontrés dans les gneiss et les amphibolites.

TABLEAU 5.1

Les assemblages minéralogiques principaux des gneiss et des amphibolites

Assemblages	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	3a										
Quartz	*	*	*	*	*	.	*	*	*	*	*	*	.	*	*	*	*	*	*	*				
Plagioclase	*	*	*	*	.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*				
Feldspath K	*	*	.	.	*	.	*	*	.	.	*	*	*					
Biotite	*	.	*	.	.	.	*	.	*	*	.	*	.	*	.	*	*	.	.					
Hornblende V							*	*	*	*	*	.	.	.	*					
Hornblende B																								
Orthopx														*	*	*	*	*	.					
Clinopx.																								
Grenat																								
Sillimanite																								
Opaque					
Apatite					
Zircon					
Sphène	.	.																						
Leucoxène										
Rutile										
Localisation	N NE S	NE S																						

Assemblages	3b	3b	3b	3b	3h	3b	3b	3b	3b	3b	3c												
Quartz	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	.	.	*	.	*						
Plagioclase	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	.	*	*						
Feldspath K	*	*	*	.	*	.	*	.	.	.	*	*						
Biotite	.	*	.	*	*	*	*	.	.	*	*	.	*						
Hornblende V	*		.	.		*	.	.	*	.	.	.	*	.	.	*	*						
Hornblende B																							
Orthopx.											*	*	*	*	*	*	.						
Clinopx.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	.						
Grenat																							
Sillimanite																							
Opaque						
Apatite						
Zircon						
Sphène							.																
Leucoxène	.																						
Rutile																							
Localisation	NE S N	NE S N	NE S N	NE S N	NE S N	NE S N	N NE S	N NE S	N NE S	N NE S	NE S	NE S	S NE	S NE	NE S	S NE	S NE						

TABLEAU 5.1 (suite)

Assemblages	4a	4b	4b	4b	4b	4b	4c	4c	4c	4c	5a	5a	5a	5a	5a	5a	5b	5b	5b	5b	5c	5c	
Quartz	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Plagioclase	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Feldspath K.	.	.	*	*	*	*	*	.	.	*
Biotite	*	*	.	*	*	.	*	.	.	*	.	*	.	*	.	.	*	.	*	.	.	.	*
Hornblende V.	.	*	*	*	*	*	*	*	.	*	*	*
Hornblende B.	*	*	*	*	.	.	.
Orthopx.	*	*	*	.	.	.	*	*	*	*	.
Clinopx.	*	*	*	*	.	.
Grenat	*	*	.	.	*	.	*	*	*	*	*	*
Sillimanite	*	*	*
Opaque
Apatite
Zircon
Sphène
Leucoxène
Rutile
Localisation	NE N	NE N	NE N	NE N	NE	NE	NE	NE	NE	NE	N NE S	N NE S	NE N S	NE N S	NE N S	N NE S	NE	NE	NE	NE	NE	NE N	NE N

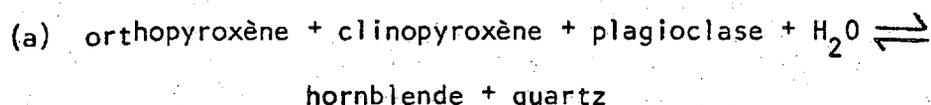
- 1: gneiss hololeucocrates à leucocrates à biotite
 2: gneiss hololeucocrates à mésocrates à hornblende verte - (biotite)
 3a: gneiss leucocrates à mésocrates à orthopyroxène - (hornblende verte - biotite)
 3b: gneiss hololeucocrates à mésocrates à clinopyroxène - (hornblende verte - biotite)
 3c: gneiss leucocrates à mésocrates à orthopyroxène - clinopyroxène - (hornblende verte - biotite)
 4a: gneiss hololeucocrates à biotite - grenat.
 4b: gneiss leucocrates à mésocrates à orthopyroxène - grenat - (clinopyroxène - hornblende verte - biotite)
 4c: gneiss hololeucocrates à leucocrates à grenat - sillimanite - biotite.
 5a: amphibolite à hornblende verte (orthopyroxène - clinopyroxène - biotite).
 5b: amphibolite à hornblende brunâtre - (orthopyroxène - clinopyroxène - biotite).
 5c: amphibolite à grenat - hornblende verte - (biotite - quartz).
- . : minéral peu abondant(moins de 5%).
 * : minéral abondant(plus de 5%).

Dans les gneiss hololeucocrates, leucocrates et rarement mésocrates du secteur nord (de part et d'autre de la baie des Hirondelles et sur les deux rives de la rivière Bersimis à l'est du CPRT), nous n'avons jamais rencontré la moindre évidence d'un orthopyroxène frais ou altéré, ni eu l'impression qu'un certain type de biotite mal cristallisée et effilochée puisse représenter un ancêtre orthopyroxène totalement déstabilisé. Seuls, quelques niveaux à clinopyroxène, biotite et/ou hornblende verte présentent une évidence que le faciès granulite aurait pu avoir été atteint. La texture de ces gneiss largement grenus et souvent assez fortement migmatitisés est généralement eugranoblastique interlobée. De rares niveaux grenatifères ont été rencontrés ici et là, et dans certains cas près du contact du CPAP. Ceci ne signifie pas cependant qu'il s'agisse d'un phénomène de métamorphisme de contact. Par opposition, la bande de gneiss du secteur nord-est qui est insérée dans le CPAP renferme, en plus des roches à biotite et/ou hornblende verte, de nombreux gneiss à un ou deux pyroxènes et/ou biotite et hornblende verte. Ces gneiss sont généralement plus finement grenus et plus foncés que ceux du nord et leur texture est généralement eugranoblastique à "platy quartz" typique. Cette texture exprime une plus grande recristallisation de la roche. Le bord septentrional de cette bande de gneiss renferme un horizon de gneiss leucocrates à grenat et à sillimanite largement grenue (8 à 12 mm de diamètre). Les dimensions de cette dernière pourraient traduire éventuellement l'existence de conditions de cinétique chimique favorables à son développement* causées en partie lors de la mise en place du CPAP. Dans le secteur méridional, la présence de gneiss à orthopyroxène et clinopyroxène est généralisée entre

* (T, P, P_{H2O})

les CPAP et CPLB (Morin, 1969; Anderson, 1963a), en plus de celle des gneiss à hornblende verte; plus vers l'ouest et en direction du lac Rivérin, ces gneiss à pyroxènes sont remplacés par des gneiss à biotite et/ou hornblende verte (Anderson, 1963a). Ce dernier suppose de ce fait l'existence d'un isograde de la biotite entre les deux régions. Il se pourrait donc que la disparition de la biotite des gneiss entourant le massif anorthositique à andésine du lac Brûlé découle en grande partie de la présence de cette intrusion et puisse être considérée comme le résultat d'un métamorphisme de contact. La distribution des valeurs de la calcicité des plagioclases dans les roches leucocrates du secteur septentrional les plus semblables tout en tenant compte du schéma tectonique probable de ce secteur, n'a pas permis de déceler un éventuel gradient systématique en direction du CPAP. Il ne peut donc traduire l'influence du CPAP sur les gneiss de ce point de vue. Similairement, l'étude préliminaire de l'état structural de quelques feldspaths potassiques prélevés sur des gneiss quartzofeldspathiques non contaminés par du mobilisat le long d'une coupe située sur la rive orientale de la baie des Hirondelles à partir du contact de l'anorthosite (CPAP) a permis de constater que l'état structural du feldspath potassique ne pouvait être choisi pour mettre en évidence la présence d'un métamorphisme de contact dans les gneiss au contact de l'anorthosite. En effet, on a trouvé du "microcline maximum" près du contact tandis qu'ailleurs, l'état structural "microcline 40 à 60" alterne avec celui "d'orthose maximum". La figure 4.3.3.2.c souligne l'état structural intermédiaire de basse température de quelques individus dont les données diffractométriques sont contenues dans le tableau 4.3.3.2.2.

Les amphibolites situées au nord du réservoir de part et d'autre de la baie des Hirondelles sont habituellement recristallisées et très pauvres en pyroxènes (opx. et cpx.); elles renferment généralement une quantité non négligeable de biotite et beaucoup sont légèrement quartzifères. Plusieurs fois, de la hornblende verte entoure de petits cristaux de pyroxènes de façon telle que les relations texturales suggèrent fortement qu'elle a cristallisé aux dépens des pyroxènes. Ceci peut donc être interprété comme un phénomène rétrograde et la réaction (a) n'a pas été tout à fait complétée dans le sens gauche-droite peut-être faute d'une quantité d'eau suffisante.



La présence de grenat dans les amphibolites qui ne semblent pas dériver de la recristallisation de métagabbros, est souvent reliée à celle d'une hornblende verte largement grenue. Ce grenat xénomorphe largement grenu renferme de nombreuses inclusions de quartz et de biotite et pourrait dériver en partie à partir de la biotite.

5.2- Les roches plutoniques

L'étude des roches plutoniques du CPAP et des métagabbros a été abordée plus haut (chapitres I et III) et celles du CPLG-CPPI dans le

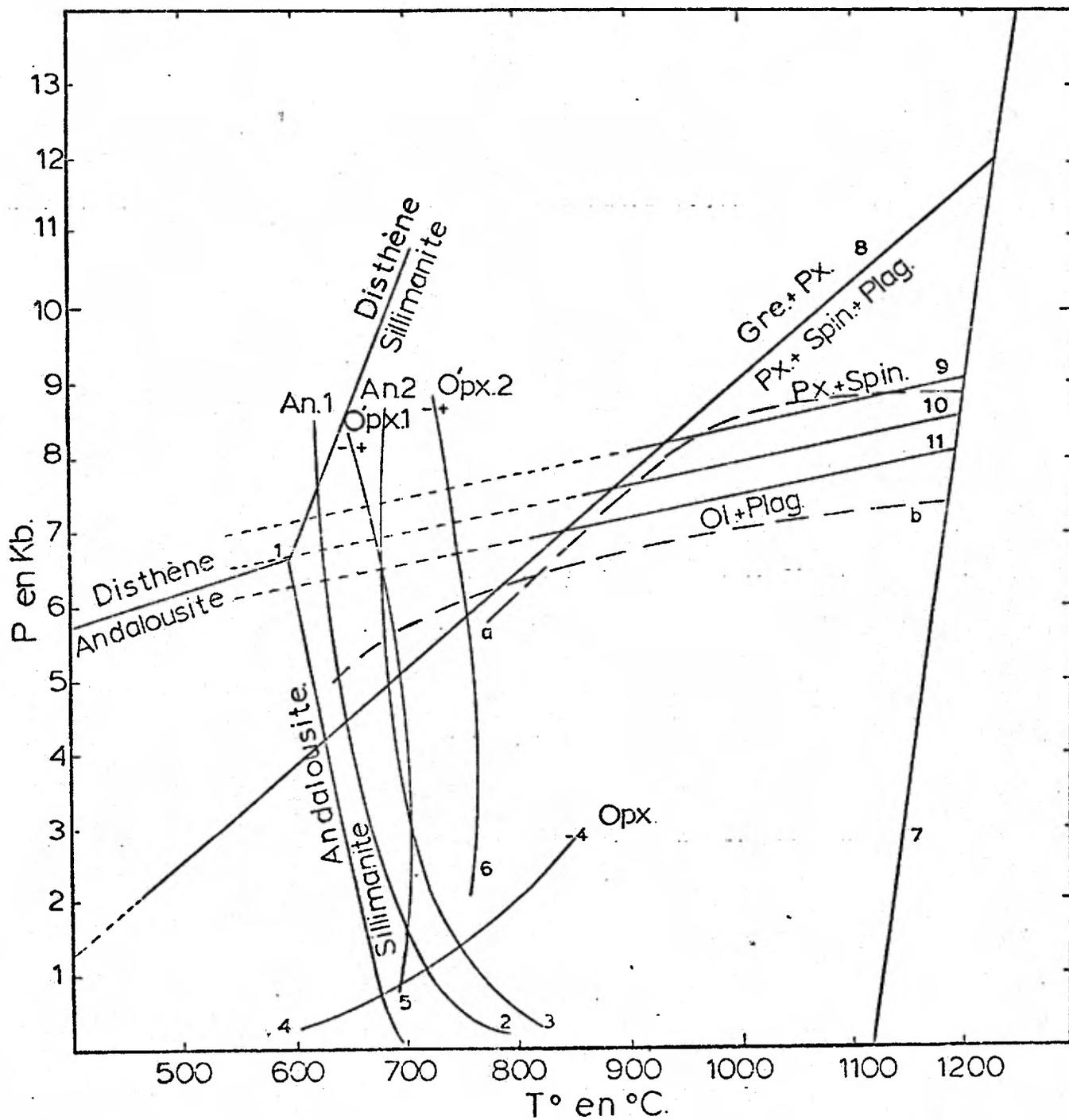


Fig. 5.3: Diagramme P, T et champs de stabilité des diverses phases minérales.

(Figure 5.3)

Légende

1. Domaine de stabilité des silicates d'alumine (Althaus, 1967).
 - 2,3. Anatexie débutante, anatexie moyenne. Plagioclase: oligoclase - andésine (Winkler, 1967).
 4. Champ de stabilité de l'orthopyroxène (Winkler, 1967).
 - 5, 6. Courbes de l'apparition de l'orthopyroxène pour $P_{H_2O} = 1Kb, 2Kb$ (Touret, 1969).
 7. Solidus de basalte anhydre.
 8. Système Fo-An (Kushiro et Yoder, 1966).
 9. Disparition de l'olivine (Green et Ringwood, 1967).
 10. Disparition de l'olivine (Irvine et Green, 1970).
 11. Disparition de l'olivine (Kushiro et Yoder, 1966).
- a: Courbe d'évolution des roches du CPAP.
- b: Courbe d'évolution des sills de métagabbro à olivine.

chapitre IV. Redisons simplement que, dans le CPAP et les métagabbros, les minéraux ferromagnésiens originaux: olivine - orthopyroxène - clinopyroxène sont partiellement ou totalement transformés par réaction subsolidus avec le plagioclase sous des conditions de P, T inférieures à 1100°C et 9 Kbars, environ. L'apparition systématique d'une hornblende verte ou vert kaki aux dépens des deux pyroxènes est généralisée dans tout le massif anorthositique et elle est postmagmatique. La présence de la biotite est plus rare et aucune trace de scapolitisation des plagioclases n'a été observée dans tout le CPAP.

Dans le CPLG on ne constate en aucun cas l'impact d'un métamorphisme postmagmatique car les pyroxènes ne sont jamais impliqués comme dans les roches du CPAP dans des couronnes de réaction avec le plagioclase ou le feldspath potassique, où la hornblende et la biotite seraient les produits de la réaction. La présence de la hornblende et de la biotite dans ces roches découle du processus de la cristallisation magmatique de ces roches sous une P_{H_2O} suffisante pour que ces minéraux soient stables.

5.3- Les conditions du métamorphisme dans la région du réservoir Pipmuacan

Les gneiss des divers secteurs de la région cartographiée présentent relativement peu de phases minérales ou d'évidences de réactions métamorphiques pour qu'il soit possible de délimiter un intervalle de P,T assez précis et caractéristique du métamorphisme dans la couverture et dans les roches plutoniques. Pratiquement, on ne peut utiliser que le champ de stabilité de la sillimanite, la courbe d'apparition de l'orthopyroxène et celle de l'anatexie débutante dans les gneiss, alors que dans les roches

plutoniques basiques, les courbes délimitant le champ de stabilité de l'olivine et du plagioclase d'une part et du grenat et du pyroxène d'autre part (courbes 8, 9, 10, 11 de la figure 5.3) sont des plus utiles.

La figure 5.3 permet d'envisager les conditions qui ont prévalu au cours du métamorphisme après la cristallisation du CPAP.

La cristallisation de l'olivine dans le CPAP couplée à la position de la courbe univariante soulignant la transformation subsolidus de l'olivine et du plagioclase en pyroxènes + spinelle pose directement les conditions de P, T maximum qui ont existé dans le CPAP lors de la cristallisation; elles sont de l'ordre de 1100° à 1200° et de 9 à 10 Kbars (Emslie, 1970a). Subséquemment, la réaction subsolidus entre olivine magnésienne et plagioclase s'est passée au cours du refroidissement du CPAP sous une pression inférieure ou égale à environ 7 Kbars sous une température de l'ordre de 850°C . Ultérieurement, la chute de la pression liée éventuellement à une baisse de température a été suffisamment rapide pour inhiber toute autre réaction susceptible de produire du grenat comme c'est le cas en Norvège (Griffin, 1971). Quant aux métagabbros, la présence de couronnes grenatifères liée par ailleurs à la composition plus ferrifère de la roche (Martignole et Schrijver, 1973) a été déclenchée vraisemblablement sans passer par un stade intermédiaire avec spinelle au cours d'une période de refroidissement assez prolongée sous une pression de 5 à 6 Kbars et sous une température d'environ 700 à 600°C , ou moins. La présence de la sillimanite pose directement la température minimale (le point triple andalousite-disthène-sillimanite est de l'ordre de 625°C pour une pression de 6 Kbars environ

(Althaus, 1967)), tandis que la courbe d'apparition de l'orthopyroxène pour une P_{H_2O} de 2 Kbars fixe de façon plus restrictive la température vers $750^{\circ}C$ dans un intervalle de P_T de 2 à 8 Kbars (Touret, 1971).

Enfin, les conditions de P,T que soulignent les courbes d'anatexie débutante et moyenne (Winkler, 1967) s'insèrent dans le diagramme de façon consistante avec les données énumérées ci-dessus, de sorte qu'il est vraisemblable qu'après la cristallisation du CPAP, les conditions de P,T aient été de l'ordre de 5 à 7 Kbars et de 750° à $600^{\circ}C$.

La raison de la présence des gneiss à pyroxènes spécialement à l'est, au nord-est et au sud du CPAP ne peut être due uniquement à la présence du CPAP. Au contraire, et bien que cette intrusion ait pu jouer un rôle important dans le développement de l'orthopyroxène avec ou sans clinopyroxène dans certaines parties du segment orogénique envisagé à cause de la quantité de chaleur dégagée au cours de sa cristallisation, il n'en reste pas moins vrai que la présence et la rétention d'une quantité d'eau suffisamment importante dans les gneiss du secteur septentrional ainsi que dans le CPAP au cours du métamorphisme a été la cause primordiale du développement plus ou moins abondant de biotite et de hornblende verte.

La composition des gneiss septentrionaux qui se rapproche de l'eutectique ternaire dans le triangle Qz - Ab - Or est une raison assez valable pour qu'ils aient pu absorber une quantité assez importante d'eau capable d'aider leur migmatitisation et le développement d'une anatexie débutante généralisée. Au contraire, les gneiss plus basiques, moins potassiques et plus foncés ont une propension à développer des pyroxènes et d'autant

plus que la recristallisation de ces roches a pu être un facteur important pour libérer l'eau excédentaire. La rétention d'eau dans les gneiss du nord, couplée à une certaine quantité de K_2O déjà dans les amphibolites pourrait être la raison principale pour expliquer le développement systématique de biotite et de hornblende dans les amphibolites de ce secteur. Les petits pyroxènes (opx., cpx) trouvés épisodiquement dans certaines amphibolites sont considérés, jusqu'à plus ample informé, comme des reliques d'anciens pyroxènes, peut-être d'origine magmatique (métagabbro?). Néanmoins, leur présence pose quand même le problème de savoir si la réaction (a) (p. 404) ne pourrait pas être éventuellement prograde.

Ainsi donc, l'isograde de l'orthopyroxène dans les gneiss (il suit pratiquement le cours inférieur de la rivière Bersimis (cf. Franconi et al., 1976)) ne fait que souligner le rôle de la P_{H_2O} et la composition chimique des roches situées de part et d'autre de son tracé (les conditions régionales (P,T) du métamorphisme ayant été, selon toute vraisemblance, pratiquement identiques autour du CPAP).

Enfin, le fait que les intrusions granitoïdes (CPLG, CPPI, CPRT, etc...) aient conservé leur minéralogie initiale et n'aient pas été recristallisées découle peut-être du fait qu'elles se seraient éventuellement mises en place au cours de l'orogénèse grenvillienne. De ce point de vue, des mesures géochronologiques seraient intéressantes et pourraient préciser leurs relations avec les grandes masses de mangérites du sud de la Province de Grenville et avec le CPAP.

CHAPITRE VI

LA TECTONIQUE

6.0- Introduction

La région orientale du réservoir Pipmuacan est occupée en majeure partie par des roches d'origine magmatique; anorthosite à labrador du CPAP et à andésine du CPLB d'une part et un cortège d'intrusions granitoïdes dont les CPLB, CPPI et CPLM sont les plus représentatifs d'autre part. Ces intrusions granitoïdes se localisent généralement dans la zone de contact entre les gneiss et le CPAP et généralement légèrement à l'intérieur du CPAP au niveau actuel de l'érosion. En fait, le CPAP constitue une véritable boutonnière dans la couverture paragneissique de la région de Pipmuacan dont l'importance ressort directement de l'examen de la carte géologique du Québec (Laurin, 1969) tant du point de vue tectonique que métamorphique.

En effet, le massif anorthositique du lac Saint-Jean (s.l.) se rétrécit énormément dans cette région avant d'envoyer un énorme diverticule orienté NE-SW en direction du lac de la Blache. Il est bordé au nord et au sud par deux zones de rebroussement dans la couverture qui s'étendent d'est en ouest sur une distance de plus de 35 kilomètres (carte no. 1); la première s'ouvre largement vers le nord-nord-est et la seconde vers le sud. Comme on l'a vu ci-dessus (chapitre V), les gneiss septentrionaux

sont caractérisés par le faciès amphibolite-almandin supérieur et les gneiss méridionaux par le sous-faciès granulite à orthopyroxène-hornblende verte.

La reconstitution de l'évolution pétrotectonique de cette région nécessite que l'on tienne compte de la nature et de l'origine des divers éléments structuraux (sédimentaire, magmatique, tectonique), sans oublier la configuration géologique du CPAP comme nous l'a suggéré l'étude pétrographique-minéralogique et pétrochimique.

Dans un premier temps, nous aborderons la description et la nomenclature des divers éléments structuraux des roches plutoniques et des gneiss. Nous décrirons ensuite les diverses structures tectoniques méso- et mégascopiques en nous référant aux faits de terrain et aux diagrammes stéréographiques de la carte no. 3.

Nous donnerons enfin une vue d'ensemble de la déformation dans cette région en nous penchant spécialement sur la mise en place et la déformation du CPAP dans la couverture d'après nos connaissances actuelles.

Dans cette étude tectonique, nous avons joint les régions couvertes par Anderson (1962, 1963b) et par Morin (1969) au sud de notre carte ainsi qu'une partie de la région que nous avons couverte en 1966 dans le cadre du Projet Grenville au nord du réservoir sur les deux rives de la baie des Hirondelles.

La carte no. 3 représente la carte tectonique générale où sont indiqués les domaines tectoniques partiels qui ont été définis en prenant pour

base la disposition des unités cartographiables ainsi que la présence d'un maximum ou d'une ceinture consistante dans les stéréogrammes. Ces derniers ont été tracés à l'aide d'un programme d'ordinateur mis au point par Roy (1969). La couverture gneissique comporte peu d'horizons repères susceptibles d'être utilisés pour définir des figures géométriques capables de supporter de façon rigoureuse le tectonogramme de la carte no. 4. Lors de son élaboration, nous avons utilisé l'orientation des axes, plans axiaux et sens de déversement des plis en plus de l'orientation générale de la foliation ou/et du rubanement primaire afin que le modèle soit le plus conforme aux faits de terrain.

6.1- Les éléments structuraux dans les roches magmatiques*

6.1.1- Les roches anorthositiques

Les roches anorthositiques sont caractérisées généralement par un rubanement magmatique qui est considéré comme une surface d'ordre zéro et codifié S_0' .

On y trouve également une foliation qui, dans le cas le plus simple, résulte de la recristallisation sur place et sans plissement d'une roche rubanée ou massive, ou encore de la transposition des surfaces S_0' , par plissement, parallèlement ou presque et parfois franchement obliquement à la direction primaire des surfaces S_0' . Cette foliation est une surface d'ordre un et codifiée S_1' .

* Les éléments structuraux des roches magmatiques seront caractérisés par une apostrophe pour les distinguer de ceux qui caractérisent les roches supracrustales.

Les plans axiaux des plis isoclinaux symétriques ou asymétriques ne sont généralement pas plissés à petite échelle, et il se développe localement et parallèlement à ces surfaces une foliation de plan axial marquée surtout par la recristallisation des amphiboles et le développement de biotites dans ce plan et spécialement dans les charnières de plis. Ce sont des surfaces d'ordre deux qui sont codifiées S_2^1 .

Localement, on observe quelques plis plissés dont l'échelle varie de quelques décimètres à quelques mètres ou à une dizaine de mètres. Ces plans axiaux sont des surfaces d'ordre trois: S_3^1 . Certains possèdent une orientation subparallèle à celle des plans axiaux antérieurs et d'autres franchement oblique.

D'une façon générale, les linéations observées dans les roches anorthositiques sont surtout constituées par l'alignement de minéraux prismatiques, l'étirement de corps lenticulaires et par les axes de plis.

L'orientation des plagioclases, olivines et orthopyroxènes dans le plan de rubanement constitue une linéation d'ordre zéro: L_0^1 .

Par opposition, l'orientation des porphyroclastes de plagioclase, de minéraux secondaires comme la biotite, dans le plan de foliation et plus ou moins parallèlement aux axes de plis isoclinaux les plus anciens, et celle des corps lenticulaires étirés comme ceux qui caractérisent la structure gloméropeccilitique ovoïde ou lenticulaire sont des linéations d'ordre deux au même titre que les axes de plis les plus anciens: L_2^1 .

Les axes de plis postérieurs et les linéations de minéraux associés qui correspondent aux surfaces d'ordre trois sont des linéations d'ordre trois: L_3^1 . Toutefois, ce sont des éléments structuraux qui sont difficiles à reconnaître, exception faite des exemples patents de plis plissés mésoscopiques.

6.1.2- Les roches des massifs granitoïdes

Dans les massifs granitoïdes du CPLG et du CPPI, on ne rencontre qu'un rubanement primaire d'origine magmatique S_0^1 , qui est souligné par l'arrangement planaire des feldspaths accompagné par l'étirement de languettes de quartz d'une part, et par l'alternance de niveaux de composition différente d'autre part. L'étirement des feldspaths et ferromagnésiens est rarement discernable eu égard à la forme trapue de ces cristaux. De la sorte, une linéation L_0^1 n'apparaît pas du tout dans les roches granitoïdes.

6.2- Les éléments structuraux dans les roches supracrustales

Les roches supracrustales ne présentent aucune évidence de structures sédimentologiques tels granoclassements, stratifications entrecroisées, etc... susceptibles de contribuer positivement à l'édification d'une stratigraphie formelle. La présence de plan d'ordre zéro, S_0 , peut être considérée dans le cas de contacts entre des roches de composition différente comme ceux qui caractérisent gneiss et amphibolites, gneiss alumineux à sillimanite ou gneiss hololeucocrates et gneiss plus foncés.

Nous considérons la foliation qui se développe dans les gneiss comme une surface tectonique d'ordre un, S_1 , qui est en partie le résultat de la transposition du plan de stratification initial.

Les plans axiaux des plis isoclinaux du même type que ceux qui se sont développés dans l'anorthosite du CPAP sont des surfaces d'ordre deux, S_2 ; une foliation de plan axial se développe localement parallèlement au plan axial de certains plis isoclinaux comme le soulignent les cristaux de biotite et/ou de quartz qui percent les charnières des plis. Cette foliation est également une surface d'ordre deux.

Enfin et similairement à ce qui se passe dans l'anorthosite, on a trouvé des plans d'ordre trois qui correspondent aux derniers plans axiaux de plis plissés: S_3 .

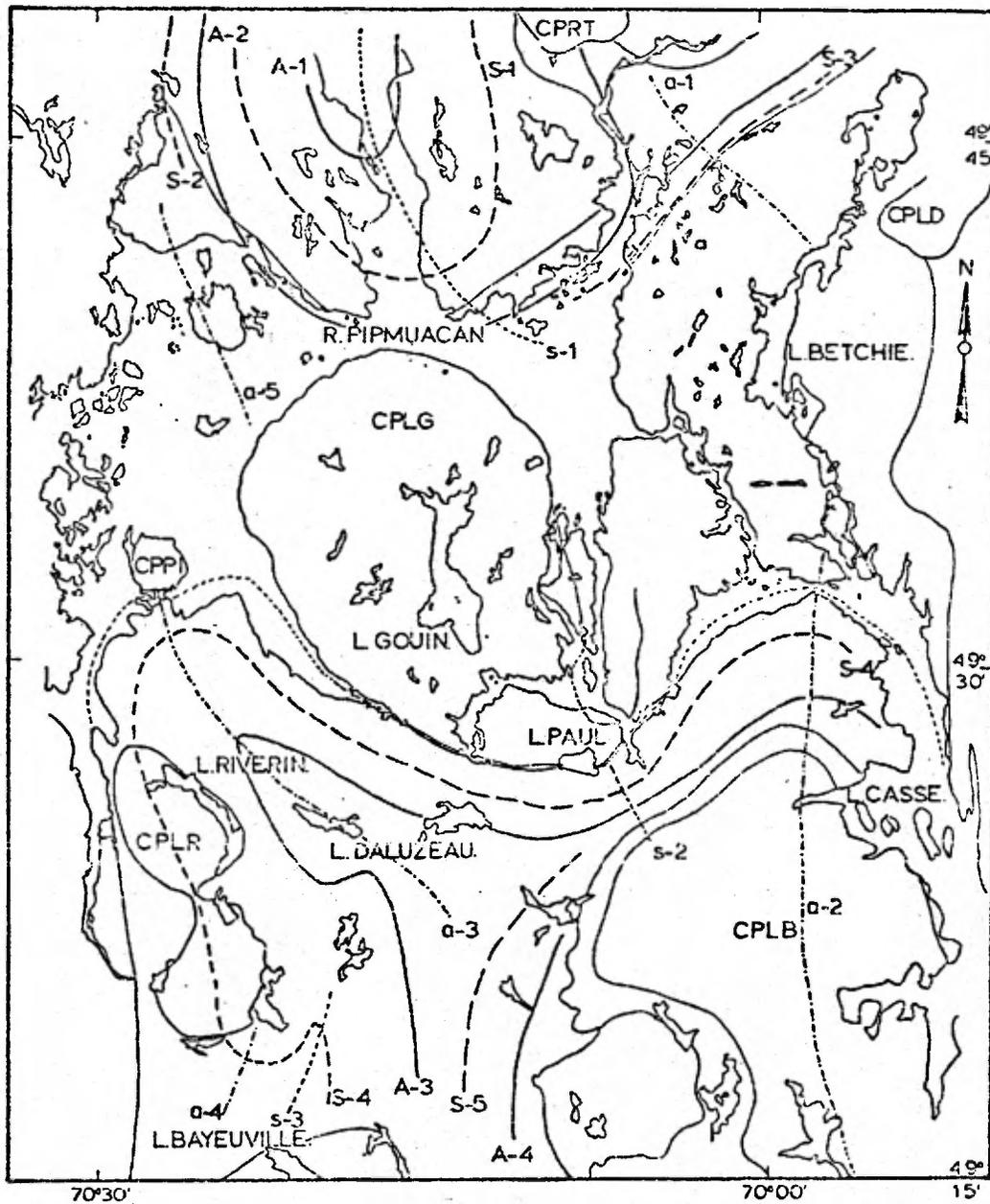
Les linéations minérales sont le plus souvent constituées par l'allongement, dans le plan de foliation, de cristaux de biotite, hornblende, quartz, qui constituent au même titre que les axes de plis isoclinaux les linéations d'ordre deux: L_2 .

Quant aux axes des plis plissés, et aux linéations qui se développent dans la roche parallèlement à ces axes, ce sont des linéations d'ordre trois: L_3 . Ils constituent des éléments très rares dans la région.

6.3- La forme des plis

Les plis isoclinaux de la région du réservoir Pipmuacan dans l'anorthosite et dans la couverture sont souvent de type symétrique dans les régions où la foliation est subverticale et asymétrique ailleurs, surtout

LOCALISATION DES PLANS AXIAUX PRINCIPAUX DANS LA REGION DE PIPMUACAN.



- 0 5 10km.
- A ANTIFORME 1^{re} PHASE.
 - - - S SYNFORME
 - - - a ANTIFORME 2^{de} PHASE.
 - - - s SYNFORME

Fig. 6.4: Localisation des plans axiaux principaux dans la région de Pipmuacan.

là où la foliation est subhorizontale ou faiblement inclinée.

Leurs dimensions (amplitude(A) et longueur d'onde (L)) varient de quelques centimètres à quelques mètres, voire une ou plusieurs dizaines de mètres. Le rapport A/L varie en général de 1 à 3 et jusqu'à 10 dans certains cas. Leur morphologie est telle qu'on ne peut toujours considérer à chaque fois avec certitude la règle du sens du déversement des plis. D'autre part, la migration des couches les plus plastiques des flancs vers les charnières des plis détermine une variation orthogonale des couches flanc/charnière de l'ordre de 1 à 1/4.

6.4- La description tectonique de la région orientale du réservoir Pipmuacan

Dans l'optique d'une description systématique de la configuration tectonique, nous avons divisé la région orientale du réservoir Pipmuacan en 5 secteurs principaux (carte no. 3, figure 6.4).

1. Le secteur septentrional englobe toute la couverture gneissique située au nord du rivage du réservoir et englobe la plus grande partie de l'anorthosite déformée de l'angle nord-est de la carte jusqu'au sud de la sous-unité K-2. Il renferme la grande virgation septentrionale dont il a été question plus haut (6.0). Le rubanement et/ou la foliation Y varient énormément et décrivent une forme de U ouvert largement vers le nord.

2. Le secteur oriental comprend les unités A à J-1 de l'anorthosite situées au nord du contact avec les gneiss méridionaux entourant le CPLB.

3. Les massifs granitoïdes du CPLG et CPPI et l'anorthosite à andésine antiperthitique du CPLG constituent le troisième secteur.

4. Le secteur méridional englobe les gneiss localisés dans la carte de Anderson (1962, 1963b) et la presque totalité de la partie centrale de la virgation méridionale située au sud du réservoir et ouverte largement vers le sud qui a été mentionnée plus haut (6.0).

5. Enfin, le secteur occidental renferme exclusivement l'anorthosite du secteur ouest et le gabbro du nord-ouest.

Nous donnerons, pour chacun des secteurs définis ci-dessus, une description globale de la disposition géométrique des roches en nous appuyant sur des faits de terrain et sur les stéréogrammes de la carte no. 3.

6.4.1- Le secteur septentrional

6.4.1.1- Les mégastructures dans les gneiss septentrionaux

1. Bien qu'il n'ait pas été possible de déterminer le nombre et la position des sills de métagabbros et des bandes d'amphibolites principales de part et d'autre de la baie des Hirondelles, ni de les relier les uns aux autres, il est remarquable cependant de constater que la foliation des gneiss situés dans cette région définit une forme de bassin déversé vers l'ouest, et le nord-ouest sur la rive orientale de la baie des Hirondelles et vers le nord, nord-nord-est sur la rive occidentale. Le plan axial sub-vertical et orienté actuellement E-W sur les deux rives de la baie (S-1) s'incurve de façon assez rapide vers le nord-nord-ouest et est incliné de 30 à 40° vers l'est. Ce bassin culmine vers l'ouest à l'extrémité ouest

du domaine 9b et envoie régulièrement vers l'est; il est possible qu'il culmine à nouveau dans la région située à l'ouest du lac Richard au nord de notre carte. Le domaine 11 représente le coeur du bassin et les domaines 12 et 13, le flanc méridional. Le sens de déversement des plis observés sur les deux flancs de la structure ainsi délimitée semble statistiquement en accord avec le schéma proposé.

2. La zone externe du bassin qui borde le CPAP le long du réservoir constitue en fait le flanc inverse d'une nappe qui culmine vers l'ouest non loin du gabbro du nord-ouest. La nappe plonge vers l'est tout le long du réservoir (domaines 9a-12) et vers le nord-est à partir du contact du gabbro du nord-ouest (domaine 8). Dans la zone de culmination (domaines 7, 9a), on note la présence d'un empilement de plis isoclinaux mésoscopiques dont les caractéristiques sont celles d'un flanc normal d'antiforme déversé vers le nord-est ou l'est-sud-est. C'est la seule évidence que l'on ait du flanc normal de cette nappe (A-2). En remontant vers le nord-ouest le long du gabbro du nord-ouest, on note la présence d'un petit synforme (S-2) déversé vers l'est (domaines 7 et 8) qui serait éventuellement la structure principale qui fait suite à l'antiforme A-2. Les gneiss qui la composent seraient donc vraisemblablement équivalents à ceux du bassin principal décrit ci-dessus (S-1).

3. La région enserrée par le bassin (S-1) avec les deux rives de la baie des Hirondelles représente l'ossature de la couverture gneissique située au nord du réservoir Pipmuacan. Il est probable, par ce qu'on en a vu, qu'elle soit le siège d'une succession de plis antiformes et synformes assez rapprochés les uns des autres, et que la partie directement adjacente

au bassin (S-1) soit un antiforme majeur dont le plan axial A-1 serait ployé assez fortement en forme de U. Le domaine 10 est situé à la verticale de cette structure, et on y note l'abondance de plis qui plongent vers le sud-est et qui sont vraisemblablement en partie d'ordre 3. Ces plis sont situés surtout dans la zone où se produit la flexure majeure, là où la foliation des gneiss passe d'est-ouest à nord-sud.

4. Il semble que la zone du synforme S-2 soit surmontée vers le nord-nord-ouest du gabbro du nord-ouest en direction de la rivière Manouane par la succession de grandes structures antiformes et synformes déversées le plus souvent vers le sud-est (carte no. 4).

5. Au nord du CPRT, les gneiss de la rivière La Tourette sont déversés surtout vers l'ouest-nord-ouest le long du prolongement de la structure A-2. Une partie d'entre eux représente peut-être le flanc normal de cet antiforme.

6.4.1.2- La bordure septentrionale de l'anorthosite et ses relations avec la couverture

L'anorthosite s'enfile en position antiforme sous le flanc normal de la nappe A-2 qu'elle biseaute vraisemblablement dans la région de la grande île du nord-ouest au sud de la zone de culmination du pli; elle s'ouvre vers le sud-ouest en un genre de dôme ou d'antiforme complexe (domaines 4, 5a, 5b).

La bordure septentrionale du CPAP s'insère donc dans la couverture telle un coeur de nappe, et d'une façon qui n'est pas toujours concordante.

Les plis isoclinaux ennoient vers l'est et principalement dans la zone des premières îles situées à l'est de la baie des Hirondelles où il n'est pas rare de trouver des plis isoclinaux mégascopiques ou mésoscopiques à axe subvertical ou plongeant vers l'est-sud-est de plus de 70° . A partir de là, la plongée des plis tend à diminuer en direction de l'embouchure de la rivière Bersimis, alors qu'un synforme (S-3) relaie l'antiforme A-2 vers le sud-est en direction de la bande de paragneiss orientée NE-SW sur la rive orientale du lac. L'antiforme A-2 s'ouvre ensuite en une grande structure complexe ayant la forme d'un dôme après avoir franchi ce qui semble être une flexure synclinale transversale à la hauteur de l'embouchure de la rivière Bersimis. Une partie de cette structure s'insère dans les gneiss de l'antiforme A-2 jusqu'au nord-est du lac Touladie en un mini-diverticule. Le CPRT recoupe ce dernier et rebrousse en quelque sorte les foliations et rubanement primaire (S_0' , $S_{1,2}'$ et $S_{1,2}$). Le domaine 14a englobe la partie de l'antiforme A-2 plongeant vers l'est située à cheval sur les gneiss et l'anorthosite, et le domaine 14b les gneiss qui longent la rive droite de la rivière Bersimis.

Le domaine 15 est situé à l'emplacement du dôme anorthositique situé dans le coude de la rivière Bersimis. On y décèle rapidement l'enroulement est-ouest des gneiss situés le long du bief E-W de la rivière Bersimis, NNW-SSE de l'anorthosite le long de la rive gauche de la rivière là où elle coule N-S, et l'orientation NNE-SSW de l'anorthosite dans la partie méridionale du massif.

Les gneiss situés au nord de cette partie du CPAP et à l'est du CPRT affleurent mal. Ils sont orientés sensiblement $N0^{\circ}-25^{\circ}E/40^{\circ}E$ le long du cours

inférieur de la rivière La Tourette, et ils sont ensuite rebroussés le long et parallèlement au contact de l'anorthosite sur les deux rives de la rivière Bersimis où leur orientation varie de $N145^{\circ}-60^{\circ}E/20^{\circ}-50^{\circ}E$. Ces gneiss ont été plissés en plis asymétriques mais nous ignorons le détail des mégastructures. Il est possible qu'une partie de ces gneiss constitue le flanc normal de l'antiforme A-2. La présence d'un synforme majeur au nord du dôme est tout à fait plausible dans le schéma actuel de cette région.

La zone de rebroussement du secteur septentrional dérive donc de la superposition d'une flexure synforme (s-1) sensiblement N-S à un ensemble de plis mégascopiques isoclinaux originellement orientés est-ouest.

6.4.1.3- La zone du synforme S-3

Cette structure est centrée sur la bande de gneiss du secteur nord-est qui est entourée d'une enveloppe très plissée d'anorthosite diversifiée et souvent transformée en cornéite. Les seuls véritables horizons repères sont les sous-unités K-5, 6. Il semble que K-5 et K-6 puissent être une seule et même bande lenticulaire qui moulerait ainsi le nez du pli. Le cœur de la structure est constituée d'une bande de paragneiss qui se poursuit jusque dans la région du lac de la Blache, et qui, dans notre carte, renferme plusieurs petites intrusions marginales à caractère anorthosito-noritique ou dioritique. Comme on l'a vu plus haut (chapitre I) il n'a pas été possible de mettre une stratigraphie en évidence dans cette unité cartographiable fortement plissée et dans laquelle se sont formés divers types de plis plissés mésoscopiques. La cartographie jointe à l'étude pétrochimique des roches du CPAP, et notamment de celles qui

ESQUISSE DE LA GEOMETRIE DE LA BANDE DE GNEISS DU NE.

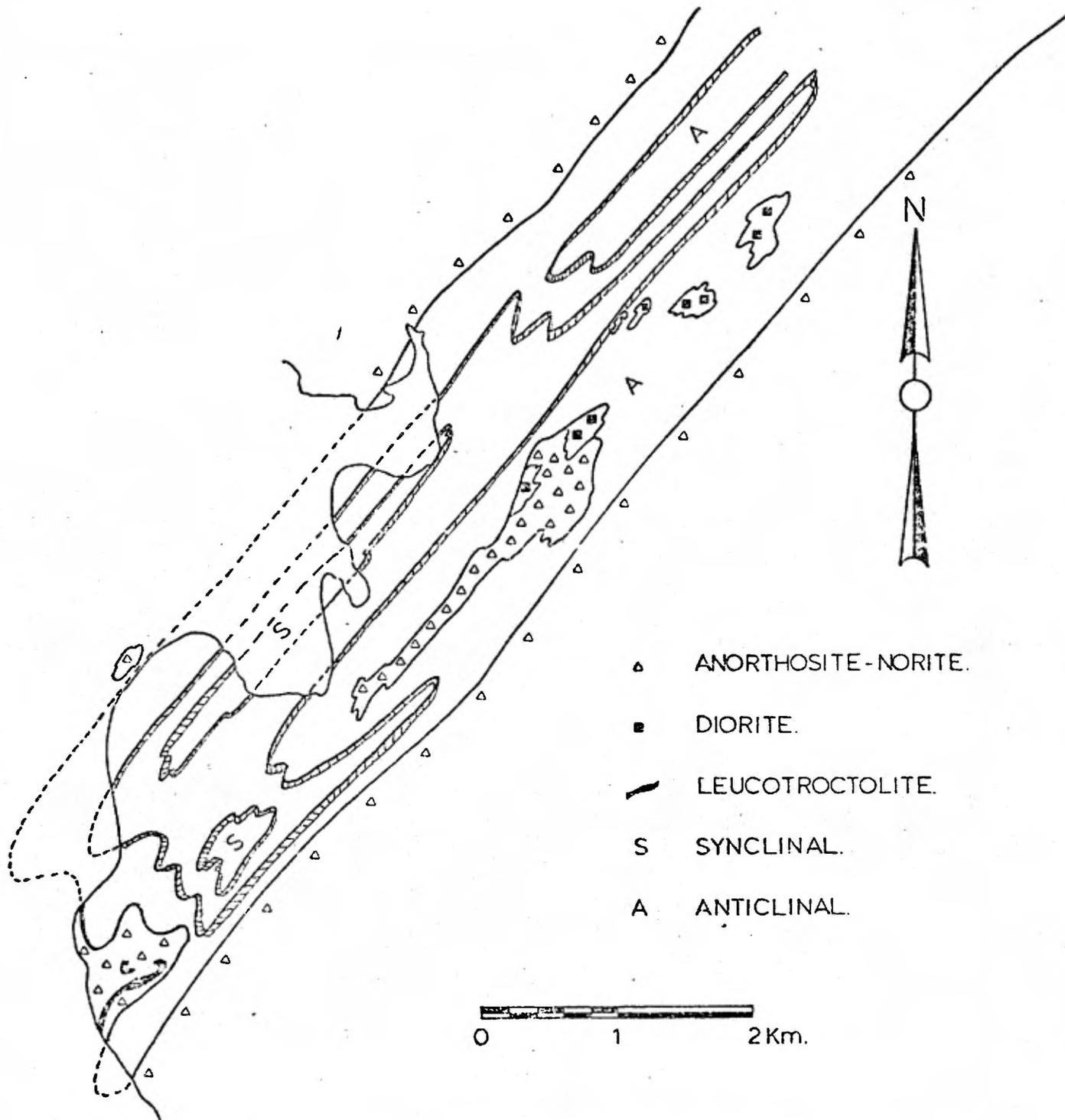


Fig. 6.4.1.3a: Esquisse de la géométrie de la bande de gneiss du NE.

appartiennent aux roches anorthositiques situées en bordure ou dans la bande gneissique, nous a permis d'émettre l'opinion que cette bande de paragneiss représente une partie du toit de l'intrusion anorthositique qui ne correspond pas nécessairement aux gneiss du bord septentrional du réservoir.

Il est vraisemblable que cette bande de paragneiss est le siège de petites zones de culmination et d'envoyage compliquées par la présence des intrusions marginales. La figure 6.4.1.3a propose une interprétation globale de cette bande. Les domaines 16, 17, 18, 18a, b, c illustrent l'orientation et la disposition de cette structure à partir de la rive orientale du réservoir.

Le domaine 16 représente la partie nord-est du synforme et présente des caractéristiques d'envoyage vers l'est-nord-est d'une structure en plis isoclinaux déversés vers le nord-ouest. On rencontre la présence directement dans les premières bandes de cornéites anorthositiques, de plis plissés mésoscopiques (A, L: 10 à 50 centimètres) dont la figure 6.4.1.3b donne un aperçu.

Le domaine 17 se rapporte à une petite zone de paragneiss de 200 mètres de côté environ où se rencontrent de nombreux plis. L'orientation des axes et plans axiaux est assez cohérente.

Le domaine 18a caractérise l'extrémité de la bande de paragneiss à laquelle est jointe la mince lisière de cornéites anorthositiques située directement au sud. L'enroulement de ces roches autour d'un axe idéal

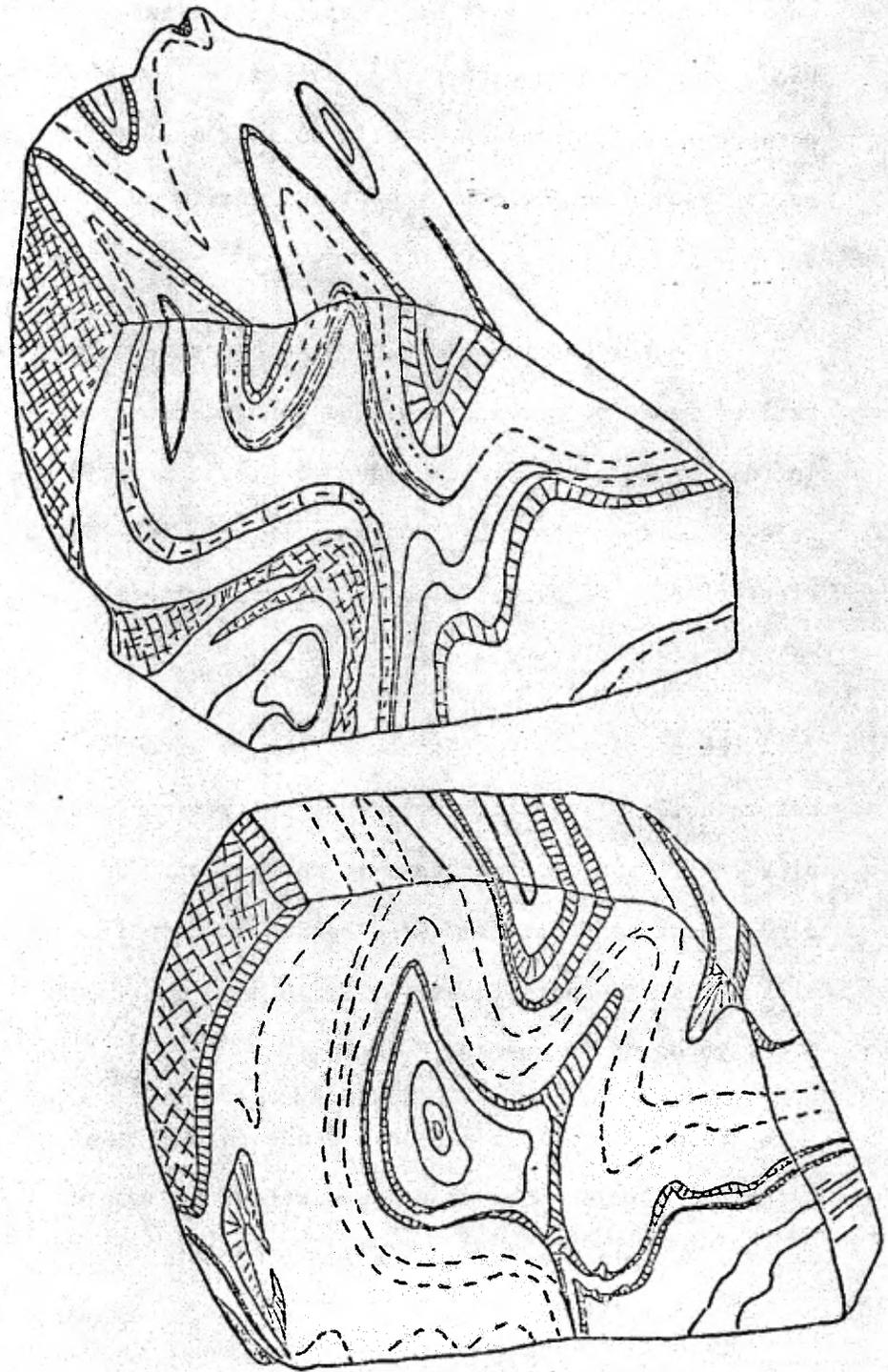


Fig. 6.4.1.3b: Pli plissé dans la cornéite anorthositique hololeucocrate (J-1). Echelle réelle.

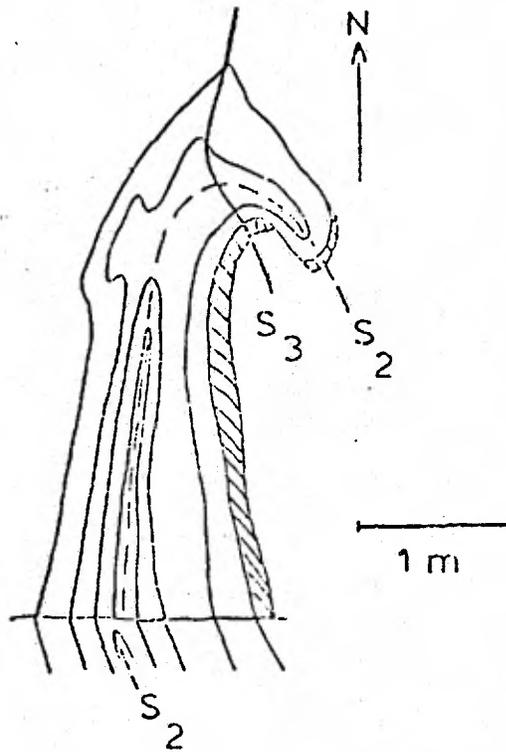


Fig. 6.4.1.3c: Pli plissé dans des gneiss du NE.

orienté ENE-WSW est caractéristique et les plis déversés vers le nord-ouest plongent toujours vers l'est. La figure 6.4.1.3c illustre le type de plis plissés qui ont été épisodiquement rencontrés dans cette partie de la bande de paragneiss du nord-est.

Le domaine 18b est situé sur la petite surface de cornéites très bien foliées et fortement plissées qui est nichée avec le flanc nord de la bande de gneiss. L'orientation des plans axiaux et des axes de plis ainsi que celle de la foliation suggère la présence d'une phase de repliement des plis initiaux autour d'une direction axiale subparallèle à celle des axes initiaux et qu'on a mis également en évidence dans le domaine 18a ci-dessus.

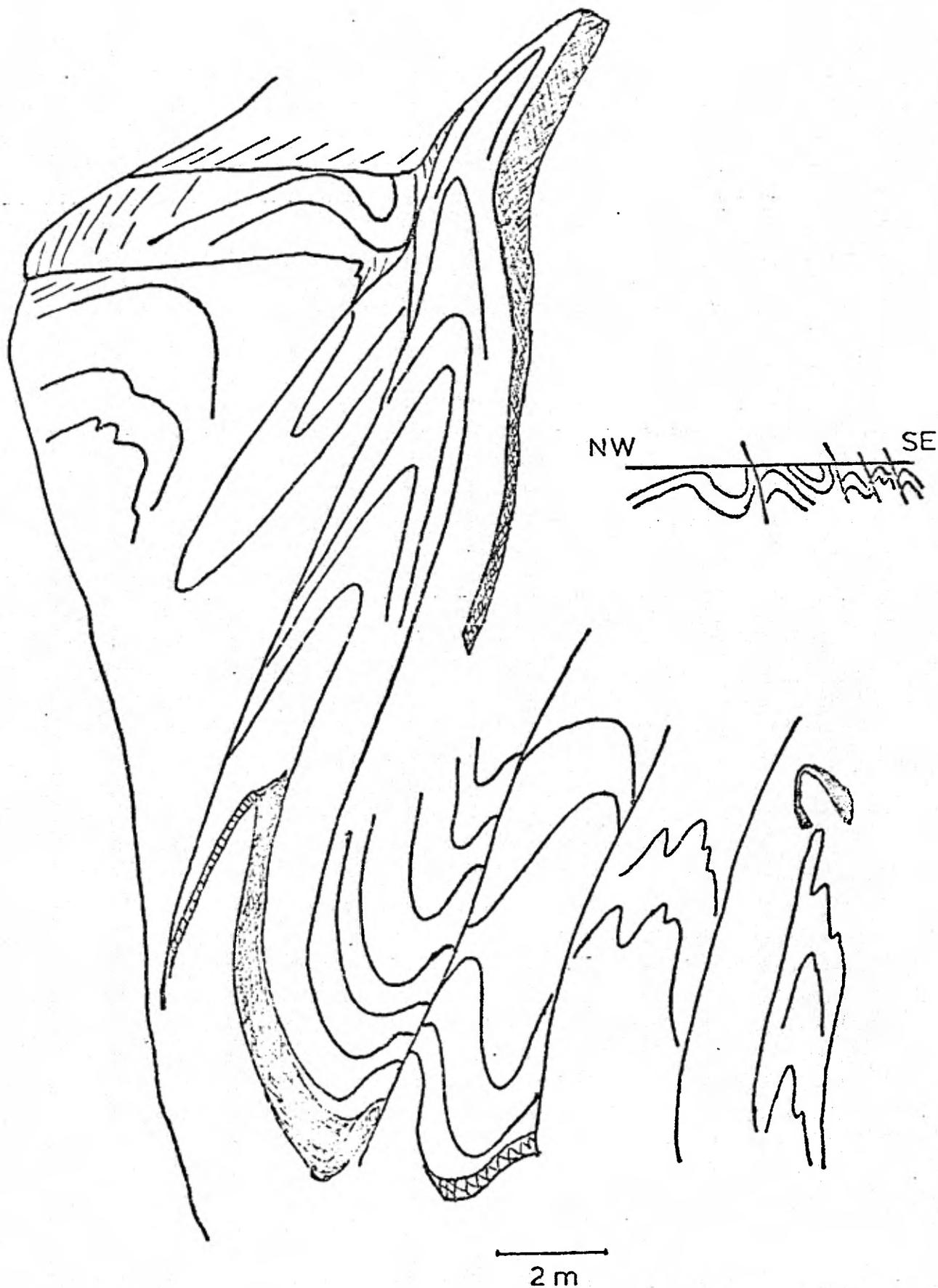
Le domaine 18c représente un seul grand pli isoclinal mésoscopique reproduit dans la figure 6.4.1.3d dans les paragneiss et qui est l'illustration mésoscopique de la déformation à l'échelle mégascopique dans cette région.

Le domaine 18 est la compilation des trois domaines partiels 18a, b, c. Le changement d'orientation des plans axiaux observé à partir de l'extrémité sud-ouest de la bande de gneiss ($N45^{\circ}E/50^{\circ}SE$ vers l'est ($N10^{\circ}E/60^{\circ}E$)) découle peut-être du fait que ces derniers se trouveraient peut-être sur l'extrémité sud-ouest d'un genre de petite structure en dôme, comme le souligne la figure 6.4.1.3a.

6.4.2- Le secteur oriental du CPAP

Toutes les unités du CPAP situées au sud-est du synforme S-3 jusqu'au contact des gneiss situés à l'est présentent une succession monoclinale

Fig. 6.4.1.3d: Plis mésoscopiques dans les gneiss du NE (flanc sud de la bande).



quasiment subverticale orientée N-S à partir de l'extrémité méridionale du lac Betchie (S_0^1) et $N20^{\circ}E$ à partir de la partie moyenne de ce même lac. C'est ce que montrent les domaines 19, 20, 21a, 22 dans lesquels les plans répertoriés sont surtout des plans de rubanement primaire S_0^1 . Il semble donc qu'il y ait une flexure légère ($a-1$)? qui se dirige vers le nord-est en direction du dôme anorthositique logé dans le coude de la rivière Bersimis. Par contre, dans les domaines 21b et 23, on note en plus l'existence d'une foliation oblique (S_1^1) au rubanement magmatique (S_0^1) ainsi que des plis isoclinaux asymétriques qui renferment aussi une légère foliation de plan axial (S_2^1). Dans le domaine 21b, la foliation qui se développe au contact des gneiss de l'est leur est tout à fait parallèle dans la zone de contact observée le long du lac Cassé et on n'y a observé aucun pli mésoscopique.

6.4.3- Les massifs granitoïdes - CPLG, CPPI, CPLR - et anorthositique à andésine - CPLB.

Le CPLG qui est la plus grande des intrusions granitoïdes est constitué d'enveloppes concentriques dont la composition varie d'une diorite à un granite hololeucocrate, qui soulignent le caractère cylindroïde de l'intrusion (domaine 1). L'axe de l'intrusion se trouve dans la partie sud-est à l'emplacement de la diorite de l'unité XI, et plonge de quelque 65° vers l'est.

Le CPPI se présente sous forme d'un genre de couple aux parois assez fortement redressées (domaine 2), tandis que le CPLR qui est composé de deux parties reliées par un "isthme" alaskitique se présenterait, d'après

Kehlenbeck (1971) sous forme d'un cône inversé. Le domaine 35 qui renferme les roches du CPLR et un peu des gneiss qui les enveloppent semble confirmer cette hypothèse.

Le CPLB se compose de deux parties distinctes. D'abord, un massif à andésine antiperthitique (Morin, 1969; Anderson, 1963; Bron, 1970) qui représente plus des 3/4 de l'intrusion et se présente sous forme d'un dôme aplati et légèrement étiré N-S (domaine 26). Ensuite, un appendice de syénite foncée qui s'est développé sur le flanc sud-ouest du complexe igné et qui épouse la forme d'un cône renversé dont l'axe serait orienté sensiblement $N35^{\circ}E/65^{\circ}SW$ (domaine 27).

6.4.4- Le secteur méridional

Les gneiss quartzofeldspathiques verts à pyroxènes et/ou biotite et hornblende verte qui moulent le CPLB et qui s'étendent partout au sud du CPAP entre le lac Cassé à l'est et la rivière aux Sables à l'ouest ne présentent pas d'horizons repères susceptibles de souligner adéquatement le schéma tectonique de cette région. Néanmoins, les divers éléments structuraux, exception faite des plans axiaux et du sens de déversement des plis, permettent de proposer un modèle suffisamment cohérent (carte no. 4). D'une façon générale, on peut affirmer que cette région a été le siège de deux déformations majeures:

- la première a déterminé la formation de grands plis déversés initialement vers le sud et orientés sensiblement E-W,
- la seconde a ployé ces mégastructures le long de plans axiaux orientés plus ou moins N-S et subverticaux autour d'axes redressés plongeant vers le nord.

Il semblerait que les gneiss soient plissés en deux grands plis isoclinaux mégascopiques entre le CPAP et le CPLB, un synforme au nord (S-4) (le flanc inverse n'affleure vraisemblablement pas partout, et certainement que de façon limitée) et un antiforme au sud (A-3). Les domaines 24, 25, 29, 30, 31, 32, 33, 35, 37 soulignent l'orientation des éléments structuraux de ces plis. On constate qu'il y a une zone de culmination à la verticale du CPLB (a-2) et au sud du CPPI (a-3) et une zone d'ennoyage (s-2) au sud-ouest du lac Paul.

Les domaines 32 et 33 soulignent de façon particulière la présence de la grande flexure antiforme secondaire N-S qui ressort bien des cartes nos. 2 et 4 et qui a causé ce genre de dôme complexe autour du lac Daluzeau.

Dans les domaines 28, 29 et 37, il semble se développer d'autres plis isoclinaux majeurs (S-5 et A-4) le long du flanc ouest du CPLB.

L'anorthosite du CPAP qui affleure le long de la rivière aux Sables à l'ouest est orientée N-S et subverticale (domaine 34), mais elle est rebroussée vers le nord en un genre de dôme autour du lac Bayeuville dont l'extrémité septentrionale affleure dans le sud de la carte de Anderson (1963b). Cette zone se prolonge de façon complexe dans la couverture directement au sud-est du lac Riverin dans les domaines 35 et 37 par le biais de flexures antiforme et synforme (a-4 et s-3) contemporaines de a-3.

6.4.5- Le secteur occidental du CPAP

Dans la section 6.4.1.2, il a été question que dans le secteur occidental de la carte, l'anorthosite du CPAP s'insérait dans l'antiforme

majeur A-2 (domaines 5a, 5b). Ceci semble en effet confirmé par l'orientation de nombreux plis mésoscopiques et l'orientation des plans $S'_{0,1,2}$ de ces domaines. La disposition assez complexe du rubanement primaire et de la foliation suggère que cette région soit située à l'emplacement d'un genre de dôme ou plutôt d'un antiforme majeur qui résulte vraisemblablement de l'interaction d'une zone axiale secondaire (a-5) sur le rubanement primaire. Cette zone axiale pourrait se prolonger vers le CPLG entre les domaines 6a et 6b (figure 6.4). Dans les domaines 5a, b et 6b, on note la présence de plis plissés dont l'axe initial a été ployé dans le plan axial qui le contient jusqu'à devenir vertical; ce genre de plis démontre le fait que la mobilité du matériau s'est effectuée surtout dans le plan "ac" et traduit l'existence de contraintes verticales (figure 6.4.5a). Le domaine 4 souligne l'orientation du rubanement primaire suivant une direction nord-est et l'existence d'un léger ennoyage dans cette direction. Le domaine 3 concerne uniquement le gabbro du nord-ouest et souligne l'orientation N-S du rubanement qu'on y a observé.

A la limite des domaines 3, 4, 5a, existe un pli plissé mésoscopique (figure 6.4.5b, photographie no. 57) qui illustre la présence d'une déformation superposée. Le plan axial secondaire est orienté sensiblement $N45^{\circ}E$ et l'orientation initiale du premier plan axial aurait été sensiblement ENE-WSW.

6.5- Conclusions de l'étude tectonique

La partie du segment orogénique passant au niveau du réservoir Pipmuacan a donc permis de mettre en évidence l'existence de deux phases

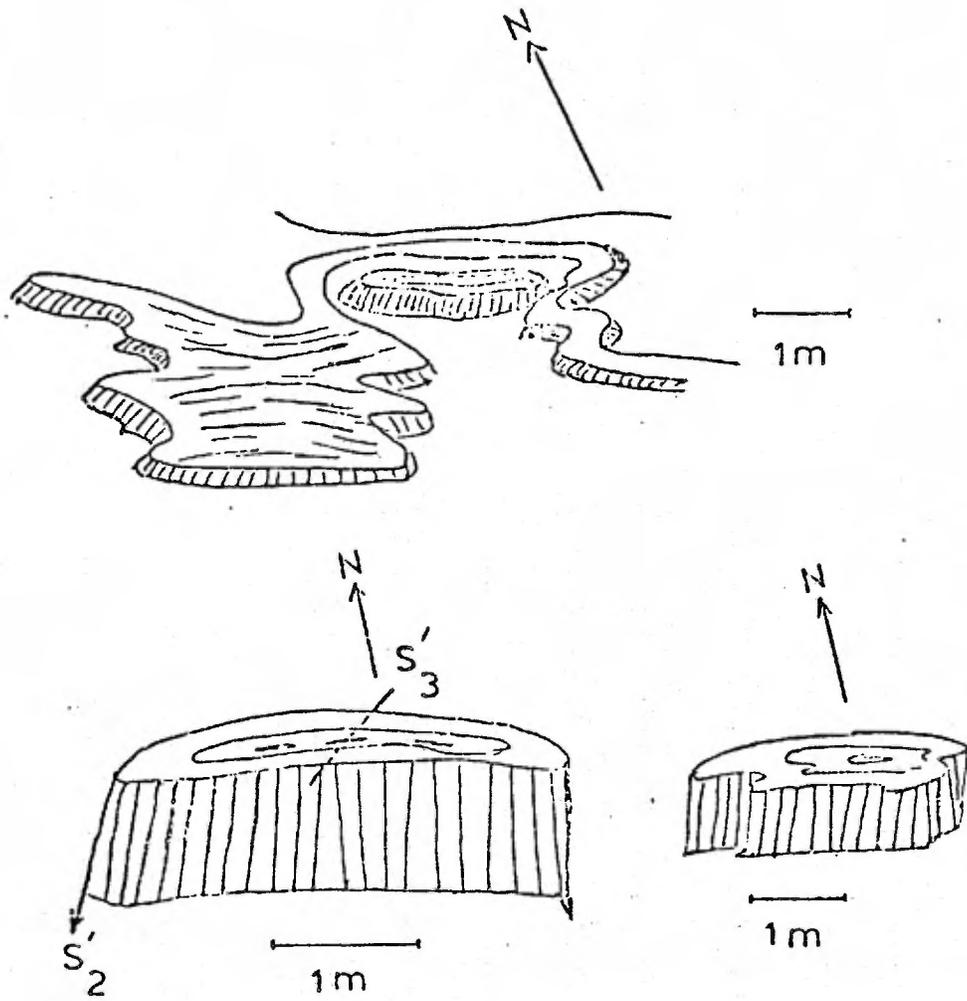


Fig. 6.4.5a: Plis ployés dans l'anorthosite du secteur occidental.

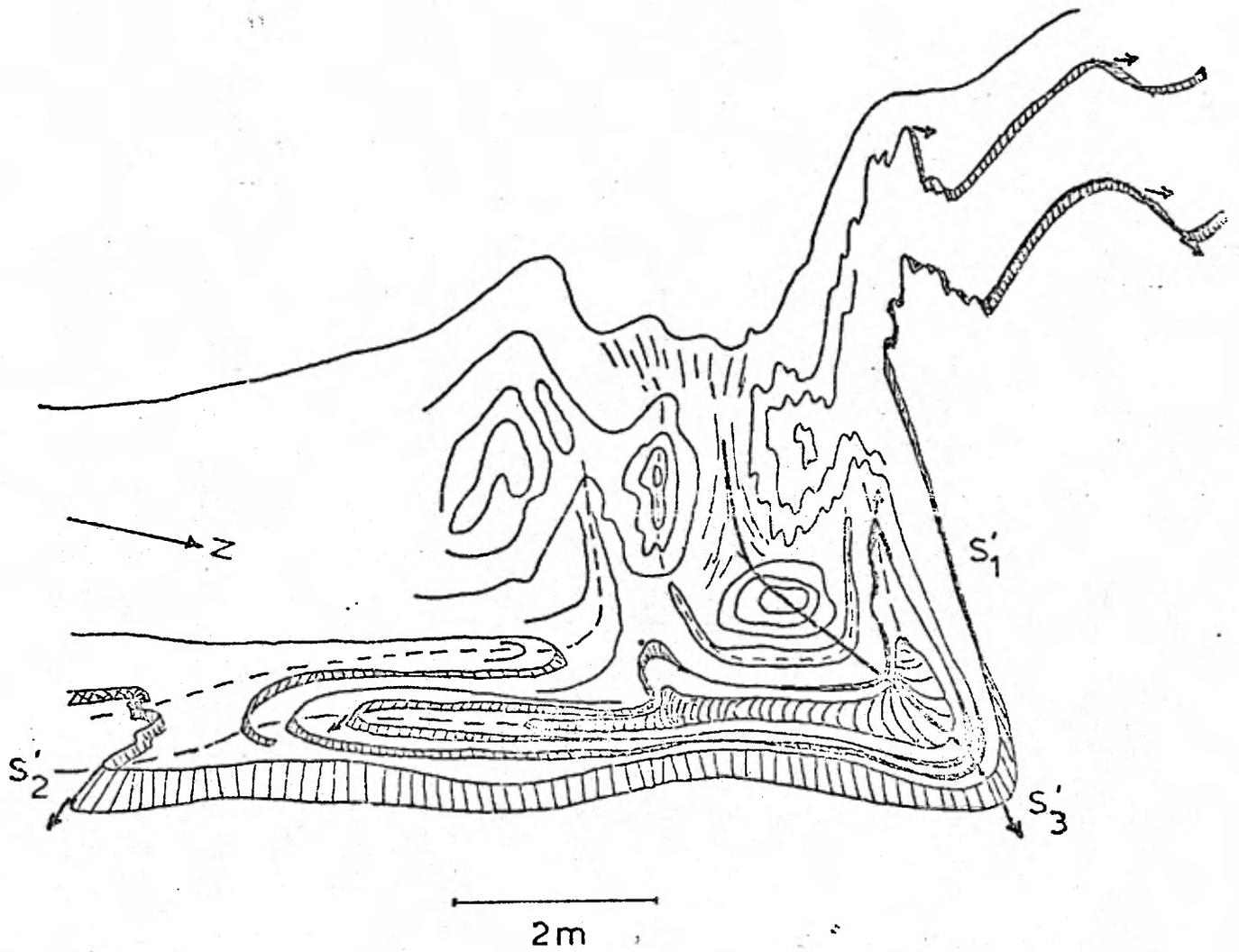


Fig. 6.4.5b: Pli plissé mésostructural dans l'anorthosite du secteur occidental (limite N-5/0-2).

tectoniques majeures qui ont affecté le CPAP et sa couverture. La première a présidé à l'édification dans la couverture et dans le CPAP de plis couchés orientés initialement sensiblement E-W et vraisemblablement déversés au nord du CPAP vers le nord et au sud, vers le sud. Des plis mésoscopiques datant de cet épisode ont été plissés de façon sensiblement coaxiale dans la couverture comme dans l'anorthosite du CPAP. Elle a été suivie d'une seconde phase qui a repris les premiers plis en les comprimant de telle sorte que de grandes structures secondaires (antiformes et synformes) se sont développées transversalement aux premières. La superposition de ces deux épisodes a donné naissance, d'une part, à l'échelle mégascopique à des dômes et bassins difficiles à circonscrire avec précision dans la couverture à cause du manque évident d'horizons repères ainsi qu'aux deux zones de rebroussement qui s'ouvrent vers le nord et le sud sur les flancs septentrional et méridional du CPAP (figure 6.4, carte no. 4).

L'étude pétrotectonique du CPAP a montré que cette intrusion s'était mise en place au cours ou à la fin d'une phase importante de plissement (la première). Ce comportement a été souligné ailleurs par plusieurs auteurs (Michot, 1960), mais dans d'autres cas, (Morse, 1969), il semble que certains massifs anorthositiques précambriens se soient développés dans des conditions anorogéniques et qu'ils n'aient pas été déformés par la suite. Récemment, Martignole et Schrijver (1970) ont proposé un modèle pétrotectonique pour expliquer la forme et les relations existant entre le massif de Morin et sa couverture en s'appuyant sur les travaux expérimentaux de Ramberg (1967). Ils présument que l'anorthosite de Morin s'est impliquée dans la superstructure par un effet de bouée ("Buoyancy") issu

du contraste de densité existant entre le "magma anorthositique" et les roches supracrustales sous les conditions régnant à une profondeur de l'ordre de 15-20 kilomètres environ. Ce mécanisme aurait déclenché ou/et aidé considérablement la formation de nappes dans les gneiss situés autour de l'intrusion. L'anorthosite, par le biais du lobe de Chertsey, aurait été directement impliquée dans la formation de la première nappe située à l'est du massif de Morin et dont elle occupe le coeur. La forme arquée de cette dernière est en accord avec les travaux expérimentaux de Ramberg (op. cit).

Martignole et Schrijver (1970) entrevoient que cet apanage puisse être le propre d'autres types d'intrusions, telles les mangérites, dans des conditions favorables et n'écartent pas du tout, a priori, la possibilité que deux trains d'onde représentant deux familles de nappes issues d'intrusions différentes et suffisamment éloignées dans l'espace et rapprochées dans le temps puissent donner naissance à des phénomènes de tectonique superposée sans faire intervenir nécessairement une compression latérale. Si une telle perspective est séduisante dans les régions lardées de massifs éruptifs, elle n'explique cependant pas l'existence des grands plis et virgations importantes du secteur nord-ouest de la Province de Grenville où l'on ne rencontre pas ou que très peu d'intrusions.

Dans le CPAP, l'existence d'unités lithologiques différenciées du sud-est au nord-ouest, bien individualisées et subconcordantes, la présence systématique d'un rubanement primaire ou/et d'une lamination, l'orientation souvent horizontale des plagioclases primaires dans ce plan de rubanement, sont autant de critères qui nous font penser que le magma d'où

procède le CPAP s'est décanté dans une chambre magmatique à la façon d'intrusions stratiformes telle Kiglapait (Morse, 1969); il semble totalement exclu que la différenciation magmatique procède d'un mécanisme de "flow differentiation" où les lignes de flux et les cristaux sont subverticaux.

L'absence de bréchification intense, de zones de télescopage et d'enclaves de gneiss mésoscopiques, surtout dans la partie septentrionale qui est la partie supérieure de l'intrusion et la plus plissée, indique que la déformation plastique datant de la formation de la première phase de plissement s'est effectuée à un moment où les roches du CPAP étaient suffisamment compétentes pour ne pas se disloquer et que la différenciation magmatique était déjà accomplie dans son ensemble. La cristallisation du CPAP était à ce moment suffisamment avancée dans la zone de contact pour limiter de façon drastique le pouvoir d'intrusion et d'assimilation du magma. De plus, la concordance étonnante qui existe entre les plans de rubanement de l'anorthosite et les plans de foliation des gneiss du nord et de l'est corrobore le fait que l'intrusion du CPAP dans sa couverture de roche supracrustale s'est faite, au départ, de façon lente et progressive.

Dans le secteur septentrional du CPAP où il y a concordance exemplaire à grande échelle de ce point de vue entre l'anorthosite et la couverture, cette montée s'est faite jusqu'au moment de la formation des premières nappes. Par contre, dans le secteur méridional, les relations entre le CPAP et les gneiss de la couverture sont compliquées par la présence des intrusions granitoïdes et celle du CPLB. Néanmoins, les relations existant entre le rubanement primaire S_0^1 et les plans de foliation, plans axiaux

$S'_{1,2}$ et $S_{1,2}$ tendent à prouver que le CPAP s'est mis en place dans la couverture un peu avant ou juste au moment de la formation de la première génération de plis (les plis E-W).

De ce fait, il y aurait donc eu vraisemblablement un léger retard dans le processus de déformation du secteur méridional par rapport au secteur septentrional. Le peu de pénétration de la déformation plastique (plans $S'_{1,2}$) dans le secteur du CPAP découle surtout de la disposition orthogonale des unités B à H par rapport à la foliation des gneiss qui les a rendus beaucoup moins plastiques lors du plissement. Si l'on considère les faits de terrain et le schéma proposé par Martignole et Schrijver (1970) dans le cas spécifique du massif de Morin, il est évident que le CPAP a joué un rôle capital dans l'élaboration du patron tectonique de cette région par son expansion dans la superstructure. En fait, le mode d'intrusion de l'anorthosite du lac Saint-Jean dont le CPAP n'est qu'une petite partie s'est vraisemblablement produit avec un mouvement tel dans cette région qu'il a pu être à l'origine du resserrement et du patron complexe qui caractérise la couverture gneissique sur les deux rives de la baie des Hirondelles.

Néanmoins, la présence des massifs granitoïdes et du CPLB a joué un rôle important car ils se sont mis en place sous forme de "mantled gneiss dome" (Eskola, 1948) au cours ou à la fin de la deuxième phase de plissement, de façon à peu près concordante. La profondeur (de l'ordre de 15 kilomètres) et la période de temps mise pour s'insérer dans le bâti ont permis que la déformation plastique ait pu se développer dans l'encaissant et qu'il n'y ait eu que très peu d'évidences de déformations cassantes au

cours de cette mise en place. La plus pertinente pouvant être la fracture N-S dans l'unité F du CPAP remplie par le dyke de diorite issu de l'unité XII du CPLG.

L'influence du CPLB sur les gneiss de la couverture semblerait tout aussi importante sinon plus que celle du CPAP, surtout s'il s'avérait que des grands plis de première génération (S-5, A-3, 4 par exemple) se moulent autour de lui à la manière d'un tore. Le CPLB serait dès lors directement responsable de leur formation.

Pour nous, il ne fait pas de doute que le CPAP constitue une intrusion qui s'enracine en profondeur sous les gneiss dans lesquels elle s'est insérée. Nous ne pensons pas comme Kehlenbeck (1971) pour qui les gneiss situés au sud de l'anorthosite du lac Saint-Jean dans la région du réservoir Pipmuacan constituent une boutonnière, que les gneiss méridionaux s'enfoncent sous le CPAP, pour apparaître au nord.

Au contraire, et surtout si l'on se réfère à la cartographie géologique au 1/250,000 des feuilles de Chicoutimi et du Réservoir Pipmuacan (Laurin et Sharma, 1976), il semble évident que toute la zone de gneiss située au sud du réservoir constitue, jusqu'à un certain point, une partie du toit de l'intrusion anorthositique du lac Saint-Jean, qui ne peut, en aucun cas, être reliée stratigraphiquement ou lithologiquement aux types de gneiss septentrionaux.

CHAPITRE VII

LA GÉOLOGIE ECONOMIQUE

La région du réservoir Pipmuacan n'offre, du point de vue économique, aucun intérêt immédiat; nous n'avons pas découvert de concentrations intéressantes d'oxydes de fer et de titane ni dans les diorites du CPLG ni dans les ferrogabbros du CPAP.

Cependant, l'unité I qui est constituée par diverses bandes de ferrogabbro à olivine représente, si l'on se réfère aux cartes aéromagnétiques à 1 mille au pouce, le prolongement éventuel d'une bande minéralisée reliée au gisement de fer-titane du lac de la Blache. Il serait intéressant d'en faire la cartographie surtout en ce qui concerne des dépôts éventuels de magnétite-ilménite. Ce niveau nous semble en effet peu propice au départ à des concentrations de chromite ou de sulfures de nickel si l'on se réfère aux 2 analyses chimiques que nous possédons.

L'absence systématique de sulfure semble indiquer qu'il y a peu de chance qu'on trouve de la pyrrhotine ou de la pentlandite dans ces roches.

Dans le CPLB, les niveaux dioritiques, et spécialement les unités VI, XI et XII pourraient être envisagées comme minerais à basses teneurs en P desquels le fer, le titane et le zirconium pourraient être récupérés.

Quant à l'utilisation de l'anorthosite comme pierre ornementale, il ne semble pas que cette roche possède les caractères d'homogénéité, de résistance, de fraîcheur et de couleur qui pourraient permettre son exploitation commerciale; en effet, la cataclase est assez importante un peu partout.

Le seul intérêt immédiat résiderait dans les roches olivinifères qui pourraient servir comme échantillons de collection.

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS GENERALES DE L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU
RESERVOIR PIPMUACAN

La façon diversifiée suivant laquelle nous avons abordé l'étude géologique de la région du réservoir Pimpuacan qui constitue un maillon de l'axe anorthositique du massif du lac Saint-Jean (s.l.) nous a conduit à l'élaboration d'un schéma évolutif détaillé (figure 8.0). La cartographie assez fine de cette région sise au coeur même du segment orogénique de la Province de Grenville compris entre les longitudes 70° - 72° W nous a permis de décrire avec beaucoup de précision la lithologie et la configuration des intrusions granitoïdes et anorthositiques, leurs relations mutuelles et celles qu'elles ont avec la couverture de gneiss (carte géologique no. 2).

Du fait que nous n'avons pas abordé l'étude géochronologique des intrusions anorthositiques, et surtout des massifs granitoïdes dont les teneurs en Rb-Sr et en zircon seraient favorables à de tels travaux, nous ne pouvons donc envisager les relations chronologiques entre les massifs éruptifs que du point de vue qualitatif.

Les observations de terrain auxquelles s'ajoutent les données géochimiques soulignent le fait que l'anorthosite du CPAP est le premier massif

EVOLUTION GEOLOGIQUE DE LA REGION DE PIMMUACAN.

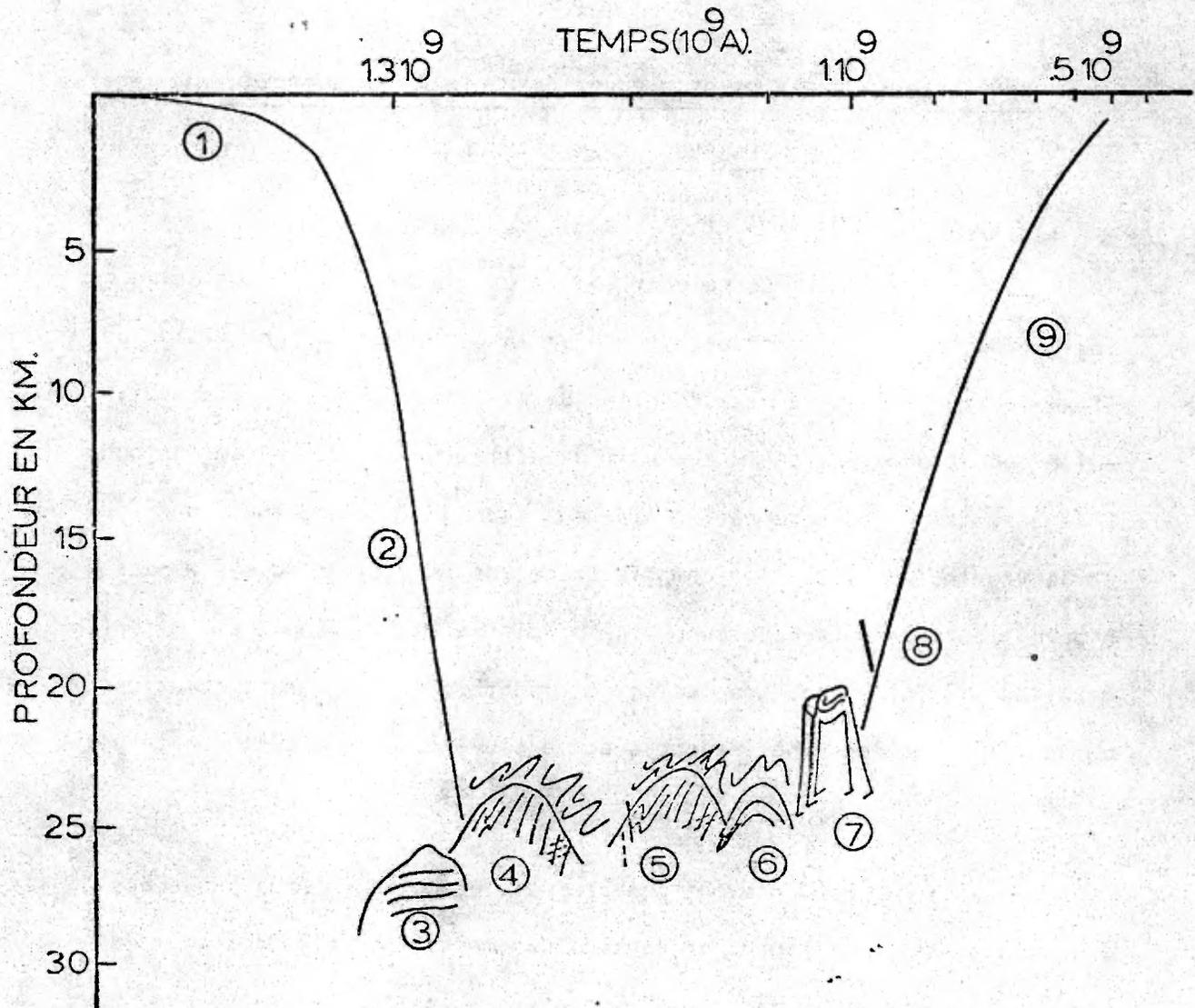


Fig. 8.0: Tectogramme

(Figure 8.0)

Légende

1. Sédimentation des gneiss.
2. Subsidence et début du métamorphisme.
3. Individualisation et décantation du magma anorthositique (anorthosite du lac Saint-Jean dont le CPAP fait partie); métamorphisme des gneiss.
4. Intrusion du CPAP dans la couverture; plissement du CPAP dans le secteur nord, foliation oblique dans le secteur sud-est. Intrusion des métagabbros de la couverture; production des coronites dans le CPAP et les métagabbros. Plissement EW.
5. Intrusion des dykes de ferrogabbro à olivine, de mangérite quartzique et de diabase(?) dans le gabbro du nord-ouest.
6. Intrusion du dôme du CPLB (anorthosite à andésine).
7. Intrusion des granitoïdes du CPLG-CPPI; plissement NS.
8. Dykes tardifs de pegmatite discordante dans la couverture et métamorphisme "grenville"?
9. Remontée isostatique du socle précambrien avec exondation vraisemblablement avant l'Ordovicien.

à s'être inséré dans la couverture gneissique avec laquelle il a été plissé; le massif d'anorthosite à andésine (CPLB) et les intrusions granitoïdes peu ou pas déformées se sont individualisées subséquentement et se sont introduites à la manière de "mantled gneiss dome". Du fait que la plupart des auteurs s'entendent pour attribuer aux anorthosites un âge minimum elsonien, les intrusions granitoïdes, non déformées pourraient être aussi bien tardi-elsoniennes ($\leq 1300 \times 10^6$ A) que d'âge grenville ($900-1000 \times 10^6$ A) ou intermédiaire.

Quant aux gneiss, il n'y a absolument aucune évidence que le groupe de Grenville se soit déposé dans ce secteur, du moins sous l'aspect qu'on lui connaît dans la région du massif de Morin et plus à l'ouest de cette intrusion (Wynne-Edwards, 1965). Aussi, il est vraisemblable que les gneiss cartographiés puissent être antéelsoniens et peut-être antéhudsoniens, (c'est-à-dire d'âge paléohélikien ou aphébien).

Toutefois, Bron (1970) considère à partir de datations (Rb-Sr) sur des gneiss, mangérites et granites, que les mangérites (et anorthosites?) de cette région aient pu se mettre en place au cours d'un épisode de métamorphisme paroxysmal au plus tard vers $1130-1190 \times 10^6$ A, tandis qu'un épisode de rajeunissement se serait produit vers 930×10^6 A. Ce dernier événement serait celui qui caractérise "l'orogénèse grenvillienne".

La différence qui existe entre les gneiss situés au nord du CPAP jusqu'au Front de Grenville et caractérisés par le faciès amphibolite-almandin supérieur, et les gneiss situés à l'est et au sud du CPAP caractérisés par le faciès granulite, découle essentiellement de leur composition lithologique. Les premiers dont la composition se rapproche du

maximum des granites ont absorbé de ce fait de très grandes quantités d'eau au cours du métamorphisme (avant et pendant l'intrusion du CPAP), tandis que les seconds, beaucoup moins potassiques, plus calciques et plus foncés se sont déshydratés beaucoup plus facilement quelle que soit leur distance des intrusions anorthositiques. Ces gneiss granulitiques apparaissent localement au nord du CPAP sous forme de boutonnières dans les gneiss "moins métamorphisés" et souvent dans des zones orientées E-W. Ces dernières pourraient constituer des antifformes ou dômes allongés de la partie inférieure de la superstructure affleurant sous forme de boutonnières dans la partie plus élevée de la superstructure, éventuellement à cause de culminations d'axes. D'une façon générale, ces gneiss "charnockitiques" au sens des géologues du MRN du Québec pourraient donc, dans cette région, être considérés comme stratigraphiquement sinon tectoniquement inférieurs à ceux caractérisés par le faciès amphibolite-almandin.

Par leur composition lithologique, ces gneiss semblent dériver surtout de roches sédimentaires de type grauwacke avec des intercalations rares d'amphibolites (métabasites), de leptynites (arkoses, tufs rhyolitiques?) et de gneiss alumineux très rares (schistes). De sorte qu'il apparaît que cet ensemble essentiellement détritique soit plutôt caractéristique d'un milieu eugéosynclinal.

Par leur minéralogie et leur composition chimique, les bandes concordantes de métagabbro avec ou sans olivine seraient susceptibles d'émaner du CPAP dont ils représenteraient un stade assez avancé de la différenciation.

Le CPAP qui constitue une section privilégiée dans le massif anorthositique du lac Saint-Jean (s.l.) est une intrusion de type plutonique différenciée et caractérisée par un plagioclase de type labrador (An72 - An45; $\overline{\text{An}}61$), et par la présence, à divers niveaux, d'olivine de composition variée (Fo87-Fo40) en plus de l'hypersthène ubiquiste et d'un clinopyroxène épisodique. Le spectre lithologique est très étendu; il renferme surtout des roches à caractère hololeucocrate à leucocrate - anorthosite (à olivine) - leuconorite - norite - leucotroctolite - dans la partie inférieure et moyenne du complexe alors que les roches plus foncées - norite, gabbro, ferrogabbro, et monzogabbro à olivine, mélanorite et pyroxénite se situent surtout dans la partie supérieure.

La différenciation magmatique dans le CPAP s'est effectuée du sud-est au nord, nord-ouest comme le soulignent l'évolution de la composition minéralogique des olivines et des orthopyroxènes et, dans une moindre mesure, celle des plagioclases dans tout le massif d'unité en unité, la teneur en "orthose" et Ba plus élevée des plagioclases du secteur occidental de l'intrusion, ainsi que l'évolution du rapport Fe/Mg dans les roches les plus proches de la notion de liquide ("average rocks"). La variation de ce rapport s'effectue suivant un schéma semblable sur bien des points à celui du Skaergaard, des norites aux gabbros - diorites - ferrogabbros à olivine pour terminer par des dykes de ferrogabbro à olivine et de granophyre dont la composition est celle d'une "mangérite ou d'une charnockite quartzique".

L'absence d'oxyde de fer partout dans le CPAP sauf dans les roches les plus différenciées souligne le fait que la cristallisation s'est faite sous une pression partielle d'oxygène faible, donc sous une faible pression

d'eau. Ce processus a pu favoriser, dans les stades ultimes, la concentration du fer (Osborn, 1959), et l'appauvrissement en silice; ce cheminement aurait amené, parallèlement, l'augmentation de la quantité d'eau et de la P_{H_2O} dans les derniers liquides résiduels et de la teneur en éléments volatils, et la cristallisation massive d'oxydes de fer-titane (magnétite-ilménite) de spinelle, de hornblende brune titanifère, de biotite en plus de quantités importantes d'apatite. Le peu d'évidences de l'existence éventuelle de roches quartzifères est reliée directement à la nature même du magma et de son mode de cristallisation initialement sous une faible pression partielle d'oxygène.

Les nombreuses évidences d'un rubanement primaire dans tout le CPAP soulignent le fait que l'édification de la majeure partie de cette intrusion s'est faite par convection et cristallisation dans un milieu suffisamment "tranquille" (Hess, 1960) et qu'un processus de flottement du plagioclase par contraste de densité avec le liquide lubrifiant a pu se produire régulièrement. Ces caractères ne sont pas l'apanage du CPAP dans le massif du lac Saint-Jean, car ils ont été décelés à l'est du lac Saint-Jean sur d'assez grandes surfaces. L'abondance des plagioclases, liée à la présence d'olivine à divers niveaux, souligne le fait que le CPAP dérive vraisemblablement d'un magma de type "High alumina basalt" et plus particulièrement de la cristallisation d'un magma plagioclasique (Michot, 1965) résultant de l'assimilation de sédiments pélitiques par du magma basaltique dans la partie inférieure de la croûte. La cristallisation s'est produite sous des conditions de (P,T) maximales de l'ordre de 1100-1200°C, 9-10 Kbars (Emslie, 1971). Au cours du refroidissement sous une pression

lithostatique élevée et pendant une période suffisamment prolongée, plagioclases et olivines du CPAP et des métagabbros de la couverture ont réagi de façon subsolidus (6-7 Kbars/850°C et 5-6 Kbars/600-700°C respectivement).

S'il s'avère que les métagabbros de la couverture et le CPAP sont réellement comagmatiques, la différence de pression et de température pourrait s'expliquer éventuellement par la mise en place plus tardive (donc à une P_s vraisemblablement inférieure à celle du CPAP), à une température initiale plus basse des filons-couches de métagabbro ou/et par leur refroidissement plus rapide causé par leur épaisseur restreinte qui les a amenés rapidement à la température moyenne des gneiss encaissants.

La stratigraphie mise de l'avant dans le CPAP pourrait être utilisée comme point de départ dans l'éventualité d'une cartographie plus détaillée de l'extrémité nord-est du massif du lac Saint-Jean dans laquelle se situe le dépôt de minerai titanifère du lac de la Blache, dont une des apophyses potentiellés est présente dans notre région sous la forme du ferrogabbro de l'unité I.

Les intrusions granitoïdes du CPLG et du CPPI procèdent de la différenciation magmatique d'un magma commun de caractère calco-alcalin.

L'intrusion dioritique du CPPI n'est pratiquement pas différenciée tandis que le CPLG se présente sous la forme d'un "pipe" cylindroïde très redressé et très différencié. La composition des enveloppes concentriques varie d'une diorite à un granite hololeucocrate en passant par tous les termes intermédiaires de la suite charnockitique.

L'étude géochimique et minéralogique des deux feldspaths, dont l'état structural est plutôt de basse température, exception faite des gouttelettes d'antiperthite des diorites-jotunites, de concert avec la pétrochimie des roches nous a permis de préciser la zonalité du CPLG et de souligner la filiation qui existe entre les divers types de roches de ces intrusifs.

L'évolution géochimique est semblable à celle qui caractérise les roches calco-alcalines, le Rb s'enrichissant dans les roches ultimes au contraire du Ba et du Sr qui se concentrent surtout dès le départ dans les roches les plus basiques.

L'évolution de ces roches dans le système des granites nous a permis d'envisager une cristallisation fractionnée du CPLG-CPP1 sous une P_{H_2O} maximum de l'ordre de 2 à 4 Kbars sous une température de l'ordre de 650° à 700°C. Cette cristallisation se serait produite sous une pression partielle d'oxygène suffisamment élevée comme le souligne l'abondance de magnétite et ilménite dans les termes les plus basiques des intrusions.

La zonalité qui existe sous le CPLG pourrait s'expliquer par un processus de différenciation mécanique par fluage dans un conduit cylindroïde de la façon proposée par Bhattacharji (1965, 1966).

Les relations de terrain ainsi que les caractères géochimiques et minéralogiques des roches et minéraux du CPAP d'une part et des massifs granitoides d'autre part indiquent qu'il n'existe pas de lien direct entre les deux types d'intrusion. Toute supputation à propos d'un magma parent éventuel tient surtout de la théorie à propos de l'origine stricte des magmas

et n'entre évidemment pas dans le cadre limité de cette étude. De prime abord, un magma de la composition d'une diorite quartzique doit être écarté d'après ce qui précède.

La mise en place du CPAP dans la couverture gneissique a pu s'effectuer par un phénomène de "Buoyancy" (Martignole et Schrijver, 1970). Néanmoins, comme aucune mesure de densité n'a été faite ni dans les gneiss environnants, ni dans l'anorthosite, ce processus ne peut être qu'une simple hypothèse.

Le CPAP déjà largement consolidé a été plissé avec sa couverture dans le secteur septentrional de façon subconcordante, tandis qu'au sud il est légèrement antérieur à la formation des pils mégascopiques dont l'origine découlerait dans une certaine mesure de la montée du CPLB dans la superstructure.

La première phase, qui date d'ailleurs de l'intrusion du CPAP semble être orientée sensiblement E-W ou ENE-WSW, tandis qu'une deuxième phase majeure au cours de laquelle se seraient insérés les massifs granitoïdes, a repris le bâti le long de plans axiaux redressés et orientés sensiblement N-S et a conduit ainsi à un patron de tectonique superposée dans le secteur de la baie des Hirondelles (carte no. 4).

Les conditions du métamorphisme régional semblent être celles qui ont prévalu lors de la formation des coronites et avec lesquelles cadrent très bien la formation du grenat almandin, de la sillimanite et de l'orthopyroxène sous faible pression d'eau et l'anatexie débutante (figure 5.3). Ces conditions sont de l'ordre de 5-6 Kbars et 650°-700°C environ.