

TH 1415

HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN D'OTISH, PROTEROZOIQUE INFERIEUR (QUEBEC)

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 

QE
446
Q4
G327
1989
QFO
+ 20 cartes

Histoire géologique du Bassin
d'Otish, Protérozoïque
Inférieur (Québec)

Par Serge Genest

TH 1415

2000. 03. 14
144.00 \$

QE
446
Q4
G327
1989
QFO
+ 20 cartes

Université de Montréal

HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN D'OTISH
PROTEROZOIQUE INFÉRIEUR (QUEBEC)

par

Serge Genest

Département de géologie
Faculté des arts et des sciences

Thèse présentée à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de
Philosophiae Doctor (Ph.D.)
en géologie

QFO-6945

S70125



décembre 1989
C Serge Genest, 1989



Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée:

"HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN D'OTISH,
PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR (QUÉBEC)"

présentée par:

Serge Genest

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes:

Président-rapporteur:	Claude Hubert
Directeur de recherche:	Jean Lajoie
Codirecteur:	Hans Hofmann
Membre:	Jacques Martignole
Examineur externe:	Edward Chown
Représentant du doyen:	James Gray

Thèse acceptée le: 14 décembre 1989

TABLE DES MATIERES

	Page
Sommaire.....	XVII
1. INTRODUCTION.....	1
1.1 Définition du sujet.....	1
1.2 Objectifs.....	2
1.3 Durée et cadre du travail.....	3
1.4 Financement.....	4
1.5 Remerciements.....	5
2. GENERALITES.....	6
2.1 Localisation, étendue et accès.....	6
2.2 Description générale de la région.....	8
2.2.1 Géomorphologie.....	8
2.2.2 Hydrographie.....	9
2.2.3 Dépôts meubles.....	10
2.3 Climat et écologie.....	11
2.4 Système de référence cartographique.....	12
2.5 Répertoire des toponymes usuels.....	12
2.6 Terminologie des roches.....	14

	Page
3. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	16
3.1 Aperçu lithostratigraphique.....	16
3.1.1 Travaux antérieurs.....	17
2.1.2 Objectifs.....	19
2.1.3 Méthodes.....	20
2.1.4 Résultats.....	20
Complexe d'Epervanche.....	24
Groupe de Tichégami.....	25
Complexe de Pambrun.....	26
Supergroupe d'Otish.....	27
Groupe de Mistassini.....	28
Corrélations.....	32
Intrusions basiques.....	32
3.2 Cadre tectonique.....	33
Domaines de fracturation.....	36
Domaines de déformation souple.....	37
Schistosité.....	39
Etude photogéologique.....	39
Conclusion sur le cadre tectonique..	41
3.3 Métamorphisme.....	42
3.4 Géochronologie.....	43
3.5 Gîtologie.....	44

	Page
4. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN D'OTISH....	52
4.1 Travaux antérieurs.....	52
4.2 Objectifs.....	54
4.3 Méthodes.....	55
4.4 Résultats.....	61
Nouvelle nomenclature.....	62
Supergroupe d'Otish.....	62
Groupe d'Indicator.....	63
Formation de Matoush.....	64
Formation de Shikapio.....	71
Extension du Groupe d'Indicator.	73
Groupe de Pérignonca.....	75
Formation de Laparre.....	78
Formation de Gaschet.....	83
Formation de Marie-Victorin.....	93
Intrusions de gabbro et autres lithologies associées.....	95
Travaux antérieurs.....	96
Description du Gabbro d'Otish.....	98
Description pétrographique.....	98
Position stratigraphique.....	100
Interfaces gabbro/grès.....	101
Enclaves.....	104
Altérations hydrothermales.....	105

	Page
4. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE (suite)	
Intrusions de gabbro (suite)	
Mise en place.....	108
4.5 Discussion et conclusions.....	109
5. SEDIMENTOLOGIE.....	118
5.1 Travaux antérieurs.....	118
5.2 Objectifs.....	119
5.3 Méthodes.....	119
5.4 Résultats.....	120
Paléocourants.....	120
Indicateurs paléogéographiques.....	122
Analyses modales.....	124
Analyses granulométriques.....	127
Tailles maximales.....	129
Etude de la composante chimique.....	132
Carbonates du Membre A (Formation de Gaschet).....	132
Carbonates du Membre B (Formation de Gaschet).....	134
Fraction chimique contenue dans le ciment.....	136

	Page
5. SEDIMENTOLOGIE (suite)	
5.5 Interprétation paléogéographique.....	137
Temps Indicator.....	137
Temps Pérignonca.....	142
5.6 Conclusion.....	147
6. CONCLUSION: EVOLUTION DU BASSIN D'OTISH.....	151
6.1 Principaux résultats de l'étude.....	151
6.2 Genèse proposée.....	153
6.3 Discussion.....	158
Extension du Bassin d'Otish.....	158
Contexte paléogéographique.....	159
Cadre tectonique.....	167
6.4 Conclusion.....	169

	Page
APPENDICES	
I Toponymes usuels et leur localisation.....	173
II Nomenclature des roches terrigènes et carbonatées.....	180
III Spécifications des forages répertoriés.....	188
IV Méthodologie et paramètres utilisés pour les analyses modales et texturales.....	205
V Résultats d'analyses modales.....	211
VI Résultats d'analyses granulométriques.....	225
VII Sections-types.....	239
REFERENCES.....	242
PLANCHES.....	274
ADDENDA.....	335

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1 Localisation de la région étudiée.....	7
Figure 2 Système de référence cartographique.....	13
Figure 3 Géologie régionale.....	18
Figure 4 Cadre tectonique.....	34
Figure 5 Sous-domaines structuraux régionaux.....	35
Figure 6 Distribution des linéaments photogéologiques de la région.....	40
Figure 7 Colonne lithostratigraphique synthétique du Bas- sin d'Otish, et nouvelle nomenclature proposée..	53
Figure 8 Localisation des sections stratigraphiques.....	56
Figure 9 Position des profils lithostratigraphiques pré- sentés aux figures 10 et 11, et localisation des sections-types de Chown et Caty (1973).....	58
Figure 10 Corrélations lithostratigraphiques entre les sections du profil 1.....	59
Figure 11 Corrélations lithostratigraphiques entre les sections du profil 2.....	60
Figure 12 Caractérisation pétrographique du Groupe d'Indi- cator.....	65
Figure 13 Cartes isopaques des formations de Matoush et de Shikapio.....	67
Figure 14 Carte à contours structuraux du socle sous la Cuvette de Papaskwasati et sous le Bassin d'O- tish.....	68
Figure 15 Corrélations granulométriques à l'intérieur du Membre D de la Formation de Laparre entre les sections R et S.....	76
Figure 16 Caractérisation pétrographique du Groupe de Péribonca.....	77
Figure 17 Cartes isopaques des membres A et C de la Forma- tion de Laparre.....	80

	Page
Figure 18	Carte isopaque des carbonates du Membre A de la Formation de Gaschet..... 85
Figure 19	Membre B de la Formation de Gaschet: variations de lithofaciès et carte isopaque..... 89
Figure 20	Composition des grès du Membre B de la Formation de Gaschet aux sections R, Q, T et V..... 90
Figure 21	Distribution des gabbros d'Otish..... 97
Figure 22	Structures observées à la semelle des gabbros... 102
Figure 23	Principales altérations hydrothermales observées dans les 30 m sous-jacents au gabbro dans la région du lac René-Richard..... 107
Figure 24	Diagramme de clôture illustrant les relations stratigraphiques à l'intérieur du Bassin d'Otish..... 111
Figure 25	Niveau actuel d'érosion relativement au sommet de la section T..... 112
Figure 26	Carte isopaque du Groupe d'Indicator..... 113
Figure 27	Rapport grès/conglomérat de la Formation de Shikapio..... 114
Figure 28	Paléocourants mesurés dans les membres conglomératiques du Groupe d'Indicator..... 121
Figure 29	Paléocourants mesurés dans le grès du Membre B de la Formation de Shikapio..... 121
Figure 30	Formation de Laparre: indicateurs paléogéographiques..... 123
Figure 31	Distribution et paléocourants mesurés dans les membres B, C et D de la Formation de Gaschet.... 123
Figure 32	Teneurs Q-F-L des grès du Supergroupe d'Otish... 125
Figure 33	Teneurs Qm-P-K des grès du Supergroupe d'Otish.. 126
Figure 34	Distribution des rapports dissymétrie/écart pour les populations granulométriques du Groupe de Pérignonca..... 128

	Page	
Figure 35	Percentiles cumulés de moyennes granulométriques calculées sur des grès du Membre B de la Formation de Gaschet aux sections R, V et T.....	130
Figure 36	Evolution séquentielle des courbes cumulatives de populations granulométriques de grès échantillonnés à la section R.....	131
Figure 37	Coupe schématique illustrant le contexte paléogéographique proposé pour les formations de Matoush, de Shikapio, de Laparre et de Gaschet..	139
Figure 38	Schéma paléogéographique proposé pour le Groupe d'Indicator.....	141
Figure 39	Schéma paléogéographique proposé pour le Groupe de Péribonca.....	143
Figure 40	Coupe schématique illustrant les environnements sédimentaires proposés pour les formations de Laparre et de Gaschet.....	144
Figure 41	Corrélations entre les sections lithostratigraphiques généralisées du Groupe de Mistassini et des groupes d'Indicator et de Péribonca.....	149
Figure 42	Evolution tectono-magmatique proposée pour la genèse du Bassin d'Otish.....	154
Figure 43	Blocs-diagrammes schématiques illustrant l'évolution géologique des bassins d'Otish et de Papaskwasati.....	155
Figure 44	Corrélations entre le Supergroupe Huronien et le Supergroupe d'Otish.....	161
Figure 45	Classification granulométrique de Folk (1980)...	183
Figure 46	Classification granulométrique pour les assemblages plus fins que 2 mm.....	184
Figure 47	Assemblages minéralogiques et pétrographiques des roches détritiques terrigènes.....	185
Figure 48	Classification des assemblages détritiques terrigènes/carbonates.....	186

	Page
Figure 49	Classification des émousés..... 209
Figure 50	Composition des grès des sections F et G..... 212
Figure 51	Composition des grès du Groupe d'Indicator à la section I..... 214
Figure 52	Composition des grès des sections K, V et Y..... 216
Figure 53	Composition des grès du Groupe de Pérignon à la section T..... 218
Figure 54	Composition de la fraction gréseuse des grès silteux et siltites gréseuses du Membre B de la Formation de Gaschet à la section Q..... 220
Figure 55	Composition des grès de la section P'..... 221
Figure 56	Composition des grès de la section R..... 223
Figure 57	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès des sections K, V et Y..... 227
Figure 58	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès des sections K, V et Y..... 228
Figure 59	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès des sections K, V et Y..... 229
Figure 60	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section T..... 230
Figure 61	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section T..... 231
Figure 62	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section R..... 232
Figure 63	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section R..... 233
Figure 64	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section R..... 234
Figure 65	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section R..... 235
Figure 66	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section R..... 236

	Page
Figure 67	Percentiles cumulés: analyses granulométriques sur des grès de la section R..... 237
Figure 68	Coupes structurales A-A' à F-F' transversales aux bassins d'Otish et de Papaskwasati..... Pochette
Figure 69	Identification des sondages du bloc 1..... Pochette
Figure 70	Identification des sondages du bloc 2..... Pochette
Figure 71	Identification des sondages du bloc 3..... Pochette
Figure 72	Identification des sondages du bloc 4..... Pochette
Figure 73	Identification des sondages du bloc 5..... Pochette
Figure 74	Identification des sondages du bloc 6..... Pochette
Figure 75	Identification des sondages du bloc 7..... Pochette
Figure 76	Identification des sondages du bloc 8..... Pochette
Figure 77	Identification des sondages du bloc 9..... Pochette
Figure 78	Identification des sondages du bloc 10..... Pochette
Figure 79	Identification des sondages du bloc 11..... Pochette
Figure 80	Identification des sondages du bloc 12..... Pochette
Figure 81	Identification des sondages du bloc 13..... Pochette
Figure 82	Identification des sondages du bloc 14..... Pochette
Figure 83	Identification des sondages du bloc 15..... Pochette
Figure 84	Identification des sondages du bloc 16..... Pochette
Figure 85	Distribution des zones minéralisées..... 336

LISTE DES TABLEAUX

	Page	
Tableau 1	Equivalences entre la nomenclature lithostratigraphique adoptée pour la synthèse cartographique de Genest (sous presse) et celle utilisée dans les travaux antérieurs.....	21
Tableau 2	Relations génétiques et chronologiques entre les différents assemblages lithologiques de la région.....	23
Tableau 3	Principales données sur les zones minéralisées.....	47
Tableau 4	Données stratigraphiques.....	57
Tableau 5	Tableau synoptique sur la sédimentologie et l'évolution paléogéographique du Bassin d'Otish.....	137
Tableau 6	Correspondance métrique de l'échelle Phi et des termes granulométriques descriptifs utilisés.....	181
Tableau 7	Nomenclature des assemblages granulométriques..	182
Tableau 8	Résultats d'analyses modales sur les grès des sections F et G.....	211
Tableau 9	Résultats d'analyses modales sur des grès de la section I.....	213
Tableau 10	Résultats d'analyses modales sur des grès des sections K, V et Y.....	215
Tableau 11	Résultats d'analyses modales sur des grès de la section T.....	217
Tableau 12	Résultats d'analyses modales sur des grès de la section Q.....	219
Tableau 13	Résultats d'analyses modales sur des grès de la section P'.....	219

Page

Tableau 14	Résultats d'analyses modales sur des grès de la section X.....	219
Tableau 15	Résultats d'analyses modales sur des grès de la section R.....	222
Tableau 16	Résultats d'analyses granulométriques sur des grès des sections K, V et Y.....	225
Tableau 17	Résultats d'analyses granulométriques sur des grès de la section T.....	225
Tableau 18	Résultats d'analyses granulométriques sur des grès de la section R.....	226

LISTE DES PLANCHES

			Page
Planche	I	Dépôts quaternaires.....	275
Planche	II	Groupe de Tichégami et Complexe de Pam- brun.....	277
Planche	III	Groupe de Tichégami (formation de fer).....	279
Planche	IV	Complexe d'Epervanche (gneiss et migma- tites).....	281
Planche	V	Formation de Matoush (discordance).....	283
Planche	VI	Formation de Matoush (conglomérat poly- micte).....	285
Planche	VII	Formation de Matoush (conglomérat).....	287
Planche	VIII	Formation de Matoush (conglomérat et grès).....	289
Planche	IX	Formation de Shikapio (conglomérat et grès).....	291
Planche	X	Formation de Shikapio (grès et argilite)...	293
Planche	XI	Formation de Laparre (conglomérat et grès).....	295
Planche	XII	Formation de Laparre (grès du Membre D)....	297
Planche	XIII	Formation de Laparre (pétrographie des grès).....	299
Planche	XIV	Formation de Gaschet (carbonates du Mem- bre A).....	301
Planche	XV	Formation de Gaschet (carbonates du Mem- bre A).....	303
Planche	XVI	Formation de Gaschet (grès du Membre B)....	305
Planche	XVII	Formation de Gaschet (grès du Membre B)....	307
Planche	XVIII	Formation de Gaschet (carbonates du Mem- bre B).....	309
Planche	XIX	Formation de Gaschet (membres C et D).....	311

			Page
Planche	XX	Formation de Marie-Victorin (conglomérat et grès).....	313
Planche	XXI	Gabbro d'Otish (modes d'occurrence).....	315
Planche	XXII	Gabbro d'Otish (caractères de la semelle).....	317
Planche	XXIII	Gabbro d'Otish et lithologies associées....	319
Planche	XXIV	Gabbro d'Otish (enclaves et dyke de sédiments).....	321
Planche	XXV	Gabbro d'Otish (effets hydrothermaux).....	323
Planche	XXVI	Déformations tectoniques grenvilliennes....	325
Planche	XXVII	Minéralisations protérozoïques.....	327
Planche	XXVIII	Groupe de Mistassini.....	329
Planche	XXIX	Supergroupe Huronien.....	331
Planche	XXX	Formation de Chibougamau et divers.....	333

LISTE DES PLANS

Légende	(combinée à la figure 68).....	Pochette
Plan A:	Synthèse cartographique au 1/100000, partie ouest.....	Pochette
Plan B:	Synthèse cartographique au 1/100000, partie centrale.....	Pochette
Plan C:	Synthèse cartographique au 1/100000, partie est.....	Pochette

SOMMAIRE

L'analyse du Bassin d'Otish, bassin protérozoïque situé au nord-est de Chibougamau sur le Territoire-du-Nouveau-Québec, comprend essentiellement des travaux de lithostratigraphie et de sédimentologie, ainsi qu'une étude sommaire du contexte de mise en place des gabbros d'Otish. Les interprétations sont basées sur des levés de terrain ainsi que sur les résultats d'études pétrographiques, notamment des analyses modales et granulométriques.

L'analyse lithostratigraphique a permis de compléter le cadre stratigraphique et de proposer une nouvelle nomenclature. Ainsi ont été définis ou redéfinis le Supergroupe d'Otish, les groupes d'Indicator et de Pérignonca, les formations de Matoush, de Shikapio, de Laparre, de Gaschet et de Marie-Victorin, comprenant au total 14 membres.

Les structures sédimentaires, l'évolution dans la composition et les résultats d'analyses granulométriques démontrent que les milieux de sédimentation évoluent de la base au sommet, depuis des faciès alluviaux continentaux jusqu'à un environnement deltaïque soumis à l'action des marées, impliquant même le développement de cuvettes évaporitiques.

Les gabbros se présentent comme une intrusion stratiforme hypovolcanique associée aux lits rouges des faciès sommitaux. Leur mise en place est contrôlée par les systèmes de failles en tension 010° , 070° et 130° aussi responsables de l'ouverture du bassin.

L'ensemble des observations suggère que le Bassin d'Otish est issu d'une distension crustale protérozoïque inférieure de type RRR: ouverture suivant les axes 010° et 070° , et cicatrisation suivant l'axe 130° . L'évolution tectono-sédimentaire proposée, fondée sur la tectonique des plaques, est compatible avec un modèle récemment suggéré pour expliquer la distribution des essaims de dykes observés notamment autour du Craton d'Ungava.

Les premières alluvions, accumulées sous des conditions réductrices, sont vraisemblablement d'origine glaciaire, comme il est observé ailleurs au Canada et dans le monde à cette période. A cet égard, les supergroupes d'Otish et huronien sont corrélés sur la base de mégacycles.

La progradation des complexes deltaïques vers le SE et la présence d'environnements paraliques arguent en faveur d'une liaison du Supergroupe d'Otish avec une sédimentation de plate-forme, comme celle du Bassin de Mistassini, mais au-delà des limites connues, sur un territoire aujourd'hui occupé par la Province de Grenville. La distension crustale et la fusion de l'inlandis seraient responsables de la transgression marine.

Le Bassin d'Otish et conséquemment le Bassin de Mistassini et la Cuvette de Papaskwasati sont interprétés comme étant les témoins d'une marge continentale passive au Protérozoïque Inférieur; et les mécanismes d'ouverture comme les précurseurs de la phase initiale du cycle de Wilson grenvillien.

1. INTRODUCTION

Situé au nord-est du lac Mistassini, sur le Territoire du Nouveau-Québec, le Bassin d'Otish représente une entité géologique principalement constituée d'accumulations terrigènes protérozoïques en bordure du Craton d'Ungava. Ces sédiments reposent en discordance sur un socle archéen appartenant à la Province du lac Supérieur, et sont limités au sud-est par le front tectonique de Grenville.

Depuis les études de Chown et Caty (1973), puis Caty (1976), de nombreux travaux d'exploration ont été réalisés dans le Bassin d'Otish. Entre autres, des travaux de forage et de cartographie détaillée, auxquels l'auteur a participé entre 1980 et 1984, ont permis l'addition de nombreuses données lithostratigraphiques, sédimentologiques et structurales. De plus, sont venus se greffer les présents travaux de laboratoire ainsi qu'une synthèse lithostratigraphique, structurale et gîtologique régionale commandée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (M.E.R.Q.) (Genest, sous presse).

1.1 Définition du sujet

Bien qu'une gamme importante de travaux relatifs au Bassin d'Otish ait été réalisée par l'auteur depuis 1980, la

thèse ne concerne que l'analyse du bassin: seuls les aspects lithostratigraphiques et sédimentologiques ont été développés afin d'établir les grands axes évolutifs de ce bassin aphébien.

Bien que ne faisant pas partie intégrante de la thèse, une série de cartes manuscrites tirées de l'étude de synthèse est jointe au présent document grâce à l'aimable autorisation du M.E.R.Q. (Cartes tirées de Genest, sous presse). L'ajout de ces cartes au corps de la thèse ne vise qu'à fournir un cadre géologique plus précis.

De même, un atlas photographique a été réalisé à des fins descriptives. Mis à part les planches I et XXX, les planches respectent la chronologie des événements géologiques, d'où le non-respect de l'ordre de citation dans le texte. Cette façon de faire, quoique non conventionnelle, est retenue pour des raisons pratiques.

1.2 Objectifs

En plus de nécessiter une bonne connaissance des contextes géologique et structural, l'analyse d'un bassin sédimentaire implique l'acquisition de données stratigraphiques et sédimentologiques suffisantes pour permettre une reconstitution paléogéographique convenable.

Les objectifs de l'étude peuvent donc être classés selon leur importance. Parmi les objectifs de premier ordre, il faut

mentionner l'acquisition des cadres lithostratigraphiques et sédimentologiques nécessaires à l'interprétation paléogéographique: principale contribution de la thèse. Et conséquemment les objectifs de deuxième ordre sont l'analyse du Bassin d'Otish et son intégration dans un contexte global: synthèse des données disponibles et formulation d'hypothèses de travail.

1.3 Durée et cadre du travail

Initié en 1981 dans le cadre d'un programme d'exploration dirigé par M. Serge Lavoie pour le compte de Séru Nucléaire Canada Limitée (S.N.C.L., aujourd'hui Cogéma Canada Limitée), le projet de recherche, alors axé sur la lithostratigraphie et la sédimentologie du Groupe d'Otish, a pris forme en juin 1982 lors de la visite sur le terrain des professeurs Lajoie et Hofmann, directeurs de thèse de l'auteur.

Les étés 1982 et 1983 furent donc consacrés à l'acquisition de données stratigraphiques, sédimentologiques et structurales, ainsi qu'à la cartographie des monts Marie-Victorin, toujours dans le cadre du Projet Otish de S.N.C.L..

En 1984, le M.E.R.Q. mit de l'avant un projet de synthèse géologique afin de donner un cadre stratigraphique, et structural aux différentes minéralisations rencontrées. Les travaux débutèrent par la cartographie au 1:50000 de la région du lac Indicateur (Genest, 1984 et 1987a), et le but était de compléter

la couverture semi-détaillée du Bassin d'Otish. Puis en 1985-86, confiés à l'Institut de Recherche en Exploration Minérale (I.R.E.M.), les travaux se poursuivirent par une synthèse lithostratigraphique, structurale et géologique de la Cuvette de Papaskwasati et du Bassin d'Otish (Genest, sous presse).

1.4 Financement

Pendant les trois premières années, soit 1981-82-83, les travaux ont été pris en charge par S.N.C.L.. Par la suite, le M.E.R.Q. a assuré la continuation du projet.

Une bourse du Fonds F.C.A.C. pour l'année 1981-82, et une bourse du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (C.R.S.N.G.) pour l'année 1984-85, ont permis à l'auteur de se consacrer exclusivement à la recherche pendant ces périodes.

La plupart des frais de laboratoire et une assistance technique ont été absorbés par les fonds de recherches du professeur Lajoie. Quelques dépenses de laboratoire ont été engagées par le professeur Hofmann, à même ses fonds de recherches.

Pendant toute la durée du projet, les infrastructures du Département de géologie de l'Université de Montréal ainsi que celles du Département de génie minéral de l'Ecole Polytechnique ont permis de progresser rapidement et efficacement.

1.5 Remerciements

L'auteur tient à exprimer toute sa reconnaissance à ses directeurs de thèse, les professeurs J. Lajoie et H. J. Hofmann du Département de géologie de l'Université de Montréal, pour leur disponibilité et les conseils prodigués pendant ces années.

Des décideurs privés et publics ont permis la réalisation de ce projet, et l'auteur veut leurs témoigner sa gratitude. Il s'agit de messieurs D. Faure et S. Lavoie, respectivement président et chef du Projet Otish chez S.N.C.L. à l'époque; puis de messieurs A. F. Laurin, J.-L. Caty et J. Cimon, respectivement sous-ministre adjoint, directeur du service de l'exploration et directeur du service de la géologie au M.E.R.Q..

Les contributions du C.R.S.N.G. et du Fonds F.C.A.C. ont été grandement appréciées et ont permis d'accélérer le processus.

Des remerciements sont adressés à toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué à l'avancement des travaux: le personnel de S.N.C.L., les professeurs, techniciens et personnel de soutien du Département de géologie de l'Université de Montréal, les professeurs et techniciens du Département de génie minéral de l'École Polytechnique, le personnel de soutien de l'I.R.E.M., le personnel des services de la géologie et de la géoinformation du M.E.R.Q., et tous les assistants de terrain.

Je ne peux passer sous silence la participation de mon épouse Céline Lachance-Genest qui, en plus d'agir comme assistante de recherche, m'a offert un support continu.

2. GENERALITES

2.1 Localisation, étendue et accès

D'une superficie de plus de 22000 km carrés, la région étudiée trouve son centre près du lac Indicateur qui se situe lui-même à environ 300 km au nord-est de Chibougamau (figure 1). De forme irrégulière, le territoire concerné, dont une grande partie se retrouve dans la Réserve de Mistassini, est compris entre les latitudes 51°15' et 52°30', et les longitudes 70°00' et 73°10'. Les coupures du Système national de Référence Cartographique couvrant la région sont les suivantes: 22M/5, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 23D/1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 32P/6, 7, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 16, et 33A/1.

La région n'est accessible que par la voie des airs, et les travaux sont engagés depuis la base aérienne de Témiscamie qui se situe à 2 heures de route ou 1 heure d'avion de Chibougamau. Les 180 kilomètres de route gravelée qui relie Témiscamie à Chibougamau sont entretenus toute l'année.

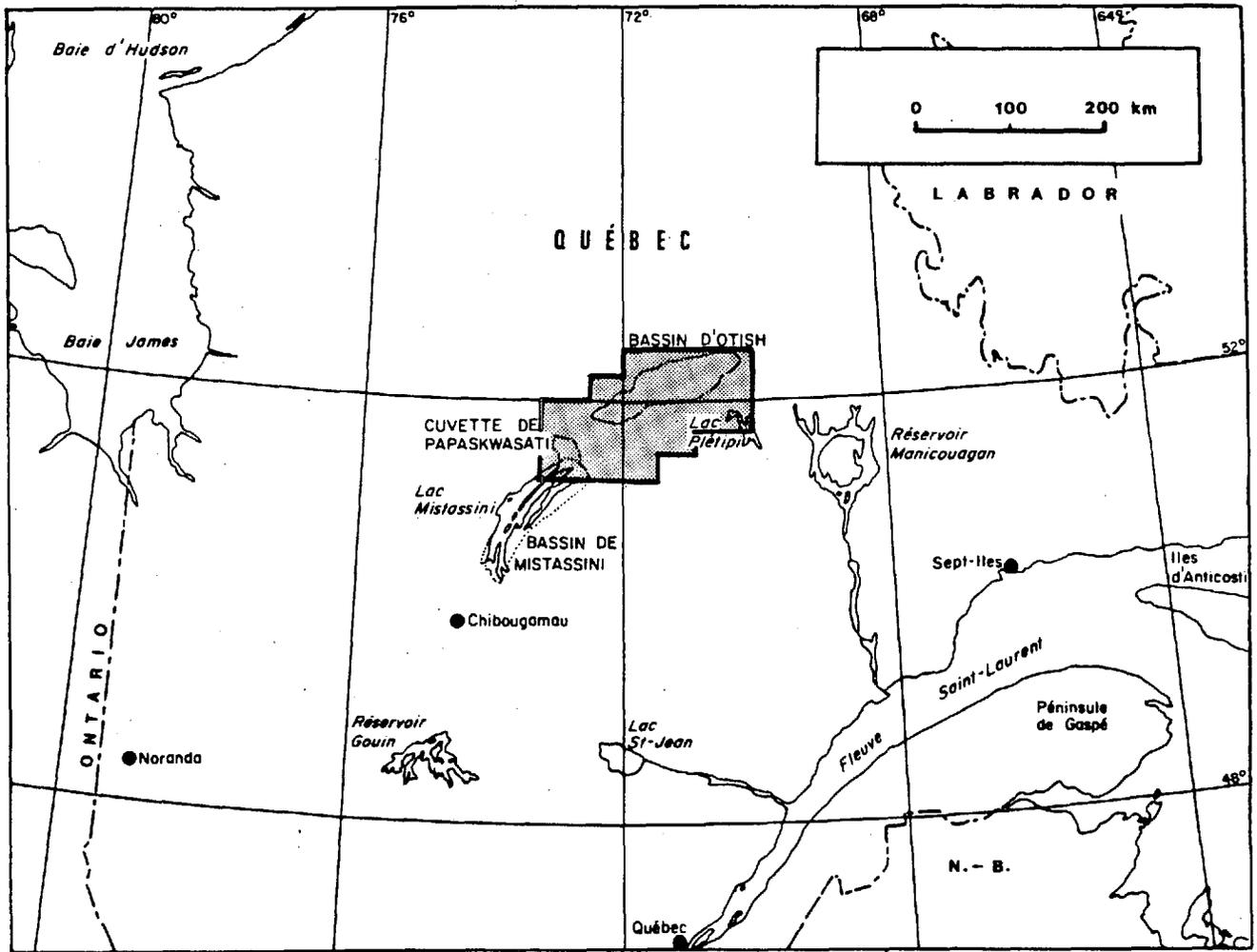


Figure 1: Localisation de la région étudiée.

2.2 Description générale de la région

2.2.1 Géomorphologie

Située au coeur du Québec, la région concernée englobe deux entités géomorphologiques distinctes: une partie du Bassin de Mistassini et les monts Otish. Le caractère distinctif, purement topographique, est en grande partie estompé par le paysage morainique omniprésent, hérité des dernières glaciations (planche I). En effet, le modelé glaciaire est venu en quelque sorte homogénéiser le paysage. Ce modelé est caractérisé par un relief moutonné, un tapisage de drumlinoïdes, une plaine morainique chaotique et de nombreux lacs de forme irrégulière.

Drumlinoïdes et stries glaciaires suggèrent un écoulement en direction 200°. Localement, des déviations ont été observées sur des parois rocheuses qui faisaient obstruction. Les cartes géologiques font aussi état de stries orientées vers 150°, suggérant une relation avec les observations de Bouchard et Martineau (1984) dans la région de Chibougamau.

Dans la région, les altitudes varient entre 380 m pour le secteur de Mistassini et 1135 m, hauteur du Mont Yapeitso. La plaine dans les environs du lac Plétipi se situe à environ 530 m. Quant à la vallée de la rivière Eastmain, au versant nord des monts Otish, elle se situe à une altitude de 480 m.

La région la plus accidentée est sans contredit la bordure nord du Bassin d'Otish, qui est représentée par une couverture

de gabbro disséquée par des failles (planche XXI a et b). Le débit de la roche, suivant l'arrangement structural de cette zone, confère au relief des formes de cuesta.

2.2.2 Hydrographie

Les monts Otish constituent un point de partage des eaux. Le drainage s'effectue donc dans toutes les directions, et les réseaux alimentent cinq bassins: le lac Mistassini, la baie James, le lac Naococane, le lac Plétipi et le lac St-Jean.

Le lac Mistassini est alimenté entre autres par les rivières Neilson, Pepeshquasati, Chéno, Takwa et Témiscamie. Il se déverse dans la baie James par la rivière Rupert.

La baie James reçoit aussi les eaux de la rivière Eastmain qui est alimentée en partie par des affluents du versant nord des monts Otish.

Quelques affluents du nord se déversent dans le lac Naococane, qui à son tour est drainé vers le lac Kaniapiskau puis la baie d'Ungava.

Le lac Plétipi se trouve en fait sur le cours de la rivière aux Outardes qui prend sa source au sud-est des monts Marie-Victorin, et qui se déverse dans le fleuve St-Laurent.

Dans le sud-est de la région, les rivières Péribonca Est, Epervanche et Savane alimentent la rivière Péribonca, qui elle-même prend sa source au coeur des monts Otish pour ensuite

se diriger vers le lac St-Jean.

2.2.3 Dépôts meubles

Les dépôts glaciaires sont très importants dans la région; et généralement le géologue doit composer avec eux afin de suivre certaines unités stratigraphiques ou pour retracer la source de blocs erratiques minéralisés. Pour simplifier, les dépôts meubles peuvent être regroupés en deux types: till et till remanié.

Le till est généralement bien préservé dans les moraines qui se trouvent au dessus de 650 m. Des études de traçage de blocs minéralisés, effectuées pour les sociétés minières et rapportées dans les dossiers publics, suggèrent que le matériel superficiel a peu voyagé: soit des distances de 500 à 2000 m dans une direction générale 190° , pour une dispersion approximative de 20° .

Le till remanié peut être observé aussi bien dans le voisinage immédiat des cours d'eau que dans des plaines éloignées de ceux-ci (champs de blocs). Le réseau hydrographique actuel a largement contribué à remanier les dépôts glaciaires, et la redistribution du matériel est fonction essentiellement de la dynamique fluviale (planche I b). Ainsi, d'amont en aval, se succèdent: lits de blocs (planche I e), lits de galets (planche I d), et dépôts de sable (planche I f). Un survol entre Témiscamie et le lac Indicateur est très révélateur à ce sujet.

Sur une distance de plus de 100 km, l'observateur ne voit que bancs de sable et méandres bordant la rivière Témiscamie.

2.3 Climat et écologie

Dans le nord-est de la région, la glace disparaît des lacs au début de juin. La neige dans certains endroits ombragés peut couvrir le sol jusqu'au début de juillet (planche I a). L'été est très court et se résume souvent à une quinzaine de jours de sécheresse. Généralement, brume et pluie caractérisent les avant-midi, et le vent les après-midi. Les premières chutes de neige s'observent à la fin d'août et au début de septembre. La région de Mistassini, pour des raisons d'altitude moins élevée, connaît des températures plus clémentes. La saison estivale est plus longue d'environ quatre à six semaines.

Les conditions climatiques sub-arctiques dans le nord-est retardent le développement du sol, limitant ainsi la colonisation par les végétaux supérieurs. Le sol est de type régosol lithique, où l'horizon Ah est peu développé et l'horizon C dérivé du till sous-jacent. Seule la périphérie des tourbières montre des horizons L et H bien développés.

Les niches écologiques reflètent bien les conditions climatiques et géomorphologiques. Dans les basses terres de Mistassini, la forêt mixte domine; tandis que sur les hauts plateaux, elle fait place à une forêt boréale clairsemée, la

topographie et le vent contrôlant la taille des arbres: rabougris sur les plateaux dénudés, imposants dans les vallées.

Les autres biotopes sont: lacs, rivages, rivières juvéniles, tourbières euxéniques, plaines morainiques et plateaux dénudés.

2.4 Système de référence cartographique

Les références aux cartes seront nombreuses dans les pages qui suivent. Aussi, afin de faciliter le repérage des références sur les plans A, B et C (en pochette), ceux-ci ont été subdivisés en quadrants selon les aires UTM de 100 km carrés (figure 2). Des coordonnées alphanumériques ont été attribuées aux quadrants, à la manière des atlas géographiques et des cartes routières. Ainsi, à chaque fois qu'il sera nécessaire de préciser la localisation des références sur les cartes, le feuillet et les coordonnées seront donnés entre parenthèses. Exemple: (B-3f), "B" identifie le plan concerné, le chiffre "3" identifie la coordonnée en abscisse et la lettre "f" réfère à l'ordonnée.

2.5 Répertoire des toponymes usuels

Afin de faciliter le repérage des toponymes sur les cartes, ceux-ci sont regroupés avec leurs coordonnées dans un répertoire à l'appendice I.

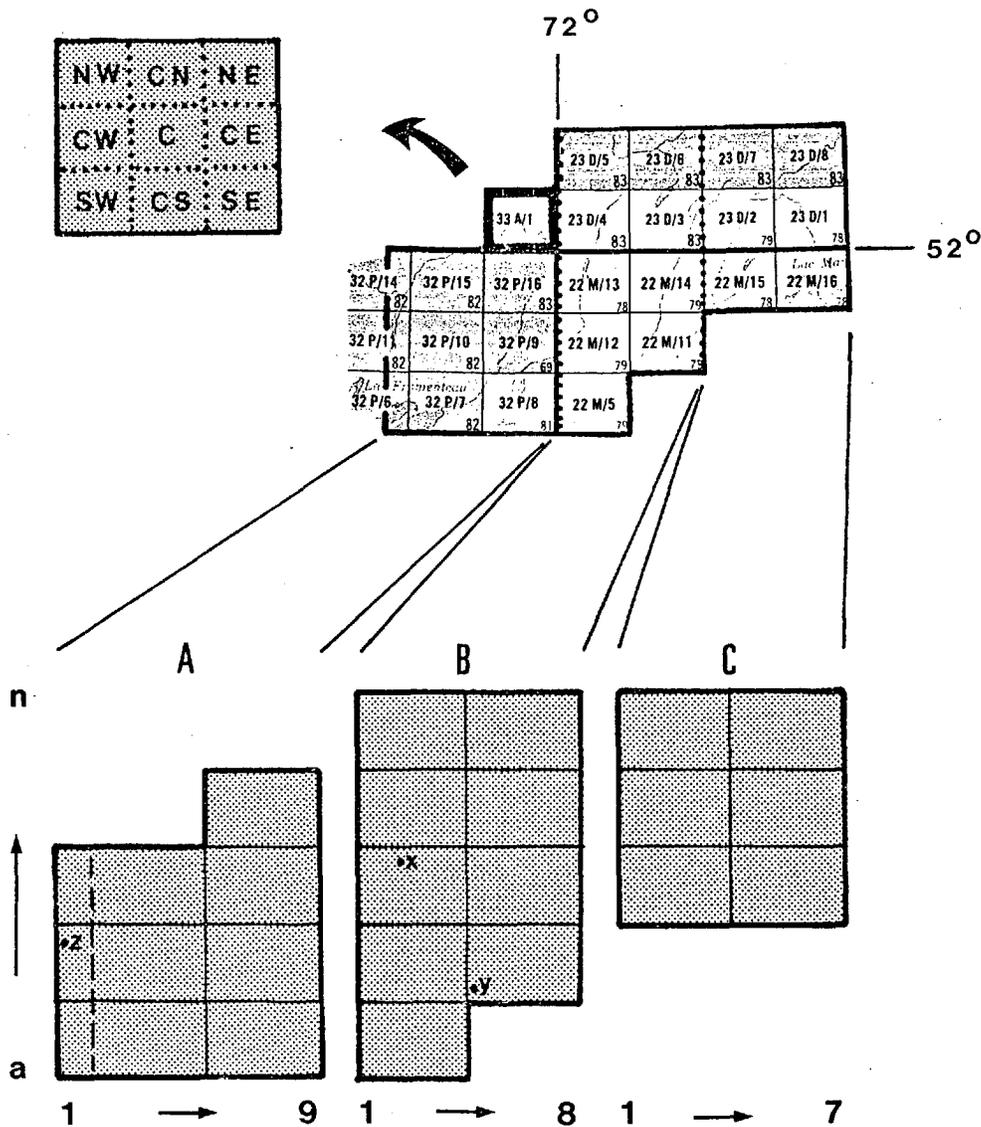


Figure 2: Système de référence cartographique. En haut: subdivision en 9 quadrants des cartes topographiques au 1:50 000 du S.N.R.C.. En bas: subdivision alphanumérique des feuillets A, B et C de la carte géologique de synthèse annexée en pochette, selon les aires UTM de 100 km carrés, indiquée sur la marge des feuillets à la manière des atlas géographiques. Exemples: $x = B-3i$, $y = B-4c$ et $z = A-2f$.

Avec les années, le toponyme "monts Otish" s'est étendu à toute la région montagneuse, d'où la recommandation récemment faite à l'Office de Toponymie du Québec de réintroduire le toponyme de "monts Marie-Victorin" qui apparaissait sur la première édition de la coupure 23D/8 et qui a été abandonné pour celui de "monts Otish": ce qui confère à "monts Otish" un caractère trop restrictif. Cette remarque a été faite afin d'éviter les problèmes d'interprétation que peut entraîner une mauvaise attribution. Dans l'esprit du présent travail, "monts Otish" représentera donc l'ensemble des montagnes situées dans la moitié nord-est du territoire concerné, et "monts Marie-Victorin" un plateau linéaire de 35 km de longueur qui domine le paysage dans l'est de la région.

2.6 Terminologie des roches

La nomenclature utilisée pour les roches sédimentaires est présentée à l'appendice II. La classification de Folk (1980) a été légèrement modifiée afin d'introduire le terme "subconglomératique", permettant ainsi de restreindre le champ conglomératique, et de donner une meilleure idée de l'importance de cette fraction.

La classification de Gilbert (1954) vient compléter la nomenclature. Encore ici, une modification a été apportée afin d'introduire une composante descriptive additionnelle. Il s'agit

des termes "oligomictite" et "polymictite": termes qui se sont avérés très utiles pour illustrer davantage la composition de certaines unités lithostratigraphiques.

La nomenclature des roches ignées est tirée de Streckeisen (1976 et 1979).

3. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Avant d'aborder l'analyse du Bassin d'Otish, il importe de préciser son contexte géologique. Les sections qui suivent traiteront dans l'ordre du cadre stratigraphique régional, du cadre tectonique, du métamorphisme, de la géochronologie et de la géologie.

3.1 Aperçu lithostratigraphique

Les assemblages lithologiques archéens et protérozoïques de la région ont déjà fait l'objet de descriptions complètes. Le lecteur désireux d'en savoir plus sur la pétrographie détaillée des unités cartographiées, voudra bien se référer aux publications antérieures ou à l'étude de synthèse (Genest, sous presse). A cet effet, le tableau 1 identifie la localisation et les équivalences lithologiques des cartes utilisées par l'auteur pour cette synthèse régionale.

La carte de synthèse au 1: 100000, présentée en 3 feuillets (Feuillets A, B et C en pochette), résulte donc d'une homogénéisation de données récoltées sur des cartes de différentes échelles, d'observations de plusieurs auteurs ainsi que des recherches personnelles.

Afin de produire une carte objective, seuls les critères pétrographiques ont été utilisés pour établir les équivalences

entre les différentes unités. Pour les besoins de la synthèse cartographique, aucune unité lithologique n'a été attribuée à une séquence lithostratigraphique grenvillienne. Ce qui limitera, du moins dans la région concernée, la confusion qui règne entre la lithostratigraphie et l'oblitération structurale. En effet, d'après les relations stratigraphiques et structurales observées (figure 3), rien ne permet de définir un ensemble lithostratigraphique grenvillien comme le suggèrent certains auteurs antérieurs. Pour cette raison, tous les gneiss, migmatites, amphibolites et autres granitoïdes de la région (sauf ceux du Complexe de Pambrun) ont été regroupés dans le Complexe d'Epervanche, unité lithodémique introduite par Genest (1987a).

3.1.1 Travaux antérieurs

Mis à part les travaux privés d'exploration et ceux de cartographie réalisés par le M.E.R.Q., peu de travaux lithostratigraphiques avaient été effectués avant la synthèse régionale de l'auteur. Les principales contributions à ce niveau furent celles de Caty (1976), Chown et Caty (1973) et Chown (1963).

Chown (1963) a étudié les empilements volcano-sédimentaires du Groupe de Tichégami, dont l'essentiel se retrouve dans le rapport de la région de Tichégami (Chown, 1971a). Chown et Caty (1973), dans leur étude paléogéographique ont évalué certaines

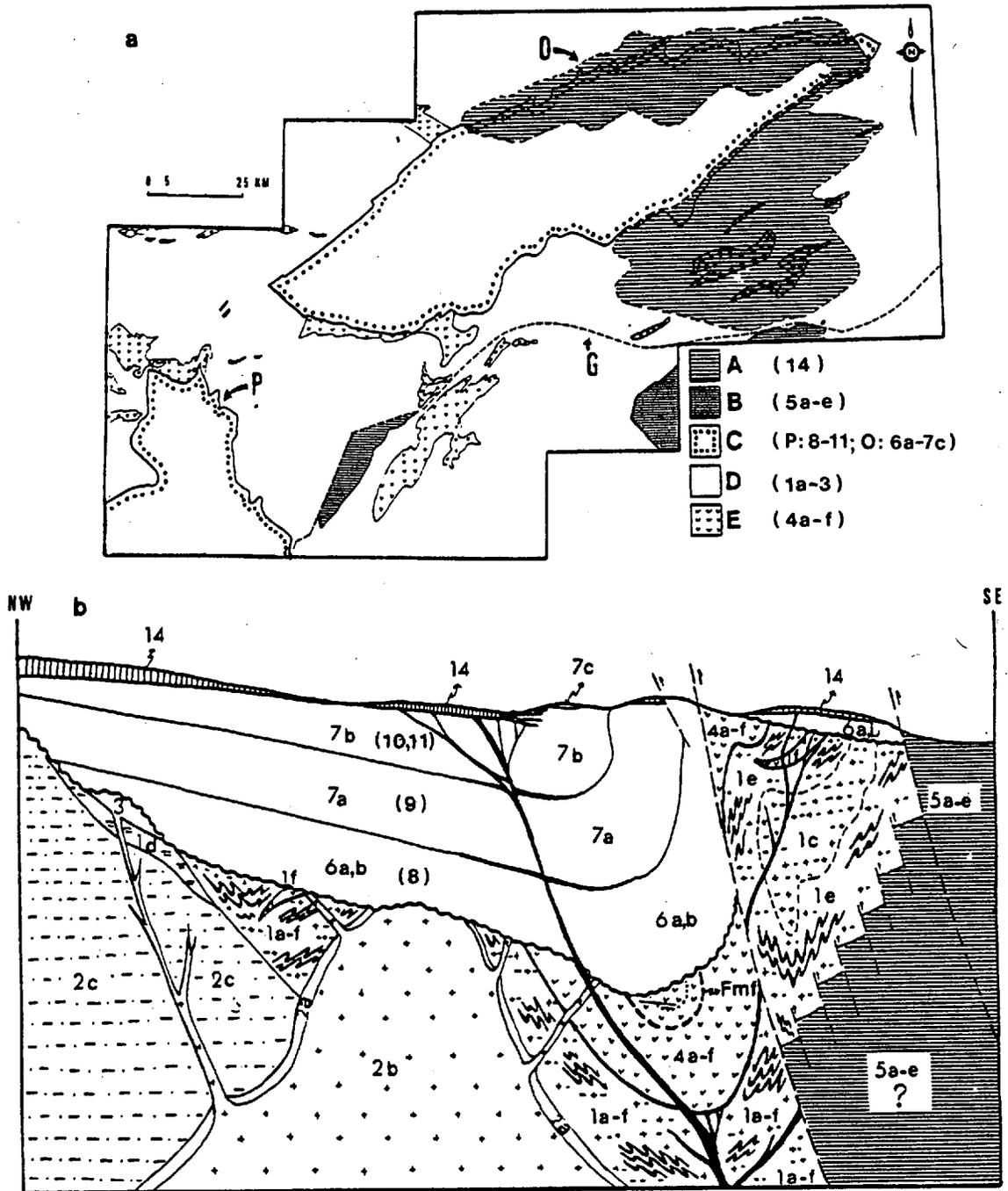


Figure 3: Géologie régionale. a) Carte simplifiée: Bassin d'Otish (O), Cuvette de Papaskwasati (P), Front de Grenville (G), gabbros d'Otish (A), Complexe anorthositique de Pambrun (B), sédiments protérozoïques (C), Complexe d'Epervanche (D) et Groupe de Tichégami (E). b) Coupe schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités lithologiques répertoriées (voir le tableau 2 et la légende en pochette pour les lithologies).

corrélations entre la Cuvette de Papaskwasati et le Bassin d'Otish. Les travaux de Caty (1976) sur la Cuvette de Papaskwasati ont permis d'établir un cadre stratigraphique précis et de renforcer les corrélations entre les bassins protérozoïques. En plus de ces études, il faut signaler une analyse pétrochimique des granitoïdes de la bordure nord-est du Bassin d'Otish, incluant une étude ponctuelle dans la région du lac des Deux-Décharges (Kish, 1983), ainsi que des travaux mettant en cause les gabbros d'Otish (Chown, 1979; et Chown et Archambault, 1987).

Aux travaux de base, viennent s'ajouter les données recueillies dans les travaux statutaires: desquels, les levés de pas moins de 55000 m de forages carottés ont été examinés.

3.1.2 Objectifs

En plus d'homogénéiser les unités lithologiques, la synthèse lithostratigraphique visait à préciser le contexte géologique global. De plus, comme les gîtes connus ont été inventoriés simultanément, la synthèse devait apporter de nouveaux éléments pour une meilleure compréhension des métalotectes. Ce qui vraisemblablement pourra orienter certains travaux d'exploration et de recherche.

3.1.3 Méthodes

Essentiellement, la synthèse lithostratigraphique résulte de la compilation des données recueillies sur les cartes publiées par le M.E.R.Q. (tableau 1).

L'examen des levés de sondage a permis de préciser quelques limites et de vérifier certaines interprétations. Les 450 trous de forage répertoriés sont décrits sommairement à l'appendice III (S-1 à S-450). Ceux-ci sont identifiés sur la carte de synthèse (plans A, B et C en pochette). Lorsque la densité d'information ne permettait pas de les identifier lisiblement, ils ont été regroupés en blocs (B-1 à B-16). Ces blocs correspondent à des zones minéralisées et les sondages afférents ont été reportés sur des figures au 1: 20000 (figures 69 à 84 en pochette). Afin de faciliter le repérage de ceux-ci, la liste des figures correspondant aux blocs est donnée au début de l'appendice concerné.

Au sud du Bassin d'Otish, la cartographie fut assistée par une interprétation sommaire des levés aéro-magnétiques au 1: 63360 ramenés à l'échelle de la carte (M.M.R.T. du Canada et M.R.N. du Québec, 1965).

3.1.4 Résultats

Pour l'ensemble de la région, 32 unités cartographiables ont

REFERENCE	REGION	ARCHEEN														ARCHEEN ?				PROTEROZOIQUE																
		1a	1b	1c	1d	1e	1f	2a	2b	2c	3	4a	4b	4c	4d	4e	4f	5a	5c	5d	5e	6a	6b	7a	7b	7c	8	9	10	11	12	13	14			
Présent travail																																				
Chown et al., 1972 GM-28431		1			3	4		6	7					2													9	10	11b						12b	
Chown, 1971a RG-144				1	4	5a	5b		6		7	2fg	2be	2c	2d	2a					8	8					8	8							9	
Neilson, 1966 RG-124						5			7			6				4											9	10	11	12						
Neale, 1965 RG-112		5a				3		4	2		1b					1a		6		7							9								10	
Bérard, 1965 RG-113		1	5	6		2			3			4									7														9	
Hocq, 1976 DPV-433					2	1			5		4a			3a		3b							7	7												
Genest, 1987a ET-86-O4						M5	M8						V7		E2	F2					IA	IB	IC											3G		
Chown, 1971b RG-146				1		4				5	3	←-----2→			9a		9b	9c	12f	12f					12a	12b	12c	12d					13			
Chown, 1977 DP-464			3	2a	3a	2b			2c			2d							1												4			6		
Chown, 1969a DP-165				2c		2b			2a			1b	1a		1c						3ab		4a	4bd	4b					6a	6b		5			
Chown, 1970 RP-584						2					1										3ab	3cd												5		
Chown, 1965 RP-535						1															2c	2c	2b	2a	2a				4				3			
Bérard, 1963 RP-512		4			1a	1bc												3		2	6	6											7			
Chown, 1969b DP-185						1															2ab	2cd	3a	3b					5				4			
Chown, 1971c DP-180						2a	1		2b												3a	3b	4a	4bd					6				5			

Tableau 1: Equivalences entre la nomenclature lithostratigraphique adoptée pour le travail de synthèse cartographique de Genest (sous presse) et celle utilisée dans les travaux antérieurs. Voir la légende en pochette pour l'identification des lithologies. N. B. L'absence de 5b s'explique par son intégration ultérieure à 5c.

été définies (légende en pochette). Elles ont été regroupées en 5 assemblages lithologiques distincts: le Complexe d'Epervanche, le Groupe de Tichégami, le Complexe anorthositique de Pambrun, les sédiments protérozoïques et un complexe intrusif basique (tableau 2 et figure 3).

Le Complexe d'Epervanche et le Groupe de Tichégami, réputés d'âge archéen, présentent des relations structurales assez bien définies; ce qui n'est pas le cas pour le Complexe de Pambrun.

Les sédiments protérozoïques reposent en discordance sur le socle archéen régolitisé (Chown et Caty, 1973; Caty, 1976; et Chown et Caty, 1983). Dans la région étudiée, ils constituent une partie du Bassin de Mistassini, la Cuvette de Papaskwasati et le Bassin d'Otish. Il est proposé d'intégrer le Groupe de Mistassini dans le Supergroupe d'Otish défini au chapitre 4. Ceci, tout en laissant son intégralité au Groupe de Mistassini, permet de regrouper des entités géologiques chronologiquement et lithostratigraphiquement associées, simplifiant ainsi les descriptions futures.

Les intrusions basiques de la région, nettement sécantes relativement au Supergroupe d'Otish, sont représentées par 3 unités, soit: un important complexe stratiforme d'affinité tholéitique (Chown et Archambault, 1987) et concentré dans la partie orientale du Bassin d'Otish; des dykes ultramafiques distribués un peu partout dans la région; et des gabbros ultramafiques décrits à un seul endroit (B-2m).

RECENT		Dépôts quaternaires	
PROTEROZOÏQUE	Intrus.	Gabbro, dolérite, (Gabbro ultramafique, pyroxénite)	
	Supergroupe d'Otish	Bassin d'Otish: conglomérat à cailloux de quartz grès siltite dolomie magnésite	Bassin de Mistassini: conglomérat à cailloux de quartz grès argilite dolomie
ARCHEEN	Groupe de Tichégami	Métasédiments: grès argileux, grès, argilite, formation de fer, sulfures massifs Amphibolite bréchique, brèche épiglastique Métabasaltés coussinés, tuf Amphibolite metabasaltique Amphibolite métagabbroïque Amphibolite non différenciée	
	Complexe d'Epervanche	Rhyolite porphyrique Porphyre Q-F Granite et pegmatite ----- Migmatite amphibolitique Migmatite Q-F Gneiss tonalitique Gneiss Q-F Paragneiss Métasédiments -----	Granite, syénite et gneiss granitique à pyroxènes Anorthosite gabbroïque Anorthosite et diorite à pyroxènes Anorthosite
		Diorite quartzique	

Tableau 2: Relations génétiques et chronologiques entre les différents assemblages lithologiques de la région. Voir la figure 3b pour les relations structurales

Complexe d'Epervanche (planche IV)

L'appellation de Complexe d'Epervanche, unité lithodémique définie par Genest (1984, et 1987a) pour décrire un assemblage de gneiss migmatisés au sud-est du lac Indicateur, fut appliquée à toute la région (Genest, sous presse).

Le Complexe d'Epervanche est défini comme un ensemble hétérogène de métasédiments et paragneiss associés (unité 1a sur la carte de synthèse), de paragneiss et migmatites associés (unité 1b), de gneiss quartzofeldspathiques (unité 1c), de gneiss tonalitiques (unité 1d), de gneiss et migmatites associés avec des granites (unité 1e), et de migmatites amphibolitiques (unité 1f).

Les granites roses et pegmatites des unités 2a et 2b sont intimement associés aux gneiss migmatisés et granitisés de l'unité 1e, d'où l'intégration de ceux-ci dans le Complexe d'Epervanche (tableau 2). Les rhyolites porphyriques et porphyres quartzofeldspathiques (unité 3), présentant certaines affinités avec les granitoïdes de l'unité 2b (figure 3), sont rattachés au Complexe d'Epervanche.

L'unité de diorites quartziques (unité 2c) se rapproche des gneiss tonalitiques de l'unité 1d par sa composition, sa texture et le caractère transitionnel des lithologies décrites à l'intérieur. Elle est interprétée comme la plus vieille phase de cratonisation de la région (figure 3).

Groupe de Tichégami (planches II et III)

Défini par Chown (1971a), le Groupe de Tichégami représente les amphibolites et métasédiments des segments de la ceinture d'Hyppocampe (Genest, 1987a) orientée est-ouest et située entre les lacs Baudeau et Indicateur. L'ensemble des empilements volcano-sédimentaires identifiés dans la région, et par extension tous les lambeaux d'amphibolite non différenciée sont assignés au Groupe de Tichégami (Genest, sous presse).

Pour les besoins de la cartographie, le Groupe de Tichégami a été réduit à 6 unités (tableau 1 et cartes en pochette): des amphibolites non différenciées, des amphibolites métagabbroïques, des amphibolites metabasaltiques généralement coussinées, des metabasaltes et tufs associés, des amphibolites bréchiques et un assemblage de métasédiments en grande partie volcanogènes.

Les empilements volcano-sédimentaires du Groupe de Tichégami sont bien représentés dans 3 régions: soit les 2 segments de la ceinture d'Hyppocampe, et un autre orienté NW-SE au nord-ouest du lac Riddell (B-11). Les amphibolites non différenciées, associées à ce groupe, sont aussi concentrées dans 3 secteurs: une bande discontinue limitant plus ou moins les gneiss quartzofeldspathiques (1c) au nord de la Cuvette de Papaskwasati, une étroite bande de 20 km de longueur bordant le Bassin d'Otish au nord du lac Marescot (B-7m) et une importante masse (6 x 45 km), comportant de nombreux corps satellites, située au contact des gneiss (1c) et des migmatites (1e) à l'est du lac

Béthoulat (A-9c et B-1d).

La distribution des segments de ceintures volcaniques et des lambeaux d'amphibolite associés suggèrent que les émissions de lave ont couvert la majeure partie de la région à l'archéen; les meilleures évidences ayant été préservées dans les quelques synclinaux qui restent. Pour une description plus détaillée, le lecteur voudra bien se référer aux travaux de Chown (1963 et 1971a) pour la presque totalité de la ceinture, et ceux de Genest (1987a) pour l'extrémité est.

Complexe de Pambrun (planche II c)

Le Complexe de Pambrun, nouvelle unité lithodémique (Genest, sous presse), comprend deux massifs anorthositiques: un premier, représenté par la Série de Béthoulat, définie par Neale (1965) (A-8c), et un second, le massif du lac Pambrun, d'où il tire son nom (B-7c et C-4f). Les deux massifs correspondent à des zones de failles majeures et à d'importantes anomalies aéromagnétiques.

Les relations d'âge ne sont pas bien établies entre les gneiss et les anorthosites. Neale (1965) rapporte la présence d'enclaves d'amphibolite dans l'anorthosite observée sur une île du lac Béthoulat. A ce même endroit, des dykes de granitoides recoupent l'anorthosite. Ces observations sont les mêmes que celles faites dans le Complexe d'Epervanche, et rien ne permet d'établir clairement l'âge des anorthosites.

Le Complexe de Pambrun comprend 4 unités: des anorthosites (unité 5a sur les cartes en pochette), des anorthosites et diorites associées avec des gabbros (unité 5c, l'unité 5b y ayant été intégrée au préalable), des anorthosites gabbroïques (unité 5d) et des granitoïdes à pyroxènes (unité 5e).

Supergroupe d'Otish (nouvelle nomenclature au chapitre 4)

La région couverte par l'étude de synthèse comprend trois entités sédimentologiques distinctes d'âge protérozoïque, plus exactement aphébien: une partie du Bassin de Mistassini, la Cuvette de Papaskwasati et le Bassin d'Otish.

Le Bassin d'Otish, constitué à 99 % de sédiments terrigènes, fera l'objet d'une analyse lithostratigraphique détaillée au chapitre 4.

Il est par la présente formellement proposé d'intégrer l'ensemble des unités du Groupe de Mistassini au Supergroupe d'Otish tout en respectant les définitions antérieures.

Le Groupe de Mistassini, défini par Bergeron (1957) et connu jusque-là comme la Série de Mistassini (Barlow et al., 1911), englobe les carbonates du Bassin de Mistassini et leurs pendants terrigènes de la Cuvette de Papaskwasati. La stratigraphie et les descriptions qui suivent, sont tirées de Caty (1976).

Groupe de Mistassini (planche XXVIII)

Dans la région concernée par la récente synthèse, le Groupe de Mistassini est représenté par les formations de Papaskwasati et de Cheno, ainsi que par la base de la Formation d'Albanel. Le partie supérieure de la Formation d'Albanel et la Formation de Témiscamie ne seront donc pas décrits.

Tel que démontré par Caty (1976), les formations se succèdent graduellement depuis le nord jusqu'au sud; et cette succession, marquée par de nombreuses interdigitations, est latéralement transitionnelle. De plus, un contrôle topographique de la distribution des formations de Papaskwasati et de Cheno est suggéré par le caractère transgressif des carbonates de la Formation d'Albanel sur le socle régolitisé (Chown et Caty, 1973; Caty, 1976; et Chown et Caty, 1983).

Le Groupe de Mistassini repose donc en discordance sur un socle archéen régolitisé constitué essentiellement de granitoïdes et de metabasaltes, et est surmonté par des dépôts quaternaires. La Formation de Papaskwasati représente le terme inférieur et est suivie par la Formation de Cheno. La Formation d'Albanel, qui repose en partie sur le socle et en partie sur la Formation de Cheno, ne surmonte en aucun endroit la Formation de Papaskwasati. Cependant, les relations stratigraphiques et les projections au-delà du niveau d'érosion actuel permettent de placer celle-ci au-dessus de la Formation de Papaskwasati.

Les unités du Groupe de Mistassini seront décrites

sommairement dans le but d'établir des corrélations avec les groupes d'Indicator et de Pérignon. Pour une information plus substantielle, le lecteur doit consulter les travaux de Caty (1976) sur la Cuvette de Papaskwasati.

Formation de Papaskwasati (unité 8)

La Formation de Papaskwasati, constituée de deux membres conglomératiques et de deux membres gréseux, repose sur le socle archéen régolitisé, et passe latéralement et verticalement aux grès dolomitiques de la Formation de Cheno (unité 9). La Formation de Papaskwasati est de loin la plus importante de la cuvette, et sa puissance maximale serait de 521 m selon Caty (1976). Cependant, comme la surface exposée en est une d'érosion, il n'est pas exclu que la Formation de Papaskwasati ait pu atteindre des puissances encore plus grandes en se dirigeant vers le nord.

Caty (1976) a subdivisé la Formation de Papaskwasati en 2 membres et 6 unités: le Membre de Holton (unités A, B et C) à la base, et le Membre de Neilson au sommet (unités D, E et F). Chaque membre représente un cycle sédimentaire s'affinant vers le sommet; c'est-à-dire une ou des unités basales conglomératiques suivies d'une épaisse séquence de grès (planche XXVIII a à h).

Les unités conglomératiques A, B et D sont composées de conglomérats oligomictes à cailloux de quartz disposés en lits de

2 à 200 cm, alternant avec des grès conglomératiques et des grès. Dans l'environnement immédiat de la ceinture volcano-sédimentaire archéenne, les conglomérats de l'unité A du Membre de Holton sont polymictes à la base.

Les analyses pétrographiques de Caty (1976) sur les sédiments de la Formation de Papaskwasati, révèlent une composition feldspathique à arkosique, l'absence de plagioclases et une altération diagénétique importante.

Formation de Cheno (unité 9)

La Formation de Cheno est en continuité latérale et verticale avec la Formation de Papaskwasati et est surmontée de la même manière par la Formation d'Albanel. A l'instar de la Formation d'Albanel, la Formation de Cheno est transgressive sur le socle (planche XXVIII n à r).

Se présentant comme un biseau de faible puissance, la Formation de Cheno est constituée d'un membre inférieur conglomératique et d'un membre supérieur gréseux.

Les conglomérats à cailloux de quartz du membre inférieur se rapprochent de ceux de la Formation de Papaskwasati, mais s'en distinguent par la présence de matériel graphiteux. Quant aux grès du membre supérieur (planche XXVIII i à m), ils se caractérisent par la présence d'un ciment dolomitique et l'alternance vers le sommet de lits de dolomie présentant des

structures stromatolitiques plus ou moins bien définies.

Formation d'Albanel (unités 10 et 11)

Seul le membre inférieur de la Formation d'Albanel est bien représenté dans la région concernée par l'étude de synthèse.

La Formation d'Albanel repose au nord-ouest sur le socle archéen régolitisé (planche XXVIII q et r), et au nord-est est en continuité latérale et verticale avec la Formation de Cheno. La limite sud-est est caractérisée par une série de failles induites par l'orogénèse grenvillienne, failles qui se traduisent par une remontée des unités du socle.

Le membre inférieur de la Formation d'Albanel est constitué de dolomies homogènes, de dolomies stromatolitiques, de dolomies argileuses, de brèches intraformationnelles, de dolomies graphiteuses, d'argilites graphiteuses et de cherts. Certains niveaux sont particulièrement riches en Cu-Pb-Zn. Sa puissance a été estimée entre 610 et 762 m par Chown et Caty (1973).

Le membre supérieur, très peu représenté, est composé de lits de dolomies massives de couleur chamois et est surmonté par la Formation de Témiscamie qui contient une formation de fer. Cette formation de fer, économiquement intéressante (Quirke et al., 1960), est aussi un élément important à considérer dans les reconstitutions paléogéographiques.

Corrélations

Des corrélations entre la Formation de Papaskwasati et le Groupe d'Indicator, puis entre la Formation d'Albanel et le Groupe de Péribonca ont été proposées par Chown et Caty (1973). Celles-ci seront discutées en détail au chapitre 5, suite aux analyses lithostratigraphiques et sédimentologiques relatives au Bassin d'Otish.

Intrusions basiques (unités 12, 13 et 14)

Toutes les lithologies basiques à caractère intrusif ont été regroupées, cependant les relations chronologiques relatives ne sont bien établies qu'avec les gabbros de l'unité 14. Ceux-ci font l'objet d'une section spécifique au chapitre 4.

Des gabbros ultramafiques (unité 13) ont été décrits par Chown (1969a) au sud du lac Lessard. Ceux-ci présentent un coeur de pyroxénites, et selon certaines évidences pourraient être plus jeunes que le gabbro de l'unité 14.

Des dykes de pyroxénite et de péridotite ont été observés, mais les relations avec les gabbros sont inconnues (unité 12).

3.2 Cadre tectonique

Située à la limite entre deux importantes provinces géologiques et structurales, la région se prête mal à des concepts structuraux unifiés. Selon la classification de Stockwell (1982), les bassins protérozoïques et une partie du socle de la région appartiennent à la Province de Grenville. Cependant la bordure nord du Bassin d'Otish n'offre aucune signature grenvillienne, d'où une certaine ambiguïté.

Il en est de même pour la trace du Front de Grenville illustrée sur la figure 4 et tirée de Wynne-Edwards (1972). Ce front que tous s'efforcent de représenter par une ligne, tantôt interprétée comme la limite entre les deux provinces géologiques et tantôt comme la trace du front tectonique, n'a pas été représenté sur les cartes de synthèse. Dans la région étudiée, le tracé du front tectonique grenvillien correspond sensiblement à celui de Rivers et Chown (1986) et équivaut à la limite nord des chevauchements (limite nord de la Zone II sur la figure 4 et limite nord du domaine structural III sur la figure 5).

Conformément à la nomenclature de Wynne-Edwards (1972), moyennant quelques décalages, la région peut être divisée en trois zones structurales (figure 4): un avant-pays grenvillien représenté par la Province du lac Supérieur, constitué par le socle archéen et les unités protérozoïques homoclinales à faible pendage vers le sud-est; le front tectonique grenvillien, caractérisé par des failles inverses et des anticlinaux

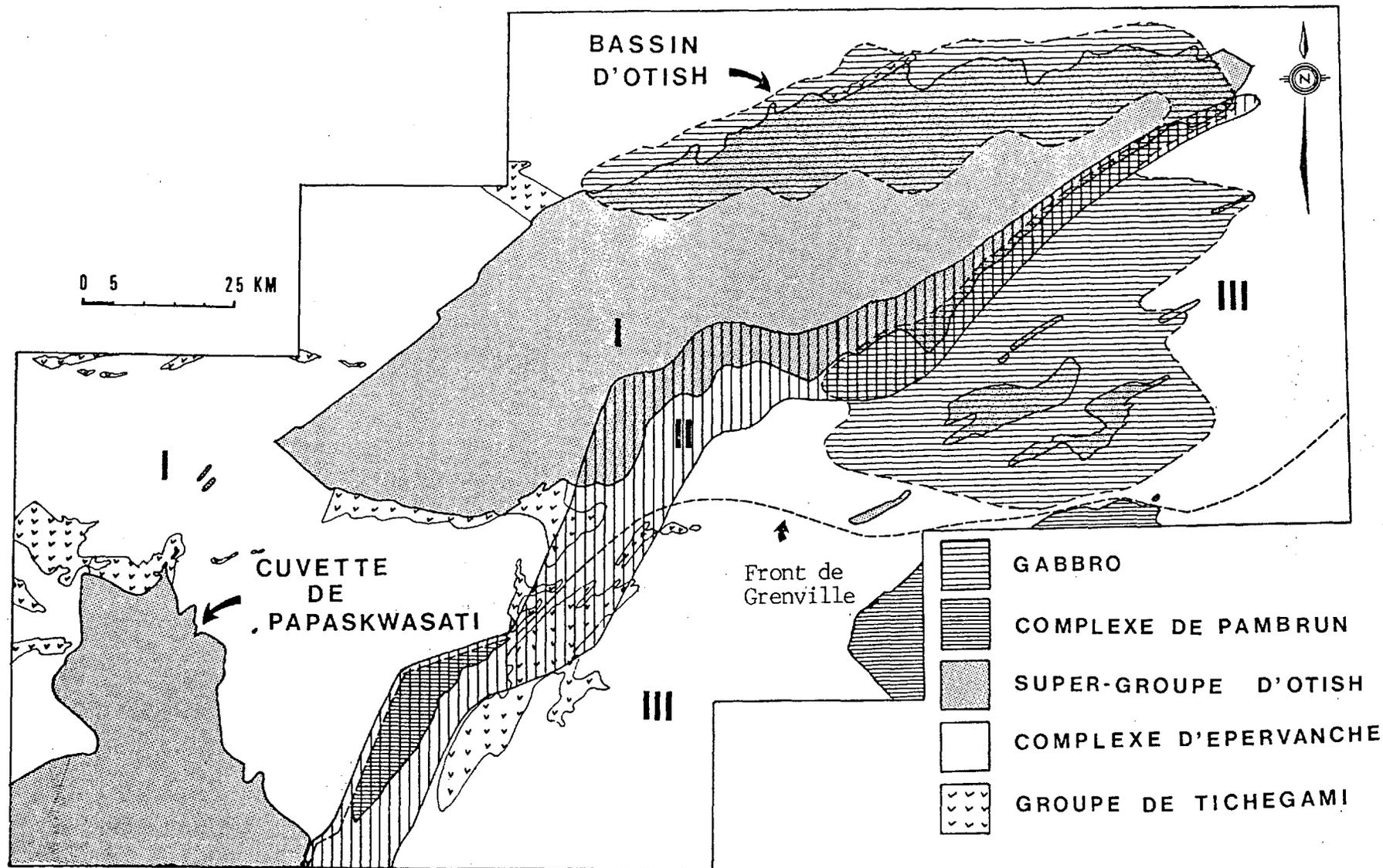


Figure 4: Cadre tectonique: avant-pays grenvillien (Zone I), front tectonique de Grenville (Zone II, figuré vertical) et zone interne (Zone III). Le tracé du front de Grenville est celui de Wynne-Edwards (1972).

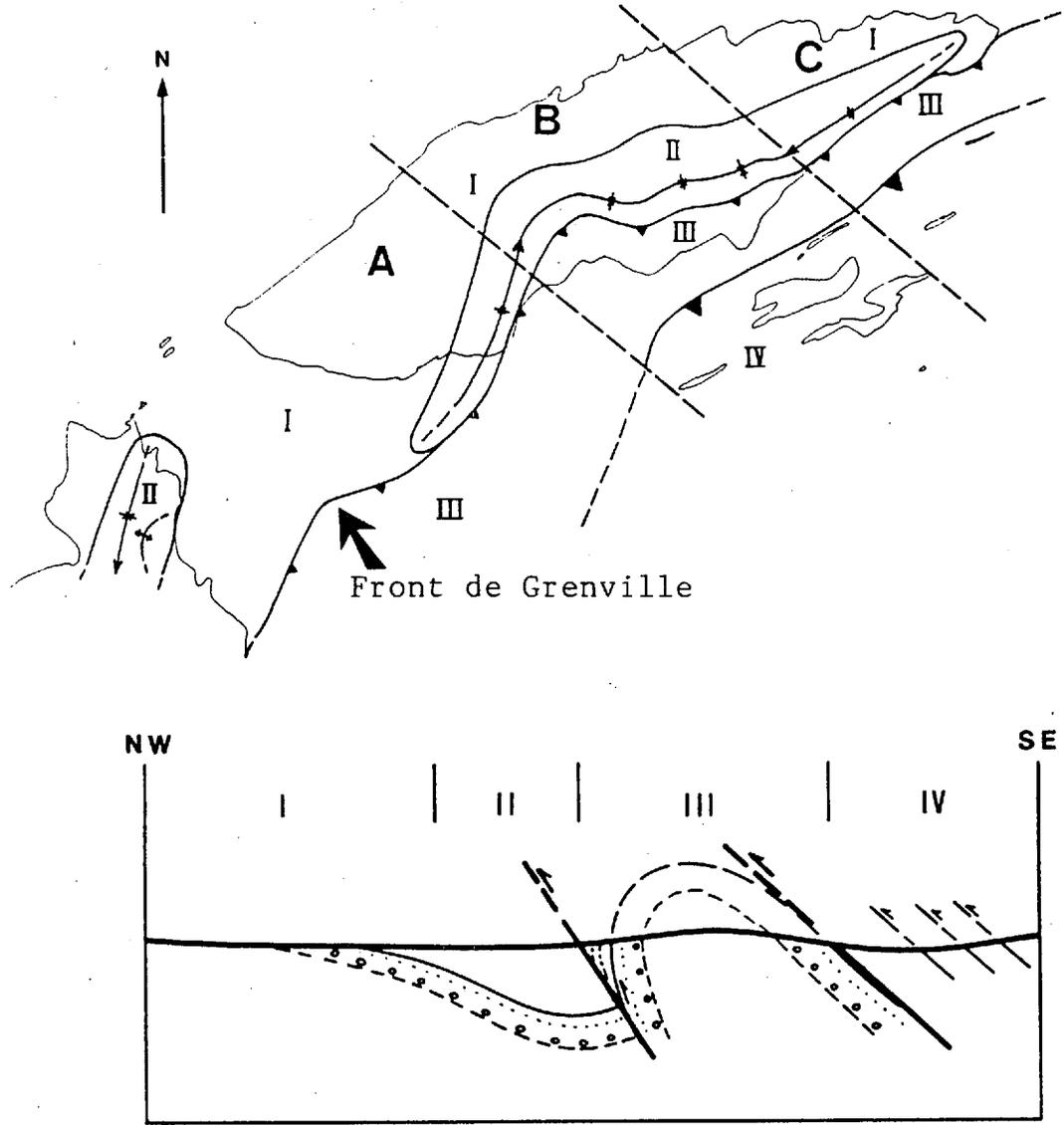


Figure 5: Sous-domaines structuraux régionaux résultant de la superposition de 4 domaines de déformation ductile associés à l'orogénèse grenvillienne (I à IV) à 3 domaines de déformation cassante (A, B et C): région homoclinale (I), synclinal ouvert (II), front tectonique (III) et zone d'écaillage (IV), combinés à des failles à dominance 010° (A), à des failles 010° , 070° et 130° également réparties (B), et à des failles 070° dominantes (C).

légèrement déversés vers le nord-ouest, impliquant une remontée du socle; et un arrière-pays grenvillien ou internides, siège de déformations ductiles importantes associées à un écaillage, affectant aussi bien la couverture supracrustale que le socle (respectivement zones I, II et III sur la figure 4).

La région peut être subdivisée en 12 sous-domaines selon la superposition de 3 domaines de fracturation à 4 domaines de déformation souple associée à l'orogénèse grenvillienne (Genest, sous presse) (figure 5).

Domaines de fracturation

Les domaines de fracturation sont définis selon l'orientation des failles majeures et des principales familles de diaclases. Un premier domaine correspond à des failles majeures NNE à mouvement sénestre, auxquelles sont associées des diaclases et des veines principalement orientées 110° (domaine A sur la figure 5).

Un second domaine correspond à une zone d'interférence entre les domaines A et C, et se caractérise par la présence de 3 systèmes de faille: NW, NNE et ENE (domaine B sur la figure 5). Les diaclases et les veines sont généralement orientées NW.

Le troisième domaine de fracturation correspond à des failles ENE à mouvement dextre, auxquelles sont associées des diaclases et des veines de direction 140 à 160° (domaine C sur

la figure 5).

Les domaines de fracturation reconnus pour les unités du Bassin d'Otish sont aussi valables pour celles du socle archéen. Cependant, comme les domaines de fracturation sont génétiquement liés à l'évolution du bassin et à l'orogénèse grenvillienne, ils représentent donc une deuxième empreinte tectonique qui s'est superposée aux structures archéennes.

Domaines de déformation souple

Selon leur position par rapport à l'orogène grenvillien, les 4 domaines de déformation souple sont regroupés en 3 zones: avant-pays (domaines I et II sur la figure 5), zone de chevauchement ou front tectonique (domaine III) et internides (domaine IV).

Le domaine I est caractérisé par la stabilité du socle archéen et le caractère homoclinal des unités protérozoïques qui le surmontent. Un léger pendage vers le sud-est est observé.

Le domaine II délimite des synclinaux ouverts, dont l'orientation des plans axiaux est parallèle aux grandes structures cassantes des domaines de fracturation, impliquant un freinage du transport tectonique suivant les failles majeures.

Le domaine III correspond au front tectonique de Grenville et se caractérise par une remontée du socle sur des failles inverses majeures qui donnent naissance sur la bordure sud du

Bassin d'Otish à des anticlinaux légèrement déversés vers le nord-ouest. Ce domaine est le siège d'une fracturation orthogonale (planche XXVI a et b), d'une schistosité pénétrante, et d'une ségrégation mécanique de la silice qui se traduit par l'étirement des clastes de quartz (planche XXVI c à f), des placages de quartz intercouches et une silicification des grès et conglomérats.

Le domaine IV correspond à la zone interne et est caractérisé par un écaillage important. Les contraintes tectoniques y ont engendré une gamme de déformations aussi bien ductiles que cassantes. L'intérieur des écailles est caractérisé par des plis serrés et la migration de la silice (planche XXVI g à j). Les déformations cassantes sont généralement associées aux bordures des écailles et sont de deux ordres: faillage et bréchification engendrés par des décrochements NW-SE (exemple C-4h) perpendiculaires au front tectonique, et faillage accompagné de mylonites et localement de pseudotachylite sur les décrochements inverses et directionnels observés au front des écailles.

L'oblitération des structures archéennes par l'orogénèse grenvillienne en fonction des domaines de déformation souple peut se résumer de la façon suivante: relative stabilité dans les domaines I et II avec une foliation générale W-E, réorientations locales de la foliation et mylonitisation dans le domaine III, et réorientation générale de la foliation dans une direction NE-SW dans le domaine IV.

Schistosité

Dans tous les sous-domaines à déformation souple, la schistosité est conforme à l'orientation des plis, dont les axes coïncident avec la direction des plans de failles majeures: soit 020° dans le domaine A, 045° dans le domaine B et 070° dans le domaine C. Le pendage des schistosités varie entre 45° et 70° vers le sud-est, et témoigne du chevauchement. L'orientation de la schistosité et les mouvements apparents observés sur les failles majeures (sénestre sur les 020° du domaine A et dextre sur les 070° du domaine C) suggèrent un contrôle du transport tectonique suivant ces failles lors d'une phase en compression.

Etude photogéologique

La compilation des linéaments photogéologiques fait ressortir 2 familles importantes: une première ENE et une deuxième NW (figure 6). Les résultats sont biaisés par le fait que les linéaments d'origine glaciaire ont été rejetés. Comme les structures correspondant aux familles 7 et 8 sont largement oblitérées par la surimposition de structures d'écoulement glaciaire, ces familles sont désavantagées et non-exprimées.

La distribution des linéaments est la suivante: concentration des linéaments NW dans le centre du Bassin d'Otish et dans le socle au nord de la Cuvette de Papaskwasati, concentration des linéaments N dans le tiers central du Bassin

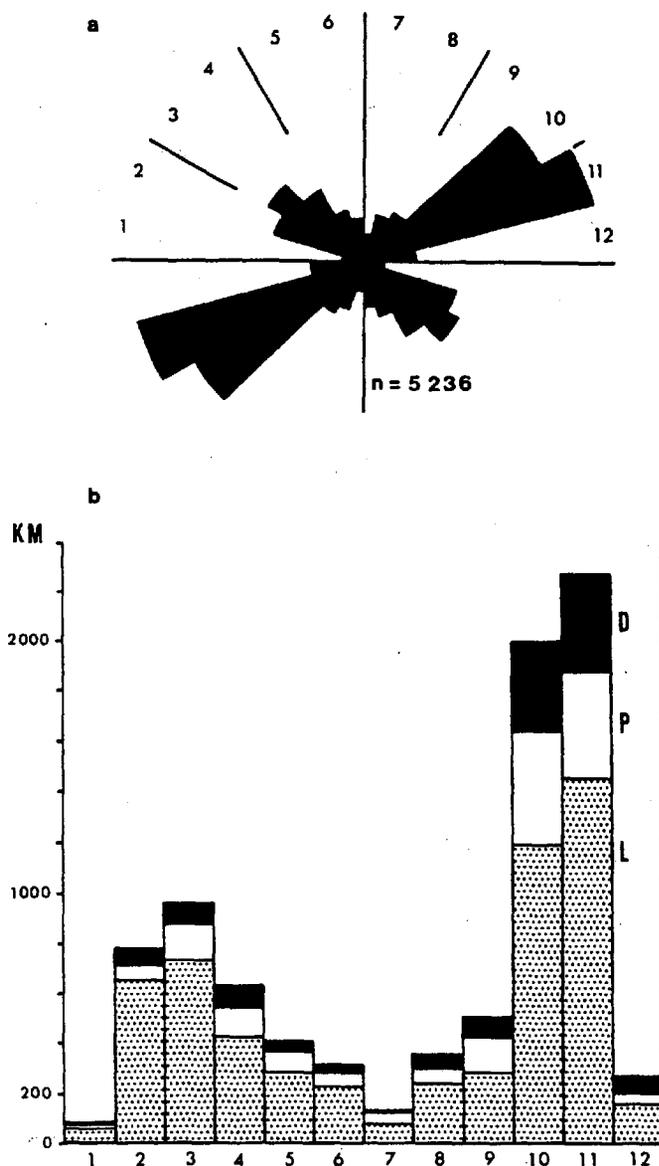


Figure 6: Distribution des linéaments photogéologiques de la région. a) Diagramme en rosette montrant la distribution générale des 12 familles de linéaments observés. b) Distribution du kilométrage relatif aux familles de linéaments, et attribution de celui-ci aux types de linéaments inventoriés: vrai linéament avec rupture de pente rectilinéaire (L), flanc de montagne à pente régulière (P) et divers (D) comprenant des bords de lac et cours d'eau rectilignes ou plusieurs éléments combinés.

d'Otish, et concentration des linéaments NE dans les deux tiers orientaux du bassin (Genest, sous presse).

Conclusion sur le cadre tectonique

La compilation des données structurales et des éléments structuraux majeurs met en évidence un front tectonique grenvillien de direction tantôt ENE, tantôt NNE. Ce front tectonique est d'ailleurs solidaire de la distribution des domaines de déformation souple et des schistosités associées. Les mouvements sénestres observés sur les failles NNE et les mouvements dextres observés sur les failles ENE (Chown, 1979), combinés à la disposition des synclinaux (Genest, 1987a et sous presse), s'expliquent par des rejeux tectoniques sur des failles majeures préexistantes lors d'une phase tectonique en compression, phase qui est imputable à l'orogénèse grenvillienne (Wynne-Edwards, 1972; Baer, 1981 et 1983; Rivers, 1983; et Rivers et Chown, 1986). La distinction entre les parties NE et SW du Bassin d'Otish a été discutée par Chown (1979). Elle est fondée sur la concentration des structures ENE dans la moitié NE et la dominance des structures NNE dans la moitié SW du Bassin d'Otish.

Le fait marquant des travaux de synthèse est la mise en évidence d'un important réseau de fracturation NW, qui localement correspond à des failles de même orientation (Genest, sous presse) (cartes en pochette). Celui-ci s'observe autant dans les

environs de la Cuvette de Papaskwasati que dans le centre du Bassin d'Otish. Les images satellites et les cartes aéromagnétiques confirment ces observations.

Une analyse régionale révèle que ce réseau de fracturation est vraisemblablement associé à des discontinuités majeures qui traversent tout le Québec. Ceci est particulièrement bien visible sur la carte aéromagnétique du Canada (Geological Survey of Canada, 1977), et correspond à toute fin pratique aux linéaments et failles de même direction décrits par Sharma (1977) et Portella (1980) sur le Territoire de la Baie-James. Par leur orientation, ces linéaments s'apparentent aux segments NW-SE du système de distension décrit par Kumarapeli et Saull (1966), ainsi qu'aux systèmes transcontinentaux de Thomas (1976).

Les métallotectes polymétalliques décrits par Ruhlmann et al. (1986) dans le centre du Bassin d'Otish et l'âge carbonifère qui leur est assigné, permettent d'envisager un lien entre ce réseau de fracturations et des mécanismes de distension contemporains de l'ouverture de l'Atlantique.

3.3 Métamorphisme

Bien que le métamorphisme n'ait pas été étudié en détail, les données recueillies indiquent une assez bonne concordance avec les zones structurales établies plus haut.

Les unités lithologiques du socle archéen offrent des

assemblages typiques des amphibolites, avec localement une rétro-morphose aux schistes verts. Les sédiments protérozoïques de la zone I (figure 4) ont connu des transformations diagénétiques. Il est possible d'observer par endroit un faciès de schistes verts, surtout en s'approchant de la zone II.

La zone II, très complexe, présente des variations importantes de faciès métamorphique associées à des discontinuités structurales. Cette distribution des faciès, qui passent des schistes verts aux amphibolites supérieures avec anatexie locale, reflète bien le dynamo-métamorphisme grenvillien qui a affecté autant le socle que la couverture sédimentaire.

Le socle et la couverture de la zone III sont caractérisés par des assemblages appartenant au faciès des amphibolites.

3.4 Géochronologie

Les sédiments du Bassin d'Otish se sont accumulés sur un socle granitique réputé d'âge archéen et pour lequel une seule donnée géochronologique est disponible dans la région étudiée, soit celle de 2485 Ma (K/Ar, roche totale) obtenue par Wanless et al. (1968).

Les sédiments du Bassin d'Otish sont recoupés par des intrusions de gabbros. Des analyses K/Ar sur roche totale, effectuées sur des gabbros de la région, ont donné des âges de 1718 et 1591 Ma (Stevens et al. 1982): datations qu'eux-mêmes

qualifient de douteuses à cause de l'altération des gabbros.

Un âge de 1723 Ma (U/Pb) a été obtenu par de Saint-André et Ruhlmann (1986) pour des minéralisations uranifères filonniennes observées dans des gabbros au centre du Bassin d'Otish. Ruhlmann et al. (1986) estiment que cet âge correspond à un épisode métasomatique lié à la mise en place des gabbros autour de 1730 Ma (Sm/Nd) (C. Brooks dans Ruhlman et al., 1986).

Les sédiments du Bassin d'Otish se sont donc accumulés entre 2485 Ma et 1730 Ma. Considérant la position d'un des gîtes étudiés par Ruhlman et al. (1986), l'âge de 1730 Ma pourrait dater le deuxième stade intrusif de gabbro (page 108).

Pour préciser l'âge des sédiments, il serait utile de dater les gabbros là où il y a des évidences d'intrusion dans des sédiments non indurés. L'essai de dykes de Mistassini, dont l'âge minimal est estimé à 1950 Ma (Wanless et al., 1968 et 1972; Fahrig et al., 1986), n'offre aucune relation exploitable pour le Bassin d'Otish (Chown et Archambault, 1987).

3.5 Gîtologie (planche XXVII)

La Cuvette de Papaskwasati et le Bassin d'Otish sont bien connus pour leur potentiel uranifère. Au cours des deux dernières décennies les travaux d'exploration visaient essentiellement la recherche d'uranium sur des modèles de discordance, de conglomérats à cailloux de quartz type Elliot Lake et de

remobilisation épigénétique.

Comme en témoigne la concentration des travaux statutaires, la prospection d'uranium basée sur les modèles synsédimentaires s'est focalisée sur la bordure nord de la Cuvette de Papaskwasati et sur les limites nord-ouest et sud du tiers occidental du Bassin d'Otish. Les rapports statutaires font état de minéralisations uranifères et polymétalliques géographiquement associées aux carbonates du Bassin d'Otish, soit au nord du lac Indicateur et au sud du lac du Fantôme (B-8k): minéralisations reliées à des altérations hydrothermales (Ruhlmann et al. 1986).

Parmi les autres minéralisations d'intérêt dans la région, il faut citer les indices de métaux de base et précieux associés aux empilements volcano-sédimentaires archéens, les minéralisations Cu-Pb-Zn observées dans les dolomies de la Formation d'Albanel, les minéralisations Fe-Ti associées aux anorthosites, un indice de magnésite découvert par l'auteur au nord du lac Indicateur (Genest, 1985, 1987a et sous presse) et un important gisement de fer (Formation de Témiscamie) qui se trouve juste à la limite sud-ouest du feuillet A (en pochette).

Les minéralisations uranifères du Bassin d'Otish ont fait l'objet d'études minéralogiques et métallogéniques ponctuelles (Ruzicka, 1981; Ruzicka et Littlejohn, 1982; Kish, 1983; et, Ruzicka et Lecheminant, 1984, 1985a et 1985b). Plus récemment, Ruhlmann et al. (1986) ont dressé le bilan métallogénique des minéralisations polymétalliques observées dans la région des lacs de la Girafe et du Fantôme.

Caty (1976) a étudié les minéralisations uranifères de la Cuvette de Papaskwasati. La formation de fer a fait l'objet d'une étude par Quirke et al. (1960).

Chown (1984), puis récemment Genest (sous presse) ont réalisé des études de synthèse géologique régionale.

Les 60 gîtes répertoriés ont été regroupés en 31 zones minéralisées en tenant compte de leur position géographique et de leurs affinités métallogéniques (Genest, sous presse) (tableaux 3a, 3b et 3c; feuillets A, B et C en pochette). Le lecteur est prié de ne pas tenir compte des lettres identifiant les zones A à AE sur les tableaux, et de se référer plutôt aux numéros des gîtes qui eux sont identifiés sur les cartes en pochette. Les tableaux sont tirés de Genest (sous presse) et la classification par zone n'a pas été retenue pour le présent document. De plus, les descriptions des métallotectes et les paragenèses n'ont pas été reprises en détail; celles-ci sont résumées sur les tableaux 3a, 3b et 3c.

Au total, six paragenèses métallifères ont été reconnues: minéralisations essentiellement cuprifères; minéralisations polymétalliques; magnésite; fer et titane; minéralisations uranifères et urano-thorifères; et minéralisations Cu-Pb-Zn.

Les gîtes répertoriés sont caractéristiques des environnements pétrogénétiques généralement interprétés pour des lithologies archéennes et protérozoïques semblables (Stanton, 1972; Eckstrand, 1984; et , Guilbert et Park, 1986).

Les minéralisations cuprifères et polymétalliques archéennes

Voir la figure 85 (addenda, p. 336) pour la localisation des zones.

Zone	Gîte	Minéralisations	Teneurs	Encaissant	Forme du gîte	Métallogénèse	Références
A	29	Cu	?	Amphibolite	?	?	GM-13543
	44	Cu	?	Amphibolite	?	Exhalaison	Fiche de gîte 32P/14-1
	45	Cu	?	Amphibolite	?	Exhalaison	Fiche de gîte 32P/14-2
B	41	Cu	?	Amphibolite	?	Exhalaison	Fiche de gîte 32P/15-1
	42	Cu	?	Amphibolite	?	Exhalaison	Fiche de gîte 32P/15-2
	43	Cu	?	Migmatite amph.	?	?	Fiche de gîte 32P/15-3
C	48	Cu	?	Volcano-sédiments	?	Exhalaison	Fiche de gîte 32P/10-3
D	23	Cu-Ni-Pb-Zn	3,75% Cu	Migmatite	Faille NW-SE	Exhalaison	GM-9944 et 9945
	46	Cu	?	Gneiss q.-f.	?	?	Fiche de gîte 32P/09-1
E	31	Cu-Ni	?	Anorthosite	Lentille NW-SE	Magmatique?	GM-24629
	56	Terres rares	?	Anorthosite	Veines	Anatectique?	Bérard (1965)
	57	Cu	?	Anorthosite	?	?	Bérard (1965)
F	16	Cu	?	Amphibolite	?	?	GM-9871a et 9871b
	40	Cu	1,68% Cu	Gneiss granit.	Irrégulier	Hydrothermal	Fiche de gîte 23D/05-1
G	58	Cu	?	Migmatite	?	?	Chown (1977)
H	28	Cu-Mo-Ag-Au	9% Cu, 3,5% Mo	Métavolcaniques	Lentille?	?	GM-13543
			1,08 on/t Au				
			3,45 on/t Ag				
	30	Cu-Mo-Ag	8,25% Cu	Métabasaltes	?	?	GM-13725, 14058 et 14279
	36	Cu-Pb-Zn-Ag	5,6 g/t Ag	Métavolcaniques	Disséminé	Synsédimentaire?	GM-38121
37	Cu-Pb-Zn	1320 ppm Cu 800 ppm Pb 6640 ppm Zn	Volcano-sédiments	?	Exhalaison	GM-38204	
I	24	Cu-Zn	?	Métavolcaniques	Faille 080°	Hydrothermal?	GM-9944 et 9945
	49	Ag	?	Volcano-sédiments	Veine	?	Fiche de gîte 32P/07-2
	50	Ag	?	Migmatite	Veine	?	Fiche de gîte 32P/07-1
	54	Cu	?	Métasédiments	?	Exhalaison	Fiche de gîte 32P/07-6
J	12	Au	?	Formation de fer	Stratiforme	Exhalaison	GM-23187, 23188 et 37223
K	3	U	?	Grès	Irrégulier	Epi./Discordance	GM-36511
	5	Cu-Pb-Zn-U-Th	?	Volcano-sédiments	Stratiforme	Exhalaison	GM-40358
	6	Cu-U	?	Volcano-sédiments	Stratiforme	Exhalaison	GM-40358
	7	Au	910 ppb Au	Formation de fer	Stratiforme	Exhalaison	GM-40879

Tableau 3a: Principales données sur les zones minéralisées A à K.
Voir la carte en pochette pour la localisation des gîtes.

Voir la figure 85 (addenda, p. 336) pour la localisation des zones.

Zone	Gîte	Minéralisations	Teneurs	Encaissant	Forme du gîte	Métallogénèse	Références
L	25	Cu-Zn-Ag	1% Cu, 1,3% Zn	Volcano-sédiments	Tabulaire 060°	Hydrothermal	GM-34756
M	14	Cu-Ag	?	Formation de fer	?	Exhalaison	GM-41112, 41117 et 41118
	15	Cu-Ni	0,3% Cu 1,32% Ni	Ultramafique	Tabulaire 170°	?	GM-9944 et 9945
	22	Cu-Ni-Au-Ag	?	Métavolcaniques	?	?	GM-9944 et 9945
N	21	U-Pb-Cu	?	Gabbro	Tabulaire 135°	Hydrothermal	GM-37384
	60	U-Te-Se-Cu-Bi-Au	?	Grès et gabbro	Tabulaire 070°	Hydrothermal	Rulhmann (1986), GM-42784
O	38	Cu	?	Gabbro	?	?	Fiche de gîte 23D/01-1
	39	Cu-Ag	?	Gabbro	Veine	?	Fiche de gîte 23D/01-2
P	26	Fe-Ti	42% Fe, 32% Ti	Anorthosite	Stratiforme	Magmatique?	GM-8819
Q	59	Mg	?	Fm de Gaschet	Stratiforme	Evap., biogén?	Genest (1985)
R	47	U-Th	?	Volcano-sédiments	?	Sédimentaire	Fiche de gîte 32P/10-2
S	34	U	3 lb/t U ₃ O ₈	Grès	?	Sédimentaire	Fiche de gîte 32P/10-4
	35	U	1640 ppm	Grès	?	Sédimentaire	GM-36262
	53	U-Th	0,005% U ₃ O ₈	Grès	?	Sédimentaire	Fiche de gîte 32P/07-5
T	11	U	167,3 t U ₃ O ₈	Migmatite	Faille 070°	Hydrothermal	GM-34312, 34301 et 36496
U	13	U-Cu-Pb	0,95% U ₃ O ₈	Grès	Faille 020°	Hydrothermal	GM-38326, 40357 et 40864
V	1	U	20 lb/t U ₃ O ₈	Grès	Faille 120°	Hydrothermal	GM-26336 et 22522
	4	U-Cu	?	Formation de fer	Irrégulier	Hydrothermal	GM-37604, 38322 et 39246
W	8	U	2,4 lb/t U ₃ O ₈	Grès	Stratiforme	Sédimentaire?	GM-24561 et 30959
X	2	U	38 lb/t U ₃ O ₈	Carbonates	?	Hydrothermal?	GM-32936, 34778 et 34498
Y	9	U	2000 ppm	Grès	Irrégulier	Hydrothermal	GM-36269 et 37383
Z	10	U-Cu	?	Métavolcaniques	Faille 150°	Hydrothermal	GM-34312, 36333 et 36332
	20	U	3665 ppm	Gabbro	Irrégulier	Hydrothermal	GM-34434

Tableau 3b: Principales données sur les zones minéralisées L à Z.

Voir la carte en pochette pour la localisation des gîtes.

Voir la figure 85 (addenda, p. 336) pour la localisation des zones.

Zone	Gîte	Minéralisations	Teneurs	Encaissant	Forme du gîte	Métallogenèse	Références
AA	21 60	U-Pb-Cu (voir N-60)	?	Gabbro	Faille 135°	Hydrothermal	GM-37384
AB	17 18 19	U U U	? ? ?	Granitoïdes Gabbro Gabbro	Faille 105° Faille 070° ?	Hydrothermal Hydrothermal Hydrothermal	GM-26297, 26298 et 25456 GM-39280 et 25457 GM-39280
AC	27	U	3,5% U ₃ O ₈	Granitoïdes	?	Hydrothermal	GM-31528
AD	32 51 55	Cu-Pb-Zn (comme 32) Pb-Zn	0,3% Cu, 0,3% Pb 1,4% Zn ?	Dolomie Dolomie	Stratiforme Stratiforme	Diagénétique? Diagénétique?	GM-34160 Fiche de gîte 32P/07-3 Fiche de gîte 32P/06-1
AE	33 52	Cu Cu-Pb-Zn	? 0,1% Cu	Dolomie Dolomie	Stratiforme Stratiforme	Diagénétique? Diagénétique?	GM-34160 Fiche de gîte 32P/07-4

Tableau 3c: Principales données sur les zones minéralisées AA à AE. Voir la carte en pochette pour la localisation des gîtes.

associées aux ceintures volcano-sédimentaires n'ont pas encore donné de résultats concrets; mais dans la région adjacente au nord, dans une ceinture semblable, les minéralisations aurifères stimulent l'exploration (Boldy et al., 1984). Ces minéralisations sont probablement associées à des exhalaisons volcanogènes sous-marines comme celles discutées par Hodgson et Lydon (1977), et Franklin et al. (1981).

Les minéralisations protérozoïques appartiennent à 4 environnements métallogéniques: uranium associé à des accumulations terrigènes continentales; minéralisations uranifères et polymétalliques hydrothermales directement ou indirectement reliées aux intrusions basiques; magnésite associée à un environnement évaporitique; et minéralisations Cu-Pb-Zn reliées à une sédimentation de plate-forme.

Les minéralisations uranifères correspondent à des modèles bien décrits entre autres au Canada (Little, 1981; et Bell et Ruzicka, 1985) pour des environnements réducteurs (Langford, 1983). Et selon les critères de Dahlkamp (1978), les métallotectes observés sont potentiellement économiques.

La magnésite est probablement d'origine évaporitique, cependant la sulforéduction bactérienne reste à démontrer. L'intérêt de ce modèle est double: le niveau porteur couvre une très grande région (cartes en pochette) et l'environnement proposé, associé à des lits rouges, est favorable à plusieurs concentrations métalliques de type sabkha.

Les minéralisations Cu-Pb-Zn de la Formation d'Albanel

contenues dans des sédiments de plate-forme correspondent probablement à des accumulations de type exhalatif volcanogène sur une marge continentale passive, et se comparent à celles discutées par Klau et Large (1980), Large (1980), Finlow-Bates (1980), et Lambert (1983). Ces minéralisations sont en étroite relation avec la formation de fer (Formation de Témiscamie) et pourraient avoir été générées par les mécanismes tectoniques de distension responsables des intrusions tholéiitiques.

Les remobilisations hydrothermales carbonifères observées par Ruhlmann et al. (1986) dans le centre du Bassin d'Otish nécessitent des rejeux tectoniques. Un lien avec l'ouverture de l'Atlantique est interprété (Ruhlmann et al., 1986; et Genest, sous presse), et un mécanisme de pompage sismique comme celui décrit par Sibson et al., (1975) est envisagé.

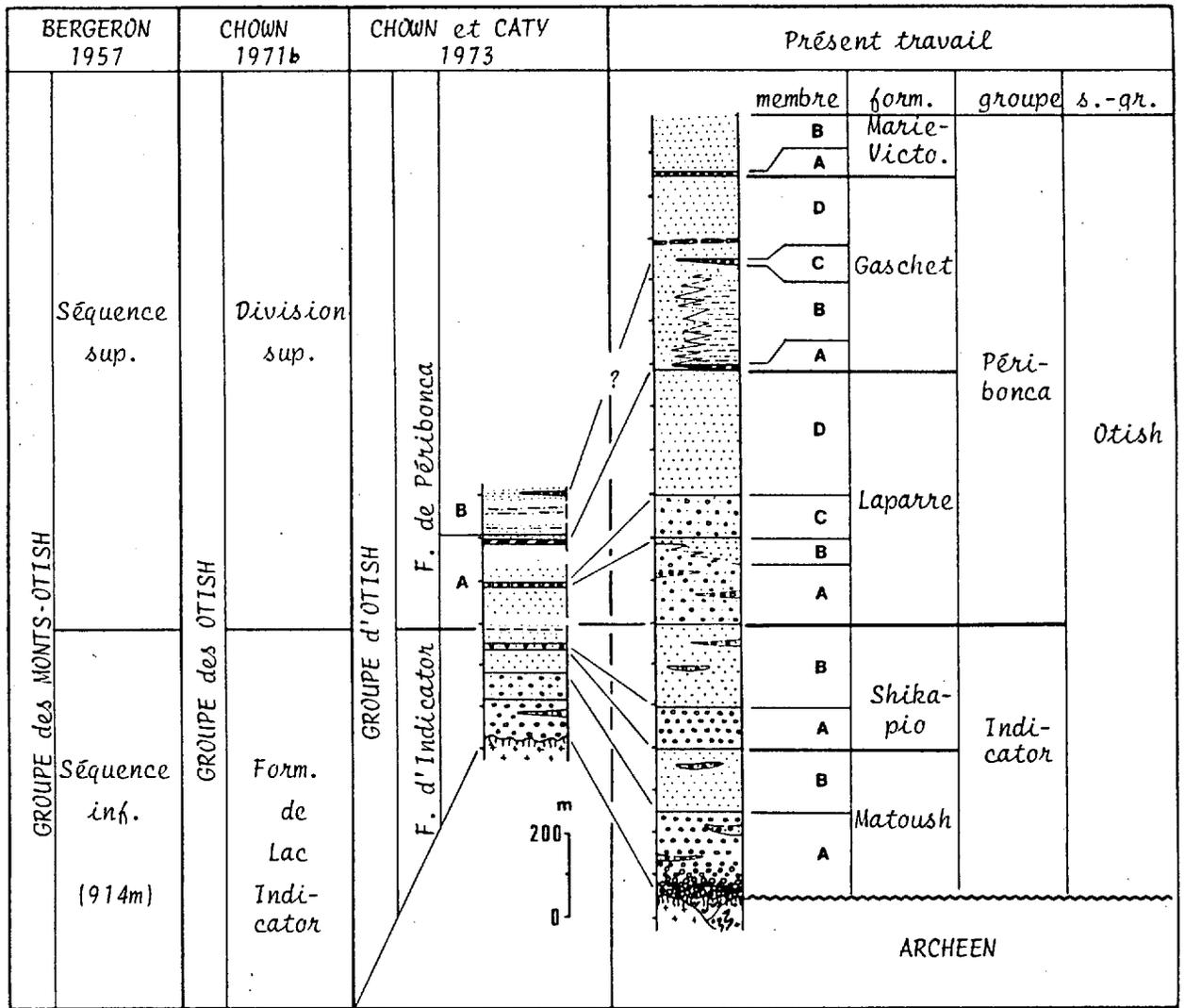
4. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN D'OTISH

Suite aux récents travaux exécutés dans le Bassin d'Otish, nous proposons une nouvelle nomenclature stratigraphique conformément au Code stratigraphique nord-américain (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983).

4.1 Travaux antérieurs

Bergeron (1957) a défini le Groupe des Monts Otish, représenté par un ensemble important d'affleurements qui, selon lui, étaient le prolongement au nord-est du Bassin de Mistassini. Il avait alors reconnu deux séquences sédimentaires et une unité de gabbro: la séquence supérieure de grès et d'argilites rouges, et les conglomérats et grès de la séquence inférieure (figure 7). La séquence inférieure a pris par la suite le nom de Formation de lac Indicator (Chown, 1971b). Dans ce même rapport, Chown avait transformé le Groupe des Monts Otish en Groupe des Otish, et nommé les gabbros: gabbros des Monts Otish.

Dans leurs analyses stratigraphiques, Chown et Caty (1973) ont abandonné les désignations géomorphologiques pour en arriver aux noms suivants: Groupe d'Otish et Formation d'Indicator. De plus, ils ont nommé la division supérieure "Formation de



- | | | | |
|--|------------------------|--|---------------------|
| | Dolomie, magnésite | | Gneiss et migmatite |
| | Argilite | | Volcano-sédiment |
| | Siltite | | Granitoïde |
| | Grès | | Régolithe |
| | Grès conglomératique | | |
| | Conglomérat oligomicté | | |
| | Conglomérat polymicté | | |

Figure 7: Colonne lithostratigraphique synthétique du Bassin d'Otish, et nouvelle nomenclature proposée.

Péribonca", dont la section-type décrit un Membre A composé de grès rose et de dolomie, suivi du Membre B constitué de grès dolomitique parfois argileux rouge à taches de réduction, et d'un mince niveau de conglomérat polymicte (figure 7).

Aucune modification n'a été apportée depuis à la nomenclature établie par Chown et Caty (1973), si ce n'est l'introduction de 3 termes pour désigner des corps tabulaires de gabbro: gabbros de Conflans, de Margat et de Novet (Chown, 1979), et la reconnaissance dans la région du lac Indicateur de deux séquences sédimentaires s'affinant vers le sommet et ayant à leur base une unité conglomératique à caractère polymicte (unité IC de Genest, 1987a): séquences qui se veulent la base du Membre A de la Formation de Péribonca définie par Chown et Caty (1973).

4.2 Objectifs

Les travaux de lithostratigraphie visaient à préciser l'évolution du bassin et à donner un cadre stratigraphique et sédimentologique aux niveaux porteurs de minéralisations.

Les travaux de terrain et les sondages géologiques profonds ont tôt fait de mettre en évidence deux points importants: existence de deux séquences sédimentaires additionnelles comportant chacune une unité conglomératique polymicte de base, au-dessus des deux séquences oligomictes à cailloux de quartz de la Formation d'Indicator; ainsi que l'absence en profondeur de

filons-couches épais de gabbro. Une réévaluation de la stratigraphie s'avérait donc nécessaire, d'autant plus que les sections-types de Chown et Caty (1973) avaient été sélectionnées dans l'extrémité nord-est du bassin.

En plus de raffiner la stratigraphie dans le centre du bassin, les travaux devaient permettre la réalisation de cartes stratigraphiques jusque-là inexistantes.

4.3 Méthodes

Le Bassin d'Otish est constitué à 99% de sédiments terrigènes. L'analyse stratigraphique fut donc essentiellement basée sur des paramètres de texture et de composition.

Au total, 27 sections lithostratigraphiques, réparties à travers le bassin (et même au-delà), ont été construites à partir de levés de terrain et de forages carottés (figures 8 à 11, et tableau 4): ce qui représente plus de 10000 m de sections verticales.

Les échantillons, prélevés à tous les 10 m, préparés en lames minces, puis traités au cobaltinitrite de sodium, ont fait l'objet d'analyses modales et texturales. Lorsque les échantillons s'y prêtaient, trois paramètres étaient compilés simultanément: taille, émoussé et composition. Ce fut le cas pour bon nombre d'échantillons provenant du Membre B de la Formation de Gaschet (figure 7). Quant aux échantillons du Groupe

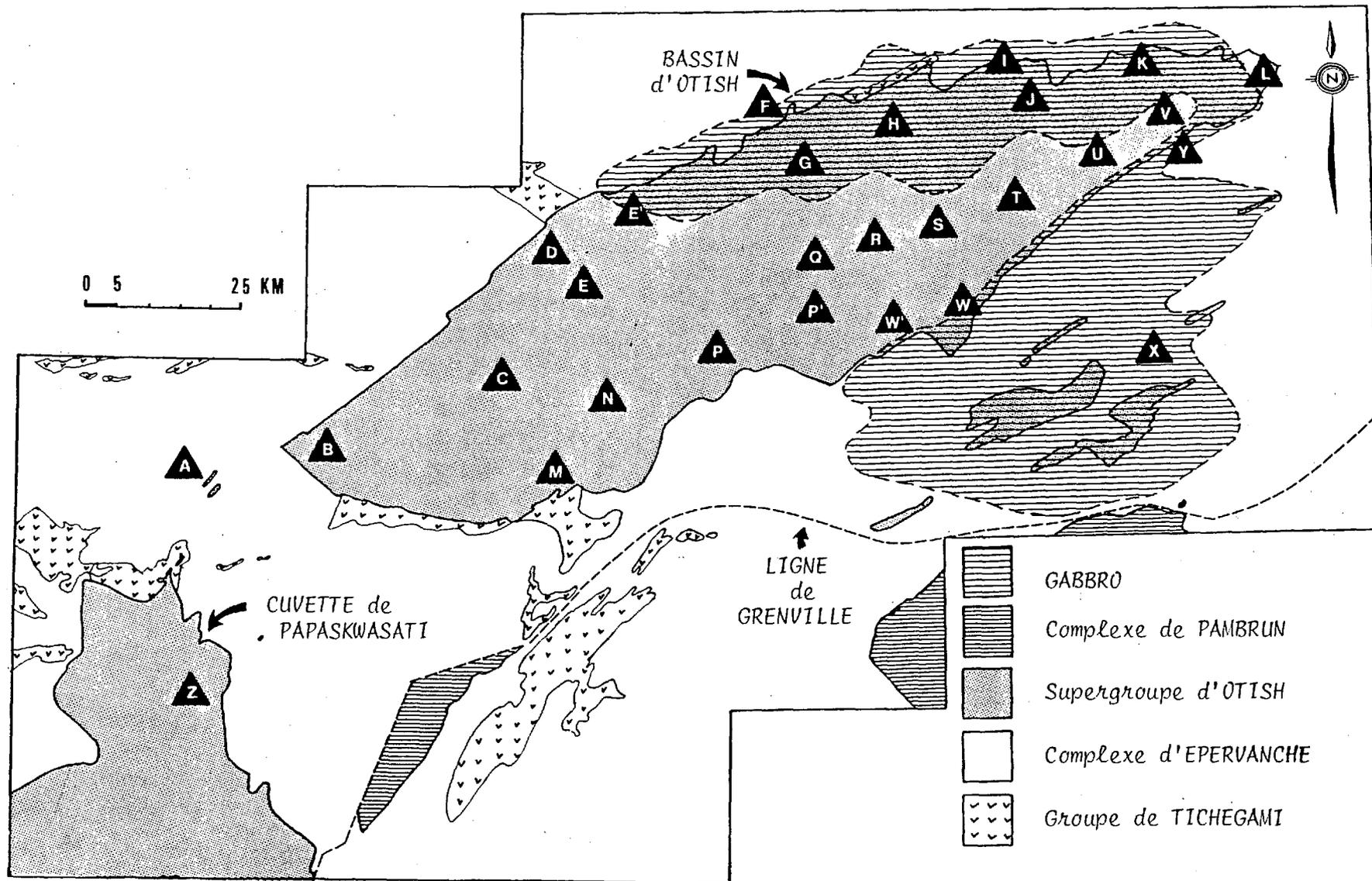


Figure 8: Localisation des sections stratigraphiques; voir le tableau 4 pour les spécifications (cf. figure 4 pour la ligne de Grenville).

SECTION	LOCALITÉ (réf. carto.)	TYPE*	ALT. m	PUISSANCE - ALTIMÉTRIE			Gb	UNITÉS INTERCEPTÉES (nouvelle nomenclature)										Socle									
				+1000	0	-1000		M.-Vict		Gaschet				Laparre					Shikapio		Matoush						
								B	A	D	C	B	A	D	C	B	A		B	A	B	A					
A	Lac Mantouchiche (A-4g)	T	760	-----	-----	-----												40	18	14	10						
B	Riv. Tichégamie (A-6h)	T	700	-----	-----	-----													50	30	18	78	20	14	22	75	
C	Indice Matoush (A-8i)	S	785	-----	-----	-----																					
D	Lac Riddell (B-2k)	T	750	-----	-----	-----																					xxx
E	Lac Laparre (B-2k)	T	750	-----	-----	-----																					
F	Lac Brissin (B-5m)	T	840	-----	-----	-----	40																				xxx
G	Lac Margat (B-5l)	T	705	-----	-----	-----	15																				
H	Lac Manet (B-7l)	T	830	-----	-----	-----	20																				
I	Lac Conflans (C-2m)	T	910	-----	-----	-----	70																				xxx
J	Lac du Lycopode (C-3m)	T	910	-----	-----	-----	85																				
K	Lac Shikapio (C-4m)	T	900	-----	-----	-----	20																				
L	Lac Pariseau (C-6m)	T	945	-----	-----	-----	20																				xxx
M	Riv. Camie (B-1g)	S	580	-----	-----	-----																					350 xxx
N	Lac Indicateur (B-3h)	T+S	560	-----	-----	-----																					xxx
P	Riv. Pluto (B-5i)	S+T	840	-----	-----	-----																					
Q	Lac Gaschet (B-6j)	S+T	820	-----	-----	-----																					
R	Lac Girafe (B-7k)	S+T	730	-----	-----	-----																					
S	Lac Fantôme (B-8k)	S	750	-----	-----	-----																					
T	Lac Magneron (C-2k)	T+S	1020	-----	-----	-----																					
U	Lac Frappe-à-Bord(C-3l)	T	975	-----	-----	-----																					
V	Lac de la Chance (C-5m)	T	960	-----	-----	-----																					
W	Lac Kerveso (C-1j)	T	1030	-----	-----	-----																					
X	Mont. Brillante (C-4h)	T	975	-----	-----	-----	50																				
Y	Mont Yapeitso (C-5l)	T	1115	-----	-----	-----	40																				xxx

Z Papaskwasati: d'après Caty (1976)
Sections réalisées mais non utilisées

- E' Section présentant trop de lacunes.
P' Sondage difficile à corréliser (métamorphisme et tectonique).
W' Section identique à W.

* TYPE: T= terrain, S= sondage

SOMMET



BASE

L= lacune

?= non observé mais possible

N.B. Les épaisseurs des unités sommitales sont minimales. De même pour les unités basales qui ne reposent pas sur le socle.

Tableau 4: Données stratigraphiques indiquant le type de section levée, l'altimétrie du sommet, sa position par rapport au niveau moyen de la mer ainsi que les puissances en mètres des unités interceptées. Gb = gabbro. (figure 8 pour localisation).

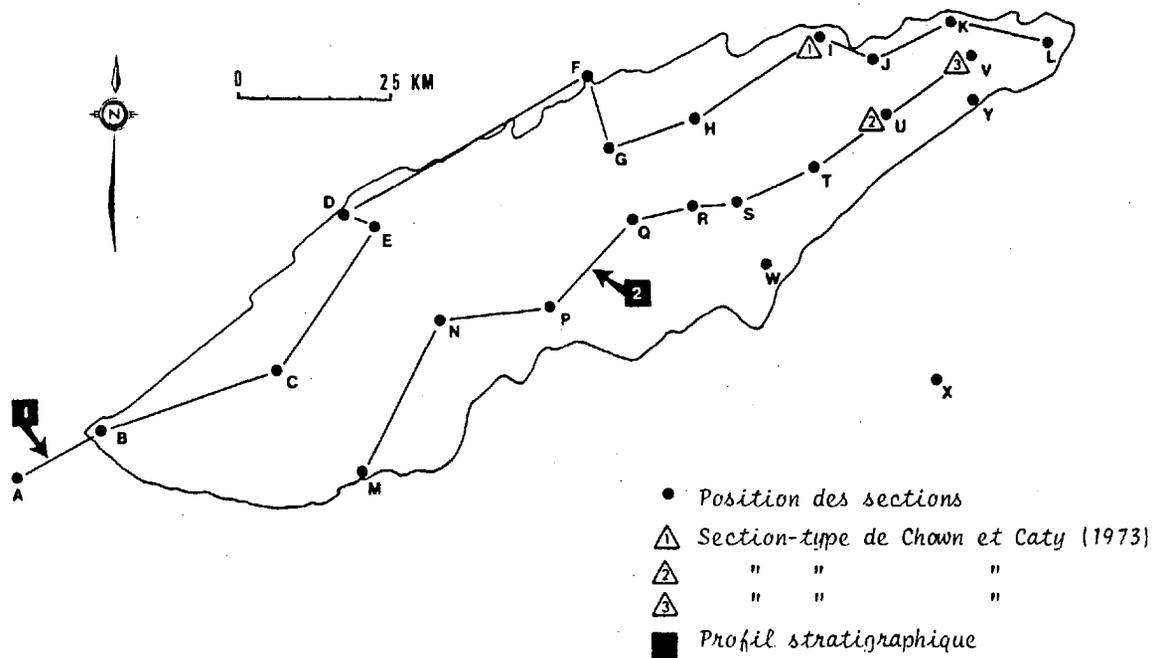
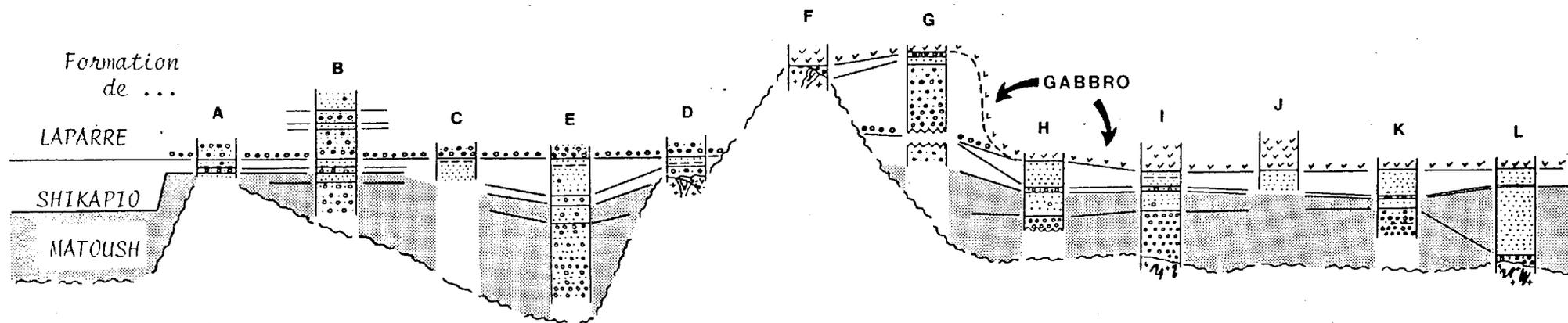


Figure 9: Position des profils lithostratigraphiques présentés aux figures 10 (1) et 11 (2); et localisation des section-types de Chown et Caty (1973): Formation d'Indicator (1), Membre A (3) et Membre B (2) de la Formation de Péribonca.



-  Argilite.
-  Siltstones: lités, laminés.
-  Dolomie massive, à stromatolites?
-  Grès dolomitique, dolomie gréseuse
-  Grès
-  Paracongl. oligomicté, polymicté.
-  Orthocongl. oligomicté, polymicté.

Figure 10: Corrélations lithostratigraphiques entre les sections du profil 1 (section A à L sur la figure 9).

m
200
0

Figure de la page suivante

Figure 11: Corrélations lithostratigraphiques entre les sections du profil 2 (sections M à V sur la figure 9) ainsi que les sections W, X et Y. Voir la figure 10 pour la légende. Les niveaux-repères sont: la discordance basale avec le socle archéen (1), un conglomérat polymicté caractérisé par la présence de fragments de grès et de jaspilite (2), l'unité de carbonates (3), un conglomérat polymicté caractérisé par des fragments de dolomie (4) et un conglomérat hématitisé à granules de quartz (5).

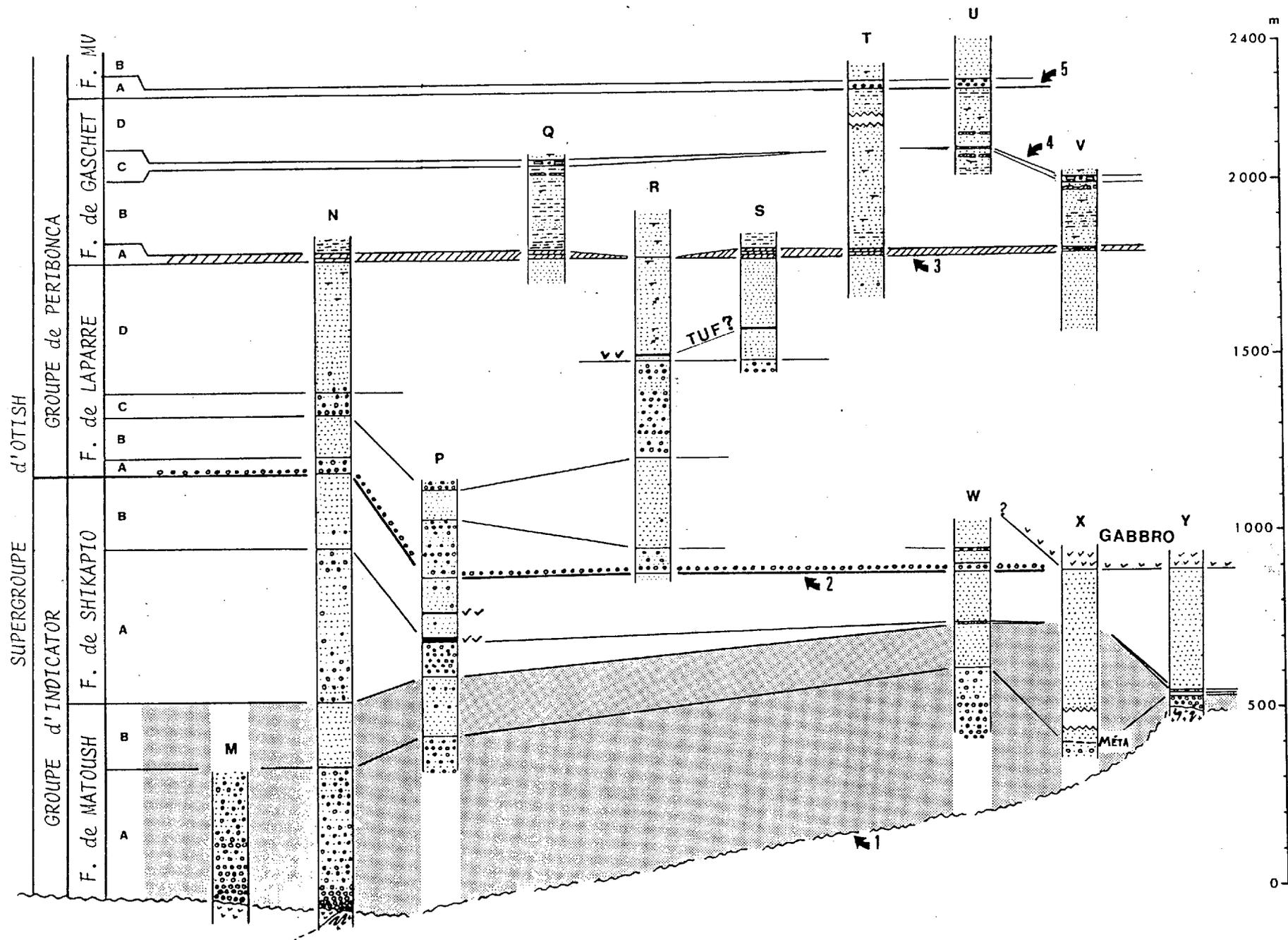


Figure 11: Description à la page précédente

d'Indicator, l'altération poussée des feldspaths ne permet pas de réaliser des analyses granulométriques utiles au traitement statistique, et les observations se sont limitées aux analyses modales et à des estimations de tailles moyennes sur des échantillons mégascopiques. Les tailles maximales ont été relevées, mais la maille trop grande des levés de terrain limite considérablement le traitement de celles-ci.

La méthodologie et les paramètres analytiques sont décrits à l'appendice IV, et certains résultats sont présentés aux appendices V et VI.

4.4 Résultats

Les analyses ont permis d'identifier 5 niveaux-marqueurs et de caractériser 14 unités totalisant 2400 m de sédiments (figure 11). Les trois principaux niveaux-marqueurs sont la discordance basale, un conglomérat polymicte et l'unité de carbonates (respectivement 1, 2, et 3 sur la figure 11). Les niveaux 4 et 5, à cause de leur position stratigraphique élevée, ne peuvent être utilisés que dans la partie nord-est du bassin.

Les 14 unités ont été regroupées sur une base génétique, selon des mégacycles, en tenant compte de la nomenclature antérieure (Chown et Caty, 1973). Ainsi 14 membres, 5 formations, 2 groupes et 1 supergroupe ont été définis ou redéfinis.

Nouvelle nomenclature

Dans la proposition qui suit, les 14 unités répertoriées représentent 5 ensembles lithologiques, pour lesquels 5 formations ont été définies (figure 7). L'introduction de 5 nouvelles formations, plutôt que l'addition de 3 nouvelles aux 2 déjà existantes, a été privilégiée afin de sauvegarder l'intégralité des deux grands ensembles reconnus depuis toujours dans le Bassin d'Otish. Ainsi, les formations d'Indicator et de Pérignon ont été élevées au rang de groupe, obligeant à considérer le Groupe d'Otish comme un supergroupe.

Sur les 14 membres reconnus, seulement les membres A, B et C de la Formation de Laparre nécessitent l'établissement de sections-types (appendice VII), comblant ainsi la lacune observée sur la section-type du Membre A de la Formation de Pérignon (Chown et Caty, 1973). Les autres membres font référence à des unités déjà décrites sur les sections-types de Chown et Caty (1973), mais pour lesquelles une redéfinition plus détaillée s'avère utile pour dresser le bilan paléogéographique du bassin.

Le Supergroupe d'Otish

Dans le Bassin d'Otish, les sédiments aphébiens du Supergroupe d'Otish reposent en discordance angulaire sur un socle archéen partiellement régolitisé constitué de granitoïdes,

de gneiss migmatisés et de bandes volcano-sédimentaires (figure 3).

D'une puissance estimée à 2400 m, le Supergroupe d'Otish comprend deux assemblages lithologiques distincts (figures 7 et 11). Un premier, le Groupe d'Indicator, est constitué de grès et de conglomérats oligomictes à cailloux de quartz (polymictes sur une faible épaisseur dans l'environ immédiat des ceintures volcano-sédimentaires archéennes). Le deuxième assemblage, défini comme le Groupe de Pérignon, est caractérisé entre autres par deux unités conglomératiques polymictes à la base qui évoluent graduellement vers des grès et siltites rouges.

Bien qu'aucune discordance majeure n'ait été observée entre les groupes de Pérignon et d'Indicator, certaines évidences de terrain suggèrent une discordance d'érosion: présence de fragments de grès quartzifère dans le conglomérat polymicte à la base du Groupe de Pérignon et présence dans le Membre A de la Formation de Laparre à la section W de blocs anguleux de grès quartzifère pouvant appartenir au Membre B de la Formation de Shikapio sous-jacente.

Groupe d'Indicator

Le Groupe d'Indicator surmonte le socle archéen dans presque toutes les sections stratigraphiques étudiées, et à un seul endroit le Groupe de Pérignon a été observé reposant directement

sur le socle (section F sur la figure 10).

La puissance du Groupe d'Indicator varie d'une région à l'autre. A la section-type (section I), elle totalise 225 m; tandis que dans la région du lac Indicateur, elle atteint plus de 1200 m (tableau 4). Malgré des variations importantes d'épaisseur, le Groupe d'Indicator présente toujours deux cycles sédimentaires: la Formation de Matoush à la base, suivie de la Formation de Shikapio. Chaque cycle est constitué d'une unité conglomératique à cailloux de quartz et d'une unité gréseuse: respectivement les membres A et B de l'une ou l'autre des deux formations. En plus du caractère oligomictite de l'ensemble de sa fraction conglomératique, le Groupe d'Indicator se caractérise aussi par l'absence de plagioclases (figure 12) et par une altération diagénétique prononcée des feldspaths potassiques.

Formation de Matoush

La Formation de Matoush doit son nom à un lac situé dans le nord-est du Bassin d'Otish, ainsi nommé pour rendre un témoignage de gratitude envers la famille Matoush de la Réserve de Mistassini qui, en plus de collaborer avec les équipes de prospection, a perdu l'un des siens dans l'accident d'hélicoptère survenu au lac Indicateur au début de l'été 1981.

La Formation de Matoush correspond aux trois premières unités décrites par Chown et Caty (1973) pour la section-type de

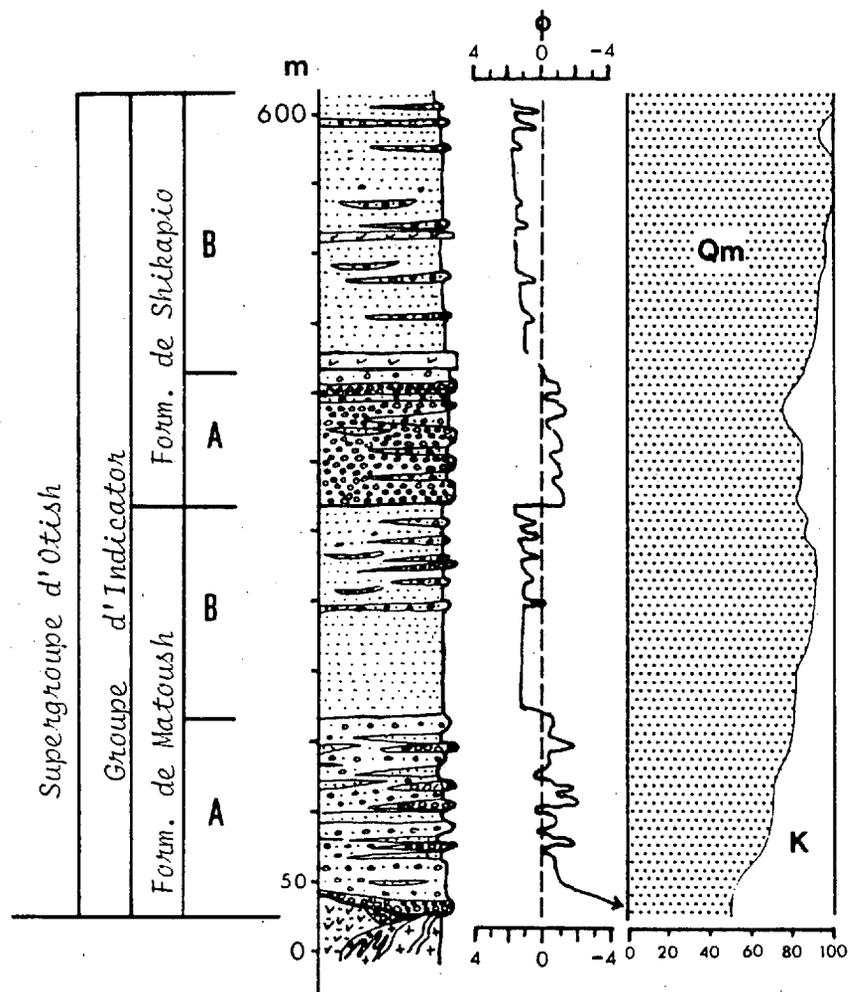


Figure 12: Caractérisation pétrographique du Groupe d'Indicator: granulométrie moyenne et composition de la fraction supérieure à 0,0625 mm. Quartz (Qm) où les monocristallins dominent pour les tailles inférieures à 2 mm, et feldspaths potassiques (K).

la Formation d'Indicateur: des conglomérats, des grès conglomératiques et des grès. Les conglomérats et grès conglomératiques sont devenus le Membre A de la Formation de Matoush, et les grès, le Membre B (figure 7).

Les sédiments terrigènes de la Formation de Matoush reposent en discordance sur le socle archéen régolitisé (Chown et Caty, 1973; Caty, 1976; Chown et Caty, 1983), et sont surmontés par la Formation de Shikapio. La distribution des épaisseurs de la Formation de Matoush et la topographie du socle, extrapolée d'après des projections stratigraphiques, suggèrent un contrôle partiel de sédimentation suivant un axe de direction NNE (figures 13a et 14).

Membre A (Formation de Matoush)

Le Membre A de la Formation de Matoush se retrouve dans l'ensemble du bassin, et sa puissance varie entre 15 et 390 m.

Bien que généralement oligomictite à cailloux de quartz, le conglomérat de base reflète la nature du socle sous-jacent. Ainsi, au sud du lac Indicateur, sondages et affleurements montrent un conglomérat polymictite à fragments métavolcaniques qui passe graduellement au conglomérat oligomictite (planches V et VI). En l'espace de 22 m, verticalement depuis la base, la taille maximale des clastes passe de 40 à 4 cm, et le pourcentage de fragments de quartz passe de 1 à 80 (Genest, 1987a). Au sud

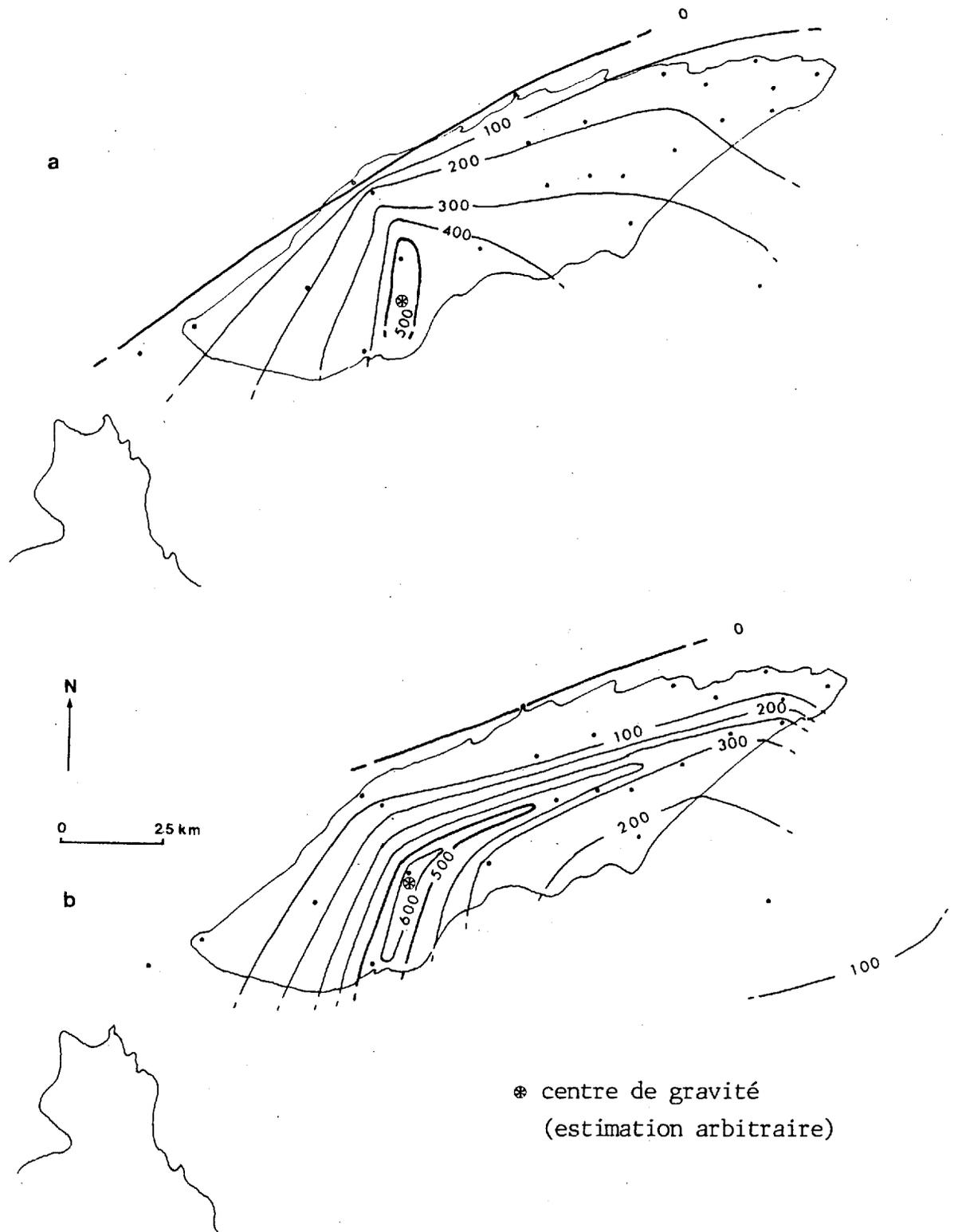


Figure 13: Cartes isopaques des formations de Matoush (a) et de Shikapio (b) (en mètres).

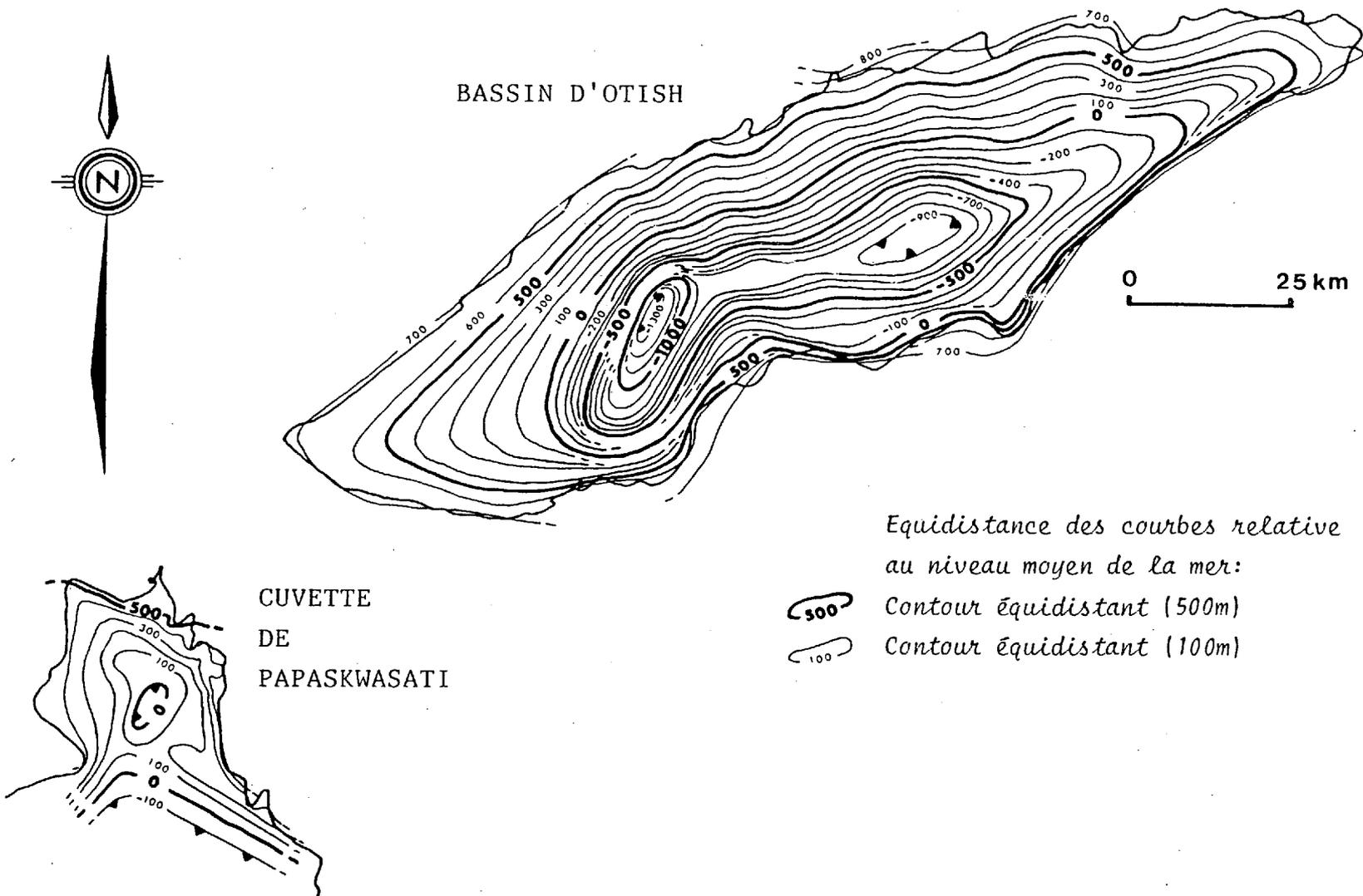


Figure 14: Carte à contours structuraux du socle sous la Cuvette de Papaskwasati (conversion métrique des données de Caty, 1976), et sous le Bassin d'Otish.

du lac du Tomahawk (B-5i), l'unité polymicte est plus puissante et la taille des blocs atteint le mètre (planche VIII a, b et c).

Essentiellement, le Membre A de la Formation de Matoush est constitué de conglomérat arkosique et de grès conglomératique feldspathique de couleur beige et vert pâle; où s'intercalent quelques passées de grès et de siltite verdâtre. La taille maximale des éléments du conglomérat varie beaucoup d'une région à l'autre: 4 à 50 cm pour les fragments de quartz, et jusqu'à 1 m pour les fragments métavolcaniques. Les éléments sont bien arrondis et disposés en lits de 20 à 200 cm (planche VII).

Le conglomérat oligomicte à cailloux de quartz évolue graduellement vers un grès conglomératique puis subconglomératique avec la présence occasionnelle de minces lits de conglomérat.

Certains niveaux de conglomérat contiennent des fragments anguleux de quartz et de feldspath cohabitant avec des fragments très bien arrondis de quartz (planche VII d). Dans certains cas, les fragments de feldspath peuvent atteindre 2,5 cm.

Les feldspaths potassiques sont représentés par l'orthose et le microcline dans des proportions variables et non significatives. Leur caractère dominant est le degré d'altération en minéraux argileux (illite et kaolinite).

La présence d'un niveau pyriteux associé à la minéralisation uranifère (section M), l'observation de cavités de dissolution de forme cubique présentant des halos de limonitisation (planche VIII i et j), et des fragments de pyrite détritique

contenu dans le conglomérat polymicté de base suggèrent des conditions réductrices de sédimentation.

Membre B (Formation de Matoush)

D'une puissance variant entre 10 et 181 m dans le bassin, atteignant 310 m à la section X (figure 11 et tableau 4), le Membre B de la Formation de Matoush présente une alternance de grès moyens à très grossiers, franchement laminés ou d'aspect massif, parfois conglomératiques à granules, feldspathiques ou arkosiques, de couleur beige, verdâtre, rose ou grise (planche VIII).

La séquence gréseuse du Membre B contient de nombreux lits minces de grès silto-argileux beige-verdâtre (planche VIII h). Certains présentent des cavités cubiques de dissolution et un rubanement rose, suggérant l'oxydation de cristaux de pyrite, tel qu'il avait été observé dans le Membre A (planche VII e).

Les grès du Membre B sont composés essentiellement de quartz sub-arrondis et de feldspaths potassiques diagénetiquement altérés (planche VIII f), ce qui augmente le pourcentage de la fraction argileuse.

Formation de Shikapio

La Formation de Shikapio doit son nom à un lac situé dans le nord-est du bassin. Elle correspond aux deux derniers termes définis par Chown et Caty (1973) pour la section-type de la Formation d'Indicator.

La Formation de Shikapio repose en concordance sur le Membre B de la Formation de Matoush, et est surmontée par le conglomérat polymicte du Membre A de la Formation de Laparre (figure 7). Les puissances observées varient de 32 à 645 m, et les cartes isopaques tendent à démontrer une progradation des complexes alluvionnaires vers l'est, avec l'intervention d'un deuxième axe de sédimentation de direction ENE (figure 13).

La Formation de Shikapio est à plusieurs égards comparable à la Formation de Matoush. Cependant plusieurs observations suggèrent une diminution de la dynamique sédimentaire: diminution de l'épaisseur des lits, diminution des tailles (figure 12) et présence au sommet d'un niveau d'argilite à fentes de dessiccation.

Membre A (Formation de Shikapio)

Le Membre A de la Formation de Shikapio présente les mêmes caractères lithologiques et pétrographiques que le Membre A de la Formation de Matoush (planches IX et X). Sa puissance varie

considérablement: environ 20 m en moyenne sur les bordures nord et est du bassin, tandis qu'elle atteint 432 m dans la région du lac Indicateur (figure 11 et tableau 4).

Le passage du grès du Membre B de la Formation de Matoush au conglomérat du Membre A de la Formation de Shikapio est transitionnel.

L'épaisseur des lits de conglomérat varie de la taille du plus gros fragment contenu dans le lit jusqu'à 15 cm (planche IX a et b). A certains endroits, il est possible d'observer des cailloux et galets flottant dans des lits de grès (planche IX c).

Membre B (Formation de Shikapio)

Le Membre B de la Formation de Shikapio correspond à l'unité de grès supérieure définie par Chown et Caty (1973) pour la Formation d'Indicator. Omniprésent dans le bassin, d'une puissance variant entre 18 et 340 m, le Membre B de la Formation de Shikapio se caractérise par la composition quartzifère des grès sommitaux et par la présence, toujours au sommet, de lits d'argilite rouge présentant des fentes de dessiccation (planche X g, h et i). A quelques endroits, notamment aux sections A et E, l'intérieur des lits d'argilite est de couleur beige.

Les grès du Membre B de la Formation de Shikapio sont de nature feldspathique à quartzifère (figure 12), moyens à grossiers, bien triés, bien arrondis et finement laminés à

l'intérieur de grandes stratifications obliques. Les couleurs varient entre le rose, le blanc et le beige dans des tons de pastel, reflétant l'alternance des fines laminations.

Extension du Groupe d'Indicator

Dans la région du lac des Deux Décharges, au sud du bassin, la section X offre 490 m de sédiments terrigènes qui présentent des caractères pétrographiques semblables aux sédiments du Groupe d'Indicator. Malgré le métamorphisme plus prononcé dans cette région, il fut possible de distinguer 3 unités: un grès conglomératique oligomictite à cailloux de quartz, un grès arkosique alternant avec un schiste à biotite, et un grès quartzifère (figure 11, planche VII f, et tableau 4).

L'unité de grès conglomératique fut rattachée au Membre A de la Formation de Matoush à cause de la présence de cailloux de quartz et de la proximité du socle, constitué à cet endroit de migmatite quartzofeldspathique.

L'ensemble de grès arkosique et schiste à biotite surmonte le grès conglomératique. Ces grès, très riches en tourmaline dans le secteur de la Montagne Brillante, sont très fins et contiennent jusqu'à 50% de feldspaths potassiques. L'abondance occasionnelle de la tourmaline confère à la roche une teinte grisâtre. Aucun plagioclase n'a été observé. Pour les raisons énumérées plus haut, l'unité de grès arkosiques fut corrélée

avec les grès du Membre B de la Formation de Matoush.

L'unité de grès quartzifère, à cause de sa composition et de sa position stratigraphique, fut associée au Membre B de la Formation de Shikapio.

Un équivalent du Membre A de la Formation de Shikapio n'a pas été observé. Quoique possible, sa présence est peu probable si l'on considère la baisse de la dynamique sédimentaire suggérée par la diminution des tailles notée dans les autres unités.

Quant à la section A, dans la région du lac Mantouchiche, la seule présence de conglomérat polymicte (niveau-marqueur 2 sur la figure 11) surmontant un lit d'argilite rouge facilite grandement les corrélations.

Groupe de Pérignon

Le Groupe de Pérignon représente les unités à caractère oxydé du Bassin d'Otish, et correspond à la Formation de Pérignon de Chown et Caty (1973), additionnée de 3 unités à la base: membres A, B et C de la Formation de Laparre (figure 7). Il faut noter que le rattachement de ces unités est interprété à partir de corrélations granulométriques à l'intérieur du Membre D entre les sections R et S (figure 15): membre sur lequel repose la Formation de Gaschet, stratigraphiquement bien calée.

D'une puissance évaluée à 1200 m, le Groupe de Pérignon repose en concordance sur le grès quartzifère et l'argilite rouge de la Formation de Shikapio, ainsi qu'en discordance angulaire sur le socle archéen (section F de la figure 10). La valeur de 1200 m est un minimum, car le sommet se présente en contact d'érosion avec les dépôts quaternaires sus-jacents.

Le Groupe de Pérignon a été subdivisé en 3 formations selon des critères pétrographiques : les formations de Laparre, de Gaschet et de Marie-Victorin (figure 7). Ce groupe se distingue du Groupe d'Indicator à plusieurs égards: unités conglomératiques polymictes; présence de ciment dolomitique; abondance relative de Mn et Fe; apparition d'albite et d'oligoclase dans la fraction détritique; présence de clastes de chert ferrugineux à texture perlitique; présence de fragments volcaniques (?); sédimentation de carbonates (dolomite et magnésite); évidences de halite; et présence par endroit de ciment gypsifère (figure 16).

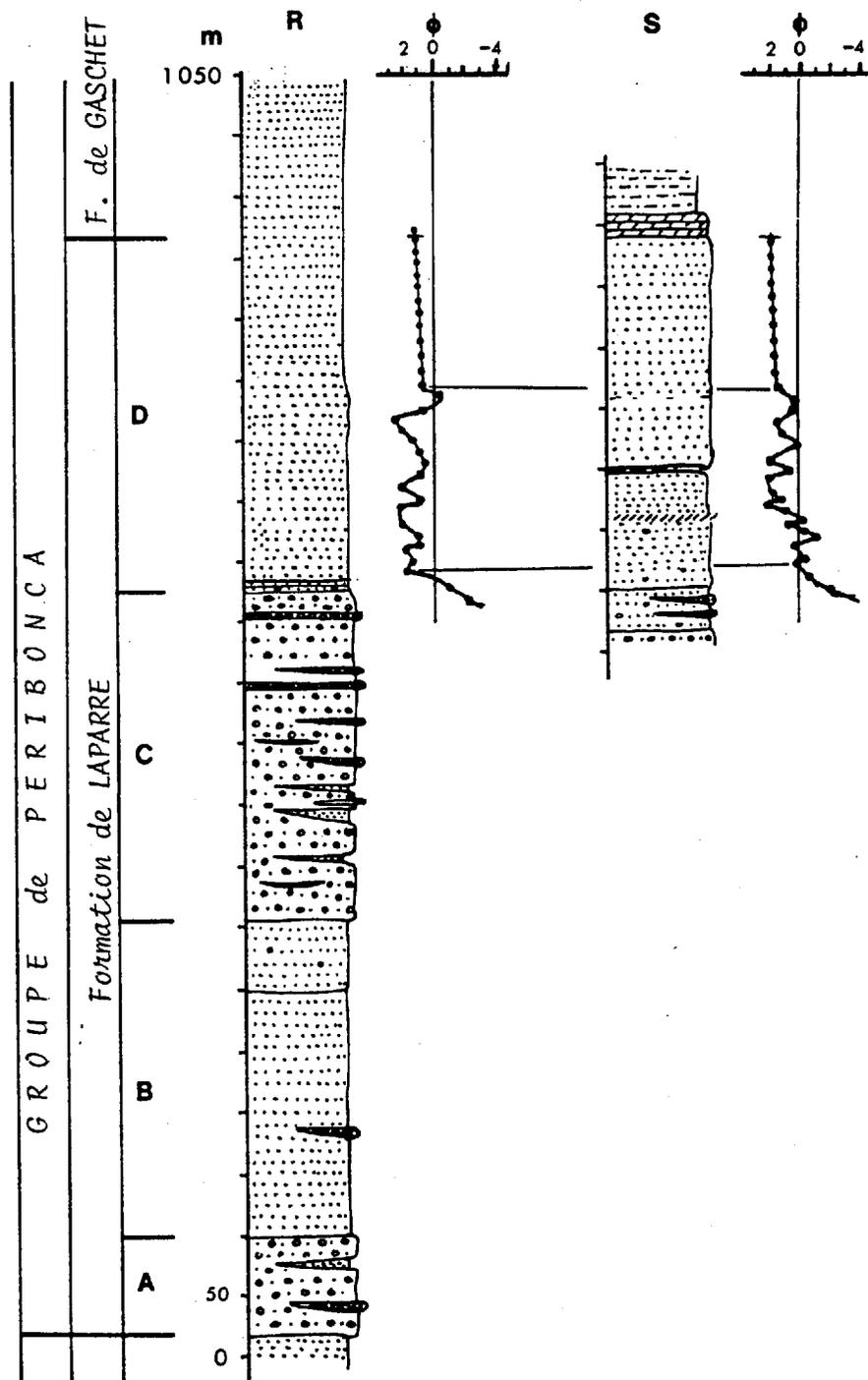


Figure 15: Corrélations granulométriques à l'intérieur du Membre D de la Formation de Laparre entre les sections R et S.

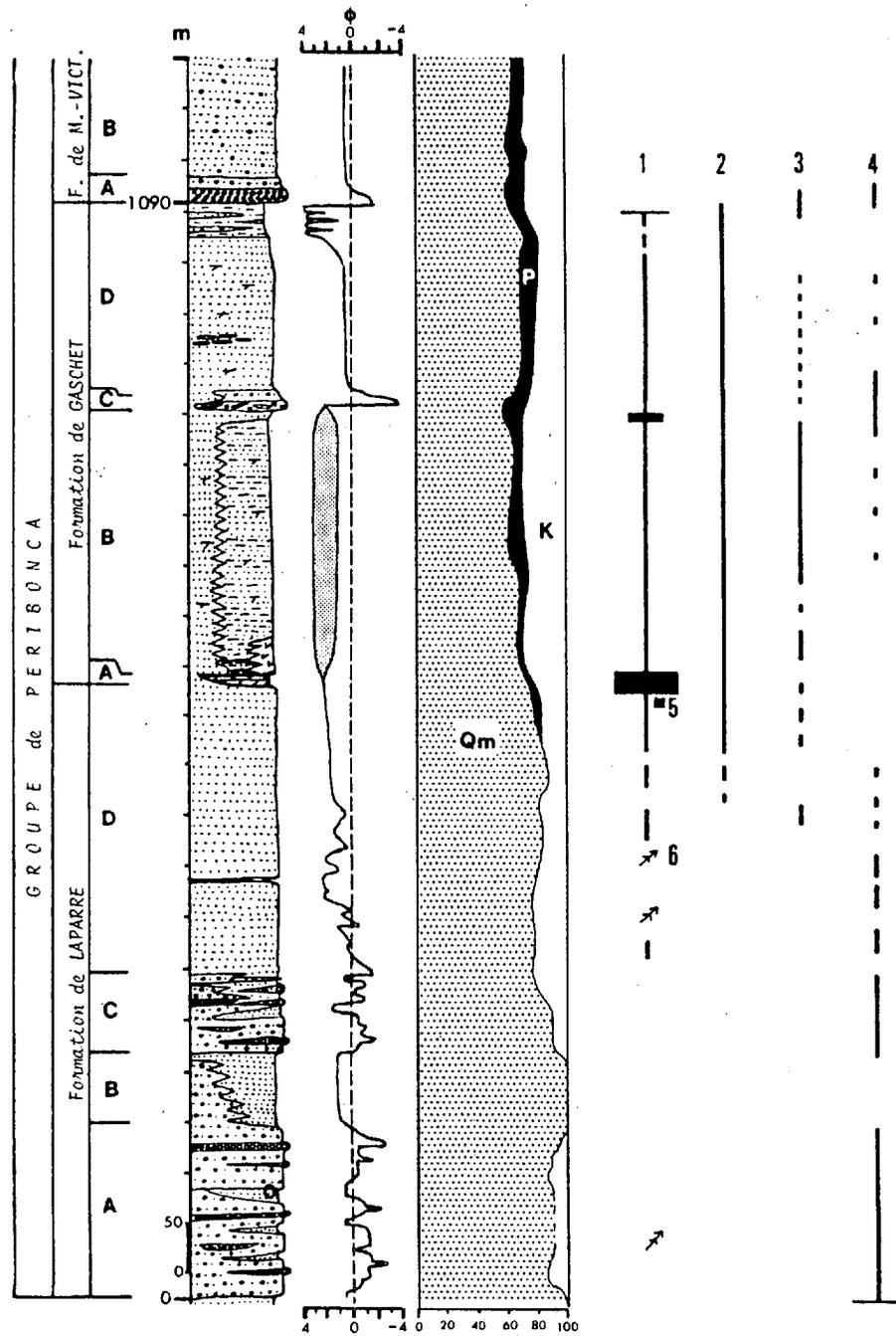


Figure 16: Caractérisation pétrographique du Groupe de Péribonca: granulométrie moyenne, composition de la fraction supérieure à 0,0625 mm et particularités. Quartz (Qm) où les monocristallins dominent pour les tailles inférieures à 2mm, plagioclases (P), feldspaths potassiques (K), dolomite (1), pyrolusite (2), fragments volcaniques? (3), jaspilite (4), moulage d'halite (5) et gypse (6). La magnésite se situe à l'intérieur du Membre A de la Formation de Gaschet. Le champs granulométrique du Membre B de la Formation de Gaschet implique des variations latérales de lithofaciès.

Formation de Laparre

La Formation de Laparre tire son nom du lac de même nom, au nord duquel se trouvent de beaux affleurements y appartenant. Cette formation comprend 4 membres: 2 conglomératiques et 2 gréseux (figure 7). Elle englobe les 182 m de base de la section-type définie par Chown et Caty (1973) pour le Membre A de la Formation de Pérignon (Membre D de la présente nomenclature), ainsi que les 3 nouvelles unités reconnues (membres A, B et C).

Les sections-types des membres A, B, et C de la Formation de Laparre sont décrites à l'appendice VII. Le Membre C, définissant une unité conglomératique, pourrait correspondre aux lits de conglomérat polymictite retrouvés à la hauteur de 91 m sur la section-type de Chown et Caty (1973). Ceci paraît vraisemblable, d'autant plus que la carte isopaque laisse voir une diminution importante de l'épaisseur dans cette région (figure 9 pour la localisation de la section-type de Chown et Caty, et figure 17b pour la carte isopaque). Cependant, vu l'importance des unités conglomératiques dans le centre du bassin et la disponibilité de l'information, il convient de préciser la stratigraphie de ces unités inférieures.

Située à la base du Groupe de Pérignon, la Formation de Laparre repose donc en concordance sur le Groupe d'Indicator, et est surmontée par la Formation de Gaschet. Le contact inférieur présente des évidences de ravinement (planche XI b); de plus elle transgresse sur le socle à la section F (figure 10).

Membre A (Formation de Laparre)

D'une puissance variant entre 5 et 165 m, le Membre A de la Formation de Laparre est davantage représenté dans le centre du bassin (tableau 4, figures 11 et 17a).

Le Membre A de la Formation de Laparre repose en concordance sur le Membre B de la Formation de Shikapio et est surmonté par le grès du Membre B de la Formation de Laparre (figure 7). Il est constitué essentiellement de conglomérats polymictes alternant avec des grès conglomératiques et quelques lentilles de grès. En affleurement, les conglomérats se présentent généralement dans des chenaux encastrés dans l'unité inférieure. Le caractère ravinant est souligné par la présence de fragments de grès et d'esquilles d'argilite rouge provenant de l'unité sous-jacente.

De nature feldspathique, les conglomérats du Membre A de la Formation de Laparre contiennent plusieurs types de clastes: quartz, granite, pegmatite, micro-pegmatite à texture graphique, jaspilite, chert noirâtre, chert rouge, grès quartzifère et argilite. La taille des éléments clastiques peut atteindre 20 cm, et l'éroussé passe de subanguleux à arrondi. Le caractère prépondérant des conglomérats est sûrement la présence de fragments de jaspilite. La stabilité de la jaspilite et sa couleur rouge-brique en font un bon marqueur stratigraphique (planche XI a et c).

A plusieurs endroits, les feldspaths potassiques prennent

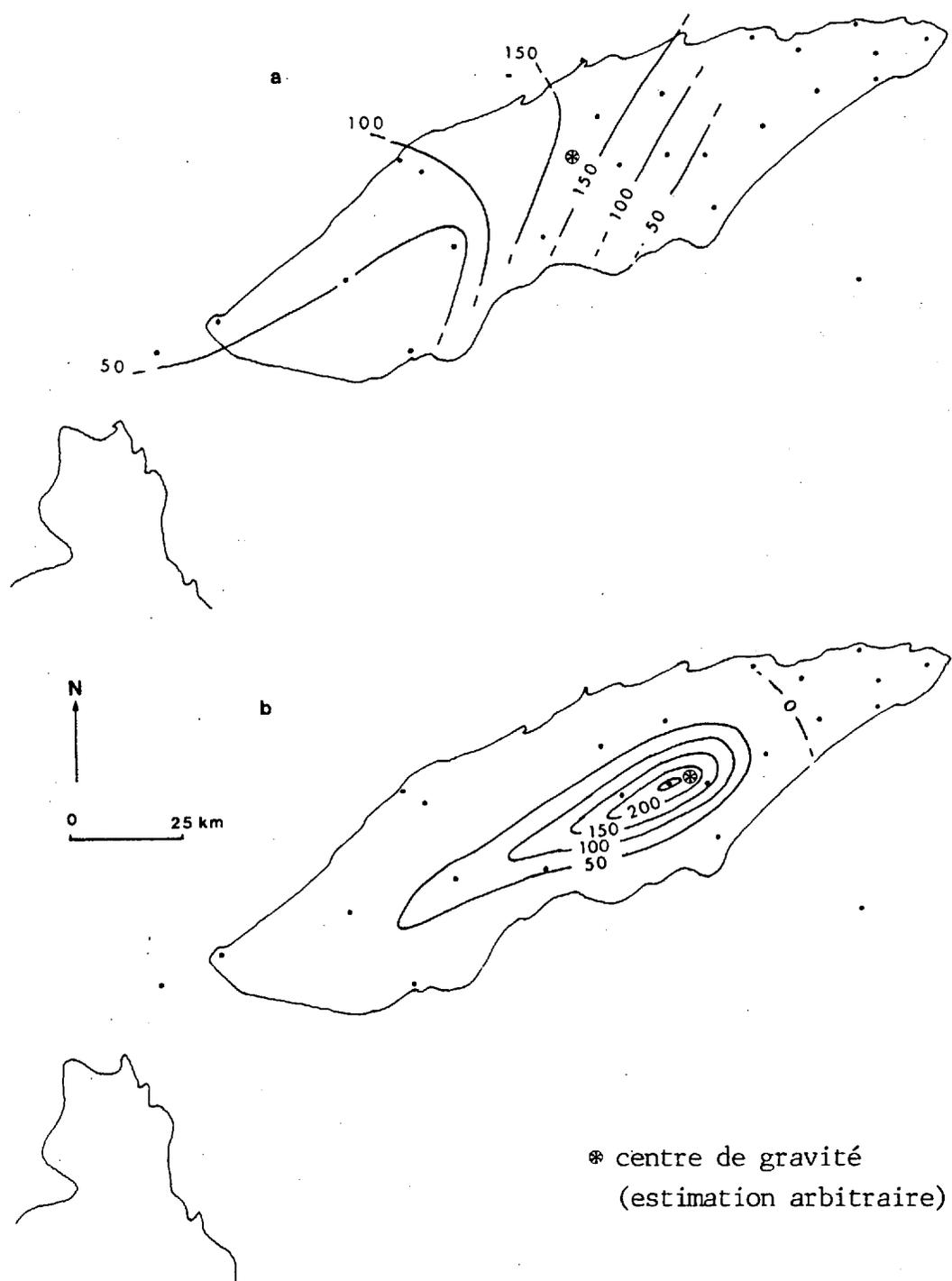


Figure 17: Cartes isopaques des membres A (a) et C (b) de la Formation de Laparre (en mètres). Le contour 0 m n'est pas défini à cause de la limite d'érosion.

une teinte orangée, résultat d'une hématitisation secondaire. Quelques niveaux de grès conglomératique de la section R présentent un ciment d'anhydrite et de magnésite en plus du ciment siliceux (planche XI h), ce qui explique peut-être la présence de fantômes aciculaires dans cette même unité au sud du lac Novet (planche XI g).

Le Membre A de la Formation de Laparre passe graduellement au grès du Membre B (figure 16).

Membre B (Formation de Laparre)

Le Membre B de la Formation de Laparre est compris entre les membres conglomératiques A et C. Sa puissance varie entre 18 et 257 m (figure 11 et tableau 4).

Le Membre B de la Formation de Laparre est constitué de grès feldspathiques et quartzifères, bien triés, à grains subarrondis. Des éléments de chert ferrugineux sont noyés dans la masse. Les feldspaths potassiques sont partiellement altérés en illite et kaolinite, ce qui augmente la fraction argileuse. Le ciment est surtout composé de silice secondaire.

Membre C (Formation de Laparre)

Le conglomérat du Membre C de la Formation de Laparre, d'une puissance variant entre 12 et 276 m, repose sur le membre gréseux B et est surmonté par celui du Membre D (figures 7 et 16).

Les variations d'épaisseur démontrent un contrôle de l'accumulation suivant un axe de direction ENE (figure 17b).

La composition de la fraction détritique est semblable à celle du Membre A. Cependant, au nord du lac Margat (section G sur la figure 10), la taille et la morphologie des éléments, une abondante matrice arkosique et l'absence de lits bien définis suggèrent une dynamique différente (planche XI d, e et f).

Membre D (Formation de Laparre)

Le Membre D de la Formation de Laparre est constitué d'une épaisse séquence de grès laminé, conglomératique à la base et s'affinant vers le sommet (figure 15 et planche XII). Sa puissance varie entre 50 et 371 m. Le Membre D est transitionnel avec le Membre C sous-jacent, et est surmonté par la Formation de Gaschet: soit les carbonates du Membre A, ou soit les grès du Membre B (figure 11). Lorsqu'il est surmonté par l'unité de carbonate, le Membre D se termine alors par une séquence de grès massif plus fin (planche XII).

Les grès du Membre D de la Formation de Laparre se

caractérisent par la présence de ciment dolomitique, l'apparition de plagioclases (albite et oligoclase), l'apparition de fragments de rhyolite à texture perlitique, la présence occasionnelle de ciment gypsifère, un ciment secondaire de chert et de silice, et la rythmicité granulométrique des couples de laminae (figure 16 et planche XIII).

L'orthose et le microcline peuvent constituer jusqu'à 20% de la fraction terrigène. Les grains sont subarrondis à arrondis lorsque les grès laminés sont moyens à très grossiers, et anguleux à subarrondis lorsqu'ils sont fins et très fins. Les principaux minéraux accessoires sont la pyrolusite et l'hématite.

La matrice, constituée d'argiles secondaires séricitisées, atteint rarement 10%.

Au centre du bassin, dans les sections R et S, le Membre D contient un lit de matériel pyroclastique (?) au-dessus duquel les grès sont plus riches en minéraux lourds (planche XII a).

Formation de Gaschet

La Formation de Gaschet doit son nom au lac de même nom situé au centre du bassin, où affleure une épaisse séquence de grès silteux typique. Elle correspond aux 16 derniers mètres de la section-type du Membre A et aux 75 premiers mètres de la section-type du Membre B, membres définis par Chown et Caty (1973) pour la Formation de Péribonca (figure 7). L'information

recueillie permet de subdiviser la Formation de Gaschet en 4 membres (figure 11, et appendice VII pour les sections-types).

La Formation de Gaschet repose sur le grès du Membre D de la Formation de Laparre, et est surmontée par la Formation de Marie-Victorin (figure 7). Elle se caractérise par un assemblage de carbonates et de sédiments terrigènes riches en pyrolusite et en hématite, ainsi que par d'importantes variations latérales dans les lithofaciès du Membre B.

Membre A (Formation de Gaschet)

Se biseautant vers le nord, le Membre A de la Formation de Gaschet, constitué essentiellement de carbonates, repose sur les grès fins d'aspect massif du Membre D de la Formation de Laparre, et est surmonté par les grès silteux et siltites argileuses rouges du Membre B de la Formation de Gaschet. D'une puissance variant entre 0 et plus de 50 m (figure 18), le Membre A de la Formation de Gaschet n'affleure que très peu au nord-est du lac Indicateur ainsi que dans la région des monts Marie-Victorin. Cependant, les forages ont mis en évidence son omniprésence sous les grès silteux et siltites rouges du Membre B (section N, Q et S sur les figures 9 et 11).

Les données actuelles, établies dans un même axe (figure 18), ne permettent pas de préciser la géométrie de cette unité, ni son extension vers le sud. Une continuité a été interprétée

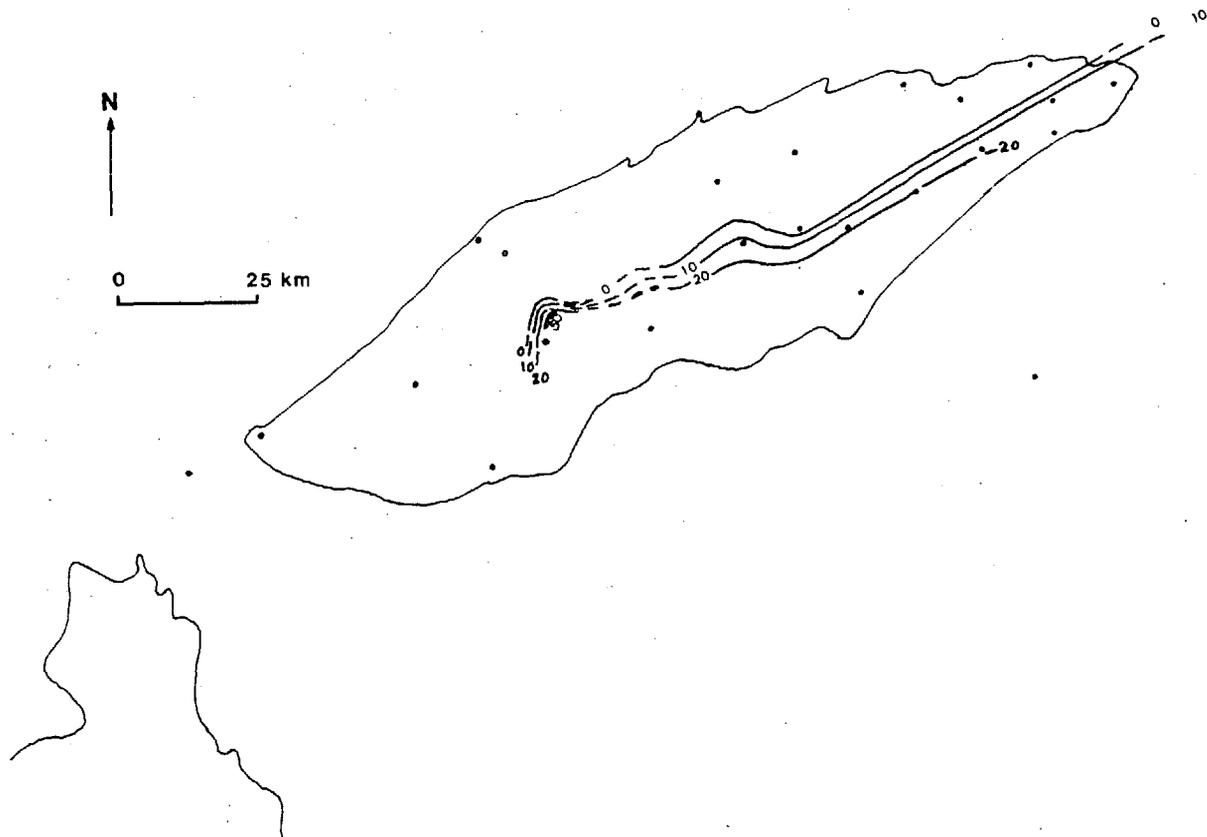


Figure 18: Carte isopaque des carbonates du Membre A de la Formation de Gaschet (en mètres), puissances soulignées par les figurés.

)
entre les carbonates de la région du lac Gaschet et ceux du lac Indicateur (feuillet B en pochette), mais celle-ci demeure très hypothétique. Cependant, pour des raisons de contexte stratigraphique, il semble tout indiqué de considérer la présence de carbonates dans la région de la rivière Kaawiisk, au coeur du synclinal.

Dans la région du lac Indicateur, les carbonates sont représentés par un assemblage de magnésite et de dolomie (Genest, 1985). La magnésite, décrite dans les levés de sondage comme une dolomie blanche siliceuse ou une porcelanite, est caractérisée par une brèche synsédimentaire à éléments bien triés et granoclassés (planche XIV g). Les éléments de la brèche sont micritiques, de forme irrégulière mais d'aspect sphéroïdal en lame mince, et liés par un ciment secondaire de magnésite légèrement altérée en brucite (planche XIV h).

La dolomie, dont la structure originale laminée est bien marquée par les variations de teinte, offre des caractères bréchiques de trois types: brèche de glissement synsédimentaire (planche XIV f), brèche intraformationnelle sans déplacement apparent et brèches diagénétiques précoces rappelant certaines structures entérolithiques rencontrées dans des dépôts évaporitiques (planche XIV e). A ces types de brèche viennent se surimposer des contraintes tectoniques, des apports hydrothermaux ainsi que des effets karstiques et/ou paléokarstiques, d'où l'aspect chaotique des carbonates.

Dans les autres régions concernées par le Membre A, la

magnésite n'est pas exprimée.

La dolomie des sections Q et S est encore plus altérée que celle du lac Indicateur (section N), et offre une gamme d'assemblages qui est davantage fonction de l'hydrothermalisme (planche XV a à f).

Dans la région du lac Magneron (section T), la base de l'unité, bien préservée, présente des alternances de laminations de dolomite, de calcite et de grès, dont quelques unes sont enrichies en pyrolusite. Certaines laminations et certains amas globulaires de dolomite contiennent des évidences de pseudomorphose de sel, comme en témoignent les vestiges de pellicules concentriques d'hématite et de pyrolusite, de forme générale cubique (planche XIV c et d).

A la section V, la puissance du Membre A est réduite à une dizaine de mètres. La dolomie de cette région se présente en structures encroûtantes (planche XIV a et b) et contient des nodules de chert.

Membre B (Formation de Gaschet)

Le Membre B de la Formation de Gaschet repose tantôt sur les carbonates du Membre A, tantôt sur le grès laminé du membre D de la Formation de Laparre, et est surmonté par le conglomérat polymicte du Membre C (figure 11). D'une puissance pouvant atteindre 279 m, le Membre B présente d'importantes variations

latérales de faciès (figure 19a et planche XVII c). Ces lithofaciès reflètent directement la présence ou l'absence des carbonates sous-jacents, ainsi que leur puissance: plus importante sera l'unité de carbonates, plus fin sera le matériel du Membre B sus-jacent.

La composition est sans contredit le dénominateur commun des lithofaciès assignés au Membre B (figure 20). Les grès, grès silteux et siltites argileuses du Membre B sont arkosiques à ciment dolomitique. Ces lithofaciès possèdent d'autres similitudes: enrichissement en pyrolusite (planche XVII e, f et g), présence de gypse, présence de fragments volcaniques (?) et contenu en plagioclases (albite et oligoclase).

Les grès du Membre B forment de grandes structures entrecroisées caractérisées par des ensembles de laminations parallèles, interprétées comme des dunes éoliennes (planche XVI a à g). Dans la région du lac de la Girafe, certaines dunes peuvent atteindre 500 m de longueur d'onde. Dans cette même localité (section R), les grès de cette unité, riches en Mn (planche XVII e), sont constitués de grains arrondis et mats bien triés. Le lessivage du ciment a causé une porosité secondaire importante.

Le grès passe rapidement au grès silteux. Dans la région du lac de la Girafe, ce passage est signalé par la présence de quelques lits de grès silteux lie-de-vin qui s'intercalent dans les grès roses. Cependant, il y a très peu de ces lits, et la transition s'opère rapidement entre le grès et la siltite de la région du lac Gaschet; tandis que dans l'est du bassin, ce

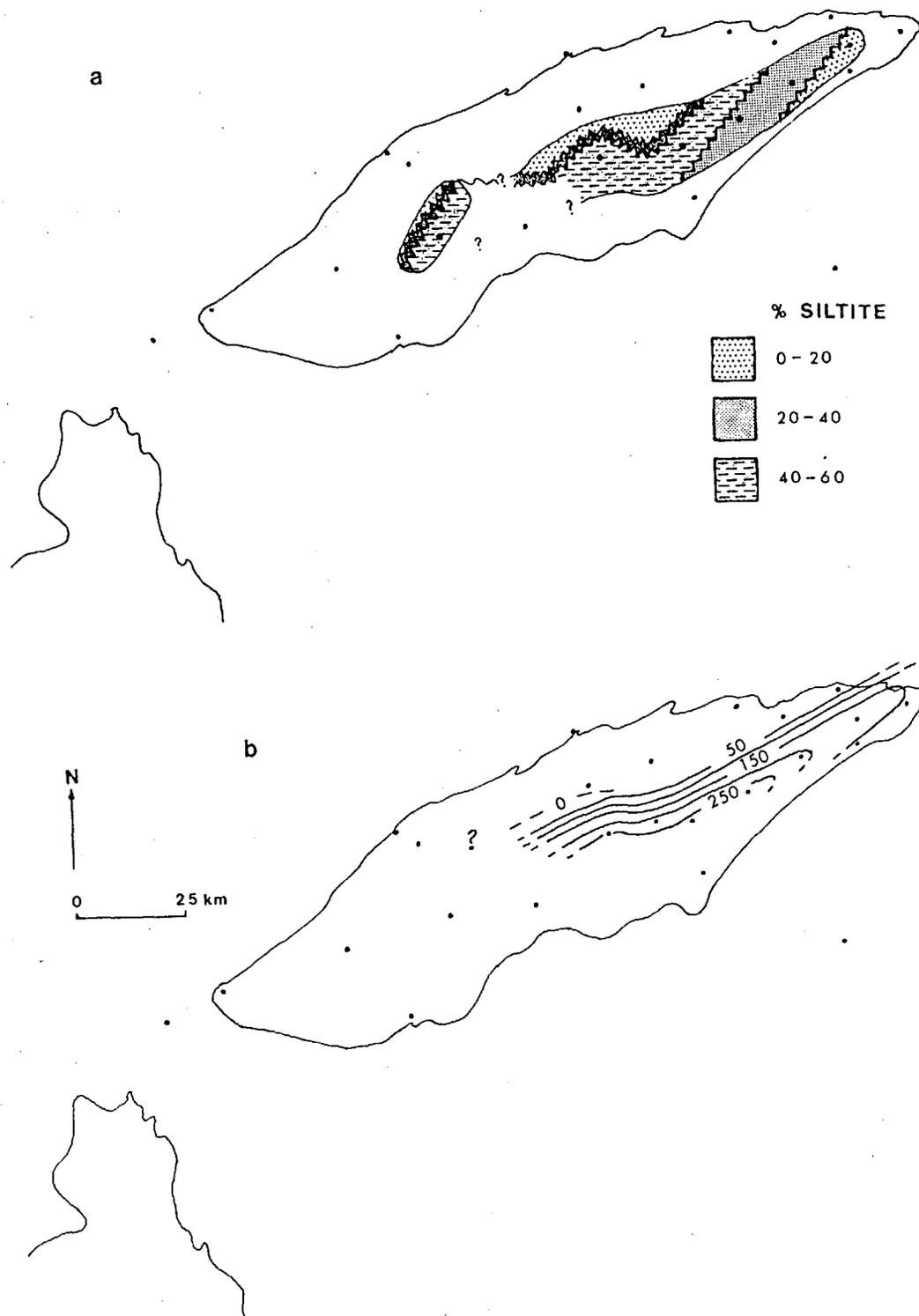


Figure 19: Membre B de la Formation de Gaschet: variations de lithofaciès (a) et carte isopaque en mètres (b).

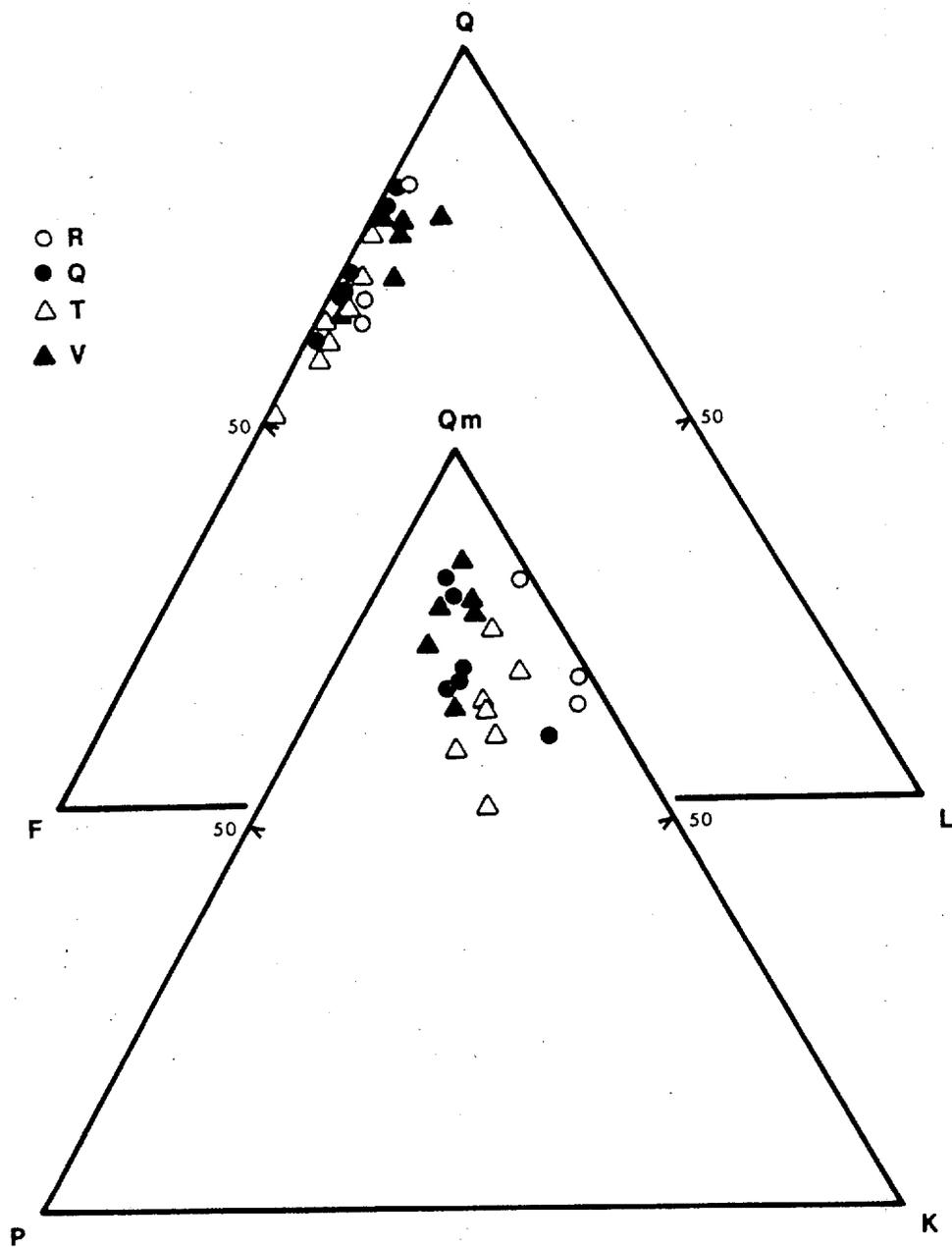


Figure 20: Composition des grès du Membre B de la Formation de Gaschet aux sections R, Q, T et V. Voir la figure 9 pour la localisation des sections, et l'appendice IV pour la définition des paramètres.

passage est marqué par une unité transitionnelle contenant de 20 à 40 % de matériel silteux (figure 19b).

Le grès silteux définit donc un lithofaciès de transition (planche XVII d). Il est bien représenté en fin de séquence dans le centre du bassin (section Q) et dans la région des monts Marie-Victorin (section U et V), et est caractérisé par des structures de rides entrecroisées (planche XVI h et i).

La siltite rouge du Membre B affleure dans la région du lac Indicateur et dans la région du lac Gaschet. Elle apparaît aussi dans les sondages de la région du lac du Fantôme (section S). Invariablement, elle surmonte les carbonates du Membre A.

La siltite du Membre B se présente en séquence inverse: les lits d'argilite rouge de la base passent à une siltite argileuse, et à une siltite. Puis au sommet, la siltite cède la place à un grès silteux. Tous les sédiments de cette unité silteuse sont caractérisés par une teinte rouge, des taches de réduction beiges (planche XVII j et k), des cavités de dissolution, des rhomboèdres de dolomite poïkilotopique, des veinules bréchifiées de calcite et 25 % de ciment dolomitique. Certains fragments ont l'aspect de lapilli de ponce hématitisée, mais il apparaît impossible de préciser l'importance de la contribution pyroclastique pour deux raisons majeures: l'angulosité de la fraction silteuse qui se rapproche de celle des échardes de verre, et la corrosion des éléments clastiques.

Les grès du Membre B de la Formation de Gaschet contiennent des lits de dolomie gréseuse (planche XVIII a) et des lits de

dolomie (planche XVIII c et d). Les lits de dolomie apparaissent au sommet de l'unité, aux sections Q, U et V. Leur épaisseur ne dépasse pas 50 cm, mais ils se superposent irrégulièrement en alternance avec des grès, et définissent un banc composite qui peut atteindre 2 m par endroit. La base du banc composite est plane, et la face supérieure est ponctuée de dômes plus ou moins hémisphériques résultant de la superposition de lentilles dolomitiques (planche XVIII d). L'examen de la composante détritique révèle la présence de structures fenestrales semblables à celles rencontrées dans certaines constructions bactériennes (planche XVIII e à g).

Membre C (Formation de Gaschet)

Le Membre C, d'une puissance maximale observée de 16 m, surmonte le banc dolomitique composite et le grès du Membre B (figure 11). Il est composé de conglomérat polymicté et de grès arkosique qui se présentent généralement en structures chenalissantes (planche XIX a à f). La présence de fragments de dolomie en fait un bon marqueur stratigraphique.

Le conglomérat polymicté du Membre C contient une fraction hétérogène allochtone et une grande proportion d'éléments de dolomie et de siltite rouge d'origine locale (planche XIX a et b). La fraction allochtone est représentée par des clastes de quartz, de feldspath, de pegmatite et autres granitoïdes.

Membre D (Formation de Gaschet)

D'une puissance pouvant atteindre 170 m dans la région du lac Magneron (section T), le Membre D n'est bien représenté que sur le plateau des monts Marie-Victorin. Dans la région du lac Gaschet, seuls les 16 premiers mètres affleurent. Le grès du Membre D repose sur le Membre C et est surmonté par le conglomérat du Membre A de la Formation de Marie-Victorin (figure 11). Certaines récurrences de conglomérat polymicte, génétiquement lié au Membre C, ont été observées dans le Membre D (planche XIX d et e).

Le Membre D comporte deux unités. L'unité de base, d'une épaisseur de 130 m, est constituée de grès arkosique laminé à ciment dolomitique, analogue au grès du Membre B. L'unité supérieure est composée de siltite et argilite rouges à taches de réduction, alternant avec des lits de grès (planche XIX g). Au sommet de l'unité, les lits d'argilite rouge présentent des fentes de dessiccation.

Formation de Marie-Victorin

Limitée au plateau des monts Marie-Victorin, d'où elle tire son nom, la Formation de Marie-Victorin, qui repose sur la Formation de Gaschet, offre une puissance de 146 m: puissance minimale à cause de sa limite d'érosion au sommet.

La Formation de Marie-Victorin, correspondant au sommet du Membre B de la Formation de Péribonca (Chown et Caty, 1973), a été subdivisée en 2 unités: un membre conglomératique (A) et un membre gréseux (B). Les sections-types sont décrites à l'appendice VII. Les deux membres sont caractérisés par une forte hématitisation qui confère aux feldspaths une teinte orangée (planche XX a à c).

Membre A (Formation de Marie-Victorin)

D'une puissance maximale de 26 m, le conglomérat du Membre A se présente en contact ravinant sur les siltite et argilite rouges du Membre D de la Formation de Gaschet, et est surmonté par le grès du Membre B (figure 11). Il constitue un dépôt uniforme de granules et de cailloux généralement disposés en séquences granoclassées. Les tailles maximales observées sont de 2,5 cm pour les cailloux de quartz et de granitoïde subarrondis, et de 7 cm pour les esquilles d'argilite dérivées de l'unité inférieure.

Dans la région du lac Magneron (section T), les granules de quartz sont très arrondis, mats et enrobés d'hématite; et les lits, franchement granoclassés, se terminent par des passées silteuses (planche XX c).

Membre B (Formation de Marie-Victorin)

Le Membre B, d'une puissance de 120 m dans la région du lac du Frappe-à-Bord (section U), est composé de grès arkosique rouge très hématitisé à ciment siliceux. Ce grès est bien trié, et constitué de grains bien arrondis enrobés d'hématite (planche XX e).

Les feldspaths, d'apparence blanchâtre, présentent une teinte orangée en cassure fraîche.

Intrusions de gabbro et autres lithologies associées (Gabbro d'Otish) (planches XXI à XXV)

Le Gabbro d'Otish, lithodème reconnu par Bergeron (1957), représente un complexe tholéiitique stratiforme coiffant les lithologies du socle archéen et du Supergroupe d'Otish. Il couvre une superficie de plus de 1,500 km². En plus du complexe stratiforme, l'unité lithodémique comprend aussi les dykes nourriciers et d'autres roches mafiques finement cristallisées ou aphanitiques d'aspect basaltique, observées principalement dans les unités du Groupe de Péribonca de la région des monts Marie-Victorin (Genest, sous presse).

La vaste couverture stratiforme, atteignant plus de 200 m dans certaines régions, se présente en surface d'érosion. Elle est limitée à l'ouest par l'axe Indicateur, et est partagée en

deux grandes zones d'affleurements: la bordure nord et la zone des lambeaux de sédiments au sud (figure 21a). Partout où elles présentent des puissances importantes, les structures tabulaires de gabbro surmontent les sédiments ou le socle (tableau 4); et seuls quelques petits filons-couches pouvant atteindre jusqu'à 5 m d'épaisseur ont été observés sur la bordure nord du bassin. Cette remarque est d'ailleurs appuyée par l'absence de gabbro dans les sondages profonds exécutés dans le centre du bassin (sections P et R, figures 9 et 11). Les quelques minces niveaux de roches basiques ont plutôt l'aspect de basaltes ou de tufs altérés. L'épaisseur des dykes rencontrés varie entre 5 et 50 m.

Travaux antérieurs

Chown (1970) a reconnu 3 filons-couches majeurs de gabbro au nord du lac Pluto: filons-couches de Margat, Novet et Conflans. Comme ces filons-couches se présentent toujours au sommet des sections stratigraphiques, qu'ils se situent tous à une cote topographique semblable et que ceux-ci sont limités à une zone superficielle et restreinte (coupe verticale BB' sur la figure 68 en pochette), cette subdivision n'apparaît pas applicable.

Dans le but de préciser les corrélations stratigraphiques avec le Supergroupe huronien, Fahrig et Chown (1973) ont étudié le paléomagnétisme des gabbros. Le pôle obtenu se situe entre ceux des intrusions de Nipissing et de Sudbury, et la

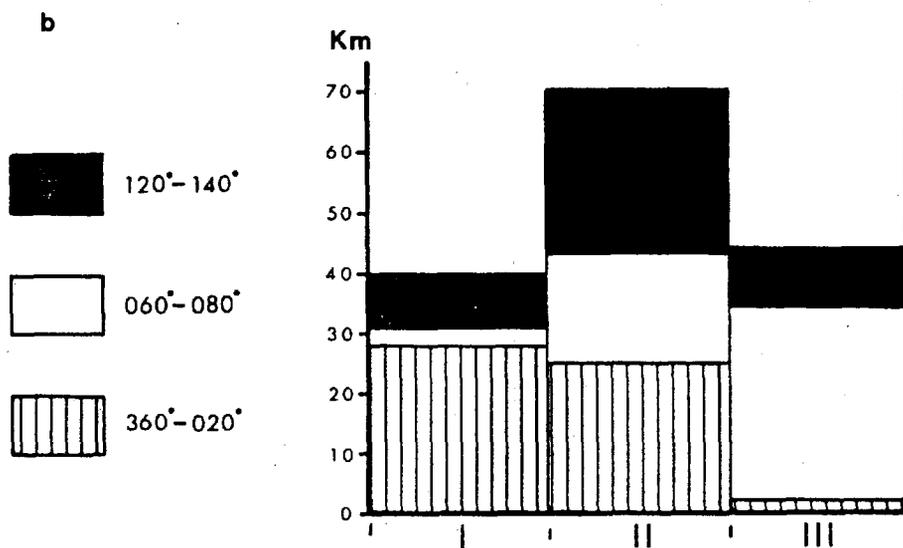
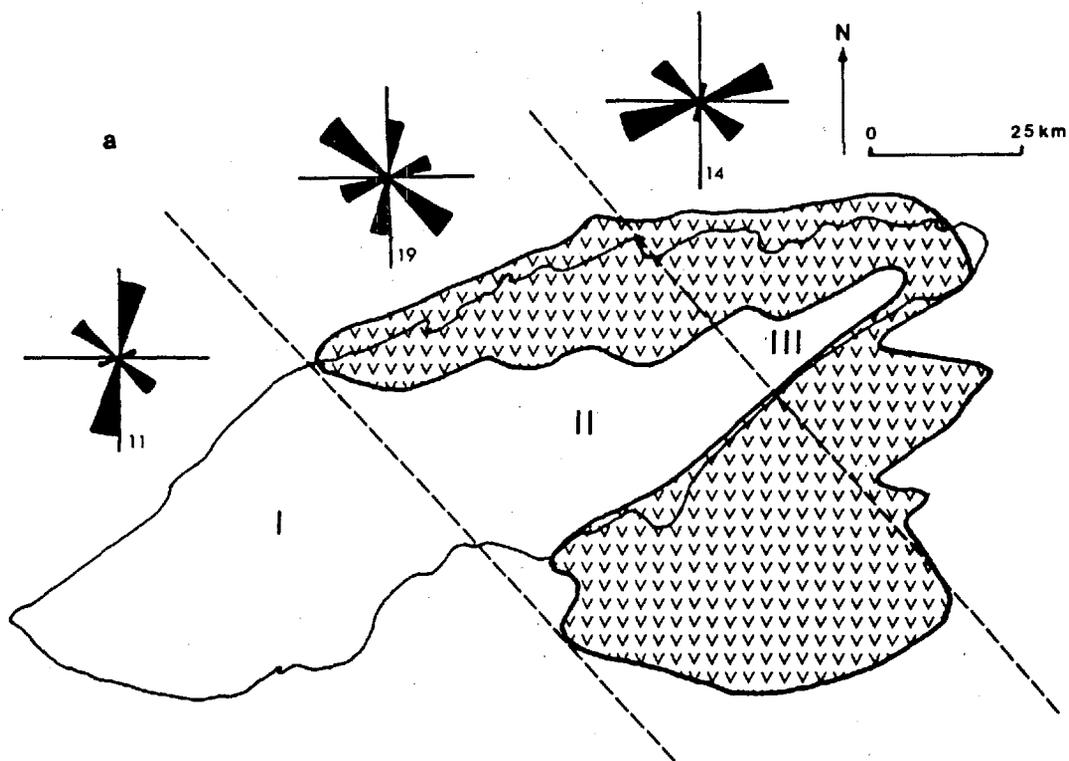


Figure 21: Distribution des gabbros d'Otish (unité 14). a) Limite actuelle idéalisée des structures stratiformes (figuré) et distribution des dykes de gabbro et de dolérite selon 3 domaines structuraux. b) Kilométrage cumulé des 3 familles de dyke pour chaque domaine établi.

magnétisation des gabbros correspond à une latitude de 60° N.

Dans son étude structurale sur la partie nord-est du Bassin d'Otish, Chown (1979) a analysé la fracturation des gabbros. Et plus récemment Chown et Archambault (1987) se sont intéressés à leur mode de mise en place.

Description du Gabbro d'Otish

Le sommaire pétrologique qui suit, tiré de Genest (sous presse), est fondé sur les observations et analyses de l'auteur. Bien que le Gabbro d'Otish n'ait pas fait l'objet d'une étude exhaustive, les données de forages, le cadre lithostratigraphique nouvellement établi et les observations récentes ont permis d'en préciser les relations avec l'encaissant. Lors des travaux de terrain, une attention particulière était portée aux contacts gabbro/grès ainsi qu'à la recherche de lithologies pouvant être associées aux gabbros, telles les dolérites et basaltes. Lorsqu'il était possible de le faire, les grès sous-jacents aux gabbros étaient étudiés en détail et échantillonnés afin d'analyser les altérations.

Description pétrographique

Le Gabbro d'Otish constitue une épaisse séquence stratiforme

à cristallinité augmentant vers le sommet: soit aphanitique à la base jusqu'à pegmatitique(>1cm).

Les gabbros, d'affinité tholéitique (Chown et Archambault, 1987), sont caractérisés par des textures ophitiques ou subophitiques, et par un assemblage de plagioclases (labrador, environ 35%), de clinopyroxènes (augite, environ 45%), de minéraux accessoires (environ 2%: ilménite, titano-magnétite et pyrite) et de quelques produits d'altération (planche XXIII d à g). En plus d'une altération en serpentine, chlorite et calcite affectant toute la roche, l'augite est parfois ouralitisée (actinote et hornblende). Les plagioclases offrent une chloritisation et une séricitisation prononcées. De plus, une altération hydrothermale dans des zones de faille à entraîné la saussuritisation de nombreux amas de plagioclases et le développement d'épidote (planche XXIII m et n). L'albite et le quartz représentent quelques sous-produits des altérations. A certains endroits, des joints subhorizontaux d'amiante ont été observés.

Les bordures figées font de 50 à 150 cm d'épaisseur, et se caractérisent par une pâte aphanitique où flottent quelques phénocristaux de plagioclases séricitisés. Quelques mesures d'imbrication de microphénocristaux sur des échantillons orientés, faites selon les critères de Blanchard et al. (1979), indiquent un écoulement vers le sud (de gauche à droite sur la planche XXIII o). Généralement, la bordure figée est le siège d'un cisaillement lié à l'écoulement, qui développe un système de

fissures en échelons parallèle au contact avec l'encaissant, que ce soit un dyke ou un corps lité.

Des dykes de dolérite amygdalaire ont été observés sur les monts Marie-Victorin et à l'est du lac Indicateur. Au sud du lac de la Chance, un dyke de dolérite 060° de 5 m d'épaisseur fait plus de 2 km de longueur. Des dykes identiques affleurent dans les environs des lacs Magneron et du Crachin, mais ceux-ci sont mal définis. Quant à celui du lac Indicateur, il est de direction générale 010°, mais son épaisseur et son extension sont inconnues. Les amygdules de dolomite, de chlorite et de chert résultent vraisemblablement d'une dégazéification dans un environnement hypovolcanique (planche XXIII h à l).

Position stratigraphique

Sur la bordure nord du bassin les gabbros surmontent le grès de la Formation de Shikapio. Aux sections F et G, ils reposent sur les conglomérats de la Formation de Laparre, puis débordent même ceux-ci et affleurent directement sur le socle (figures 9 et 11).

Dans le centre du bassin et particulièrement dans la région des monts Marie-Victorin, les gabbros semblent passer latéralement à des filons-couches de dolérite stratigraphiquement associés aux grès et siltites rouges du Membre B de la Formation de Gaschet. En effet, sur le versant nord des monts

Marie-Victorin, entre les régions du lac du Frappe-à-Bord et du lac Esther-Blondin, à trois endroits totalisant environ 1 km d'affleurements sur une distance de 12 km, les filons-couches de dolérite, qui ont localement l'apparence de coulées basaltiques, sont interstratifiés avec des grès du Membre B de la Formation de Gaschet (planches XXI d et XXII e).

Dans la région des lambeaux de sédiment au sud du bassin, les gabbros surmontent les sédiments du Supergroupe d'Otish, et laissent paraître de nombreuses fenêtres de grès.

L'abondance de certains éléments (Fe, Mn, Mg, Ca,) dans les lits rouges du Groupe de Péribonca n'est sûrement pas étrangère à cette liaison spatiale avec les gabbros, comme c'est généralement le cas avec les basaltes de plateau.

Interfaces gabbro/grès

Les dykes de gabbro, pouvant atteindre 50 m d'épaisseur sur la bordure nord du bassin, présentent des contacts francs rectilignes et un système de fissures en échelons dans la bordure figée (planches XXI et XXII), comme l'ont d'ailleurs observé Chown et Archambault (1987) à la semelle des structures tabulaires. Le système de fissures en échelons est parallèle au contact, donc orienté dans la direction du dyke (figure 22b). Ces structures sont liées à l'écoulement laminaire du magma, et répondent au cisaillement induit par l'augmentation du

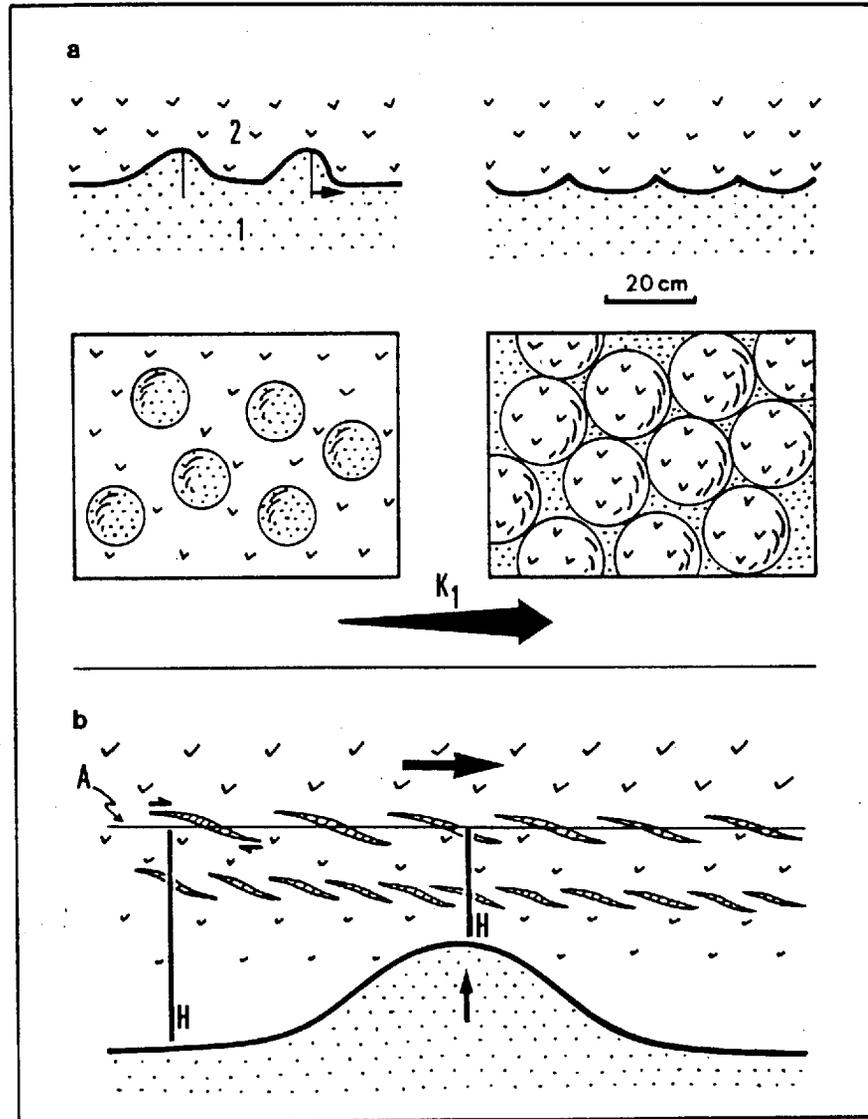


Figure 22: Structures observées à la semelle des gabbros (2). a) Structures en boule associées à la compaction: le coefficient de viscosité des grès (K_1) augmente de gauche à droite. Noter l'asymétrie de certaines boules (en haut à gauche) dont la déviation concorde avec les quelques mesures de transport effectuées sur les systèmes de fissures en échelon. b) Système de fissures en échelon, associé à la bordure figée et généralement bien développé autant aux parois des dykes qu'à la semelle des structures tabulaires. Les plans de cisaillement sont réguliers et non affectés par les déformations en boule (H), d'où la précocité imputée à celles-ci.

coefficient de viscosité par abaissement de température: processus décrit par Pollard et Johnson (1973) et Pollard et al. (1982), et lié à la croissance des corps intrusifs. Deux mesures de direction de transport effectuées sur des plans de cisaillement bien préservés dans les gabbros au nord des lacs René-Richard et du Crachin appuient les interprétations faites à partir des imbrications de microphénocristaux, soit un écoulement vers le sud.

Alors que les dykes présentent des contacts francs, les interfaces subhorizontales sont plutôt accidentées et irrégulières. D'après des critères morphologiques, les déformations sont de deux types. Un premier, d'ordre métrique à pluridécamétrique, est lié aux effets tectono-magmatiques; et le deuxième, d'ordre décimétrique, est associé à la compaction.

L'interface gabbro/sédiments du complexe stratiforme est généralement monoclinale vers le sud-est, mais présente des irrégularités de premier ordre sur la bordure nord du bassin. Dans la région du lac Manet nous avons observé un dyke orienté 200° , incliné à 45° vers le N (planche XXI c), et dans la région du lac Conflans l'interface s'approfondit vers le sud-ouest par saccades. Ces deux observations suggèrent un affaissement du centre du bassin. Pour Chown et Archambault (1987), la géométrie complexe des gabbros, principalement sur la bordure nord du bassin, se compare à celles des structures annulaires, et les déformations observées répondent à des mécanismes intrusifs tels que suggérés par Pollard (1973).

Johnson et Pollard (1973) et Pollard et al. (1982), où le complexe s'édifie à partir d'un réseau de dykes et de filons-couches.

L'examen des semelles de gabbro révèle la présence de nombreuses déformations de compaction en boules résultant des différences de viscosité entre les deux matériaux (planche XXII h et figure 22a): déformations comparables à celles observées par Anketell et Dzulyński (1968) dans des sédiments de viscosités différentes, et se rapprochant des déformations géantes observées par Needham (1978) au contact de basaltes sur des sédiments saturés en eau. Comme les déformations n'ont pas affecté les systèmes de fissures en échelons, leur genèse doit être considérée comme précocée. Lorsque le coefficient de viscosité du grès est plus grand que celui du gabbro, les boules de gabbro sont serrées, et des stylolithes et structures en flamme se développent (planche XXII i). Lorsque les coefficients de viscosité sont semblables, les boules sont dispersées; et le développement de boules de grès dans la semelle du gabbro est compensé par le fluage du gabbro dans le grès (figure 22a).

Enclaves

Une enclave de grès dolomitique albitisé a été observée à la base de l'unité de gabbro, à la hauteur du système de fissures en échelons, sur la montagne au nord-ouest du lac Pluto, près de la

section G. Une enclave de dolomie se présente dans des conditions analogues dans la région du lac Indicateur (planche XXIV a).

Dans le sud du bassin, entre les sections R et W, non loin d'un dyke de sédiment, un affleurement de gabbro présente un agglomérat de cailloux de quartz et de métasédiments qui baignent dans une pâte à texture moyennement grenue (planche XXIV b à h). La fabrique est non-jointive et une bordure de réaction (chlorite) marque le pourtour des fragments. Fabrique et bordure de réaction tendent à démontrer une prise en charge par le gabbro de sédiments non lithifiés.

Au sud-est du lac Conflans (section J sur la figure 9), une enclave de 10x2,5x3 m de migmatite fut observée juste au contact gabbro/sédiments. A cet endroit le gabbro est concordant à la stratification, sans enracinement proximal. La bordure figée autour de l'enclave est légèrement bréchifiée. A la base de l'enclave, le système de fissures en échelons est atrophié près des côtés puis disparaît vers l'intérieur, suggérant un blocage partiel de l'écoulement. Ce bloc peut facilement trouver sa source à quelques kilomètres au nord, où affleure le socle constitué de gneiss granitique et de migmatite.

Altérations hydrothermales

En plus de l'altération caractéristique en calcite, chlorite et épidote développée dans les fissures en échelons du gabbro,

différentes altérations hydrothermales sont notées dans les grès sous-jacents, notamment dans la région du lac René-Richard (figure 23). Le flux thermique des gabbros a engendré des réactions qui se font sentir parfois jusqu'à une trentaine de mètres (planche XXV).

Au contact, sur 2 à 30cm, chloritisation et hématitisation prononcées marquent la bordure de cuisson. Sous cette éponte, on observe un lessivage intense des sédiments qui se traduit par la migration de fluides riches en carbonates et en hématite, et par la présence de "concrétions" globuleuses et de rubanement. Ces "concrétions", mesurant de 2mm à >10cm de diamètre, résultent d'une accrétion concentrique de ciments dolomitiques et ferrugineux autour d'un noyau à ciment plus siliceux. L'altération météorique ultérieure, responsable de l'érosion différentielle, permet de bien reconnaître ce niveau à l'affleurement par l'abondance des cavités de dissolution. Des rubanements de chlorite et d'hématite semblent donner la limite inférieure visible de la zone d'influence hydrothermale "per descendum". Cette zone est aussi le siège de silicification et d'albitisation importante, et occasionnellement d'épidotisation des sédiments.

A la section F, la partie basale du gabbro en contact avec les sédiments est constituée d'un assemblage d'albite et d'épidote (planche XXV i). Les déformations en boules observées à la semelle du gabbro quelques 800 m plus au nord (planche XXII f et g) et la nature deutérique des altérations ci-haut décrites

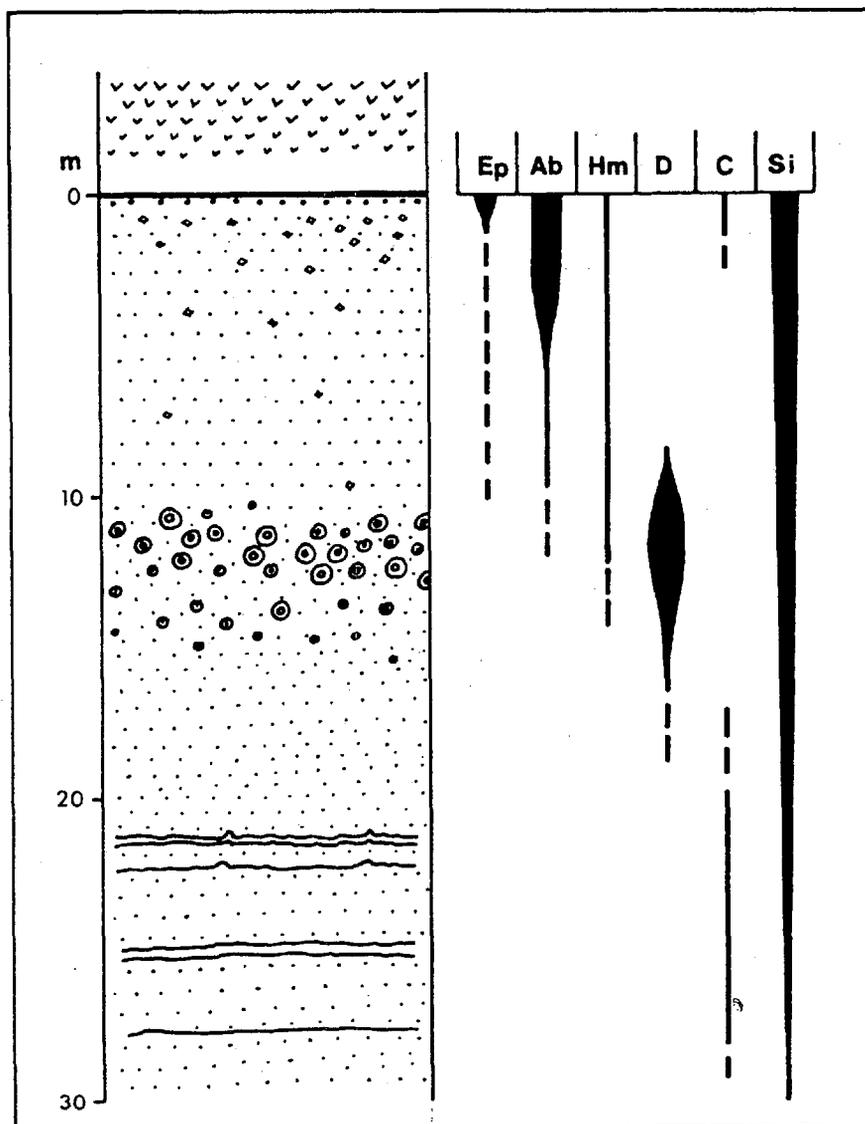


Figure 23: Principales altérations hydrothermales observées dans les 30 m sous-jacents aux gabbros dans la région du lac René-Richard (C-21): épidotisation (Ep), albitisation (Ab), hématitisation (Hm), carbonatation (D: principalement concrétions dolomitiques et métallifères), chloritisation (C: surtout concentrée dans des joints stylolitiques) et silicification (Si).

(spilitisation?), arguent une fois de plus en faveur d'une mise en place dans un environnement saturé en eau.

Mise en place

Trois familles de dykes ont été identifiées: 010°, 070° et 130° (figure 21b). Ces dykes nourriciers présentent habituellement un pendage vers l'extérieur du bassin: ouest pour les dykes 010° concentrés dans l'ouest du bassin; nord pour les dykes 070° concentrés dans l'est du bassin; et vers le nord-est ou vertical pour les dykes 130° qui se trouvent surtout au centre du bassin (figure 21). Cette disposition suggère un affaissement du centre-sud du bassin.

Au nord-ouest du lac de la Girafe, un dyke 135° vertical recoupe un corps stratiforme de gabbro épidotisé. Ce dyke fait environ 5 m de largeur et présente aux contacts avec l'encaissant, les systèmes de fissures en échelons caractéristiques (planche XXI e et f). Fait intéressant à noter: les tranchées de l'indice minéralisé polymétallique G-21 sont dans le coeur du dyke. Il faut donc faire intervenir deux phases de mise en place dans ce secteur, où une étude géochronologique pourrait être utile.

A la base du Membre D de la Formation de Laparre dans la région des lacs de la Girafe et du Fantôme, un lit à aspect de tuf volcanique altéré a été observé (sections R et S sur les

figures 9 et 11, et planche XII a). Dans les deux régions, la fluidalité est démontrée par l'alignement de minéraux opaques et l'orientation des débris. Fait à remarquer: le grès au dessus de ce lit est contaminé par des minéraux lourds (non identifiés) provenant du lit de tuf (?), alors que les grès sous-jacents sont intacts, éliminant ainsi l'hypothèse d'une origine tectonique. Cette brèche de coulée pyroclastique (?) s'apparente aux fragments de ponce hématitisée atteignant jusqu'à 4 cm observés dans les siltites rouges du Membre B de la Formation de Gaschet. Ces maigres observations, combinées aux niveaux cinéritiques interprétés par Ruhlmann et al. (1986) et à leur position stratigraphique, suggèrent une liaison spatio-temporelle entre un appareil volcanique et la mise en place du complexe gabbroïque.

4.5 Discussion et conclusions

L'analyse lithostratigraphique du Bassin d'Otish, mieux documentée dans l'est à cause des forages, a permis de confirmer les relations stratigraphiques établies par Chown et Caty (1973) pour la Formation d'Indicator, et de préciser celles de la Formation de Pérignon et du Gabbro d'Otish. En effet, la présence de 5 niveaux-repères, les relations stratigraphiques verticales et les caractères pétrographiques spécifiques des unités rencontrées ont permis de définir 14 membres regroupés en 5 formations, d'où la nouvelle nomenclature proposée (figure 7).

La distribution des formations est largement contrôlée par le niveau d'érosion actuel (figures 24 et 25, et tableau 4). Cependant, les projections altimétriques et les cartes isopaques font ressortir une importante zone de subsidence au centre du bassin. L'analyse des cartes isopaques révèle une subsidence épisodique suivant un axe NNE puis un axe ENE, impliquant le déplacement du centre de gravité des dépôts vers le nord-est (figures 13 et 17): suggérant un contrôle précoce de la sédimentation suivant un axe NNE et un contrôle plus tardif suivant un axe ENE. La subsidence initiale suivant l'axe NNE se traduit par des puissances plus importantes dans la région du lac Indicateur et un approfondissement du socle plus marqué dans ce secteur (figure 14).

La carte isopaque du Groupe d'Indicator (figure 26) tend à définir un éventail ouvert au sud, et légèrement dévié vers l'est. Cet axe d'accumulation est appuyé aussi par la distribution des rapports grès/conglomérats de la Formation de Shikapio (figure 27), et permet de considérer l'extension du Bassin d'Otish bien au-delà des limites connues. Ce qui est en accord avec les observations faites à la section X, et qui explique en partie la quasi-absence d'argilite dans le Bassin d'Otish.

Le Groupe de Pérignon est caractérisé par une sédimentation contrôlée suivant un axe ENE, et par des unités conglomératiques à caractère exotique, témoins d'un rajeunissement du relief. Certaines observations suggèrent une discordance d'érosion entre

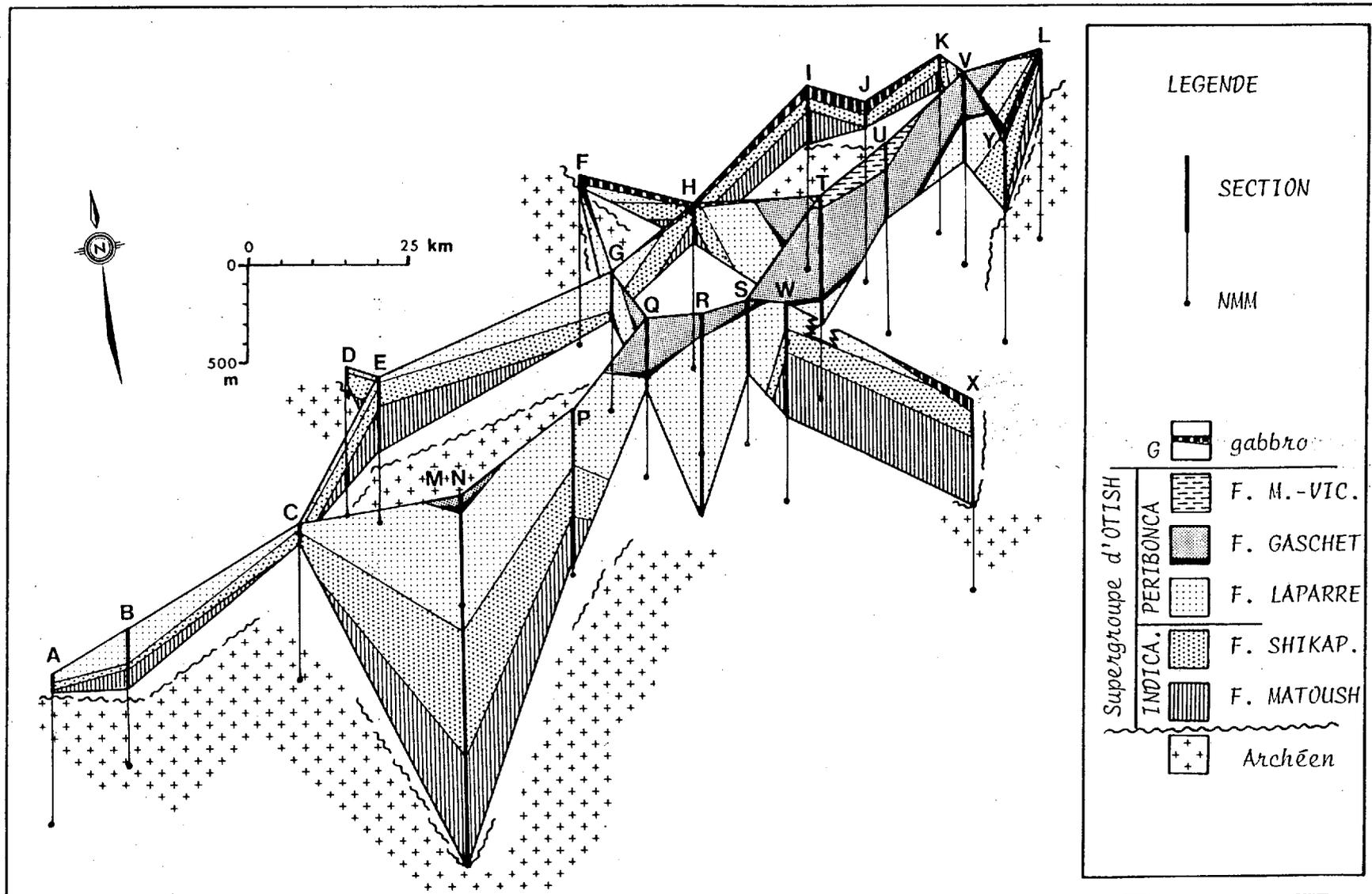


Figure 24: Diagramme de clôture illustrant les relations stratigraphiques à l'intérieur du Bassin d'Otish, ainsi que la position des sections relativement au niveau moyen de la mer (NMM).

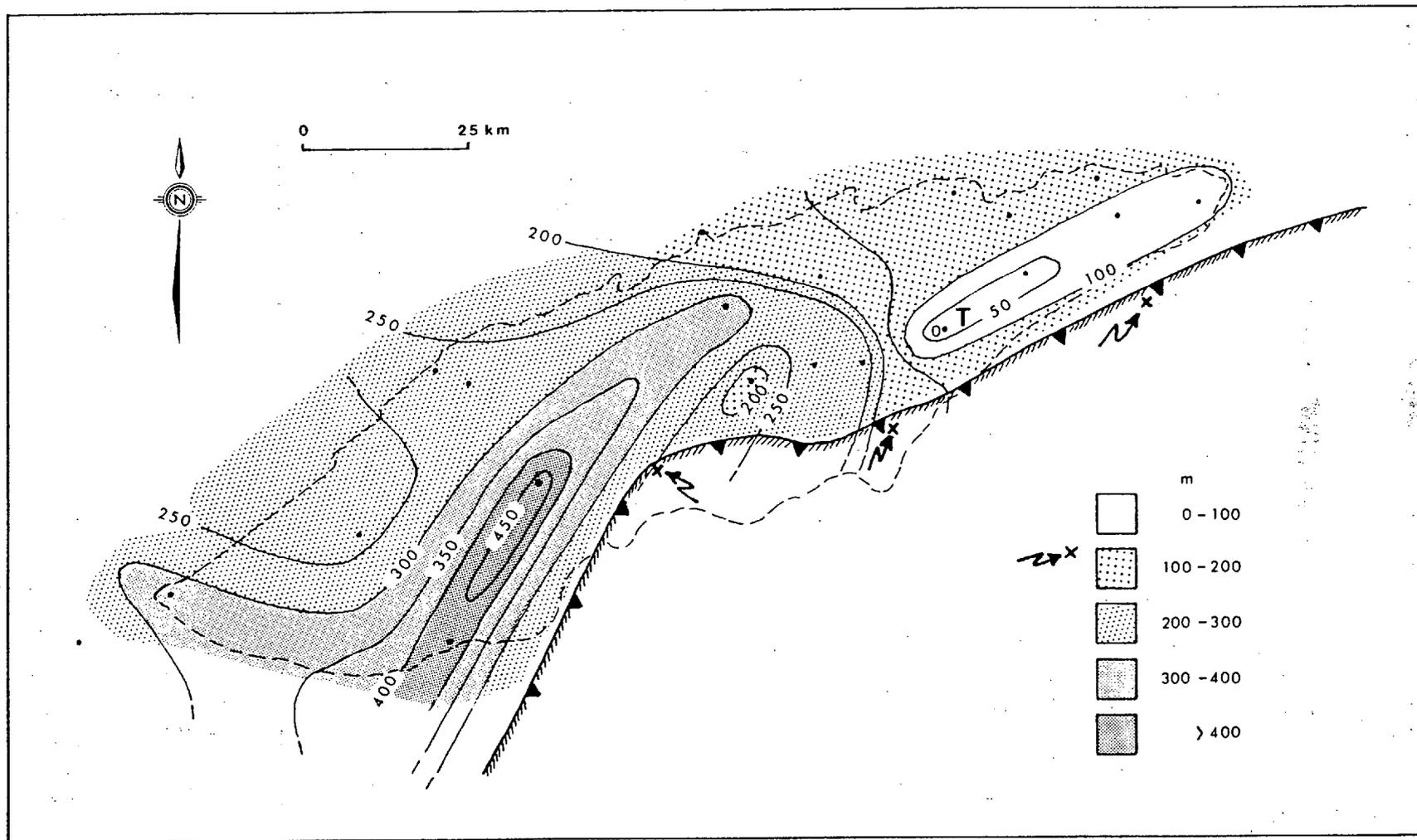


Figure 25: Niveau actuel d'érosion relativement au sommet de la section T, situé à 1020 m d'altitude (position du niveau 0 m), mettant en évidence l'importance de l'érosion sur la distribution des unités lithostratigraphiques du Bassin d'Otish. Les sections identifiées par un x n'ont pas été considérées pour des raisons structurales.

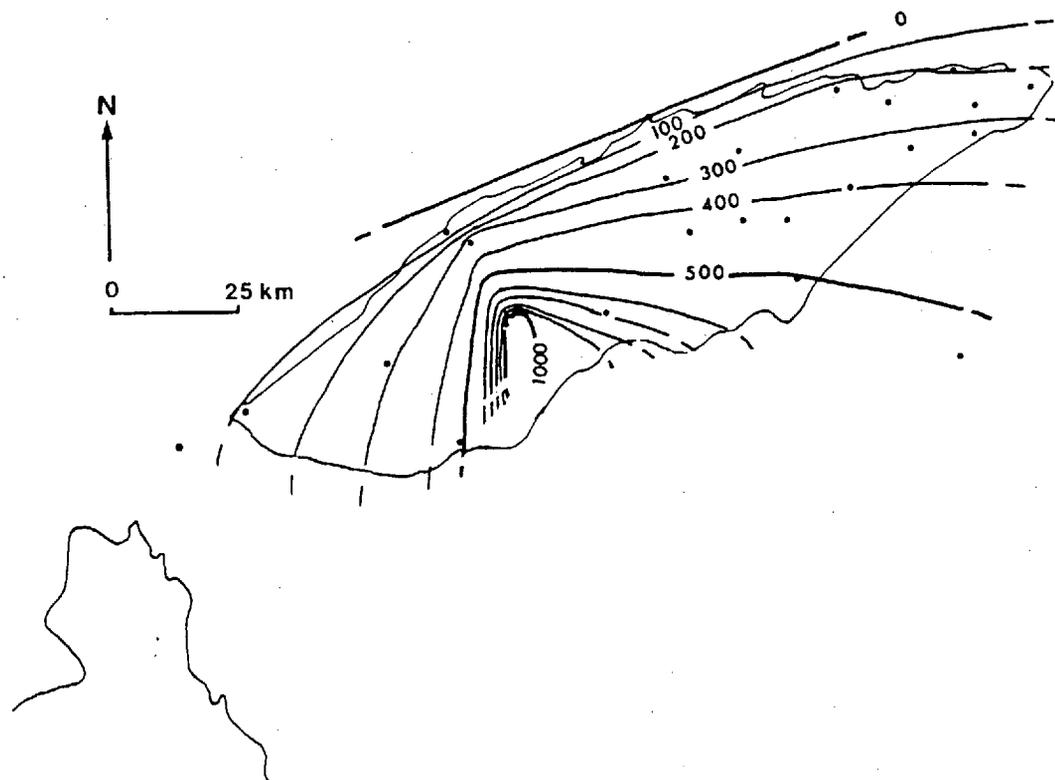


Figure 26: Carte isopaque du Groupe d'Indicator (en mètres).

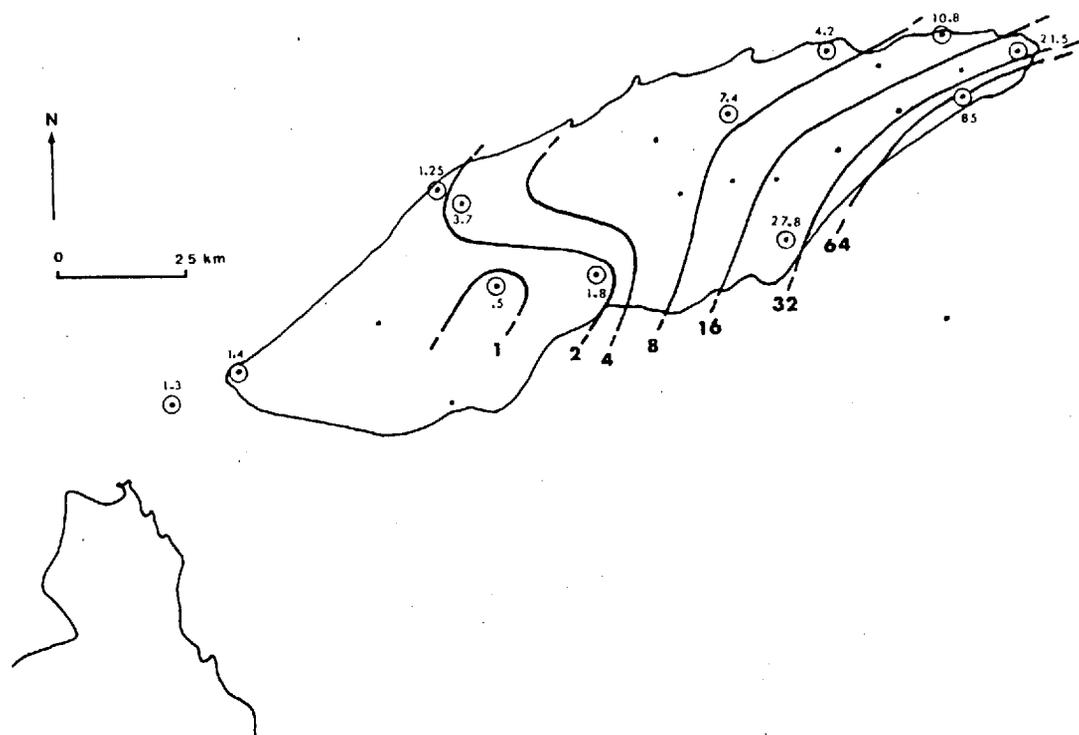


Figure 27: Rapport grès/conglomérat de la Formation de Shikapio.

les deux groupes. Bien que celle-ci soit peu documentée, elle ne doit pas être exclue.

Les niveaux-repères du Groupe de Pérignon ont permis de raffiner la stratigraphie de cette unité. Les variations latérales de faciès observées dans le Membre B de la Formation de Gaschet s'expliquent aisément par le biseautage de l'unité de carbonates sous-jacente qui traduit le confinement d'un plan d'eau.

Les formations nouvellement définies sont bien caractérisées et cartographiables, et les relations stratigraphiques établies dans le bassin sont valables. Cependant, certaines difficultés ont été éprouvées lors de la transposition de celles-ci sur la carte de synthèse (plans A, B et C en pochette). Dans la région immédiate des levés stratigraphiques, la correspondance entre les unités définies et celles cartographiées antérieurement fut assez aisée; mais, la maille des levés et les lacunes d'affleurement sur la bordure nord-ouest (sections B à G) ont entraîné une interprétation un peu hasardeuse de certaines limites. Il faut cependant souligner que les unités de Chown (1969a, 1970 et 1971a), texturalement bien définies, ainsi que les données recueillies par S.N.C.L., ont permis de minimiser les erreurs de corrélation.

Quant au Gabbro d'Otish, la nature plutonique de celui-ci, étudié par Chown et Archambault (1987) sur la bordure nord du bassin, semble bien caractérisée par sa texture et ses relations structurales avec l'encaissant. Cependant, leur interprétation ne

saurait expliquer les nouvelles observations effectuées dans le centre et l'est du bassin d'Otish. A la lumière de celles-ci, il est possible d'interpréter une intrusion hypovolcanique dans un environnement saturé en eau (enclaves de sédiments meubles, déformations à la semelle des filons-couches et altérations hydrothermales "per descendum" sous-jacentes, dolérite amygdalaire). Un complexe volcanique pouvait même y être associé (tufs, brèche de coulée et basalte?).

Le Gabbro d'Otish est considéré comme un complexe intrusif offrant une variété de faciès qui sont fonctions du cadre structural et stratigraphique de mise en place. Une association avec des basaltes de plateau est proposée. L'argumentation, quoique précaire, doit être exposée. Elle se résume à ceci:

- . Position stratigraphique supra-sédimentaire et transgressive sur le socle;
- . Concentration des dykes épais et des structures tabulaires sur la bordure nord du bassin en association avec les unités de base du Supergroupe d'Otish;
- . Absence de filons-couches dans les sondages profonds;
- . Faible épaisseur des dykes de dolérite amygdalaire recoupant les formations à lits rouges du Groupe de Pérignon;
- . Déformations en boules au contact gabbro/sédiments, où le coefficient de viscosité du sédiment, inférieur à celui du gabbro, témoigne d'une certaine saturation en eau;
- . Ecoulement vers le sud, conformément à la paléopente qui contrôle la sédimentation terrigène au temps Pérignon;

- . Enclaves de sédiments meubles et de matériel allochtone à la semelle des coulées;
- . Présence de niveaux minces et réguliers de filons-couches de dolérite qui localement ont l'aspect de basalte interstratifié avec des grès rouges du Groupe de Pérignonca, interprétés comme des lithofaciès supratidaux;
- . Relative abondance de Fe ,Mn ,Ca , et Mg dans les lits rouges du Groupe de Pérignonca, stratigraphiquement associés aux intrusions.

Deux des trois systèmes de dykes nourriciers observés ont une direction et une distribution qui correspondent aux axes de contrôle de la sédimentation des groupes d'Indicator et de Pérignonca (figures 13, 17 et 21). Cette concordance suggère une relation génétique entre l'ouverture du bassin et la mise en place du Gabbro d'Otish.

5. SEDIMENTOLOGIE

La sédimentologie est difficilement dissociable de la lithostratigraphie, mais celle-ci est discutée indépendamment afin d'établir un bilan paléogéographique synthétique continu et cohérent, évitant ainsi les nombreuses interruptions causées par les longues descriptions lithologiques et pétrographiques propres à chaque unité (chapitre précédent).

Pour les fins du présent chapitre, l'approche suivante a été retenue. Dans un premier temps, les résultats analytiques seront confrontés aux caractéristiques de milieux sédimentaires déjà discutés par plusieurs auteurs; et par la suite, les faciès seront intégrés à l'analyse lithostratigraphique afin d'interpréter l'évolution sédimentaire du Bassin d'Otish.

5.1 Travaux antérieurs

Le Bassin d'Otish a fait l'objet d'une analyse sommaire par Chown et Caty (1973) dans le but de déterminer la source des sédiments. L'étude, basée sur des mesures de tailles maximales et sur des indicateurs de paléocourants, s'est limitée au transport et à la provenance des matériaux. Certaines observations en apparence contradictoires ont été associées à des changements d'environnement sédimentaire, mais n'ont pas été discutées.

5.2 Objectifs

La reconnaissance de 14 unités lithostratigraphiques bien distinctes et l'attribution de données sédimentologiques qui leur sont propres devraient entraîner une meilleure compréhension de l'évolution paléogéographique du bassin, et apporter des éléments de solution aux questions laissées jusque-là sans réponses.

Les analyses pétrographiques, combinées aux données de terrain, devraient permettre de préciser l'environnement tectono-sédimentaire des groupes d'Indicator et de Pérignon, et de discriminer les milieux de sédimentation.

Aussi, considéré globalement, le cadre sédimentologique interprété devrait autoriser quelques hypothèses quant à une liaison possible du Supergroupe d'Otish avec certains paragneiss contenus dans la Province de Grenville au sud du Bassin d'Otish, et devrait aussi renforcer les corrélations avec certains segments de la ceinture circum-supérieure.

5.3 Méthodes

L'interprétation sédimentologique qui suit est basée sur des observations de terrain, ainsi que sur des analyses pétrographiques.

Les observations de terrain se sont résumées à la compilation des structures et figures sédimentaires, ainsi qu'au

prélèvement de mesures de paléocourants et de tailles maximales.

Les études pétrographiques comprennent des analyses granulométriques, modales et d'éroussés (appendice IV pour la définition des paramètres, et appendices V et VI pour les résultats). Des analyses à la microsonde électronique ont permis de préciser la nature du ciment dans certains cas.

5.4 Résultats

Paléocourants

Les mesures de paléocourants récoltées dans les unités du Groupe d'Indicator confirment les observations de Chown et Caty (1973). Les paléocourants mesurés sur des lits obliques tangentiels (sigmoïdes) et des litages entrecroisés dans les membres conglomératiques des formations de Matoush et de Shikapio sont orientés vers le sud et le sud-est (figure 28). Quant au membre gréseux de Shikapio, les paléocourants mesurés sur des structures obliques tangentielles et entrecroisées d'ordre décimétrique se polarisent vers le nord-est (figure 29).

Les unités du Groupe de Pérignon, depuis la base de la Formation de Laparre jusqu'au sommet de la Formation de Gaschet, présentent des changements considérables dans la direction des paléocourants mesurés. Les membres conglomératiques (A et C) et le membre gréseux B de la Formation de Laparre offrent les mêmes

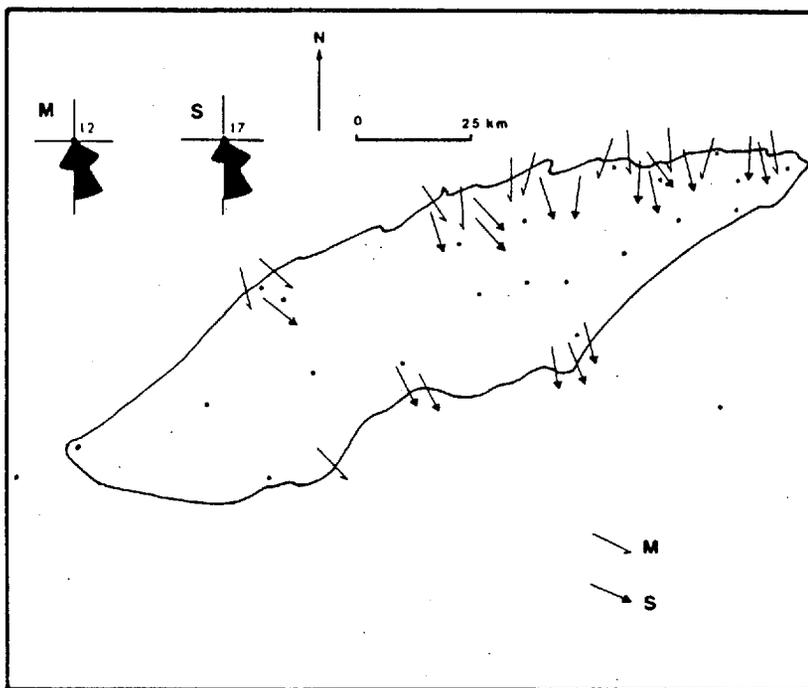


Figure 28: Paléocourants interprétés à partir de lits obliques et entrecroisés mesurés dans les membres conglomératiques du Groupe d'Indicator: Membre A de la Formation de Matoush (M) et Membre A de la Formation de Shikapio (S), mis en parallèle afin de démontrer leurs affinités sédimentologiques.

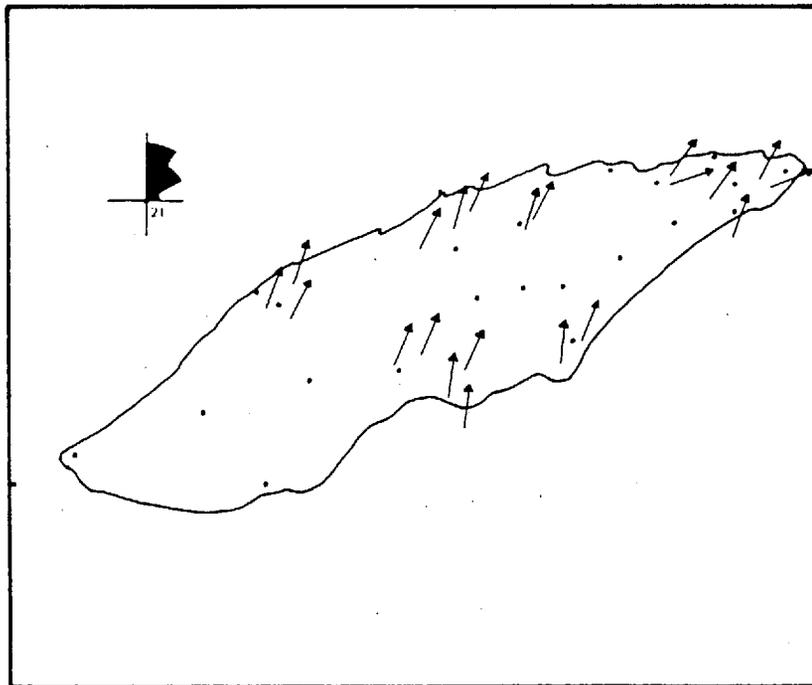


Figure 29: Paléocourants mesurés sur les structures entrecroisées du grès du Membre B de la Formation de Shikapio. Le Membre B de Matoush n'est pas considéré à cause du manque de données.

tendances que le Groupe d'Indicateur, avec toutefois une légère déflexion vers l'est (figure 30). Les paléocourants nord-est disparaissent avec l'arrivée du Membre D de la Formation de Laparre; la direction dominante est alors vers le sud-est (figure 30). Avec les membres B et C de la Formation de Gaschet, la tendance sud-est est maintenue, mais une légère déflexion vers le sud s'observe dans le membre conglomératique C (figure 31). Les paléocourants mesurés dans les grès du Membre D de la Formation de Gaschet offrent 3 directions dominantes: soit sud-est, sud-ouest et nord-ouest (figure 31).

Indicateurs paléogéographiques

Parmi les figures et structures sédimentaires observées, deux sont considérées ici comme de bons indicateurs paléogéographiques. Il s'agit des chenaux ravinants et des rides de plage. Ainsi les chenaux ravinants du Membre A de la Formation de Laparre et les orientations des crêtes de rides de plage mesurées dans les grès du Membre D de cette même formation, ont été compilés (figure 30). Les chenaux présentent des vecteurs moyens de transport vers le sud-est, et les rides de plage tendent à définir une ligne de rivage orientée suivant deux axes: un premier ENE pour la partie orientale du bassin et un deuxième NNE dans la région du lac Indicateur.

Les chenaux observés sont surtout concentrés dans le centre

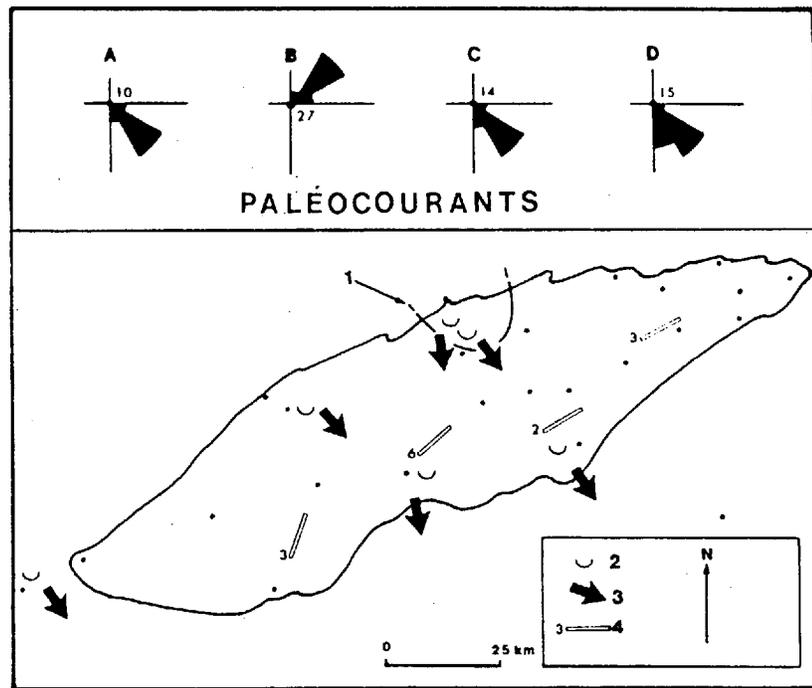


Figure 30: Formation de Laparre. Indicateurs paléogéographiques observés dans les membres A, B, C et D: limite des conglomérats polymictes à cailloux et galets hétéromorphes (1), localisation des chenaux ravinants observés dans les conglomérats du Membre A (2), vecteurs moyens de transport mesurés sur des lits obliques contenus dans les chenaux ravinants (3) et orientation moyenne des crêtes de rides de vagues observées dans les grès du Membre D (4, le chiffre indiquant le nombre de mesures).

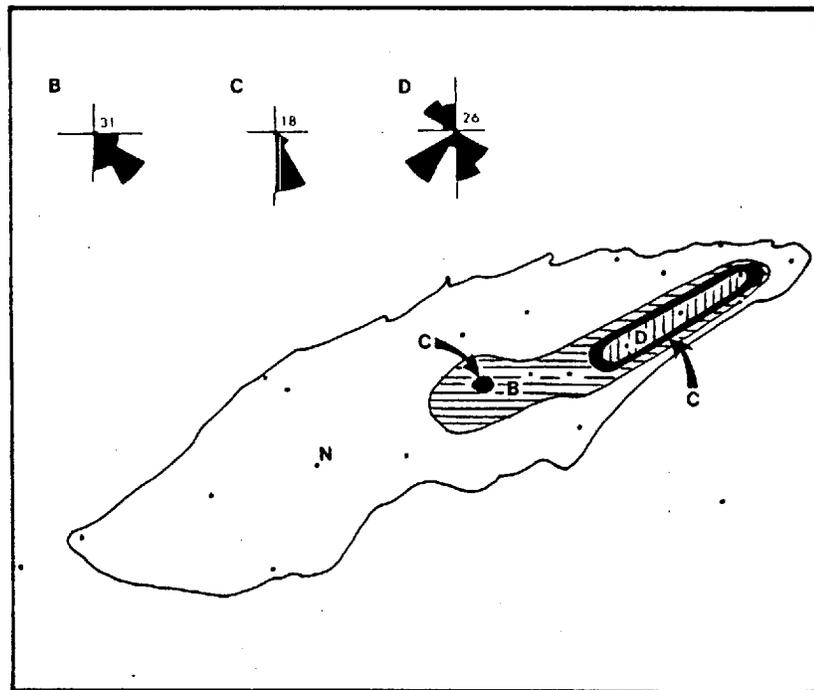


Figure 31: Distribution et paléocourants mesurés sur des structures entrecroisées et sur des lits obliques contenus dans des chenaux des membres B, C et D de la Formation de Gaschet. Le Membre B observé dans la région du lac Indicateur est représenté par des siltites et ne permet pas la prise de données de paléocourants (N).

du Bassin d'Otish. Un seul autre a été observé à l'extérieur du bassin, soit dans la région du lac Mantouchiche (figure 30).

Analyses modales

Les résultats des analyses modales, présentés à l'appendice V, ont été partiellement discutés au chapitre de la lithostratigraphie. Les figures 12 et 16 donnent une bonne idée de la tendance évolutive de la composition des sédiments.

Des diagrammes triangulaires Q-F-L et Q_m-P-K ont été construits pour les grès du Supergroupe d'Otish afin de caractériser leur environnement tectono-sédimentaire (respectivement figures 32 et 33). Les champs obtenus ont tentativement été mis en parallèle avec ceux définis par Dickinson et Suczek (1979) pour les différents environnements associés à la tectonique des plaques, même si ce concept ne fait pas l'unanimité lorsqu'il est appliqué au Précambrien.

Ainsi, tel qu'il apparaissait sur la figure 12, les grès du Groupe d'Indicator sont constitués essentiellement de quartz et de feldspath, et montrent depuis la base jusqu'au sommet une augmentation de la maturité. Sur les diagrammes Q-F-L et Q_m-P-K, les champs des grès du Groupe d'Indicator correspondent au domaine de bloc continental stable de Dickinson et Suczek (1979).

Le caractère polymicté des sédiments du Groupe de Pérignon, établi au chapitre précédent, se traduit par une évolution des

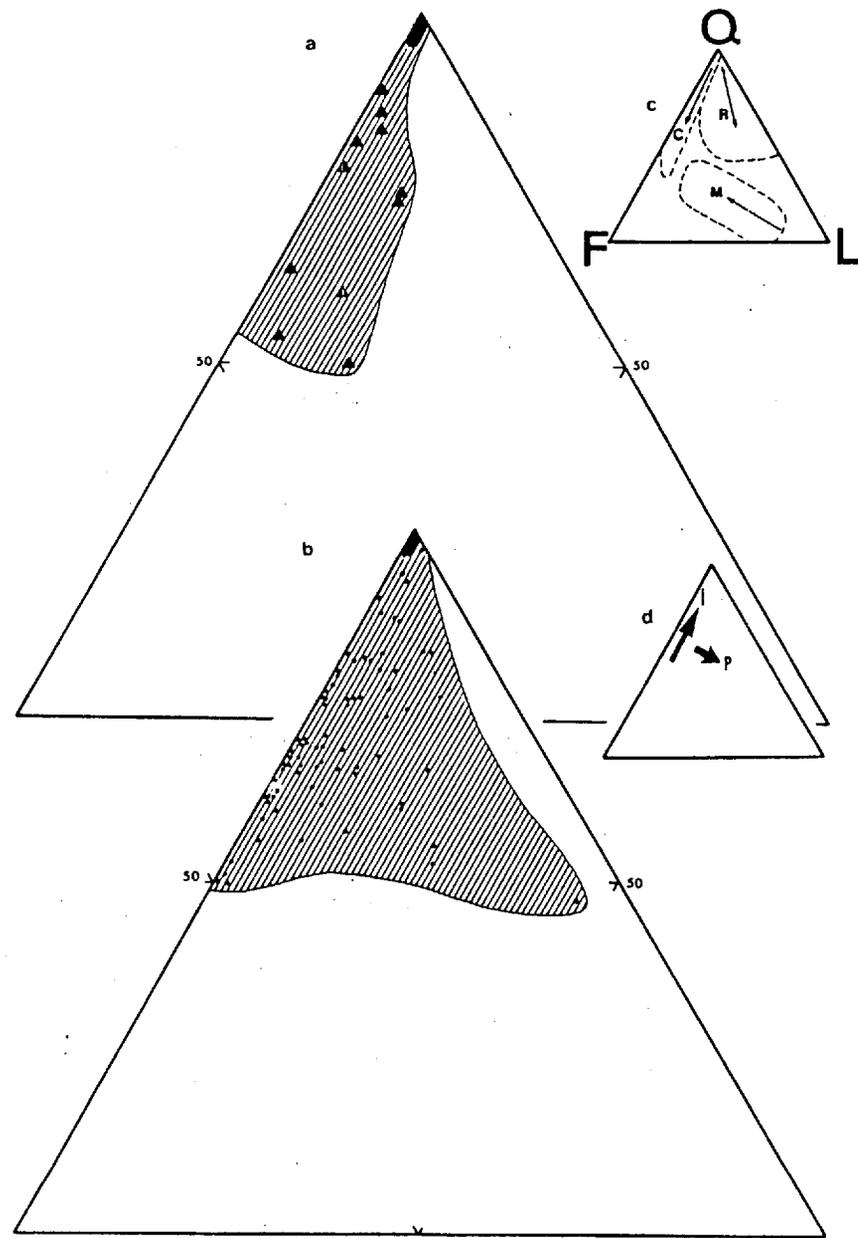


Figure 32: Teneurs Q-F-L des grès du Supergroupe d'Otish et comparaison avec les champs tectono-sédimentaires de Dickinson et Suczek (1979). a) Composition des grès du Groupe d'Indicator (n=26); b) Composition des grès du Groupe de Pérignon (n=92); c) Champs de provenances de Dickinson et Suczek (1979): bloc continental (C, la flèche indique une diminution de la stabilité et de la maturité), orogène recyclé (R, la flèche indique une augmentation de la composante océanique/continentale), et arc magmatique (M, la flèche indique une augmentation de la composante plutonique/volcanique); d) Tendances évolutives des grès du Supergroupe d'Otish: augmentation de la maturité dans le Groupe d'Indicator (I) et apports de matériel recyclé dans le Groupe de Pérignon (P, orogénique ou glaciogénique?). Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

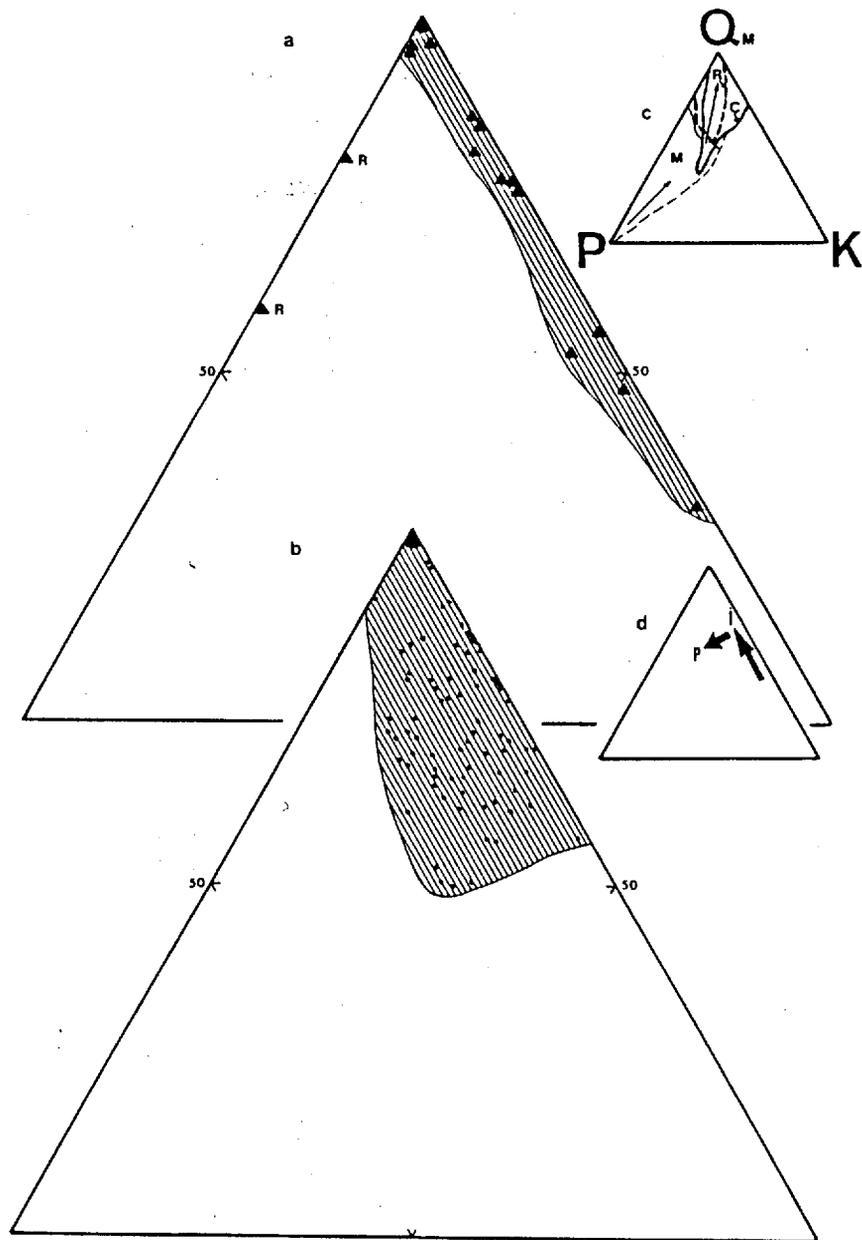


Figure 33: Teneurs Qm-P-K des grès du Supergroupe d'Otish et comparaison avec les champs tectono-sédimentaires de Dickinson et Suczek (1979). a) Composition des grès du Groupe d'Indicator (n=26); b) Composition des grès du Groupe de Pérignon (n=92); c) Champs de provenances de Dickinson et Suczek (1979): bloc continental (C, la flèche indique une augmentations des conditions de stabilité et de maturité), orogène recyclé (R, comprend aussi le soulèvement de l'avant-pays), et arc magmatique (M, la flèche indique une augmentation de la composante plutonique/volcanique); d) Tendances évolutives des grès du Supergroupe d'Otish: maturité croissante en montant dans le Groupe d'Indicator (I) et déplacement vers le champ R avec le Groupe de Pérignon (P, orogénique ou isostatique?). Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

grès vers le pôle lithique (figure 32b). De plus, la figure 33 illustre clairement, une fois de plus la différence qui existe entre le contenu en feldspath des grès du Groupe d'Indicator et ceux du Groupe de Pérignon (cf. figure 16). Lorsque mis en parallèle avec les domaines de Dickinson et Suczek (1979); les grès du Groupe de Pérignon correspondent à un environnement d'orogène recyclé (figures 32 et 33).

Analyses granulométriques

Les grès du Groupe d'Indicator se prêtent difficilement à des analyses granulométriques à cause de l'altération diagenétique prononcée des feldspaths. Aussi, seuls les grès des sections R, T et V, appartenant au Groupe de Pérignon, ont fait l'objet d'une telle étude. Les paramètres statistiques de Folk et Ward (1957) et de Folk (1964) ont été sélectionnés à des fins de comparaison avec les données de Caty (1976). Les résultats sont présentés à l'appendice VI. Quelques techniques discriminatoires ont été éprouvées afin de caractériser les environnements sédimentaires et les variations de faciès.

Un diagramme des rapports dissymétrie/écart fut construit pour évaluer les résultats en regard des champs discriminatoires de Friedman (1961). Le champ obtenu se compare à celui de Caty (1976) et correspond grossièrement à l'apophyse supérieure du domaine de rivière de Friedman (1961) (figure 34).

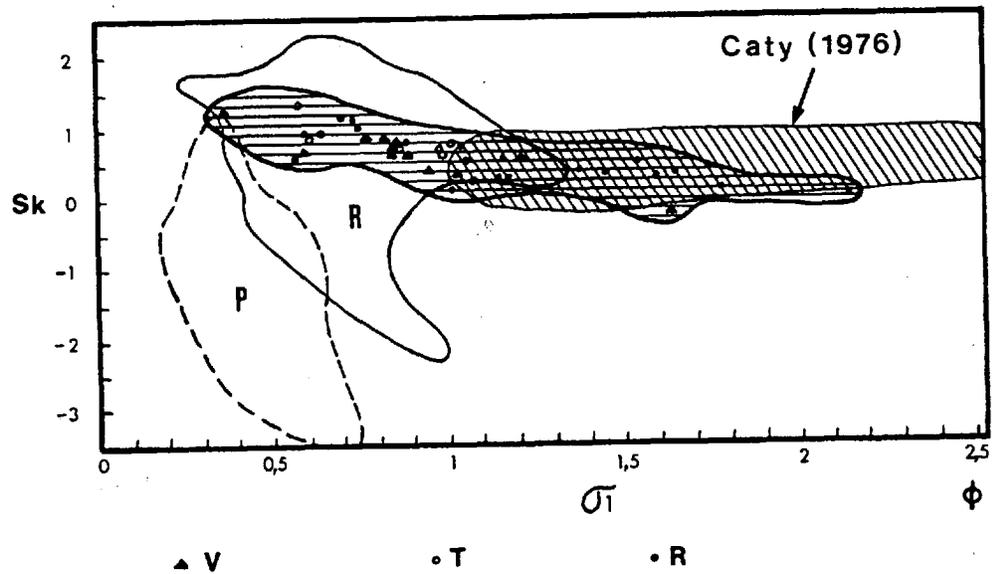


Figure 34: Distribution des rapports Sk/σ_1 (dissymétrie/écart) pour les populations granulométriques du Groupe de Pérignonca (sections V, T et R) et comparaison avec les champs discriminatoires de Friedman (1961): plage (P, lacustre ou marine) et rivière (R).

Des courbes cumulatives ont été construites et comparées à celles de Visher (1969) afin de caractériser les mécanismes de sédimentation. Celles-ci sont présentées à l'appendice VI. Dans un premier temps, des percentiles cumulés moyens ont été établis pour des fins de comparaison entre les grès du Membre B de la Formation de Gaschet aux sections R, T et V (figure 35). Les grès des sections R et V se caractérisent par deux sous-populations de transport par traction; ce qui s'explique par l'alternance des laminations fines et plus grossières: grès laminé typique du Groupe de Pérignon. Quant au grès de la section T, il est mieux trié (figure 35).

Dans un deuxième temps, les courbes cumulatives des grès de la section R ont été juxtaposées afin de cerner l'évolution séquentielle et les mécanismes de transport afférents (figure 36). Les courbes 1005 à 525 se comparent avec celles de Visher (1969) obtenues pour des sédiments d'origine fluviatile. Les courbes 485 à 285 correspondent à des grès accumulés dans des chenaux distributaires. Les courbes 245 à 125 équivalent aux environnements de plage, cependant la fraction grossière est beaucoup plus importante que dans les exemples de Visher (1969). Finalement les courbes 85 et 45 ne peuvent être comparées.

Tailles maximales

Les tailles maximales ont été prélevées lors des levés de

PERCENTILES CUMULES (échelle probabilité)

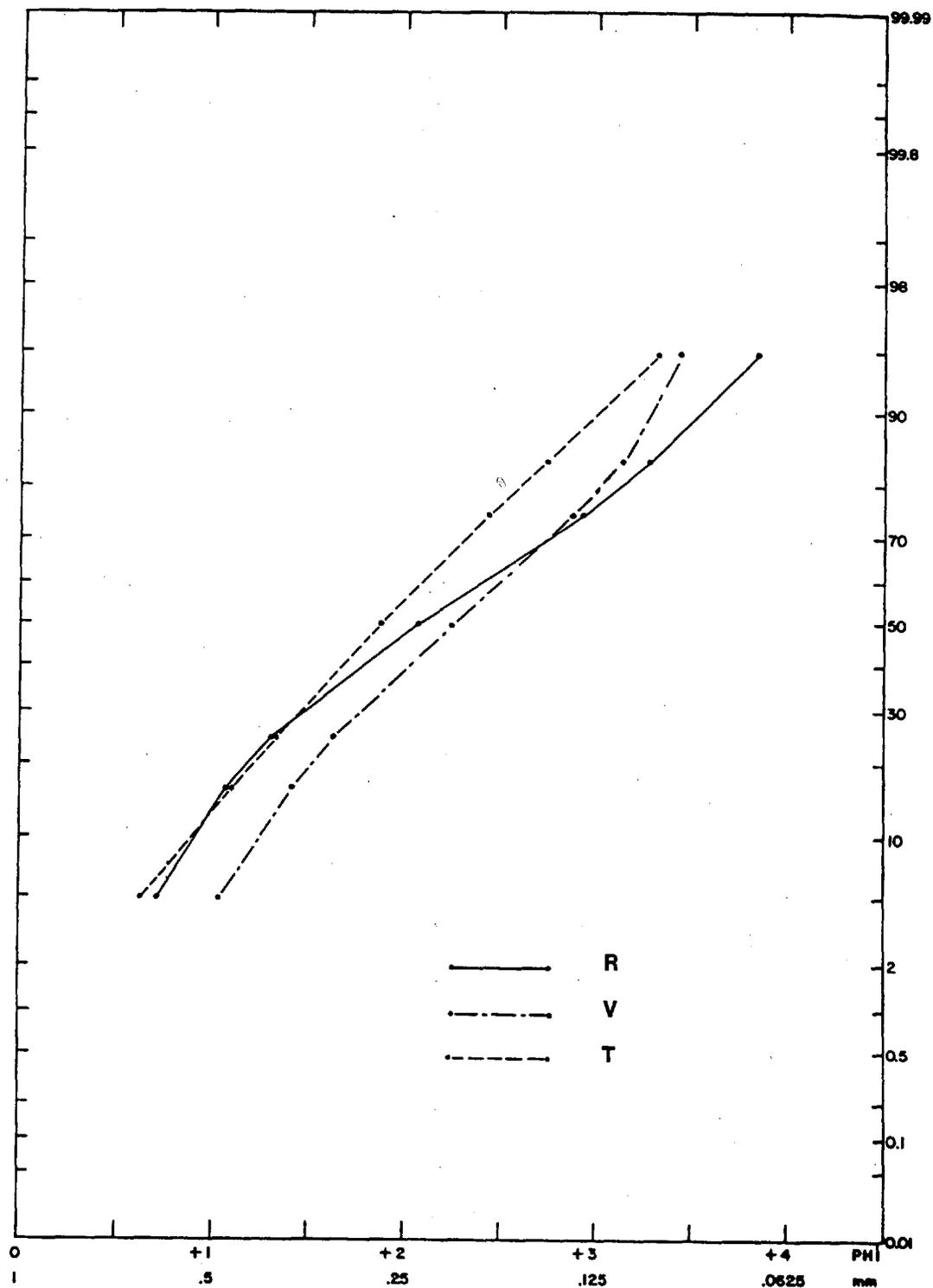


Figure 35: Percentiles cumulés de moyennes granulométriques calculées à partir d'analyses granulométriques par comptage de points exécutées sur des grès du Membre B de la Formation de Gaschet aux sections R, V et T. Voir la figure 9 pour la localisation.

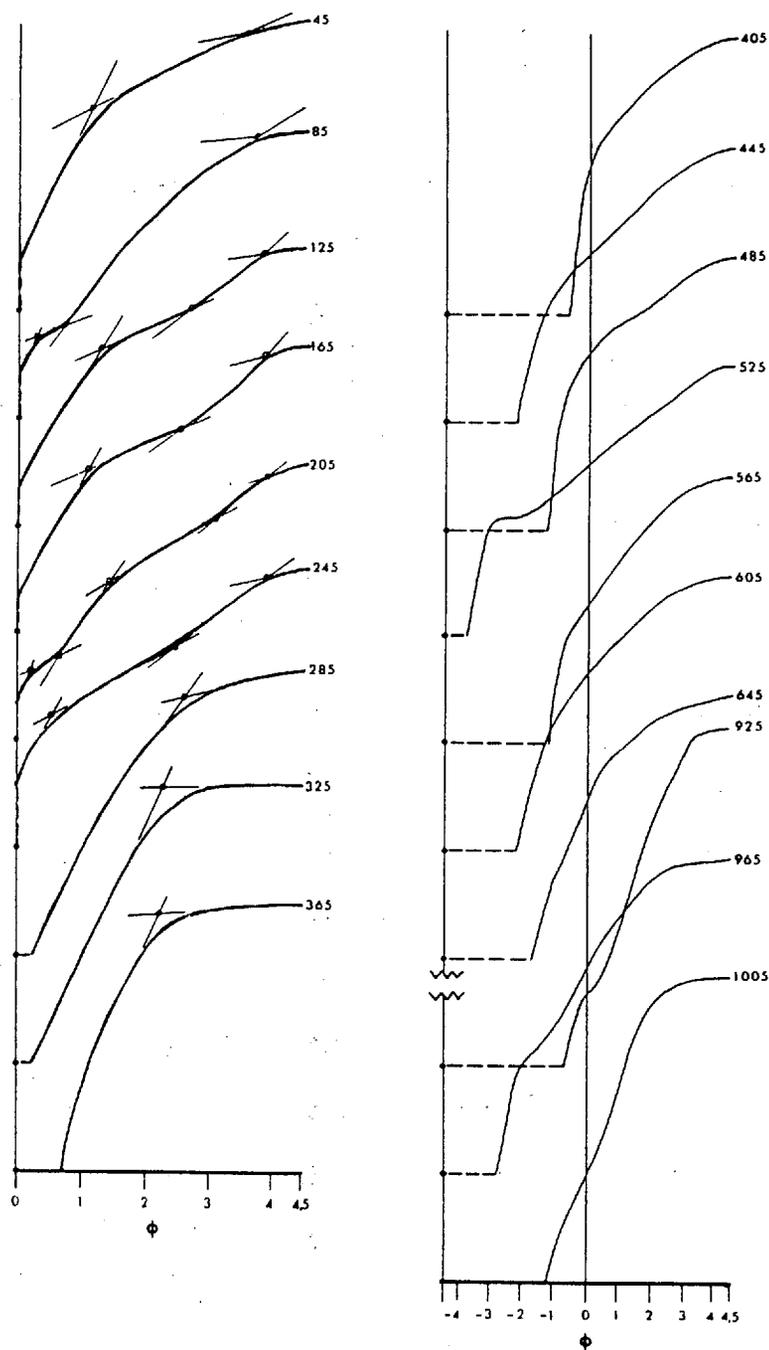


Figure 36: Evolution séquentielle des courbes cumulatives de populations granulométriques de grès échantillonnés à la section R (cotes en mètres). Les ruptures de pente illustrées sur les courbes 45 à 365 délimitent des sous-populations caractéristiques des modes de transport par roulement, saltation ou suspension; et leurs présences ainsi que leurs positions reflètent des conditions particulières de sédimentation (Visher, 1969). Noter les 2 sous-populations accumulées par saltation sur les courbes 125 à 245. Le pourcentage de matrice et les percentiles sont donnés à l'appendice VI.

terrain; mais comme la maille des sections est trop grande, celles-ci n'ont pas fait l'objet d'étude particulière. L'analyse de Chown et Caty (1973) demeure la mieux documentée à cet égard.

Etude de la composante chimique

Bien qu'elle ne représente qu'environ 1 % de l'ensemble du Supergroupe d'Otish, la fraction chimique revêt un caractère particulier au niveau de l'interprétation paléogéographique et peut-être aussi paléoclimatique.

Tel qu'il appert au chapitre précédent (figure 16), la fraction chimique constitue une partie du liant principalement depuis le Membre D de la Formation de Laparre jusqu'au sommet de la section, et s'exprime aussi sous la forme de dépôts de carbonates à l'intérieur de la Formation de Gaschet: le Membre A au complet et quelques lits au sommet du Membre B (planches XI g et h, XIV, XV, XVII et XVIII).

Carbonates du Membre A (Formation de Gaschet)

D'une puissance atteignant les 50 m et plus dans la région du lac Indicateur (figure 18), le Membre A de la Formation de Gaschet s'étend sur l'ensemble du bassin en se biseautant vers le nord. Sa limite sud est inconnue. Invariablement, les carbonates

reposent en contact net sur des grès fins d'aspect massif qui représentent un sous-faciès du Membre D de la Formation de Laparre dont la distribution correspond à celle des carbonates; et ils sont surmontés par une épaisse séquence de siltites rouges à ciment et nodules carbonatés (Membre B de la Formation de Gaschet). Cette unité de siltites rouges offre aussi une distribution analogue aux carbonates et passe latéralement à des grès (figure 19a). Le présent cadre lithostratigraphique suggère une genèse commune à ces trois lithofaciès et doit être considéré dans l'interprétation sédimentologique des carbonates.

L'unité de carbonates (Membre A de la Formation de Gaschet) est constituée de dolomie et localement de magnésite (nord du lac Indicateur). D'après les données de forage, la magnésite semble représenter les 30 ou 40 premiers mètres de la base. Il est important de souligner que cette interprétation est extrapolée des observations de surface et qu'aucune carotte de forage n'était disponible pour examen.

Le cadre lithostratigraphique, semblable à celui décrit par Crawford et Dunham (1982) pour la Formation de Yates (bassin permien du Texas) et impliquant la fermeture d'un bassin (ou sous-bassin), et les structures sédimentaires décrites au chapitre précédent suggèrent une origine évaporitique pour les dolomie et magnésite du Membre A (Formation de Gaschet). La dolomie et la magnésite sont alors considérées comme des produits de transformation chimique des minéraux évaporitiques (gypse et halite). Des transformations semblables ont été observées au

dépend du gypse de la sabkha El Melah par Perthuisot (1979) et un processus en deux étapes a alors été proposé. Dans un premier temps les bactéries sulforéductrices transforment le gypse en calcite, et dans un second temps des chlorures de magnésium s'infiltrèrent dans le dépôt et transforment la calcite en magnésite (Perthuisot, 1979; et Sonnenfeld, 1984).

L'origine biologique interprétée pour la magnésite de la sabkha El Melah peut difficilement être transposée à la magnésite du lac Indicateur à cause du manque de matière organique dans les échantillons récoltés. Même les structures stromatolitiques (?) ne présentent aucun vestige de matière organique (H. J. Hofmann, communication orale). Vraisemblablement, les processus diagénétiques, et plus tardivement hydrothermaux et tectoniques, ont oblitéré toute activité biologique, s'il en ait eu une. Même en l'absence d'évidences de nature biogénique, une transformation secondaire de minéraux évaporitiques est privilégiée à cause des pseudomorphoses et minéraux d'origine évaporitique observés à plusieurs endroits.

L'étude des conditions physico-chimiques de transformation secondaire du dépôt de carbonates déborde le cadre du présent travail.

Carbonates du Membre B (Formation de Gaschet)

Les carbonates du Membre B de la Formation de Gaschet se

résumé à quelques lits ne dépassant pas 50 cm d'épaisseur. Tels que décrits au chapitre précédent, ces lits se présentent au sommet du membre et constituent avec des grès un banc composite. Sa base est plane et son sommet est ponctué d'irrégularités hémisphériques encroûtantes (planche XVIII c et d). Des structures fenestralles ont été observées dans les portions détritiques (planche XVIII f et g), mais aucune trace de matière organique n'a été notée (H. J. Hofmann, communication orale).

La portion détritique est généralement silteuse et/ou argileuse de couleur pourpre, et les portions dolomitiques sont micritiques ou partiellement recristallisées et englobent une certaine fraction détritique incluant de fines esquilles d'argilite rouge (planche XVIII e). Les encroûtements en forme de dôme sont symétriques et l'axe de symétrie est vertical (planche XVIII c et d). Aucune dessiccation n'a été observée dans les minces lits d'argilite contenus dans les portions détritiques du banc composite.

L'ensemble des observations tend à démontrer que les encroûtements sont d'origine biologique et qu'ils ont été édifiés dans un milieu aqueux peu profond à circulation restreinte. Une origine évaporitique ne peut être mieux soutenue en raison de l'absence de pseudomorphes ou de structures typiques. De plus des constructions dolomitiques analogues, d'origine biologique, ont été décrites par Hofmann et al. (1980) pour la Formation de Gordon Lake (Groupe de Cobalt, Supergroupe huronien), formation qui présente aussi des évidences de sédimentation dans un bassin

à circulation restreinte.

Fraction chimique contenue dans le ciment

La silice et la dolomite constituent les principaux liants observés dans les sédiments détritiques du Supergroupe d'Otish. La dolomite caractérise la Formation de Gaschet et est présente dans quelques niveaux du Membre D de la Formation de Laparre (figure 16). Le gypse, l'anhydrite et la magnésite ont été observés à quelques reprises en lame mince (planche XI h); et un affleurement de grès situé au nord du lac Novet, appartenant au Membre B de la Formation de Laparre, présente des cavités aciculaires de dissolution qui rappèlent la forme des cristaux de gypse (planche XI g).

Les unités qui contiennent des carbonates et des sulfates dans le ciment sont en étroite relation avec les carbonates des membres A et B de la Formation de Gaschet (verticalement ou latéralement). Aussi un transfert des fluides par imprégnation et capillarité dans les grès adjacents est interprété afin d'expliquer la présence de sulfate dans les sédiments éloignés de la source (bassin évaporitique). La préservation de la fraction sulfatée du ciment peut s'expliquer par un cloisonnement diagénétique des fluides, où des zones d'ombre ont évité les transformations (dolomitisation ou sulforéduction bactérienne?).

5.5 Interprétation paléogéographique

Les données sédimentologiques recueillies ont été comparées avec celles de différents environnements sédimentaires décrits par plusieurs auteurs et des milieux sédimentaires sont proposés pour chacun des membres du Supergroupe d'Otish (tableau 5). Ces interprétations ainsi que les données lithostratigraphiques (chapitre précédent) nous permettent de dégager les grandes lignes de l'évolution paléogéographique du Bassin d'Otish: évolution qui est largement dictée par les structures héritées du socle archéen, la paléopente inclinée vers le sud-est et l'effet conjugué de la tectonique et de l'augmentation du niveau de la mer (figure 37).

Temps Indicator

La sédimentation est contrôlée par deux axes dominants dans l'évolution du bassin: un premier NNE donne lieu à des accumulations importantes, et un deuxième ENE qualifié de passif est souligné par l'existence de cordons littoraux bien définis (figure 38). Le contrôle topographique de la sédimentation suivant ces deux axes est d'ailleurs démontré par les cartes isopaques des formations de Matoush et de Shikapio (figure 13).

La source des sédiments est au nord et au nord-ouest.

G	F	M	LITHOLOGIE	TEXTURE	STRUCTURES SEDIMENTAIRES	GEOMETRIE	
PÉRIBONCA	MARIE-VICTORIN	B	Grès feldspathique et arkosique, ciment dolomitique et siliceux	Grains grossiers, très bien triés, subarrondis à arrondis		Couverture uniforme ta limitée par la surface sion actuelle	
		A	Conglomérat à granules polymicte, cailloux allochones épars	Granulométrie assez homogène, fragments subarrondis		Dépôt omniprésent à se irrégulière, limité pa face d'érosion actuell	
	GASCHET	D	Grès arkosique, lits d'argilite épisodiques, ciment dolomitique	Grains moyens à gros-siers, bien triés, subarrondis à arrondis		Couverture uniforme ta pendage général vers l mitée par l'érosion ac	
		C	Conglomérat polymicte, galets et blocs de dolomie autochtones	Hétérogranulaire, clastes allochtones subarrondis et autochtones anguleux		Dépôt irrégulier couvr lits composites dolomi et concentré dans des	
		B	Grès, grès silteux et siltites gréseuses, ark., ciment dolom., dolomie	Faciès variables, grès bimodaux, grains arrondis (laminae grossières)		Couverture d'épaisseur me; variations de faci trôlée par une barre 5	
		A	Dolomie, Magnésite	Micritique, et sparitique secondaire (pseudomorphose et recristall.)		Dépôt lenticulaire: L. teur; ailleurs incerta probable (limite sud i	
	LAPARRE	D	Grès feldspathique, ciment siliceux (dolomite et gypse occasionnels)	Grains très grossiers à la base, fins au sommet, bimodaux, sub. à arrondis		Dépôt fuselé axé WSW-E	
		C	Conglomérat polymicte, nombreuses lithologies exotiques	Cailloux et galets hétéromorphes (70% à facettes préservées) subarrondis		Dépôt fuselé axé WSW-E	
		B	Grès quartzifère, ciment siliceux (anhydrite et magnésite occasionnelles)	Grains moyens et grossiers, assez bien triés, subarrondis à arrondis		Dépôt fuselé axé SW-NE	
		A	Conglomérat polymicte, nombreuses lithologies exotiques	Cailloux et galets hétéromorphes (80% à facettes préservées) subarrondis		Dépôt fuselé axé SW-NE embranchement au nord orienté NW-SE	
	INDICATOR	SHIKAPIO	B	Grès quartzifère, ciment siliceux	Grains fins et moyens, bien triés, subarrondis à arrondis		Couverture fuselée sel SSW-NNE et WSW-ENE, lé ge général vers le S-E
			A	Conglomérat oligomicte à cailloux de quartz, grès feldspathique interlité	Assez bien trié au niveau d'un même lit, cailloux subarrondis à arrondis		Dépôt fuselé selon 2 s SSW-NNE et WSW-ENE, pe général vers le S-E
MATOUSSH		B	Grès feldspathique, conglomératique à la base, interlits silteux occas.	Grains moyens à très grossiers, bimodaux, anguleux à subarrondis		Couverture fuselée sel SSW-NNE	
A	Conglomérat oligomicte à cailloux de quartz, parfois polymicte à la base	Hétérogranulaire (cailloux, galets et blocs), anguleux à arrondis		Dépôt biseauté ouvert fuselé selon un axe S			

Tableau 5: Tableau synoptique paléogéographique du Bassin d'O l'ensemble des données et font et interprétations des auteurs

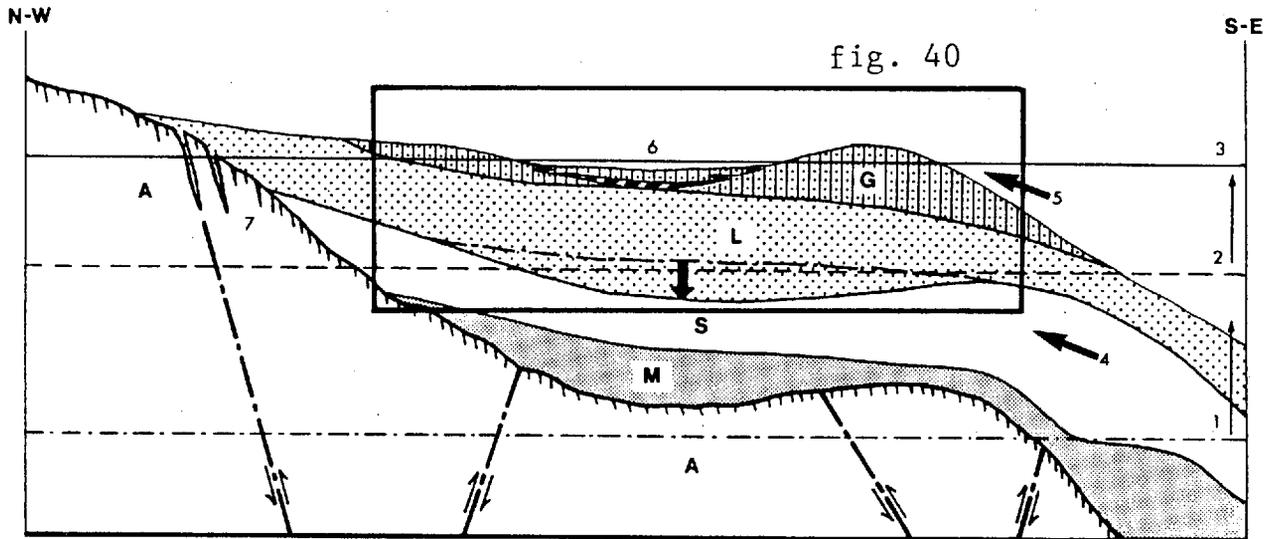


Figure 37: Coupe schématique illustrant le contexte paléogéographique proposé pour les formations de Matoush (M), de Shikapio (S), de Laparre (L) et de Gaschet (G), et mettant en évidence le rôle joué par l'augmentation du niveau de la mer: temps Matoush (1), fin du temps Shikapio (2: noter la subsidence indiquée par la flèche verticale, qui a pour effet de rabaisser la limite supérieure de la Formation de Shikapio sous le niveau de la mer afférant) et fin du temps Laparre-Gaschet (3). Des courants côtiers sont probablement responsables de la polarisation des grès de la Formation de Shikapio vers le NE (4) au temps Shikapio, puis la construction d'une flèche littorale (5) et la fermeture graduelle d'une lagune (6) au temps Laparre-Gaschet. Noter le caractère transgressif des unités sur le socle archéen régolitisé et crevassé (7).

L'évolution de la géométrie des corps sédimentaires et des structures internes propres aux différents membres du Groupe d'Indicateur traduisent la prise en charge de dépôts alluvionnaires par un système fluvial anastomosé. Par la suite une plaine alluviale se dessine, puis un ensemble de deltas coalescents de faible extension édifient un complexe deltaïque plus ou moins linéaire orienté NNE (tableau 5 et figure 38). La distribution des rapports grès/conglomérat calculés pour le Membre B de la Formation de Shikapio suggère cependant une accumulation plus importante à la hauteur du lac Indicateur (figure 27). Lorsque mis en parallèle avec les cartes isopaques et à contours structuraux, cette distribution semble induite par l'effondrement accentué d'un fossé orienté NNE (figures 13, 14, 26 et 27). Le manque de données, lié aux lacunes d'affleurements dans le secteur sud-ouest du bassin, ne permet pas de pousser plus loin l'interprétation.

Le changement de direction observé pour les vecteurs de paléocourants du Membre B de la Formation de Shikapio (figure 29) et noté aussi par Chown et Caty (1973) s'explique par le remaniement des sédiments dû à des courants côtiers (figure 38).

Dans un hypothétique contexte de tectonique des plaques, la composition des grès traduit un environnement continental stable constitué de granitoïdes (figures 32 et 33). La présence de gros feldspaths anguleux (jusqu'à 2,5 cm) ainsi que les textures observées (tableau 5) suggèrent une source proximale. L'altération diagénétique des feldspaths empêche toute

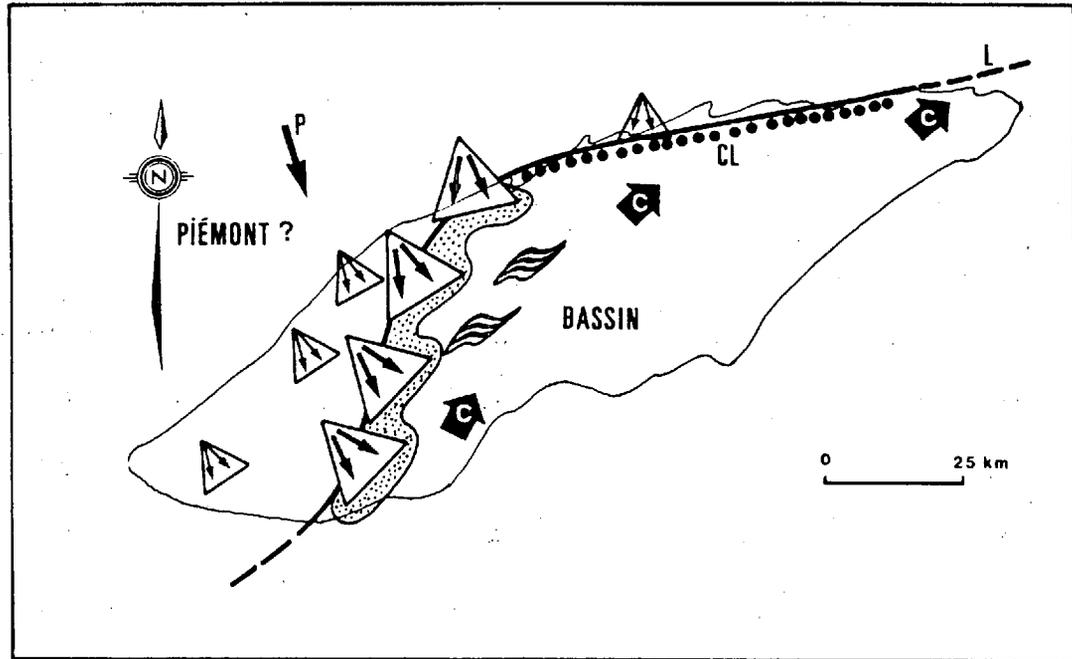


Figure 38: Schéma paléogéographique proposé pour le Groupe d'Indicator: cônes alluviaux (petits triangles) issus d'une zone de piémont, alimentant des corps fluvio-deltaïques (grands triangles) qui débouchent sur un bassin, formant une frange de deltas coalescents contrôlée par un accident NNE (en pointillé). Noter la limite plus stable du bassin (L), bien marquée par des cordons littoraux à galets de quartz (CL) et qui tend à démontrer une paléopente générale vers le SSE (P). Dans ce modèle, les paléocourants NE des grès de la Formation de Shikapio sont expliqués par des courants côtiers (C).

interprétation relative aux altérations météoriques, d'où l'absence d'évidence directe quant au paléoclimat.

Temps Pérignonca

La sédimentation est contrôlée par un système complexe de chenaux conglomératiques localisés surtout dans le centre du bassin (figures 30 et 39). Par rapport au Groupe d'Indicator, le centre de gravité des accumulations s'est déplacé vers le nord-est (figures 13 et 17) et est davantage contrôlé par un axe ENE. La source des sédiments se situe au nord, et ceux-ci construisent graduellement une immense plaine deltaïque sur laquelle vont se succéder différents environnements sédimentaires (tableau 5, et figures 39 et 40).

Avec la Formation de Laparre, le Bassin d'Otish connaît un épisode important de sédimentation deltaïque dans le centre-est du bassin; ce qui se traduit par un comblement progressif et la disparition graduelle des vecteurs NNE de paléocourants côtiers (tableau 5). Avec le temps, la région semble atteindre un profil d'équilibre, et le taux de subsidence balance avec ceux d'érosion et de sédimentation. Conjuguée à l'effet des marées, cette dynamique entraîne la construction d'est en ouest d'une flèche littorale (figure 31 pour les paléocourants) et le développement de cuvettes évaporitiques (tableau 5, et figures 39 et 40). La variété de lithofaciès synchrones ainsi engendrés constitue les

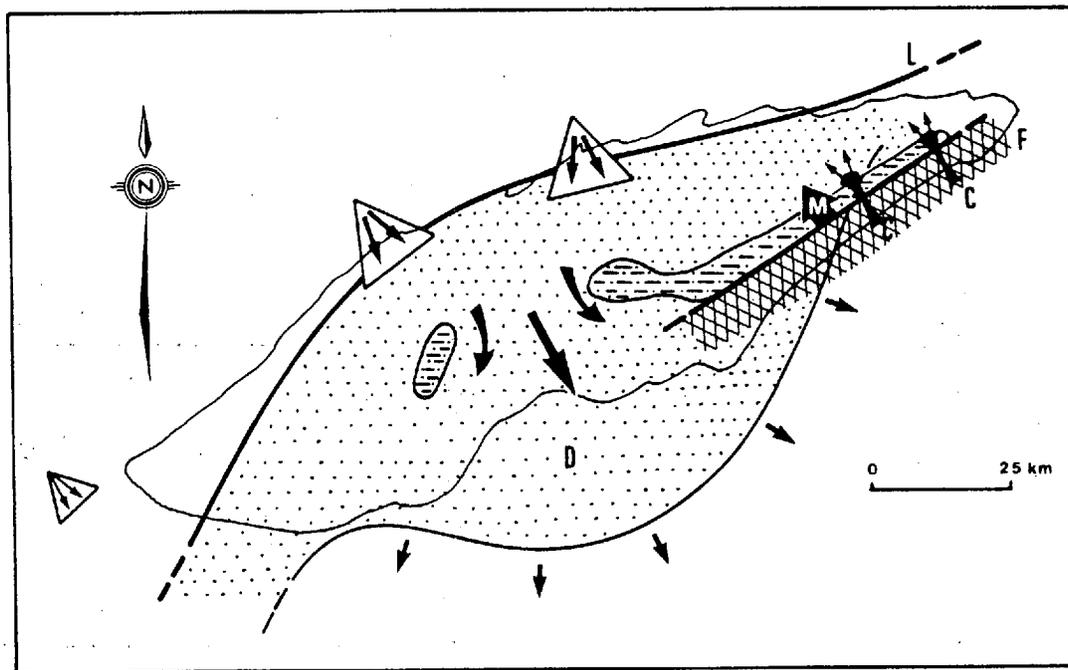


Figure 39: Schéma paléogéographique proposé pour le Groupe de Péribonca: alluvions (petit triangle) et accumulations fluvio-deltaïques (grands triangles) alimentent un important complexe deltaïque (D, en pointillé) sur lequel s'individualisent des sous-bassins (:--:) qui seront graduellement isolés du bassin puis comblés par la construction d'une flèche littorale (F, figuré losangé) et la migration de celle-ci vers le NE (M), expliquant ainsi les variations de faciès (Membre B) et les paléocourants multidirectionnels (Membre D) observés dans la Formation de Gaschet. Noter les chenaux de marée du Membre C de la Formation de Gaschet (C: les flèches donnent la direction des contre-courants mesurés d'après les "herringbone"). La limite du bassin (L) transgresse sur le socle.

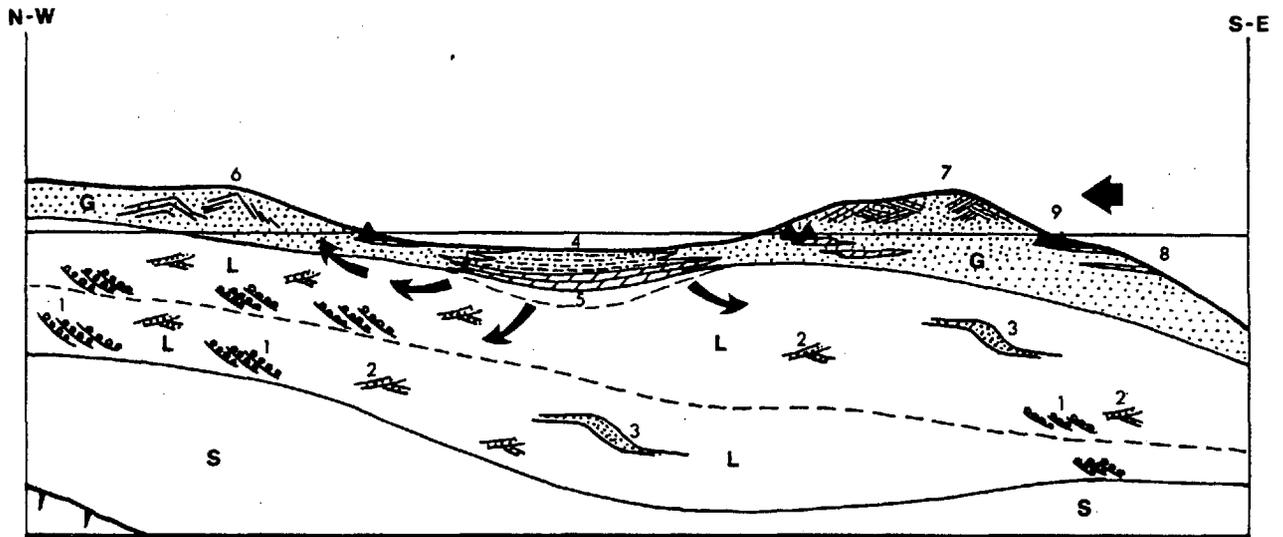


Figure 40: Coupe schématique illustrant les environnements sédimentaires proposés pour les formations de Laparre (L) et de Gaschet (G). La Formation de Laparre est caractérisée par des accumulations fluvi-deltaïques: chenaux avec lits obliques tangentiels à la base des unités A et C (1), suivis par de nombreuses structures entrecroisées de tailles variables (2); puis, à quelques endroits, surmontés par de grandes stratifications tabulaires tangentielles (3). Sous le bassin évaporitique, des grès massifs sont observés (5). La Formation de Gaschet correspond à l'individualisation d'une importante zone littorale sous l'influence des marées: comblement progressif d'une cuvette évaporitique par les siltites puis les grès silteux du Membre B (4), dunes éoliennes présentant occasionnellement des structures de glissement dans le Membre B (6), flèche littorale présentant des stratifications entrecroisées multidirectionnelles observées dans le Membre D (7), frange littorale dolomitique vraisemblablement d'origine organique (8) et chenaux de marées (9, triangles noirs).

différents membres de la Formation de Gaschet.

Ainsi du nord-ouest au sud-est vont se succéder trois assemblages lithostratigraphiques qui correspondent à autant d'environnements sédimentaires (figure 40): dépôts éoliens qui surmontent des dépôts fluvio-deltaïques (Membre B de la Formation de Gaschet surmontant le Membre D de la Formation de Laparre à la section R sur la figure 11), dépôts d'argilites et de siltites gréseuses rouges qui surmontent des carbonates interprétés comme étant d'origine évaporitique (respectivement membres B et A de la Formation de Gaschet aux sections N, Q et S sur la figure 11) et flèche littorale flanquée de dépôts carbonatés d'origine organique (?) et disséquée par des chenaux de marée (membres B, C et D de la Formation de Gaschet aux sections T, U et V sur la figure 11). Des variations de faciès analogues ont été observées à plusieurs reprises et sont abondamment décrites dans la littérature (références sur le tableau 5). Plus récemment, une étude de Clemmensen et al. (1989) portant sur les formations de Moenave et de Kayenta (Jurassique du sud de l'Utah aux Etats-Unis) a fait ressortir des variations de faciès semblables pour des environnements fluviatiles et lacustres en bordure de champs de dunes (milieu désertique). Cependant aucune unité de carbonates n'y est décrite. Dans le cas du Bassin d'Otish, la présence des carbonates du Membre A de la Formation de Gaschet et le contexte lithostratigraphique et sédimentaire arguent en faveur d'une origine marine.

Les dépôts éoliens du Membre B de la Formation de Gaschet

sont caractérisés par la présence de dunes plurimétriques à hectométriques et par la présence de litage entrecroisé à angle faible (planche XVI a à c). Le grès est laminé, irrégulièrement dolomitique, riche en pyrolusite et hématite; et les grains, bien arrondis, présentent des surfaces dépolies. Les glissements et les plis syngénétiques à pendage sud-est observés dans les dunes au nord du lac de la Girafe rappèlent les glissements et autres mécanismes de liquéfaction observés par Eschner et Kocurek (1986) dans la Formation de Curtis (Jurassique du nord de l'Utah). Ces structures sont associées à la destruction des champs de dunes par des épisodes transgressifs successifs. La présence de lits d'aspect massif observés au-dessus de grès laminés à la hauteur de la flèche littorale (section V) est interprétée aussi comme un remaniement de dépôts éoliens (planche XVI g).

Les grès et conglomérats de la Formation de Laparre contiennent une importante fraction exotique. Celle-ci peut être expliquée de deux façons: premièrement par déstabilisation tectonique tel que suggéré par les champs de Dickinson et Suczek (1979); et deuxièmement par un épisode glaciaire. Les structures, les textures, la morphologie des galets (planche XI d à f), la composition et la géométrie des corps sédimentaires observés dans les membres A et C de la Formation de Laparre rappèlent sensiblement celles observées dans les sédiments fluvio-glaciaires actuels (planche XXX e à h). Toutefois aucun caillou strié n'a été observé et la variété de lithologies des fragments peut toujours s'expliquer par une déstabilisation

tectonique qui a entraîné le déplacement du centre de gravité des dépôts déjà discuté et l'adjonction de matériaux détritiques provenant d'une nouvelle source suite à un rajeunissement de relief au nord du bassin.

5.6 Conclusion

La limite actuelle du Bassin d'Otish est érosive et de deux types: discordante et transgressive au nord, puis tectonique au sud (Front de Grenville). La source des sédiments terrigènes se situe au nord-ouest (Groupe d'Indicator) puis au nord (Groupe de Péribonca), et la subsidence du bassin s'est opérée en 4 épisodes majeurs (4 mégacycles), les deux premiers étant contrôlés par un axe d'effondrement NNE et les deux derniers par un axe ENE. En fait, il semble se dégager une tendance de rupture progressive suivant un vecteur NNE pour l'axe NNE, puis suivant un vecteur ENE pour l'axe ENE; ce qui se traduit par une rotation horaire des centres de gravité des dépôts (figures 13 et 17).

L'évolution sédimentaire implique de localiser les accumulations prodeltaïques au-delà de la limite actuelle du bassin. Probablement que les lits de schistes à biotite interlités avec les grès de la Formation de Matoush, dans la région du lac des Deux-Décharges, donnent la position du prodelta d'Indicator, avant la progradation du complexe deltaïque de Péribonca (planche XXVI g).

La quasi-absence d'argilite dans les groupes d'Indicator et de Pérignon, et les relations paléogéographiques discutées plus haut suggèrent fortement que le Bassin d'Otish ait été relié à un bassin beaucoup plus important au sud-est, à l'emplacement actuel de la Province de Grenville.

Des corrélations avec le Groupe de Mistassini (figure 41) suggèrent une liaison étroite avec le Bassin de Mistassini et la Cuvette de Papaskwasati (Genest, sous presse). La Formation de Papaskwasati est corrélable avec le Groupe d'Indicator (Chown et Caty, 1973; Caty, 1976 et Genest, sous presse), et tous deux correspondent à l'accumulation de deux mégacycles en milieu continental. Au temps Pérignon, un effondrement est observé dans la partie est du Bassin d'Otish suivant un axe ENE, tandis que le bloc sud-ouest du bassin, voisin de la Cuvette de Papaskwasati est plus stable et probablement pénéplané. La transgression marine s'exprime alors différemment dans les deux régions. La stabilité interprétée pour le bloc sud-ouest est renforcée par la carte des contours structuraux du socle (figure 14).

L'augmentation du niveau de la mer interprétée à partir de la succession lithostratigraphique implique un approvisionnement considérable en eau. Celui-ci peut être expliqué par un réchauffement climatique qui aurait entraîné la fusion d'un inlandsis ou des calottes polaires. Ce réchauffement semble se refléter aussi dans la composante carbonatée et les lits rouges du Groupe de Pérignon.

Un changement de latitude pourrait aussi expliquer le

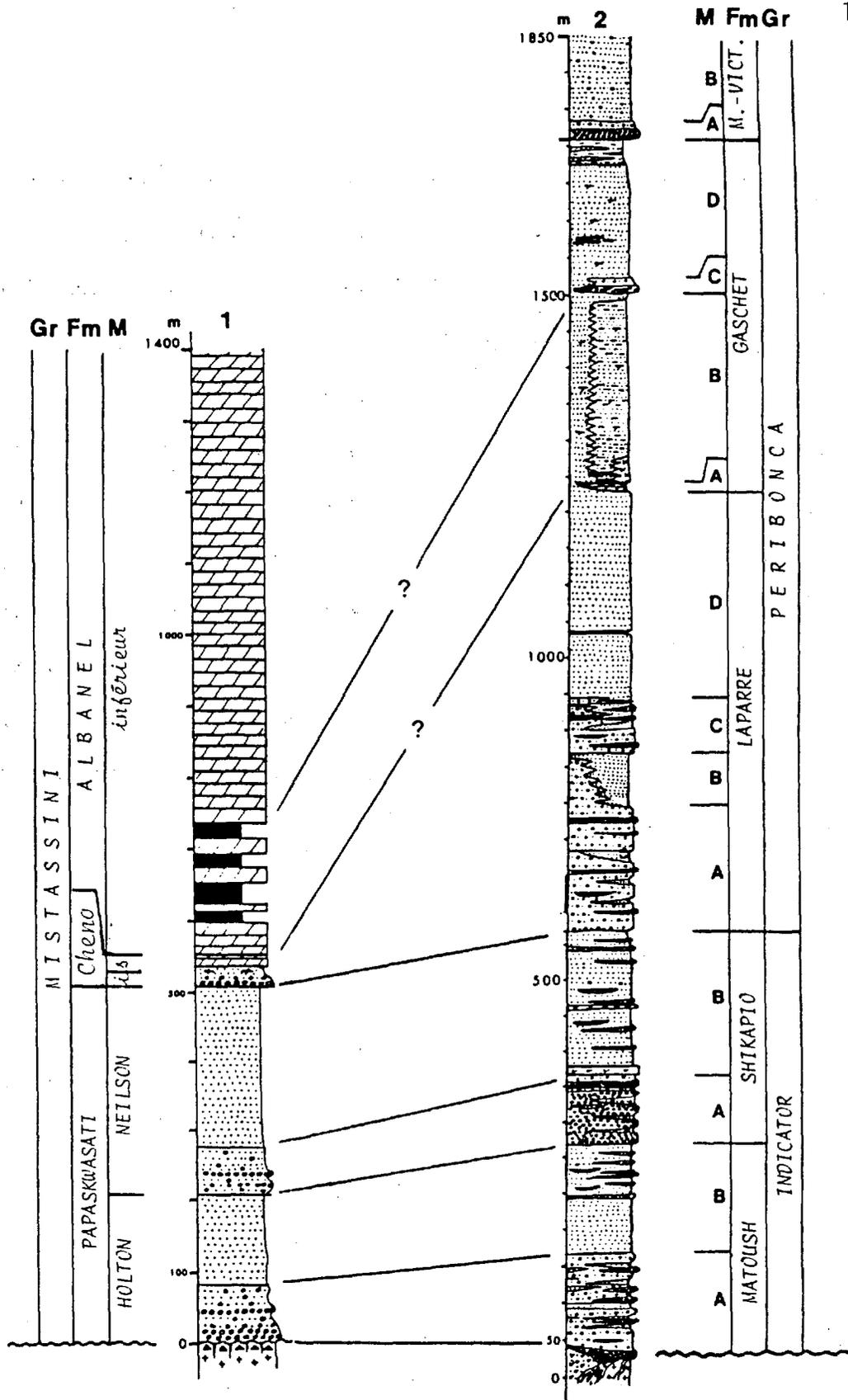


Figure 41: Corrélations entre les sections lithostratigraphiques généralisées du Groupe de Mistassini (1) et des groupes d'Indicator et de Péribonca (2).

réchauffement climatique observé, et du même coup le changement de direction observé dans les courants côtiers: ENE au temps Indicator et SW au temps Pérignon; mais ne peut expliquer l'importante transgression marine. Il faut donc faire appel à la fusion de la glace et l'inlandsis proposé par Young (1973) répond en partie au problème. La déstabilisation observée au temps Pérignon pourrait alors être causée par le soulèvement isostatique du socle au nord, entraînant le remaniement de dépôts morainiques et une sédimentation à caractère fluvioglaciale (membres A et C de la Formation de Laparre). L'effet conjugué d'un changement de latitude, et conséquemment de la fusion d'un inlandsis, explique l'ensemble des observations et interprétations.

6. CONCLUSION: EVOLUTION DU BASSIN D'OTISH

Le Bassin d'Otish est le produit de la convergence de phénomènes tectoniques et sédimentaires intimement associés à la naissance du craton nord-américain et les processus géologiques n'ont cessé de marquer son histoire. De nombreux événements ont oblitéré l'aspect original du Bassin d'Otish et les mieux documentés sont l'orogénèse grenvillienne et l'érosion ultérieure. Ces derniers sont discutés sommairement aux chapitres 2 et 3 et sont indépendants de l'analyse du bassin. Les lignes qui suivent seront donc consacrées uniquement à la vie du bassin et à son contexte paléogéographique. Après avoir exposé les principaux résultats des analyses lithostratigraphique et sédimentologique, un modèle sera proposé pour la genèse du bassin. Par la suite, celui-ci sera confronté aux concepts généralement admis pour des accumulations supracrustales de nature, d'âge et de contexte géologique équivalents.

6.1 Principaux résultats de l'étude

Le Supergroupe d'Otish est constitué de 4 mégacycles sédimentaires s'affinant vers le sommet. Les deux premiers cycles appartiennent au Groupe d'Indicator et sont caractérisés par d'importantes accumulations de conglomérats oligomictes à

cailloux de quartz. Leur distribution est largement contrôlée par la topographie (figure 10) et par des structures NNE qui donnent au corps sédimentaire une forme allongée de même orientation (figures 13, 14 et 26). Le centre de gravité des dépôts se situe à la hauteur du lac Indicateur. Les rapports grès/conglomérat de la Formation de Shikapio suggèrent une sédimentation de l'ouest vers l'est et le nord-est (figure 27). Les vecteurs moyens des paléocourants mesurés dans les unités conglomératiques et gréseuses du Groupe d'Indicator sont respectivement SSE et NNE (figure 29).

Les deux mégacycles supérieurs appartiennent au Groupe de Pérignon et se distinguent principalement par la nature polymictique des unités conglomératiques, le contenu minéralogique des grès (figures 12 et 16) et des accumulations chimiques à la fin du deuxième cycle. La sédimentation est transgressive sur le socle au nord (figure 10, section F) et graduellement contrôlée par des structures ENE, comme en témoigne la distribution des membres conglomératiques de la Formation de Laparre dont les centres de gravité se déplacent vers le nord-est (figure 17): soit à environ 50 km au nord-est de ceux des formations de Matoush et de Shikapio qui semblent eux aussi présenter un début de déplacement vers le nord-nord-est (figure 13).

Les structures sédimentaires, l'évolution dans la composition et les résultats d'analyses granulométriques démontrent que les milieux de sédimentation évoluent de la base au sommet, depuis des faciès alluviaux continentaux jusqu'à un

environnement deltaïque soumis à l'action des marées, impliquant même le développement de cuvettes évaporitiques (tableau 5).

Les gabbros se présentent comme une immense structure tabulaire hypovolcanique associée aux lits rouges des faciès sommitaux. Leur mise en place est contrôlée par les systèmes de failles en tension 010° , 070° et 130° .

6.2 Genèse proposée

Le modèle structural préconisé pour l'évolution du Bassin d'Otish comprend 5 stades de développement (Genest, 1987b) (figures 42 et 43).

Stade 1

Le stade initial se résume à l'existence évidente d'un craton archéen soumis à des processus d'érosion et de sédimentation continentales. En accord avec les axes de contrôles de la sédimentation et les systèmes de dykes, une fragmentation du craton selon trois axes de fracturation intrinsèque est postulée (010° , 070° et 130°).

Stade 2

Un premier système de graben se développe suivant l'axe 010° et permet la sédimentation des deux premiers mégacycles: formations de Matoush et de Shikapio (Groupe d'Indicator). Avec

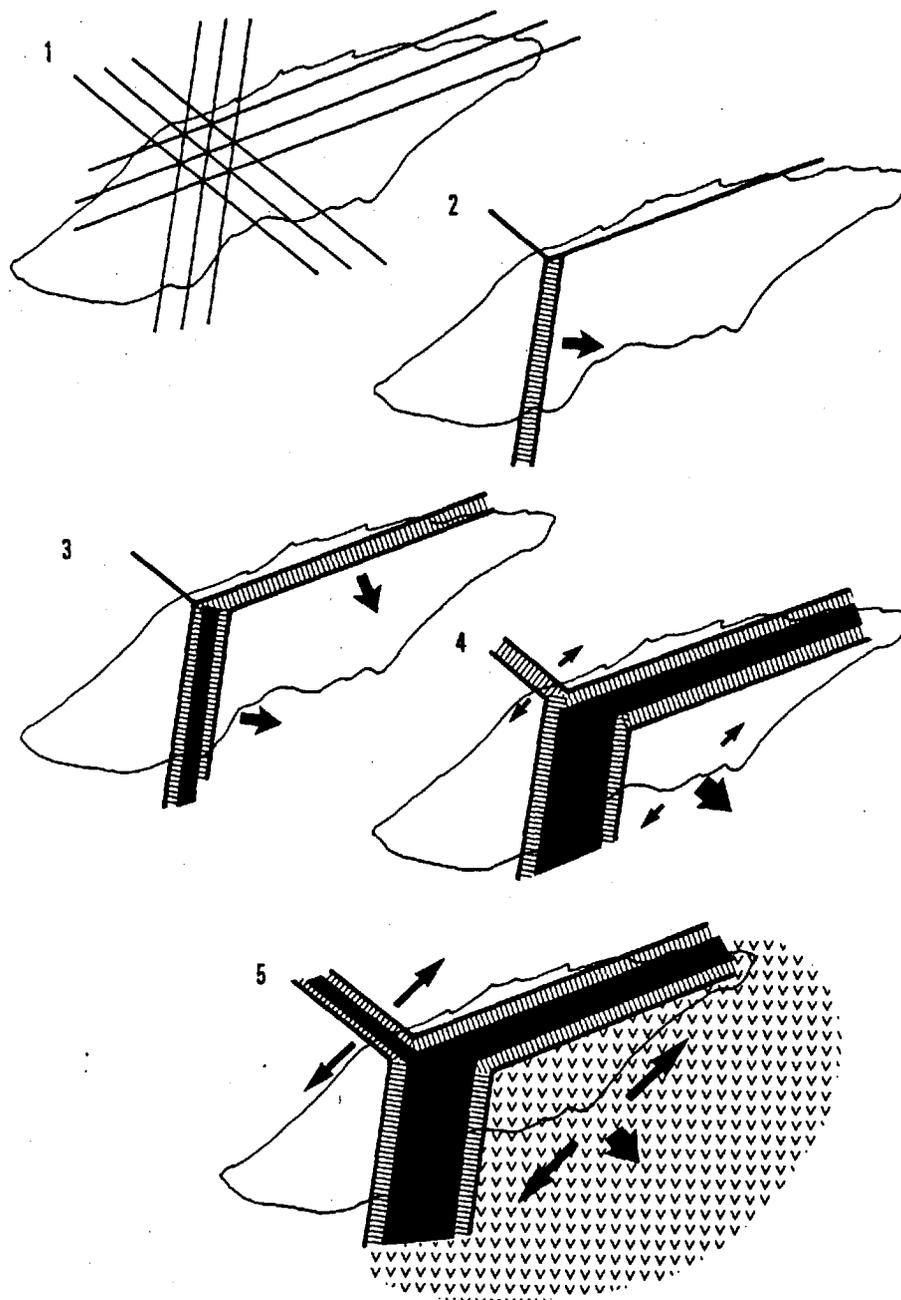


Figure 42: Evolution tectono-magmatique proposée pour la genèse du Bassin d'Otish. Stade 1: fracturation intrinsèque suivant 3 axes (010° , 070° , et 130°). Stade 2: formation d'un système de graben suivant l'axe 010° . Stade 3: formation d'un second système de graben (070°) et intrusion de gabbros dans le système 010° . Stade 4: distension progressive avec intrusion dans les systèmes 010° et 070° , et développement d'un système de graben 130° . Stade 5: édification d'une structure tabulaire hypovolcanique, et intrusion tardive suivant le système 130° .

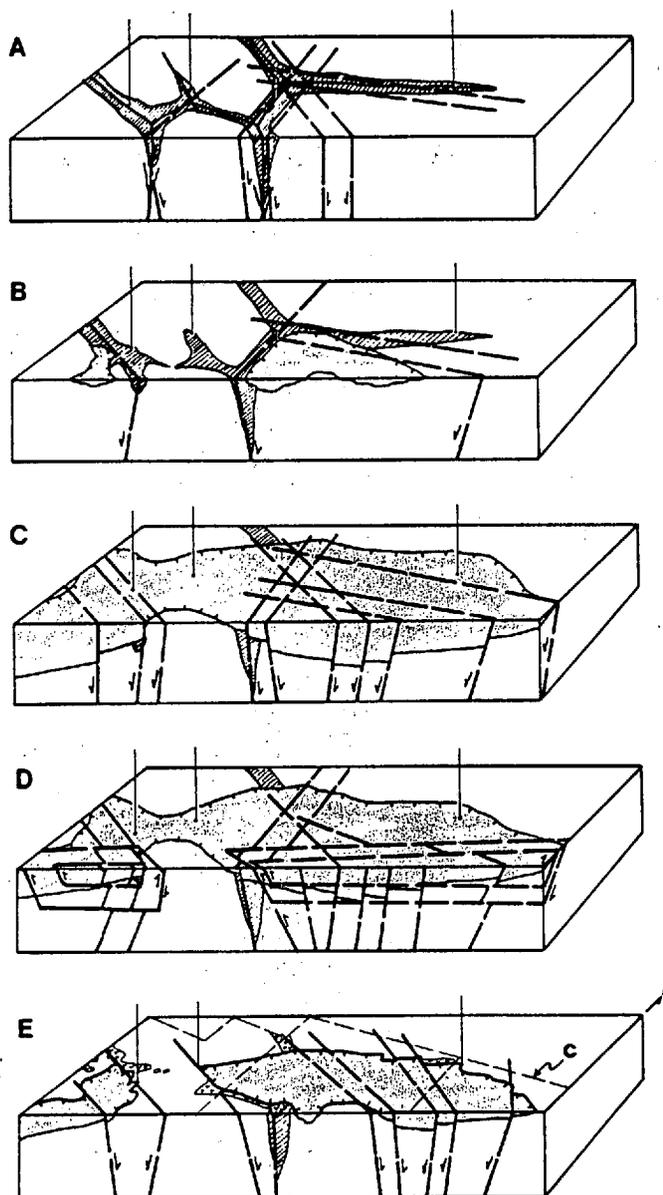


Figure 43: Bloc-diagrammes schématiques illustrant l'évolution géologique des bassins d'Otish et de Papaskwasati. La façade des blocs fait 250 km. A: Rupture de la croûte et mise en place des ceintures volcanosédimentaires à l'Archéen. B: Développement d'une fracturation intrinsèque, puis effondrement de certains compartiments méridionaux et accumulations détritiques épicontinentales à l'Aphébién inférieur. C: Effondrement progressif, épisode transgressif et mise en place des gabbros à l'Aphébién supérieur. D: Rejeux tectoniques à l'Hélikien. E: Distension crustale paléozoïque. Le petit "c" indique la limite supérieure des plans A, B et C (en pochette).

la Formation de Shikapio, le centre de gravité des dépôts terrigènes connaît un premier déplacement vers le nord-nord-est. D'après les paléocourants mesurés dans les membres conglomératiques, le transport s'effectue vers le sud-sud-est et la source des sédiments est au nord et au nord-ouest. Les structures sédimentaires et les paléocourants mesurés dans les grès du Membre B de la Formation de Shikapio démontrent un transport de la fraction arénitique vers le nord-nord-est, dénotant un important remaniement côtier des sédiments qui arrivent dans le bassin (figure 38). Ceci implique l'augmentation du niveau d'eau (figure 37), et explique le biais noté dans la distribution des rapports grès/conglomérats de cette formation qui suggère une source de sédiments ouest-sud-ouest (figure 27).

Stade 3

La fragmentation du craton se poursuit plus à l'est, mais cette fois suivant un axe ENE: axe qui contrôlera la distribution des dépôts du Groupe de Pérignon. Cette tendance semble toutefois avoir été amorcée avec la sédimentation de la Formation de Shikapio dès la fin du temps Indicator (figure 13); ce qui suggère une rupture progressive de la croûte continentale suivant un patron à indentations losangées ainsi qu'un affaissement continu mais saccadé du compartiment sud-est. Une première génération de dykes de gabbro est proposée pour ce stade, mais n'est fondée que sur la précocité du système de failles NNE. Le bassin se comble progressivement et un immense complexe deltaïque

s'édifie. Avec le temps la plaine deltaïque sera modelée par les courants côtiers et une dynamique éolienne, ce qui engendrera la juxtaposition de différents faciès et le cloisonnement de bassins évaporitiques (figures 39 et 40). La nature des lithofaciès du Groupe de Pérignon et leur succession verticale arguent en faveur d'un réchauffement climatique, d'une stabilisation du niveau d'eau et d'une liaison avec un bassin marin beaucoup plus important au sud.

Stade 4

La dislocation se poursuit et entraîne la mise en place de dykes d'orientation NNE et ENE. L'abondance relative des familles de dykes et leur distribution restreinte suggèrent fortement un lien génétique entre leur mise en place et l'ouverture du bassin (figure 21). Un système de failles 130° est postulé comme étant le précurseur du système de dykes de même orientation qui semble plus tardif. La mise en place de ce système de dykes est interprétée au stade 5 parce qu'il recoupe la grande structure tabulaire de gabbro considérée hypovolcanique.

Stade 5

La dislocation crustale se poursuit et permet l'édification d'une structure intrusive hypovolcanique constituée de gabbro et de lithologies de même affinité. L'enclave de migmatite observée à quelques kilomètres de sa source potentielle et les mesures d'écoulement suggèrent un transport vers le sud. Cette

observation, combinée à la distribution globale des gabbros de la région et leur position stratigraphique, supporte l'idée d'un complexe stratiforme coiffant principalement les sédiments accumulés sur le compartiment sud en subsidence. Des dykes 130° sont mis en place et certains recourent la structure tabulaire de gabbro.

6.3 Discussion

Le modèle proposé pour l'évolution du Bassin d'Otish explique plusieurs observations mais soulève de nombreuses interrogations notamment quant à l'extension du bassin ainsi qu'à son intégration à l'histoire tectonique et sédimentaire du craton nord-américain.

Extension du Bassin d'Otish

La distribution actuelle du Bassin d'Otish est contrôlée par une limite d'érosion et ne reflète en rien l'étendue originale du bassin. Bien qu'elles soient conformes aux directions des lignes de rivage interprétées, les limites illustrées sur les figures 38 et 39 sont schématiques et ne font que traduire les tendances à un temps donné de la période concernée. Le contrôle topographique de la sédimentation est plus important pour le Groupe d'Indicator

et le caractère transgressif du Groupe de Pérignon peut s'observer sur la bordure nord du bassin.

La limite sud du bassin est structurale et influencée par le front tectonique de l'orogénèse grenvillienne. Plusieurs observations appuient l'idée d'une extension du Bassin d'Otish au-delà de ce front: distribution et épaisseur des unités; paléocourants; succession verticale; absence de lithofaciès prodeltaïques; asymétrie du bassin; et distribution des environnements sédimentaires du Groupe de Pérignon. Un empilement de grès fins, localisé dans les internides, est corrélable avec le Groupe d'Indicator (section X sur les figures 9 et 11). Cet empilement contient à sa base des schistes à biotite interlités avec des grès fins plissés et métamorphisés. Ce qui tend à démontrer l'extension probable et importante des complexes deltaïques; et encore là, très peu d'argilites ou de schistes ont été observés. Pour parfaire le modèle, il faudra donc chercher des équivalents métamorphiques de lithofaciès prodeltaïques et de plate-forme à l'intérieur des suites métamorphiques comprises dans la Province de Grenville.

Contexte paléogéographique

Roscoe (1969), puis Frarey et Roscoe (1970) ont fait des rapprochements entre le Supergroupe d'Otish et le Supergroupe huronien. Roscoe (1969) voyait dans les sédiments du Bassin

d'Otish un équivalent de la Formation de Lorrain, et dans la Formation de Papaskwasati un équivalent de la Formation de Mississagi (figures 41 et 44 comme repères). Les corrélations établies entre la Formation de Papaskwasati et le Groupe d'Indicator (Chown et Caty, 1973; et Genest, sous presse) permettent donc de vieillir également le Groupe d'Indicator et de le rapprocher de la Formation de Mississagi.

Bergeron (1957) et Dimroth et al. (1970) ont bien documenté les constituantes de la ceinture Circum-Ungava, mais les données ne permettaient pas de corrélations étroites. Chown et Caty (1973) comparent le Groupe d'Indicator et la Formation de Papaskwasati avec les formations de Sakami et de Chakonipau, ainsi qu'avec le Groupe de Belcher, mais encore là aucune corrélation étroite n'est proposée.

Baragar et Scoates (1981) proposent un modèle unifié, axé sur la tectonique des plaques, pour expliquer les analogies lithologiques et circonstancielles entre les 9 entités sédimentologiques qui bordent la Province du lac Supérieur. Le modèle paraît cohérent, mais la zone de subduction proposée ne fait pas l'unanimité (Anderson et Burke, 1983).

Lorsqu'il s'agit de comparer des bassins éloignés entre eux et d'en cerner les dénominateurs communs pour des fins de reconstruction paléogéographique, les outils de corrélation sont précaires et l'argumentation circonstancielle devient parfois prépondérante. De plus, pour être satisfaisants, les modèles doivent s'intégrer aux concepts généralement admis.

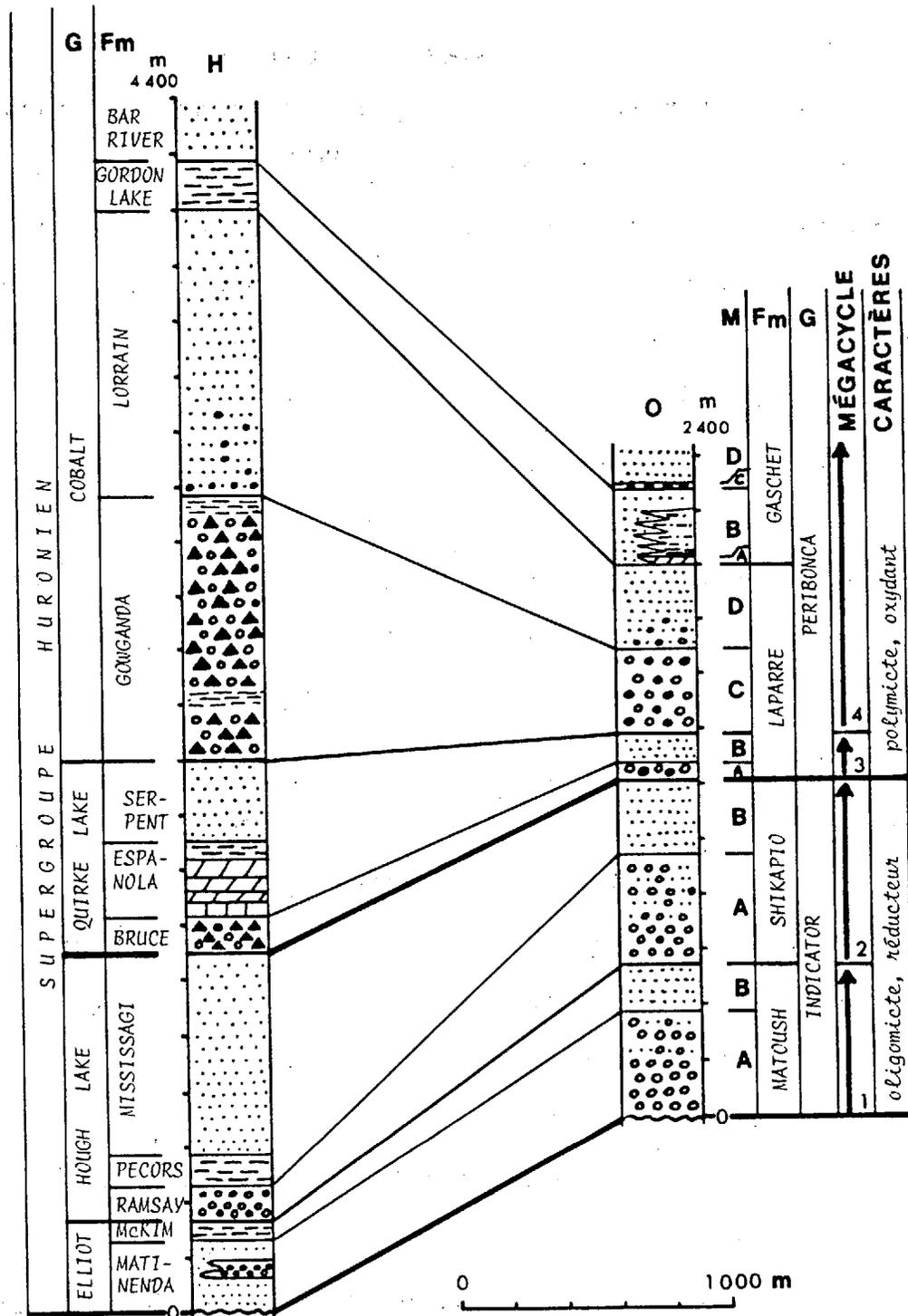


Figure 44: Corrélations entre le Supergroupe huronien (H) et le Supergroupe d'Otish (O).

Dans un premier temps la succession lithostratigraphique du Supergroupe d'Otish a été comparée à celle du Supergroupe huronien. Bien qu'il existe plusieurs bassins supra-... et circum-supérieurs plus ou moins synchrones, le Supergroupe huronien a été préféré pour plusieurs raisons: la succession verticale offre des variations et des puissances importantes (planche XXIX); les conglomérats à cailloux de quartz de la base sont comparables à ceux du Groupe d'Indicator; des faciès évaporitiques sont observés au sommet; et le cadre tectonique est comparable. Considérant le fait que des bassins de caractères et d'âge équivalents pourraient avoir vécu les mêmes événements géologiques globaux, la comparaison fut faite sur la base de mégacycles (Genest, 1989). Les corrélations proposées sont basées sur les travaux de Casshyap (1971) relatifs au Supergroupe huronien: les résultats d'analyses modales ont été mis en parallèle avec ceux du Supergroupe d'Otish. Le cadre lithostratigraphique utilisé est celui d'Elliot Lake décrit par Sims et al. (1981).

Les deux supergroupes concernés reposent sur un socle archéen régolitisé en bordure du craton de la Province du lac Supérieur. Ils sont constitués de 4 mégacycles (figure 44), et sont intrudés par des complexes basiques (Diabase de Nipissing et Gabbro d'Otish). Les termes inférieurs des deux mégacycles de la base sont caractérisés par l'abondance et la récursivité de conglomérats oligomictes à cailloux de quartz. Les termes conglomératiques des deux mégacycles supérieurs sont polymictes.

ce qui traduit un changement dans la dynamique sédimentaire. Les processus évoqués pour la sédimentation des deux derniers mégacycles du Supergroupe huronien (groupes de Quirke Lake et de Cobalt) sont liés à la fusion d'un inlandsis, et les assemblages de lithofaciès témoignent de l'interaction entre la position de l'inlandsis et du développement de la marge continentale (Young, 1970, 1973a et 1973b; et Miall, 1985). Les lithofaciès des unités polymictes du Supergroupe d'Otish sont très différents de leurs équivalents huroniens; ils se rapprochent davantage des tills remaniés. Les tillites de la Formation de Chibougamau, décrites par Long (1974) et comparables à celles du Groupe de Cobalt (planches XXIX a et b, et XXX a, b et c), suggèrent la présence d'un inlandsis au nord de la région de Chibougamau; ce qui incite Young (1970 et 1973b) à intégrer cette région dans un événement glaciaire commun. Avec cette interprétation, la Formation de Chibougamau devient un équivalent latéral de la Formation de Laparre (Groupe de Péribonca) et conséquemment se place au-dessus de la Formation de Papaskwasati en passage latéral avec la Formation de Cheno (figures 41 et 44 pour repères). La stabilité du socle de cette région (interprétée au chapitre 5) et le paléorelief des environs de la Cuvette de Papaskwasati (Caty, 1976) y ont empêché toute accumulation importante.

Avec l'arrivée des mégacycles polymictes, on note un passage à des conditions oxydantes dans les deux supergroupes: "oxyatmoversion" de Roscoe (1973) (figure 44). La coïncidence spatio-temporelle entre le passage à des conditions oxydantes et

la fusion de l'inlandsis n'est probablement pas fortuite: d'où l'hypothèse de conditions oxydo-réductrices plutôt, reliées à la disposition des calottes glaciaires qu'à l'augmentation subite du taux d'oxygène libre dans l'atmosphère, tel que suggérée par Cloud (1968), Roscoe (1973) et Dimroth et Kimberley (1976), puis discutée par Blatt et al. (1980).

La naissance du Bassin d'Otish, comme celle des autres bassins aphébiens surmontant et entourant le craton archéen, est étroitement reliée à l'émersion de ce dernier. Comme des dépôts glaciaires sont identifiés sur d'autres cratons archéens dans des contextes analogues (Hambrey et Harland, 1979; Harland, 1983; et Young, 1988), et que ceux-ci sont intimement associés à la fragmentation des cratons (Young, 1988 et 1989), il apparaît logique de postuler que la cratonisation initiale s'est opérée sous couvert glaciaire. La fusion de la glace a donc permis l'exondation isostatique progressive du craton et l'accumulation de successions sédimentaires continentales et paraliques.

Parmi les autres critères de comparaison entre les deux derniers mégacycles des supergroupes huronien et d'Otish, il faut citer la présence de carbonates et d'évaporites, l'enrichissement progressif en plagioclases et fragments de sédiments, et l'observation de structures fenestrales (Membre B de la Formation de Gaschet) qui se rapprochent beaucoup des stromatolites encroûtants décrits par Hofmann et al. (1980) pour la Formation de Gordon Lake (figure 44 pour corrélations). Ces observations témoignent de changements climatiques évoluant vers des

conditions plus arides et probablement plus chaudes. Cette interprétation est d'ailleurs renforcée par l'existence de structures stromatolitiques dans le Bassin de Mistassini (Hofmann, 1978) et l'évidence de sursaturation par évaporation dans la Cuvette de Papaskwasati (Chown, 1987). Ces conditions climatiques sont conformes à ce qui est généralement observé dans les sédiments supracrustaux à la fin de l'Aphébién au Canada (Hoffman, 1967, 1973 et 1978; Wood, 1973; Bell et Jackson, 1974; Chandler, 1980; et Ricketts et Donaldson, 1981).

Les supergroupes huronien et d'Otish sont donc comparables à plusieurs égards et les variations de lithofaciès observés entre les deux localités reflètent simplement la gamme de milieux de sédimentation créés par l'effet conjugué de la fusion d'un inlandsis et la fragmentation du craton archéen.

Parmi les autres constituantes de la ceinture circum-supérieure, seules les sections du Groupe de Belcher et du Supergroupe de Kaniapiskau ont fait l'objet d'un examen sommaire. Les travaux consultés sont ceux de Bell et Jackson (1974) puis Ricketts et Donaldson (1981) pour le Groupe de Belcher, et Dimroth (1978) puis Le Gallais et Lavoie (1982) pour le Supergroupe de Kaniapiskau compris dans la partie centrale de la Fosse du Labrador. De tous les lithofaciès répertoriés, seuls ceux de la Formation de Chakonipau ressemblent réellement à ceux du Supergroupe d'Otish. La Formation de Chakonipau se situe à la base du Supergroupe de Kaniapiskau et est constituée de grès et de conglomérats à granules arkosiques rouges, ainsi que de

conglomérats polymictes. La nature polymicte des conglomérats, le caractère oxydant dénoté et la présence de lithofaciès à carbonates dans les unités qui succèdent, arguent en faveur d'une comparaison avec le Groupe de Pérignon plutôt qu'avec le Groupe d'Indicator comme le suggéraient Chown et Caty (1973).

Le Groupe de Belcher est principalement constitué de lithofaciès proximaux de plate-forme carbonatée. La présence de dolomies évaporitiques et autres évaporites, la construction d'importants édifices stromatolitiques, l'observation de niveaux ferrifères et l'extrusion de basaltes de plateau suggèrent une relation étroite avec le contexte tectonique et sédimentaire interprété pour la fin du temps Pérignon. Dans l'ensemble, les lithofaciès du Groupe de Belcher sont plus franchement marins et se comparent davantage avec les carbonates de la Formation d'Albanel (figure 41). Un argument additionnel est la relation contextuelle entre les niveaux ferrifères du Groupe de Belcher et la formation de fer comprise dans la Formation de Témiscamie qui surmonte la Formation d'Albanel. Quant aux lits rouges de la Formation de Loaf (Groupe de Belcher), ils sont comparables à ceux des formations de Gaschet et de Marie-Victorin.

Les corrélations proposées cadrent bien avec celles de Young (1983) pour la région des Grands Lacs, et placent la Formation de Témiscamie dans une position équivalente aux formations de fer de la région du lac Supérieur. Cette interprétation n'est pas sans intérêt, en raison de l'importance accordée aux formations de fer dans l'élaboration des modèles tectoniques (Fryer, 1972;

Gross, 1983; Kimberley, 1983; Dymkin et al., 1985; et Young, 1988).

Cadre tectonique

Les mécanismes d'érosion et de sédimentation évoqués plus haut expliquent la nature et la distribution des lithofaciès mais ne suffisent pas pour interpréter l'évolution structurale des bassins ainsi que leur disposition par rapport au craton.

L'évolution du Bassin d'Otish (ou ce qui reste du Bassin d'Otish) se termine avec la mise en place d'un complexe tholéititique (stade 5); ce qui constitue le terme ultime d'une distension crustale: distension crustale qui dans le cas du Bassin d'Otish s'apparente à un rift continental cicatrisé (avorté). Cependant, les arguments militent en faveur d'une liaison du Bassin d'Otish avec un bassin plus important au sud doivent être retenus et considérés dans la reconstitution paléogéographique.

L'ouverture du Bassin d'Otish s'est produite suivant un système de failles conjuguées 010° et 070° , système qui s'apparente au réseau de faille qui donne la configuration du Front de Grenville. Comme en témoignent les failles et les plis observés dans la région immédiate du Bassin d'Otish, les failles du socle responsables de l'ouverture du bassin ont joué un important rôle de blocage lors du transport tectonique induit par

l'orogénèse grenvillienne. Il est donc probable que la trace du Front de Grenville fut dictée par d'anciennes failles de socle. En tenant compte d'une liaison du Bassin d'Otish avec un bassin marin plus important vers le sud, il est indiqué d'interpréter un lien génétique entre l'ouverture du bassin et le réseau de failles qui sillonne le Front de Grenville.

Le modèle en 5 stades proposé pour l'évolution du Bassin d'Otish s'intègre aisément à celui de Fahrig et al. (1986) et Fahrig (1987) fondé sur la distribution des réseaux de dykes et sur la tectonique des plaques. Dans un contexte de tectonique de plaques, le système de failles 130° correspond à l'axe du rift avorté suggéré par Fahrig (1987), et les systèmes 010° et 070° aux axes de développement de la marge continentale passive. Cette interprétation est renforcée par les données lithostratigraphiques et sédimentologiques obtenues et qui sont conformes aux critères acceptés pour un tel environnement tectono-sédimentaire (Reading, 1982; Miall, 1981 et 1984b; et Kingston et al., 1983).

Ainsi, le Bassin de Mistassini, la Cuvette de Papaskwasati et le Bassin d'Otish peuvent être considérés comme les témoins de mécanismes précurseurs responsables de l'ouverture progressive d'un bassin océanique situé à l'emplacement aujourd'hui occupé par la Province de Grenville. En admettant la date de 1500 Ma avancée par Baer (1981) et Windley (1989) pour la mise en place des premiers massifs anorthositiques et autres plutons felsiques associés, et en considérant que les datations disponibles sont

nettement insuffisantes pour élaborer des modèles globaux impliquant une tectonique progressive; il est raisonnable d'associer l'ouverture du bassin océanique, précédemment postulé, à la phase initiale du cycle de Wilson suggéré pour la genèse de la Province de Grenville (Anderson et Burke, 1983; et Windley, 1989).

6.4 Conclusion

L'analyse lithostratigraphique a permis de combler les lacunes stratigraphiques et de proposer une nouvelle nomenclature. Ainsi ont été définis ou redéfinis le Supergroupe d'Otish, les groupes d'Indicator et de Pérignon, les formations de Matoush, de Shikapio, de Laparre, de Gaschet et de Marie-Victorin, comprenant au total 14 membres.

Les structures sédimentaires, l'évolution dans la composition et les résultats d'analyses granulométriques démontrent que les milieux de sédimentation évoluent de la base au sommet, depuis des faciès alluviaux continentaux jusqu'à un environnement deltaïque soumis à l'action des marées, impliquant même le développement de cuvettes évaporitiques.

Les gabbros se présentent comme une intrusion stratiforme hypovolcanique associée aux lits rouges des faciès sommitaux. Leur mise en place est contrôlée par des systèmes de failles en tension 010°, 070° et 130°.

Par son évolution paléogéographique, et son cadre tectonique et magmatique, le Supergroupe d'Otish est comparable au Supergroupe huronien.

L'ensemble des observations suggère que le Bassin d'Otish est issu d'une distension crustale protérozoïque inférieure de type RRR (Genest, 1987b). Un modèle en 5 stades, compatible à celui de Farhig (1987), a été proposé. Les premières alluvions, accumulées sous des conditions réductrices, sont vraisemblablement d'origine glaciaire, comme il est observé ailleurs au Canada et dans le monde à cette période; d'où l'idée d'une cratonisation intimement associée à un épisode glaciaire.

La progradation des complexes deltaïques vers le sud-est et la présence d'environnements paraliques arguent en faveur d'une liaison du Supergroupe d'Otish avec une sédimentation de plate-forme, comme celle du Bassin de Mistassini, mais bien au-delà des limites connues.

Les bassins de Mistassini, de Papaskwasati et d'Otish sont interprétés comme étant les témoins d'une marge continentale passive au Protérozoïque Inférieur, et les mécanismes d'ouverture comme les précurseurs du cycle de Wilson grenvillien. Cette interprétation est renforcée par le contexte métallogénique des gîtes répertoriés dans la région et discutés par Chown (1984) et Genest (sous presse). Le cycle complet implique l'existence d'un complexe ophiolitique dans la Province de Grenville. Le Complexe de la Bostonnais est interprété par Rondot (1986) comme étant une suite de lambeaux amphibolitiques apparentés à un complexe

ophiolitique qui se situe à la limite commune des blocs Laurentia et Quebecia. A défaut de l'entérinement de l'hypothèse de Rondot (1986), le cycle de Wilson pourrait toujours être modifié à la manière de Kröner (1983) pour expliquer la ceinture de Damara en Namibie: sans formation de croûte océanique véritable, et conséquemment sans consommation de celle-ci lors de l'orogénèse grenvillienne.

Les questions soulevées sont nombreuses et concernent surtout la faisabilité de parfaire le modèle en utilisant les suites métamorphiques contenues dans la Province de Grenville. Une hypothèse analogue a déjà été formulée pour les supergroupes huronien et de Grenville (Quirke et Collins, 1930) mais ne fait pas l'unanimité. Pourtant un tel schéma paléogéographique explique certaines observations comme par exemple l'existence de métasédiments et de minéralisations uranifères associées dans la région de Mont-Laurier (Kish, 1975); ou encore la présence de la formation de fer du Supergroupe de Kaniapiskau surmontant un assemblage de méta-grès dolomitiques à oligistes et de marbres dolomitiques dans la région du lac Matonipi 30 km à l'est du lac Plétipi (planche XXX d): assemblage se rapprochant de certains lithofaciès de la Formation de Gaschet, faisant le lien avec la Fosse du Labrador et renforçant les corrélations avec la Formation de Témiscamie.

En utilisant le modèle proposé comme hypothèse de travail, les études devraient s'orienter suivant deux axes: un premier concerne la recherche de suites métamorphiques équivalant à des

lithofaciès de plate-forme et de plaine abyssale succédant à d'autres plus franchement détritiques, et un deuxième concerne la distribution des environnements tectono-sédimentaires en fonction de la symétrie du bassin océanique postulé.

Certains éléments du modèle de Rondot (1986), développé pour expliquer la distribution de différentes suites métamorphiques contenues dans la Province de Grenville, appuient les idées émises quant à l'orientation suggérée pour la poursuite des travaux. Parmi les plus importants, il faut mentionner la distribution et la nature des assemblages de paragneiss, son interprétation de géosuture entre les blocs Laurentia et Quebecia, et la nature des lithologies contenues dans le Supergroupe de Baie-Comeau: lithologies qui pourraient bien avoir été accumulées sur la marge continentale méridionale, et qui pourraient répondre au critère de symétrie évoqué plus haut pour l'évolution du bassin océanique grenvillien.

Pour élaborer un modèle global de reconstitution paléogéographique, le défi est de taille car l'orogénèse grenvillienne a rendu le terrain difficile, ne laissant passer que des bribes d'informations ici et là. Cependant, petit à petit les données s'accumulent et le paysage se précise. Malgré la mise en place des complexes anorogéniques et l'exhumation de faciès catazonaux, des reconstitutions paléogéographiques voient le jour; et bien qu'elles ne fassent pas l'unanimité, elles ont le mérite d'expliquer certaines observations et de fournir matière à réflexion.

APPENDICE I

Toponymes usuels et leur localisation

TOPONYMES	ENTITÉ	LOCALISATION SUR LES CARTES
À COTÉ	lac	B-3d
ALBANEL	lac	A-4a
ANORAK	lac	A-2d
ARTHUR-GENEST	lac	C-4l
ATIHKA	rivière	B-3j
AUTIN	lac	C-1f
BALEINE	lac de la	C-3g
BAROU	lac	A-7k
BAUDEAU	lac	A-1f
BENOÎT	lac	B-7d
BERNAY	lac	C-4f
BÉTHOULAT	lac	A-8c
BLANOT	lac	B-2a
BOIVIN	rivière	C-4h
BOIVIN	lac	C-4g
BRIDEAUX	lac	A-4c
BRILLANTE	Montagne	C-4h
BRISSIN	lac	B-5m
BUSSY	lac	B-2c
CAMIE	rivière	A-9f
CAOUACHIGAMAU	lac	A-7a
CARIGNAN	rivière	C-2i
CASTOR NOIR	lac du	C-3g
CHANCE	lac de la	C-5m

TOPONYMES	ENTITÉ	LOCALISATION SUR LES CARTES
CHENO	rivière	A-4c
CHICOUTÉ	lac du	C-3m
CLAIRY	lac	A-5a
CONFLANS	lac	C-2m
COUDÉ	lac	B-3f
COURTOIS	lac	B-7e
COURTOIS	rivière	B-6d
COURTOT	lac	C-2f
CRACHIN	lac du	C-3l
CRAN-CASSÉ	lac du	C-2h
CUESTA	lac de la	A-4c
CULOTTE	lac	B-6i
DAGUILHE	lac	C-7j
DARNAJOU	lac	B-5l
DAUPHIN	lac	C-2k
DEUX DÉCHARGES	lac aux	C-3h
DEUX-MILLES	lac des	B-3b
DUTRISAC	lac	C-3i
EASTMAIN	rivière	B-5m
ÉPERVANCHE	rivière	B-7g
EPSILON	lac	B-6k
ESTHER-BLONDIN	lac	C-4m
FANTÔME	lac du	B-8k
FORTON	lac	C-5i

TOPONYMES	ENTITÉ	LOCALISATION SUR LES CARTES
FRAPPE-À-BORD	lac du	C-3l
FROMONT	lac	B-4m
GASCHET	lac	B-6j
GIRAFE	lac de la	B-7k
GRANDE LOUTRE	rivière de la	B-3b
GUSTAVE	lac	B-8k
HELGA	lac	C-3j
HIPPOCAMPE	lac	A-7g
HOLTON	lac	A-3f
HOLTON	ruisseau	A-4e
INDICATEUR	lac	B-2h
JULES-LÉGER	lac	C-1m
KAANAPITEYAAPISKA	lac	B-2l
KAAWIISK	rivière	B-4j
KALMIA	lac du	C-3l
KERVESO	lac	C-2j
L'ÉPINAY	lac	B-3e
LAGOPÈDE	lac du	C-5l
LAPARRE	lac	B-2k
LÉON-POULIOT	lac	C-4n
LÉOTARD	lac	A-6e
LESSARD	lac	B-1m
LOUPS	rivière aux	C-4h
LOUPS	lac aux	C-4h

TOPONYMES	ENTITÉ	LOCALISATION SUR LES CARTES
LYCOPODE	lac du	C-3m
MAGNERON	lac	C-2k
MAGYAR	lac du	A-6f
MAIGNERON	lac	B-5l
MANET	lac	B-7l
MANTOUCHICHE	lac	A-4g
MARESCOT	lac	B-7m
MARGAT	lac	B-5l
MARIE-VICTORIN	Monts	C-3l
MATOUSH	lac	C-1m
MAUBLANT	lac	C-5g
MISTASSINI	lac	A-3a
NEILSON	rivière	A-3d
NOVET	lac	B-6m
OTISH	rivière	C-5l
OUACHIMISCAU	péninsule	A-2a
OUELLET	lac	A-7e
OUTARDE	lac de l'	C-2l
OUTARDES	rivière aux	C-6h
PARISEAU	lac	C-6m
PÉPESHQUASATI	rivière	A-4d
PÈRE NOËL	lac du	C-1l
PÉRIBONCA	rivière	B-6h
PÉRIBONCA Est	rivière	B-7h

TOPONYMES	ENTITÉ	LOCALISATION SUR LES CARTES
PLÉTIPI	lac	C-7f
PLUTO	lac	B-6k
PLUTO	rivière	B-5j
POLLET	lac	B-7l
PROVENCHER	lac	C-3k
RECHERCHE	lac de la	A-5h
RENÉ-RICHARD	lac	C-2l
RIDDELL	lac	B-2l
RIVON	lac	A-4f
ROXANE	lac	A-7c
ROYÈZE	lac	B-3c
SAINT-BRIAC	lac	B-4c
SAKASHK	lac	A-4c
SAMUEL	lac	A-6b
SAVANE	rivière	B-6d
SHIKAPIO	lac	C-4m
SOYER	lac	B-6j
SYLVIO	lac	A-7b
TAKWA	Mont	A-5c
TAKWA	rivière	A-6c
TÉMIS	rivière	A-8e
TÉMISCAMIE	rivière	B-1e
TÉMISCAMIE Est.	rivière	B-3f
TÊTE	lac de la	C-2l

TOPONYMES	ENTITÉ	LOCALISATION SUR LES CARTES
TICHĒGAMI	rivière	A-6i
TILLITE	lac de la	A-6c
TOMAHAWK	lac du	B-5i
WEPAASIU	lac	B-31
YAPEITSO	Mont	C-51

APPENDICE II

Nomenclature des roches terrigènes et carbonatées

Phi	Udden-Wentworth en mm		Description
-8	256	C O N G L O M E R A T	bloc
-7	128		galet
-6	64		cailloux
-5	32		
-4	16		
-3	8		G R E S
-2	4	très grossier	
-1	2	grossier	
0	1	moyen	
1	.5 (1/2)	S I L T S T O N E	fin
2	.25 (1/4)		très fin
3	.125 (1/8)	A R G I L L I T E	grossier
4	.0625 (1/16)		moyen
5	.031 (1/32)		fin
6	.0156 (1/64)		très fin
7	.0078 (1/128)		
8	.0039 (1/256)		

Tableau 6: Correspondance métrique de l'échelle Phi et des termes granulométriques descriptifs utilisés.

Assemblage	Nom
1	Orthoconglomérat
2	Conglomérat silto-argileux
3	Conglomérat silto-gréseux
4	Conglomérat gréseux
5	Mudstone conglomératique
6	Grès silto-argileux conglomératique
7	Grès conglomératique
8	Mudstone subconglomératique
9	Mudstone gréseux subconglomératique
10	Grès silto-argileux subconglomératique
11	Grès subconglomératique
12	Grès
13	Grès argileux
14	Grès silto-argileux
15	Grès silteux
16	Argilite gréseuse
17	Mudstone gréseux
18	Siltite gréseuse
19	Argilite
20	Mudstone
21	Siltite

Tableau 7: Nomenclature des assemblages granulométriques en référence aux figures 45 et 46, d'après la classification de Folk (1980). L'introduction du préfixe "sub" sert à exprimer une composante conglomératique inférieure à 5%: le (g) de Folk.

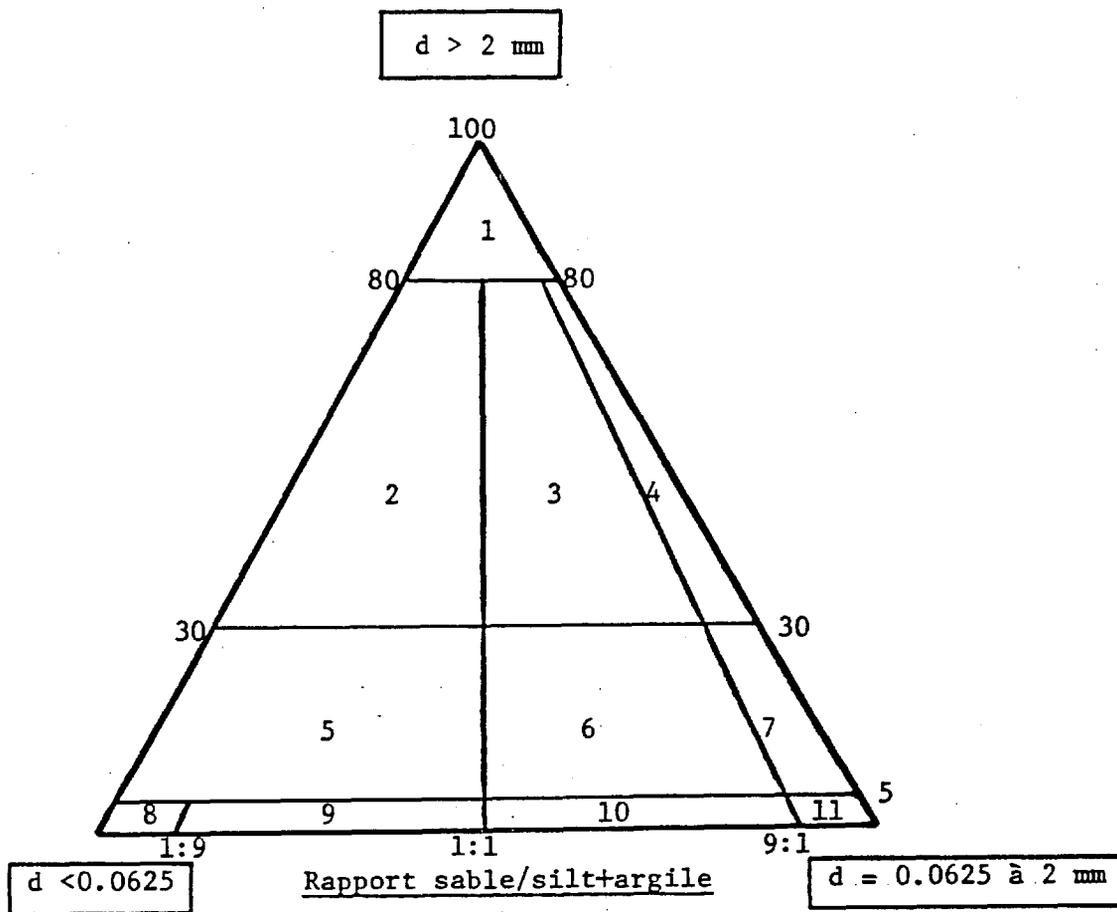


Figure 45: Classification granulométrique de Folk (1980) (voir tableau 7).

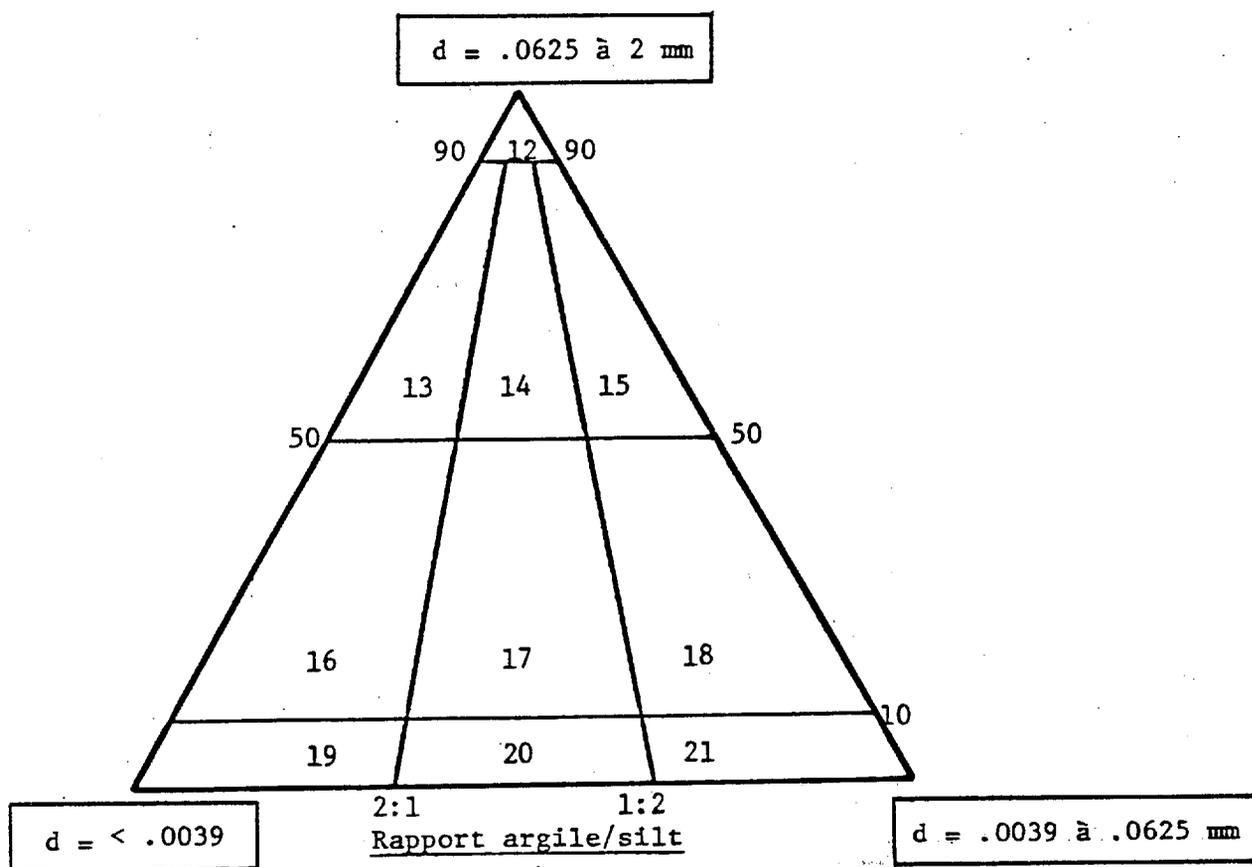
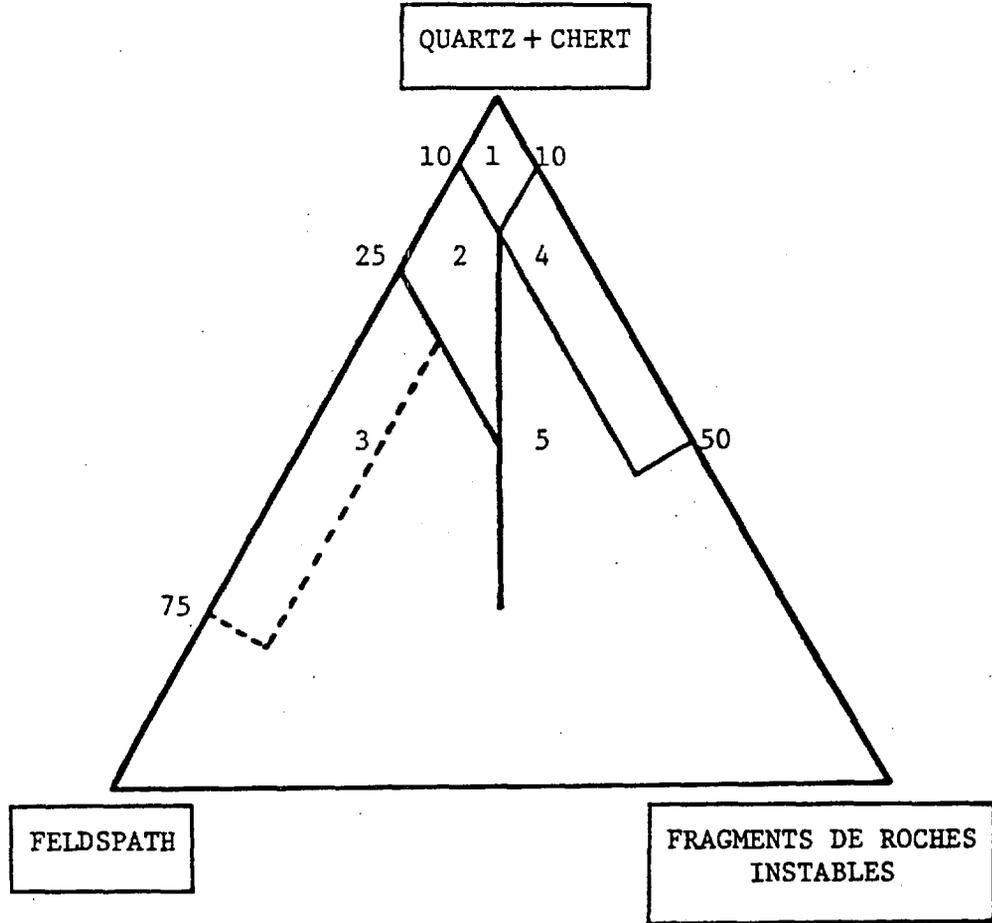


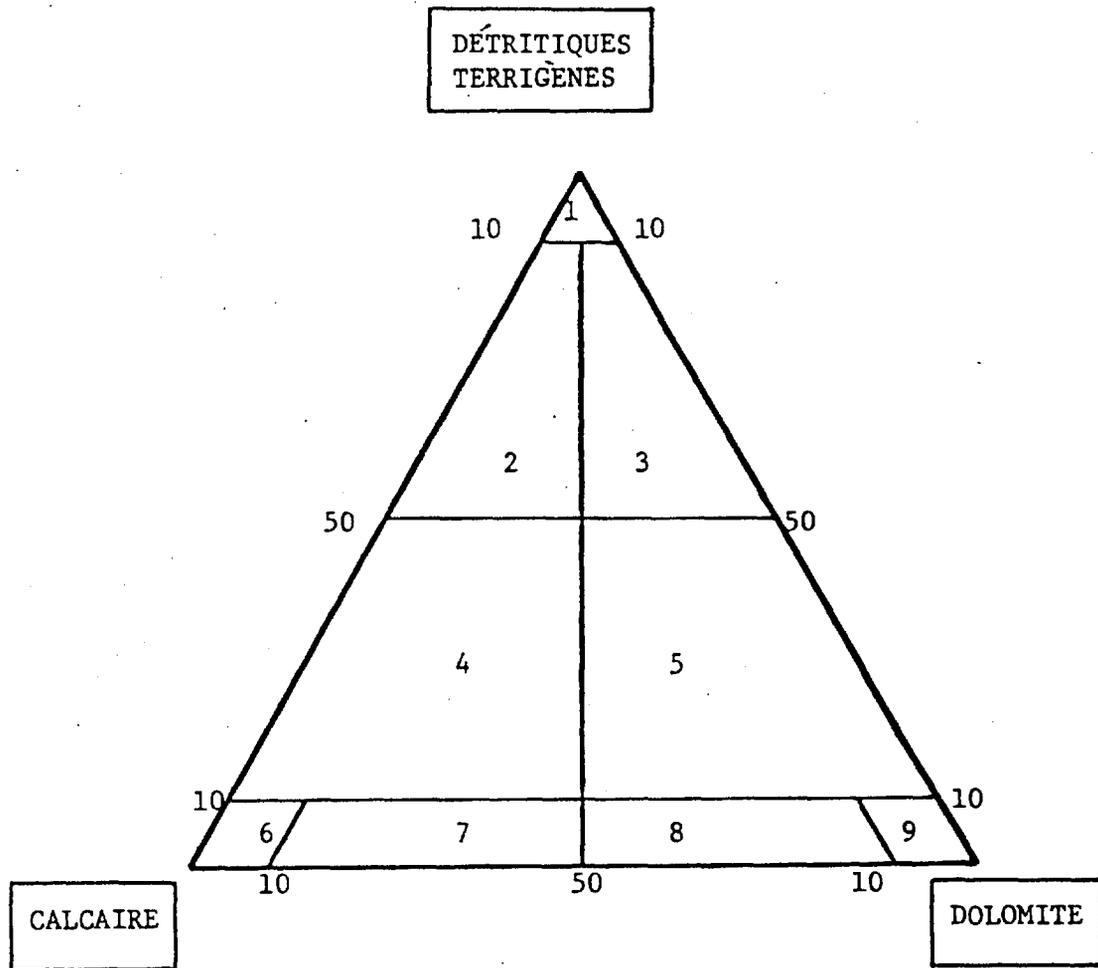
Figure 46: Classification granulométrique pour des assemblages plus fins que 2 mm. D'après Folk (1980) (voir tableau 7).



- 1 ... quartzifère
- 2 ... feldspathique
- 3 ... arkosique
- 4 ... sublithique
- 5 ... lithique

- oligomictite: URF homogènes à 95%
 - polymictite : URF hétérogènes

Figure 47: Assemblages minéralogiques et pétrographiques des roches détritiques terrigènes d'après la classification de Gilbert (1954).



- | | | | |
|---|------------------|---|----------------------|
| 1 | Grès | 6 | Calcaire |
| 2 | Grès calcaire | 7 | Calcaire dolomitique |
| 3 | Grès dolomitique | 8 | Dolomie calcaire |
| 4 | Calcaire gréseux | 9 | Dolomie |
| 5 | Dolomie gréseuse | | |

Figure 48: Classification des assemblages détritiques terrigènes-carbonates.

APPENDICE III

Spécifications des forages répertoriés

NOTE EXPLICATIVE

Les spécifications retenues sont les suivantes: coupure topographique au 1: 50000 (NTS), les coordonnées du système de référence établi pour les feuillets A, B et C en pochette (SRC), l'inclinaison (Incl.), la direction (Dir.), la longueur en mètres, les lithologies interceptées au début et à la fin des trous, l'identification du document consulté (GM-... ou autre) et le numéro de référence du forage d'après les levers originaux.

Sous la rubrique SRC, qui permet de repérer les forages sur les cartes ou les figures en pochette, 3 types de numérotation apparaissent. Les coordonnées habituelles renvoient directement aux feuillets A, B et C (en pochette). Les chiffres seuls réfèrent aux blocs de forages identifiés aussi sur les feuillets. Comme l'information était trop dense, des figures au 1: 20000 précisent la localisation des forages. Celles-ci sont présentées en pochette et la liste de figures correspondant à chaque bloc est donnée à la page suivante. Les chiffres précédés d'un "G" renvoient directement aux gîtes décrits sur les tableaux 3a, 3b et 3c, les sondages n'étant pas positionnés avec précision.

La légende lithologique est la même que sur les feuillets.

NOTE EXPLICATIVE (Annexe)

Localisation des blocs de forages.

Bloc (B-...)	Localisation	Gîtes concernés	Figure (pochette)
1	A-7i	G-11	69
2	A-8i	G-13b	70
3	A-7g	G-12	71
4	A-8f	G-5	72
5	A-9g, B-1g	G-1, 4 et 7	73
6	A-2e	-----	74
7	A-3e	G-36	75
8	A-4f	G-30	76
9	A-4e	G-28 et 47	77
10	A-4e	G-37	78
11	A-3b	G-32 et 51	79
12	A-4d	G-34, 35 et 50	80
13	B-3i	G-2 et 59	81
14	B-2g	G-3 et 6	82
15	B-2g	G-8	83
16	B-3f	G-25	84

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S- 1	32P/16	5	90		304	7a	6b	22552	1-68
S- 2	32P/16	5	90		213	7a	7a	22552	2-68
S- 3	22M/13	5	90		270	6a	4a	22552	3-68
S- 4	32P/16	5	50	150	34	6a	6a	22552	4-68
S- 5	32P/16	5	50	190	30	6a	6a	22552	5-68
S- 6	23D/04	13	50	270	163	7b	7a	28051	6A
S- 7	23D/04	13	60	282	158	7b	7a	28051	16A
S- 8	23D/04	13	54	155	153	7a	7a	28051	22
S- 9	23D/04	13	48	282	41	7b	7b	28051	23
S- 10	23D/04	13	90		31	7a	7a	28051	24
S- 11	23D/04	13	54	19	46	7a	7a	34778	1
S- 12	23D/04	13	60	199	46	7a	7a	34778	2
S- 13	23D/04	13	55	19	46	7a	7a	34778	3
S- 14	23D/04	13	55	199	46	7a	7a	34778	4
S- 15	23D/04	13	55	19	46	7a	7a	34778	5
S- 16	23D/04	13	80	140	31	7a	7a	34778	6
S- 17	23D/04	13	55	19	46	7a	7a	34778	7
S- 18	23D/04	13	90		61	7a	7a	26275	1
S- 19	23D/04	13	90		61	7a	7a	26275	2
S- 20	23D/04	13	90		60	7b	7a	26275	3
S- 21	23D/04	13	50	120	175	7a	7a	26275	4
S- 22	23D/04	13	45	?	83	14	7a	26275	5
S- 23	23D/04	13	45	270	110	7b	7b	26275	6
S- 24	23D/04	13	87	201	17	7a	7a	26275	7C
S- 25	23D/04	13	49	80	152	7a	7a	26275	8C
S- 26	23D/04	13	57	104	148	7a	7a	26275	S-9
S- 27	23D/04	13	50	284	64	7a	7a	26275	S-10
S- 28	23D/04	13	50	284	154	7a	14	26275	S-11
S- 29	23D/04	13	50	320	138	7a	7a	26275	12
S- 30	23D/04	13	50	102	81	14	14	26275	S-13

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S- 31	23D/04	13	58	102	71	7a	7a	26275	S-14
S- 32	23D/04	13	50	192	37	7b	7b	26275	15
S- 33	23D/04	13	50	282	81	7b	7b	26275	16
S- 34	23D/04	13	50	12	47	7b	7a	26275	17
S- 35	23D/04	13	50	12	43	7a	7a	26275	18
S- 36	23D/04	13	90		59	7b	7a	26275	19
S- 37	23D/04	13	90		38	7b	7a	26275	21
S- 38	23D/04	13	90		18	7b	7a	26275	W-1à4
S- 39	23D/04	13	45	270	40	14	14	26275	W-5
S- 40	22M/13	5	90		347	6a	4a	37604	OM-1
S- 41	22M/13	5	90		106	6a	4a	37604	OM-2
S- 42	22M/13	5	90		108	6a	4a	37604	OM-3
S- 43	22M/13	5	72	345	183	6a	4f	37604	OM-4
S- 44	22M/13	5	90		113	6a	4a	37604	OM-5
S- 45	22M/13	5	77	165	107	6a	4f	37604	OM-6
S- 46	22M/13	5	90		127	6a	4f	37604	OM-7
S- 47	22M/13	5	90		129	6a	4a	37604	OM-8
S- 48	22M/13	5	83	160	142	6a	4f	37604	OM-9
S- 49	22M/13	5	78	160	135	6a	4f	37604	OM-10
S- 50	22M/13	5	73	160	136	6a	4f	37604	OM-11
S- 51	22M/13	5	75	165	228	6a	4f	37604	OM-12
S- 52	22M/13	5	75	165	262	6a	4f	38322	OM-13
S- 53	22M/13	5	90		114	6a	4f	38322	OM-14
S- 54	22M/13	5	90		98	6a	4f	38322	OM-15
S- 55	22M/13	5	90		67	6a	4f	38322	OM-16
S- 56	22M/13	5	90		123	6a	4f	38322	OM-17
S- 57	22M/13	5	90		49	6a	4f	38322	OM-18
S- 58	22M/13	5	79	345	98	6a	4f	38322	OM-19
S- 59	32P/16	5	90		21	6a	4f	38322	OM-20
S- 60	32P/16	5	50	345	95	4d	4c	38322	OM-21

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S- 61	32P/16	5	90		155	6a	4f	38322	OM-22
S- 62	32P/16	5	90		108	6a	4c	38322	OM-23
S- 63	32P/16	5	90		170	6a	4f	38322	OM-24
S- 64	32P/16	5	90		153	6a	4c	38322	OM-25
S- 65	32P/16	5	82	165	71	6a	4c	38322	OM-26
S- 66	32P/16	5	90		145	6a	4f	38322	OM-27
S- 67	32P/16	5	90		148	6a	4f	38322	OM-28
S- 68	32P/16	5	90		109	6a	4f	38322	OM-29
S- 69	32P/16	5	90		158	6a	4f	38322	OM-30
S- 70	32P/16	5	90		123	6a	4c	38322	OM-31
S- 71	32P/16	5	90		129	6a	4c	38322	OM-32
S- 72	32P/16	5	90		173	4c	4c	38322	OM-33
S- 73	32P/16	5	90		100	6a	4f	38322	OM-34
S- 74	32P/16	5	90		131	6a	4f	38322	OM-35
S- 75	22M/13	5	90		142	6a	4f	38322	OM-36
S- 76	32P/16	5	90		142	6a	4c	38322	OM-37
S- 77	22M/13	5	90		124	6a	4f	38322	OM-38
S- 78	32P/16	5	90		121	6a	4f	38322	OM-39
S- 79	22M/13	5	90		156	6a	4c	39246	OM-40
S- 80	32P/16	5	90		115	6a	4c	39246	OM-41
S- 81	22M/13	5	90		106	6a	4c	39246	OM-42
S- 82	22M/13	5	90		130	6a	4c	39246	OM-43
S- 83	22M/13	5	90		280	6a	4c	39246	OM-44
S- 84	22M/13	5	90		185	6a	4c	39246	OM-45
S- 85	22M/13	5	90		191	6a	4c	39246	OM-46
S- 86	22M/13	5	90		212	6a	4f	39246	OM-47
S- 87	22M/13	5	90		246	6a	4f	39246	OM-48
S- 88	22M/13	5	90		319	6a	4f	39246	OM-49
S- 89	22M/13	5	90		236	6a	4f	39246	OM-50
S- 90	22M/13	5	90		215	6a	4f	39246	OM-51

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO. REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S- 91	32P/16	4	50	180	54	6a	4c	40358	TS-1
S- 92	32P/16	4	50	360	150	6a	4f	40358	TS-2
S- 93	32P/16	4	90		61	4f	4f	40358	TS-3
S- 94	32P/16	4	80	180	98	6a	4f	40358	TS-4
S- 95	32P/16	4	90		172	6a	6a	40358	TS-5
S- 96	32P/16	4	80	360	108	6a	4f	40358	TS-6
S- 97	32P/16	4	90		110	6a	4c	40358	TS-7
S- 98	32P/16	4	50	180	71	6a	4f	40358	TS-8
S- 99	32P/16	4	90		139	6a	4f	40358	TS-9
S-100	32P/16	4	90		129	6a	4f	40358	TS-10
S-101	32P/16	4	50	180	164	6a	4f	40358	TS-11
S-102	32P/16	4	50	180	86	6a	4f	40358	TS-12
S-103	32P/16	4	90		105	6a	4f	40358	TS-13
S-104	32P/16	4	90		62	6a	4f	40358	TS-14
S-105	32P/16	4	80	180	49	6a	4f	40358	TS-15
S-106	32P/16	4	70	180	46	6a	4f	40358	TS-16
S-107	32P/16	4	90		71	6a	4f	40358	TS-17
S-108	32P/16	4	70	180	74	6a	4f	40358	TS-18
S-109	32P/16	4	90		120	6a	4f	40358	TS-19
S-110	32P/16	4	90		147	6a	4c	40358	TS-20
S-111	32P/16	4	90		138	6a	4f	40358	TS-21
S-112	22M/13	14	50	20	126	6a	4f	40358	TM-1
S-113	22M/13	14	90		86	6a	4f	40358	TM-2
S-114	22M/13	14	90		107	6a	4f	40358	TM-3
S-115	22M/13	14	50	20	86	4f	4f	40358	TM-4
S-116	22M/13	14	50	20	113	4d	4f	40358	TM-5
S-117	22M/13	14	90		129	6a	4f	40358	TM-6
S-118	22M/13	14	90		129	6a	14	40358	TM-7
S-119	22M/13	5	60	165	196	6a	4f	40879	OM-52
S-120	22M/13	5	50	165	101	6a	4f	40879	OM-53

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-121	22M/13	5	70	165	245	6a	4f	40879	OM-54
S-122	22M/13	5	50	165	132	4f	4f	40879	OM-55
S-123	22M/13	5	60	165	284	6a	4f	40879	OM-56
S-124	22M/13	5	60	165	156	6a	4f	40879	OM-57
S-125	22M/13	5	62	345	208	6a	4f	40879	OM-58
S-126	22M/13	5	90		199	4a	4f	40879	OM-59
S-127	22M/13	5	90		220	4a	4f	40879	OM-60
S-128	22M/13	15	90		91	6a	6a	30959	DD-1
S-129	22M/13	15	90		170	6a	6a	30959	DD-2
S-130	22M/13	15	90		94	6a	6a	30959	DD-3
S-131	22M/13	15	90		91	6a	6a	30959	DD-4
S-132	22M/13	15	90		153	6a	6a	30959	DD-5
S-133	22M/13	15	90		152	6a	6a	30959	DD-6
S-134	22M/13	15	90		122	6a	6a	30959	DD-7
S-135	22M/13	15	90		140	6a	6a	30959	DD-8
S-136	22M/13	13	45	90	49	7a	7a	34498	1001
S-137	22M/13	13	45	270	91	7a	7a	34498	1002
S-138	22M/13	13	90		87	7a	7a	34498	1003
S-139	22M/13	13	90		52	7a	7a	34498	1004
S-140	22M/13	13	50	270	109	7a	7a	36974	1005
S-141	22M/13	13	50	270	125	7a	7a	36974	1006
S-142	22M/13	13	55	270	193	7a	7a	38751	1007
S-143	22M/13	13	50	270	133	7a	7a	38751	1008
S-144	22M/13	13	50	270	45	7a	7a	38751	1009
S-145	22M/13	13	55	287	142	7a	7a	38751	1010
S-146	22M/13	13	55	287	156	7a	7a	38751	1011
S-147	22M/13	13	55	286	129	7a	7a	38751	1012
S-148	23D/04	13	50	106	80	7b	7a	38751	1013
S-149	23D/04	13	50	106	108	7b	7a	38751	1014
S-150	23D/04	13	45	258	102	7b	7a	38751	1015

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO. REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-151	23D/04	13	45	284	75	7b	7a	38751	1016
S-152	23D/04	13	55	284	106	7b	7a	38751	1017
S-153	23D/04	13	50	106	100	7b	7a	38751	1018
S-154	23D/04	13	45	284	76	7b	7a	38751	1019
S-155	23D/04	13	45	106	82	7b	7a	38751	1020
S-156	23D/04	13	60	106	76	7b	7a	38751	1021
S-157	23D/04	13	60	264	144	7b	7a	38751	1022
S-158	23D/04	13	55	286	144	7b	7a	38751	1023
S-159	23D/04	13	55	286	59	7b	7a	38751	1024
S-160	23D/04	13	45	106	33	7b	7a	38751	1025
S-161	23D/04	13	50	286	60	7b	7a	38751	1026
S-162	23D/04	13	45	106	70	7b	7a	38751	1027
S-163	23D/04	13	45	286	48	7b	7b	38751	1028
S-164	23D/04	13	90		87	7b	7a	38751	1028A
S-165	23D/04	13	90		63	7b	7a	38751	1029
S-166	23D/04	13	90		41	7b	7a	38751	1030
S-167	23D/04	13	90		81	7b	7a	38751	1031
S-168	23D/04	13	90		90	7b	7a	38751	1032
S-169	23D/04	13	90		25	7b	7a	38751	1033
S-170	23D/04	13	90		51	7b	7a	38751	1034
S-171	32P/16	3	50	180	27	6a	4c	23188	1A
S-172	32P/16	3	50	210	23	4f	4f	23188	1
S-173	32P/16	3	50	180	40	6a	4f	23188	2A
S-174	32P/16	3	50	160	31	4c	4c	23188	2
S-175	32P/16	3	50	180	46	6a	4f	23188	3
S-176	32P/16	1	50	137	125	2b	2b	34305	BL-1
S-177	32P/16	1	40	180	95	2b	2b	34305	BL-2
S-178	32P/16	1	60	180	120	2b	2b	34305	BL-3
S-179	32P/16	1	60	180	120	2b	2b	34305	BL-4
S-180	32P/16	1	45	360	40	2b	2b	34305	BL-5

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO. REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-181	32P/16	1	60	180	120	2b	2b	34305	BL-6
S-182	32P/16	1	40	180	95	2b	2b	34305	BL-7
S-183	32P/16	1	45	360	40	2b	2b	34305	BL-8
S-184	32P/16	1	60	180	120	2b	2b	34305	BL-9
S-185	32P/16	1	40	180	95	2b	2b	34305	BL-10
S-186	32P/16	1	60	180	120	2b	2b	34305	BL-11
S-187	32P/16	1	45	180	110	2b	2b	34305	BL-12
S-188	32P/16	1	45	180	32	2b	2b	34305	BL-13
S-189	32P/16	1	45	180	76	2b	2b	34305	BL-13b
S-190	32P/16	1	45	180	167	2b	2b	34305	BL-14
S-191	32P/16	1	45	180	99	2b	2b	34305	BL-15
S-192	32P/16	1	45	180	45	2b	2b	34305	BL-16
S-193	32P/16	1	45	180	79	2b	2b	34305	BL-17
S-194	32P/16	1	45	180	107	2b	2b	34305	BL-18
S-195	32P/16	1	40	180	62	2b	2b	34305	BL-19
S-196	32P/16	1	40	180	92	2b	2b	34305	BL-20
S-197	32P/16	1	60	180	128	2b	2b	34305	BL-21
S-198	32P/16	1	45	180	67	4a	4a	34787	BL-22
S-199	32P/16	1	45	180	67	2b	4a	34787	BL-23
S-200	32P/16	1	45	180	67	2b	4a	34787	BL-24
S-201	32P/16	1	45	180	67	4a	2b	34787	BL-25
S-202	32P/16	1	45	180	67	2b	2b	34787	BL-26
S-203	32P/16	1	45	180	67	2b	2b	34787	BL-27
S-204	32P/16	1	45	180	63	2b	2b	34787	BL-28
S-205	32P/16	1	45	180	73	2b	2b	34787	BL-29
S-206	32P/16	1	45	180	53	2b	2b	34787	BL-30
S-207	32P/16	1	45	180	87	2b	2b	34787	BL-31
S-208	32P/16	1	45	180	71	2b	2b	34787	BL-32
S-209	32P/16	1	45	180	52	2b	2b	34787	BL-33
S-210	32P/16	1	45	360	67	4c	2b	34787	BL-34

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO. REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-211	32P/16	1	45	360	46	2b	2b	34787	BL-35
S-212	32P/16	1	45	220	46	2b	2b	36496	BL-36
S-213	32P/16	1	45	180	88	4a	2b	36496	BL-37
S-214	32P/16	1	45	180	107	2b	2b	36496	BL-38
S-215	32P/16	1	45	180	131	2b	2b	36496	BL-39
S-216	32P/16	1	45	360	60	2b	2b	36496	BL-40
S-217	32P/16	1	45	360	60	2b	2b	36496	BL-41
S-218	32P/16	1	45	360	55	2b	2b	36496	BL-42
S-219	32P/16	1	45	360	62	2b	2b	36496	BL-43
S-220	32P/16	2	45	275	74	7a	7a	40357	AM-1
S-221	32P/16	2	45	275	63	7a	7a	40357	AM-2
S-222	32P/16	2	65	275	91	7a	7a	40357	AM-3
S-223	32P/16	2	90		31	7a	7a	40357	AM-4
S-224	32P/16	2	90		71	7a	7a	40357	AM-5
S-225	32P/16	2	45	275	44	7a	7a	40357	AM-6
S-226	32P/16	2	70	275	40	7a	7a	40357	AM-7
S-227	32P/16	2	45	95	74	7a	7a	40357	AM-8
S-228	32P/16	2	45	95	40	7a	7a	40357	AM-9
S-229	32P/16	2	45	275	20	7a	7a	40357	AM-10
S-230	32P/16	2	45	275	44	7a	7a	40357	AM-11
S-231	32P/16	2	45	275	34	7a	7a	40357	AM-12
S-232	32P/16	2	45	275	62	7a	7a	40864	AM-13
S-233	32P/16	2	60	275	193	7a	14	40864	AM-14
S-234	32P/16	2	70	275	70	7a	7a	40864	AM-15
S-235	32P/16	2	45	5	62	7a	7a	40864	AM-16
S-236	32P/16	2	45	185	62	7a	7a	40864	AM-17
S-237	32P/16	2	45	185	62	7a	7a	40864	AM-18
S-238	32P/16	2	67	275	202	7a	7a	40864	AM-19
S-239	23D/05	B-11	55	200	94	4c	4c	41117	83-020
S-240	23D/05	B-11	55	200	133	14	4c	41118	K83-19

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO. REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-241	23D/05	B-11	50	200	108	4c	4c	41118	K83-21
S-242	23D/04	G-10	45	341	86			36333	LG-1
S-243	23D/04	G-10	45	282	84			36333	LG-2
S-244	23D/04	G-10	45	237	21			36333	LG-3
S-245	23D/04	G-10	45	237	72			36333	LG-4
S-246	23D/04	G-10	45	340	91			36333	LG-5
S-247	23D/04	G-10	45	340	61			36333	LG-6
S-248	23D/04	G-10	45	31	40			36333	LG-7
S-249	23D/04	G-10	45	301	66			36333	LG-8
S-250	23D/04	G-10	45	340	54			36333	LG-9
S-251	23D/04	G-10	45	57	46			36333	LG-11
S-252	23D/04	G-10	70	237	31			36333	LG-12
S-253	23D/04	G-10	45	237	52			36333	LG-13
S-254	23D/04	G-10	45	237	71			36333	LG-14
S-255	23D/04	G-10	45	330	69			36333	LG-15
S-256	23D/04	G-10	45	237	62			36333	LG-16
S-257	23D/04	G-10	45	237	99			36333	LG-17
S-258	23D/04	G-10	45	193	77			36333	LG-18
S-259	23D/04	G-10	45	232	80			36332	LG-19
S-260	23D/04	G-10	50	232	90			36332	LG-20
S-261	23D/04	G-10	90		79			36332	LG-21
S-262	23D/04	G-10	90		94			36332	LG-22
S-263	23D/04	G-10	90		78			36332	LG-23
S-264	23D/04	G-10	90		77			36322	LG-24
S-265	23D/04	G-10	90		81			36332	LG-25
S-266	23D/04	G-10	90		99			36332	LG-26
S-267	23D/04	G-10	90		89			36332	LG-27
S-268	23D/04	G-10	90		87			36332	LG-28
S-269	23D/04	G-10	73	210	84			36332	LG-29
S-270	23D/04	G-10	90		94			36332	LG-30

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-271	23D/04	G-10	45	200	93			36332	LG-31
S-272	23D/04	G-10	45	140	31			36332	LG-31a
S-273	23D/04	G-10	45	300	102			36332	LG-32
S-274	23D/04	G-10	45	346	59			36332	LG-33
S-275	23D/04	G-10	45	166	84			36332	LG-34
S-276	23D/04	G-10	45	120	97			36332	LG-35
S-276a	22M/12	16	32	142	121	4f	4f	34756	AR-1
S-277	22M/12	16	40	142	121	4f	4f	34756	AR-2
S-278	22M/12	16	40	142	109	4f	4f	34756	AR-3
S-279	22M/12	16	42	142	109	4f	4f	34756	AR-4
S-280	32P/10	8	45	90	162	4c	4c	14058	1
S-281	32P/10	8	45	90	79	4c	4c	14058	2
S-282	32P/10	8	45	90	56	4c	4c	14058	3
S-283	32P/10	8	45	90	93	4c	4c	14058	4
S-284	32P/10	8	42	270	78	4c	4c	14058	5
S-285	32P/10	8	45	270	45	4c	4c	14058	6
S-286	32P/10	8	70	90	40	4c	4c	14058	7
S-287	32P/10	8	45	90	22	4c	4c	14058	8
S-288	32P/10	8	70	90	36	4c	4c	14058	9
S-289	32P/10	8	45	90	27	4c	4c	14058	10
S-290	32P/10	8	68	90	43	4c	4c	14058	11
S-291	32P/10	8	45	90	28	4c	4c	14058	12
S-292	32P/10	8	60	90	154	4c	4c	14058	13
S-293	32P/10	8	45	90	112	4c	4c	14058	14
S-294	32P/10	8	45	90	73	4c	4f	14058	15
S-295	32P/10	8	42	90	52	4c	4f	14058	16
S-296	32P/10	8	46	90	65	4c	4c	14058	17
S-297	32P/10	8	42	90	75	4c	4c	14058	18
S-298	32P/10	8	45	270	48	4c	4c	14058	19
S-299	32P/10	8	45	90	55	4c	4c	14058	20
S-300	32P/10	8	44	135	46	4c	4c	14058	21

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-301	32P/10	8	44	90	58	4c	4c	14058	22
S-302	32P/10	8	45	90	46	4c	4c	14058	23
S-303	32P/10	8	45	270	83	4c	2b	14058	24
S-304	32P/10	6	90		92	8	4c	39283	PA-1
S-305	32P/10	6	90		81	8	4c	39283	PA-2
S-306	32P/10	6	90		93	8	4c	39283	PA-3
S-307	32P/10	6	90		154	8	4f	39283	PA-4
S-308	32P/10	6	90		152	8	4f	39283	PA-5
S-309	32P/10	6	90		56	8	4c	39283	PA-6
S-310	23D/03	B-6j	90		21	7b	7b	SNCL	OGWM80
S-311	23D/03	B-7j	90		11	7b	7b	SNCL	OGWM83
S-312	23D/03	B-7j	90		17	7b	7b	SNCL	OGWM86
S-313	23D/03	B-6k	90		10	7b	7b	SNCL	OGWM87
S-314	23D/02	C-1k	90		18	7b	7b	SNCL	OGWM93
S-315	23D/03	B-7k	90		19	7b	7b	SNCL	OGWM94
S-316	23D/02	C-1k	90		28	14	14	SNCL	OGWM95
S-317	23D/02	C-2k	90		19	7b	7a	SNCL	OGWM91
S-318	23D/03	B-6k	90		247	7b	7a	SNCL	OGBM10
S-319	23D/03	B-6j	90		423	7a	7a	SNCL	OGBM18
S-320	23D/03	B-5i	90		403	7a	6b	SNCL	OGBG25
S-321	23D/03	B-5i	90		859	7a	6a	SNCL	OGBG30
S-322	23D/03	B-5i	90		747	7a	6a	SNCL	OGBG40
S-323	23D/03	B-8k	90		208	7b	7a	SNCL	OGBL07
S-324	23D/03	B-7k	90		1062	7b	6b	SNCL	OGBL01
S-325	32P/07	11	90		63	10	2b	34160	77M-1
S-326	32P/07	11	90		72	10	2b	34160	77M-2
S-327	32P/07	11	90		81	10	9	34160	77M-3
S-328	32P/07	11	90		86	10	2b	34160	77M-4
S-329	32P/07	A-5b	90		202	10	2b	34160	77M-5
S-330	32P/07	A-5b	90		78	10	2b	34160	77M-6

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-331	32P/07	A-4b	90		435	10	?	34185	74M-1
S-332	32P/07	A-4b	90		344	10	2b	34185	74M-2
S-333	32P/07	A-3b	90		123	10	2b	34185	74M-3
S-334	32P/07	A-3c	90		15	9	9	34185	74M-4
S-335	32P/07	A-3c	90		31	9	9	34185	74M-5
S-336	32P/07	A-3c	90		23	9	9	34185	74M-6
S-337	32P/07	A-3c	90		50	10	9	34185	74M-7
S-338	32P/07	11	90		103	10	2b	34185	74M-8
S-339	32P/07	11	90		82	10	10	34185	74M-9
S-340	32P/07	A-3c	90		98	10	9	34185	74M-10
S-341	32P/07	11	90		88	10	2b	34185	74M-11
S-342	32P/07	11	90		99	10	2b	34185	74M-12
S-343	32P/07	G-53	90		22	9	2b	33310	PC2176
S-344	32P/07	G-53	90		48	9	2b	33310	PC2276
S-345	32P/07	G-53	90		87	9	2b	33310	PC2376
S-346	32P/07	G-53	90		88	9	2b	33310	PC2476
S-347	32P/07	G-53	90		55	9	2b	33310	PC2576
S-348	32P/07	G-53	90		151	9	2b	33310	PC2676
S-349	32P/07	G-53	90		138	9	2b	33310	PC2776
S-350	32P/07	G-53	90		117	9	8	33310	PC2876
S-351	32P/07	A-4c	90		145	8	2b	24526	Auro. 1
S-352	32P/10	A-4d	90		440	8	1d	24526	Auro. 2
S-353	32P/10	A-4c	90		478	8	1d	24526	Auro. 3
S-354	32P/07	A-4c	90		214	10	10	20456	TK-1
S-355	32P/07	A-5b	90		110	10	2b	20456	TK-2
S-356	32P/07	A-6a	90		410	10	2b	20456	TK-3
S-357	32P/07	A-4b	90		227	10	9	20456	TK-4
S-358	32P/07	A-4b	90		102	10	9	20456	TK-5
S-359	32P/11	A-2e	90		19	1a	1a	22423	PR-1
S-360	32P/10	12	90		53	8	1d	22423	PR-2

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG m	LITHOLOGIE		GM-...	NO.REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-361	32P/10	12	90		31	8	3	22423	PR-3
S-362	32P/10	10	90		44	8	4c	22423	PR-4
S-363	32P/10	10	90		23	8	1e	22423	PR-5
S-364	32P/10	12	90		39	8	1d	22423	PR-6
S-365	32P/10	12	90		24	8	1d	22423	PR-7
S-366	32P/10	12	90		151	8	3	22423	PR-8
S-367	32P/10	12	90		14	8	3	22423	PR-9
S-368	32P/10	12	90		64	8	3	22423	PR-10
S-369	32P/10	12	90		138	8	3	22423	PR-11
S-370	32P/10	12	90		126	8	4a	22423	PR-12
S-371	32P/10	10	90		45	8	1e	22423	PR-13
S-372	32P/10	12	90		168	8	3	22423	PR-14
S-373	32P/10	12	90		68	8	3	22423	PR-15
S-374	32P/10	12	90		167	8	3	22423	PR-16
S-375	32P/10	12	90		252	8	3	22423	PR-17
S-376	32P/10	12	90		120	8	3	22423	PR-18
S-377	32P/10	12	90		95	8	2b	22423	PR-19
S-378	32P/10	12	90		222	8	3	22423	PR-20
S-379	32P/10	12	90		76	8	2b	22423	PR-21
S-380	32P/10	12	90		214	8	2b	22423	PR-22
S-381	32P/10	12	90		191	8	3	22423	PR-23
S-382	32P/10	12	90		101	8	3	22423	PR-24
S-383	32P/10	12	90		175	8	3	22423	PR-25
S-384	32P/10	12	90		282	8	3	22423	PR-26
S-385	32P/10	12	90		156	8	3	22423	PR-27
S-386	32P/10	12	90		138	8	3	22423	PR-28
S-387	32P/10	12	90		254	8	3	22423	PR-29
S-388	32P/10	12	90		169	8	3	22423	PR-30
S-389	32P/10	12	90		135	8	3	22423	PR-31
S-390	32P/10	12	90		80	8	1d	22423	PR-32

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO. REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-391	32P/10	12	90		109	8	3	22423	PR-33
S-392	32P/10	A-4d	90		83	8	3	24290	PR-34
S-393	32P/10	A-2e	90		88	8	4c	24290	PR-35
S-394	32P/10	6	90		136	8	4c	24290	PR-36
S-395	32P/10	A-4d	90		124	8	1d	24290	PR-37
S-396	32P/10	A-4e	90		54	8	3	24290	PR-38
S-397	32P/10	A-3e	90		251	8	1a	24290	PR-39
S-398	32P/10	A-4e	90		128	8	1e	24290	PR-40
S-399	32P/10	A-3e	90		79	8	1e	24290	PR-41
S-400	32P/10	10	90		18	8	4c	24290	PR-42
S-401	32P/10	10	90		31	8	4c	24290	PR-43
S-402	32P/10	A-3d	90		290	8	4c	24290	PR-44
S-403	32P/10	A-3e	90		121	8	1d	24290	PR-45
S-404	32P/10	A-3e	90		355	8	1d	24290	PR-46
S-405	32P/07	12	90		60	8	2b	23797	P10-1A
S-406	32P/07	12	90		70	8	2b	23797	P10-2
S-407	32P/10	12	90		67	8	2b	23797	P10-3
S-408	32P/10	12	90		156	8	2b	23797	P10-4
S-409	32P/10	12	90		259	8	2b	23797	P10-5
S-410	32P/10	12	90		304	8	2b	23797	P10-6
S-411	32P/10	12	90		177	8	2b	23797	P10-7
S-412	32P/10	12	90		122	8	3	23797	P10-8
S-413	32P/10	12	90		154	8	3	23797	P10-9
S-414	32P/10	12	90		306	8	2b	23797	P10-10
S-415	32P/10	A-3d	90		401	8	1d	24635	1
S-416	32P/10	A-3d	90		410	8	1d	24635	2
S-417	32P/10	A-4d	90		497	8	1d	24635	3
S-418	32P/10	A-3d	90		533	8	1d	24635	4
S-419	32P/10	A-3d	90		381	8	1d	24635	5
S-420	32P/10	A-4d	90		449	8	1d	24635	6

NUMERO	LOCALISATION		ORIENTATION		LONG. m	LITHOLOGIE		GM-...	NO. REF.
	NTS	SRC	Incl.	Dir.		Début	Fin		
S-421	32P/10	12	90		59	8	4a	36262	79TK01
S-422	32P/10	12	90		35	3	3	36262	79TK2B
S-423	32P/10	12	70	270	23	3	3	36262	79TK03
S-424	32P/10	12	90		30	8	3	36262	79TK04
S-425	32P/10	12	90		33	8	3	36262	79TK05
S-426	32P/10	12	90		27	8	3	36262	79TK06
S-427	32P/10	12	90		37	8	3	36262	70TK07
S-428	32P/10	12	90		53	8	3	36262	79TK08
S-429	32P/10	12	90		45	8	3	36262	79TK09
S-430	32P/10	12	90		42	8	3	36262	79TK10
S-431	32P/10	12	90		36	8	3	36262	79TK11
S-432	32P/10	12	70	270	61	8	3	36262	79TK12
S-433	32P/10	12	90		31	8	3	36262	79TK13
S-434	32P/10	7	45	360	115	4c	4c	38121	632-01
S-435	32P/10	7	45	360	135	4c	4c	38121	632-02
S-436	32P/10	7	45	360	122	4c	4c	38121	632-03
S-437	32P/10	7	45	360	103	4c	4c	38121	632-04
S-438	32P/10	9	45	180	62	8	4c	36264	HL-1
S-439	32P/10	9	45	160	55	8	3	36264	HL-2
S-440	32P/10	9	45	340	59	4c	4c	36264	HL-3
S-441	32P/10	9	45	160	65	8	4f	36264	HL-4
S-442	32P/10	9	45	340	61	4c	4c	36264	HL-5
S-443	32P/10	9	45	146	63	8	4c	36264	HL-6
S-444	32P/10	9	45	340	70	8	4c	36264	HL-7
S-445	32P/10	9	45	360	206	8	4c	38204	625-08
S-446	32P/10	9	90		50	8	4c	38204	625-09
S-447	32P/10	9	60	360	194	8	4c	38204	625-10
S-448	32P/10	9	45	180	92	4c	4c	15891	Y-1
S-449	32P/10	9	45	180	87	4c	4c	15891	Y-2
S-450	32P/10	A-2d	90		203	8	1d	DP423	M-1

APPENDICE IV

Méthodologie et paramètres utilisés
pour les analyses modales et texturales

Analyses modales et texturales

Afin de bien caractériser les grès du Supergroupe d'Otish, ceux-ci ont fait l'objet d'analyses modales, granulométriques et morphologiques. Ces analyses ont permis d'appuyer les corrélations dans le Bassin d'Otish et de préciser la source ainsi que les milieux de sédimentation.

Pour ce faire, 3 paramètres étaient mesurés simultanément sur les lames-minces lors des analyses pétrographiques par comptage de points (240 points par lame): composition, granulométrie et émoussé.

Les paramètres utilisés pour les analyses modales sont ceux de Dickinson et Suczek (1979). Ils sont listés à la page suivante.

Pour les analyses granulométriques, des corrections ont été apportées selon la méthode de Friedman (1958) afin de déterminer les équivalent-tamis, et des classes aux 1/2 Phi ont été adoptées. Les paramètres granulométriques utilisés sont listés à la page suivante.

Les valeurs qualitatives d'émoussé font référence à la classification visuelle de Powers (1953). Celle-ci est présentée à la figure 49.

PARAMETRES DE COMPOSITION

$$Q = Q_m + Q_p$$

$$F = P + K$$

$$L = L_v + L_s$$

Q_m = quartz monocristallin (code 11 et 12)

Q_p = quartz polycristallin (code 13, 14, 15)

$$LT = L + Q_p$$

P = plagioclases (code 41, 42, 43, 44)

K = feldspaths potassiques incluant les perthites
(code 21, 22, 23, 24, 31, 32, 33, 34)

L_v = fragments de roches volcaniques et plutoniques (code 61 à 69)

L_s = fragments de roches sédimentaires (code 51 à 59)

PARAMETRES GRANULOMETRIQUES

C = % fraction conglomératique

G = % fraction gréseuse

M = % de matrice (silto-argileuse)

M_d (médiane) = ϕ_{50}

$$M_z \text{ (moyenne)} = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

$$\sigma_1 \text{ (dispersion)} = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

$$SK_1 \text{ (skewness*)} = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

$$K_G \text{ (kurtosis**) } = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

* skewness: asymétrie de la courbe de fréquence

** kurtosis: aplatissement (angulosité) de la courbe de fréquence

GRANULOMETRIE DES GRES : CODIFICATION

Code	Classe	Phi _{tamis}	mm _{tamis}	lp* en mm
01	I	>4.0	<.0625	<.0625
02	II	3.5 à 4.0	.0625 à .088	.0625 à .091
03	III	3.0 à 3.5	.088 à .125	.091 à .134
04	IV	2.5 à 3.0	.125 à .177	.134 à .196
05	V	2.0 à 2.5	.177 à .25	.196 à .29
06	VI	1.5 à 2.0	.25 à .354	.29 à .42
07	VII	1.0 à 1.5	.354 à .5	.42 à .62
08	VIII	0.5 à 1.0	.5 à .707	.62 à .91
09	IX	0 à 0.5	.707 à 1	.91 à 1.34
10	X	-.5 à 0	1 à 1.414	1.34 à 1.97
11	XI	-1 à -.5	1.414 à 2	1.97 à 2.89
12	XII	<-1	>2	>2.89

* corrigé pour lame mince

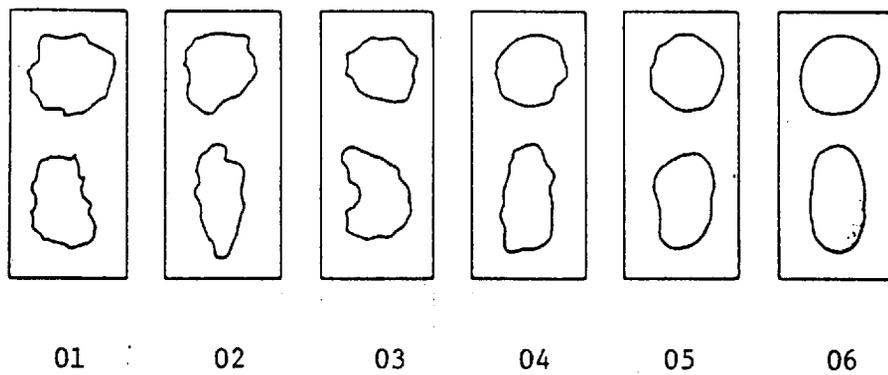
ARRONDI : CODIFICATION

Figure 49: Classification des émousés d'après Powers (1953). La nomenclature utilisée est la suivante: anguleux (01), subanguleux (02 et 03), subarrondi (04 et 05) et arrondi (06).

APPENDICE V

Résultats d'analyses modales

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qm - F - Lt			Qp - Lv - Ls			Qm - P - K		
1	4G-100d	50,5	33,7	15,8	29,6	33,7	36,7	56,8	43,2	-	46,7	1,3	52,0
2	4G-100d	61,0	29,1	9,9	36,3	29,1	34,6	71,6	28,4	-	55,6	-	44,4
3	4G-102d	64,5	34,2	1,3	49,0	34,2	16,8	92,3	7,7	-	58,9	41,1	-
4	4G-102e	82,8	17,2	-	71,7	17,2	11,1	100,0	-	-	80,6	19,4	-
5	4G-105b	54,2	40,5	5,3	45,4	40,5	14,1	62,1	37,9	-	52,8	5,1	42,1
6	4G-106a	74,9	15,3	9,8	51,2	15,3	33,5	70,8	29,2	-	76,9	-	23,1
7	4G-106a	74,7	15,7	9,6	48,0	15,7	36,3	73,6	26,4	-	75,4	-	24,6
8	4G-119a	100,0	-	-	61,5	-	38,7	100,0	-	-	100,0	-	-
9	4G-119e	52,4	21,7	25,9	28,0	21,7	50,3	48,4	51,6	-	56,4	1,1	42,5
10	4G-119g	100,0	-	-	89,1	-	10,9	100,0	-	-	100,0	-	-
11	4G-119n	97,9	1,5	0,6	94,9	1,5	3,6	85,7	14,3	-	98,4	-	1,6
12	4G-119d	47,5	6,5	46,0	38,5	6,5	55,0	16,4	83,6	-	85,6	-	14,4
13	4G-124a	82,9	7,8	9,3	41,9	7,8	50,3	81,6	18,4	-	84,3	-	15,7
14	4G-124f	87,9	8,7	3,4	78,7	8,7	12,6	73,0	27,0	-	90,0	-	10,0
15	4G-125c	82,9	6,4	10,7	54,6	6,4	39,0	72,6	27,4	-	89,5	1,8	8,7
16	4G-125g	97,9	-	2,1	48,4	-	51,6	95,8	4,2	-	100,0	-	-
17	4G-125k	88,4	10,0	1,6	64,2	10,0	25,8	93,9	6,1	-	86,5	-	13,5
18	4G-127a	100,0	-	-	79,2	-	20,8	100,0	-	-	100,0	-	-
19	4G-127c	99,1	0,9	-	89,6	0,9	9,5	100,0	-	-	98,9	1,1	-
20	4G-130b	100,0	-	-	85,2	-	14,8	100,0	-	-	100,0	-	-
21	4G-131a	100,0	-	-	70,3	-	29,7	100,0	-	-	100,0	-	-
22	4G-133a	97,4	-	2,6	82,4	-	17,6	85,3	14,7	-	100,0	-	-
23	4G-133b	100,0	-	-	98,7	-	1,2	100,0	-	-	100,0	-	-
24	4G-133f	100,0	-	-	96,4	-	3,6	100,0	-	-	100,0	-	-
25	4G-171a	99,5	0,5	-	97,2	0,5	2,3	100,0	-	-	99,4	-	0,6
26	4G-173d	80,8	19,2	-	76,8	19,2	4,0	100,0	-	-	80,0	2,1	17,9
27	4G-173e	90,6	9,4	-	85,5	9,4	5,1	100,0	-	-	90,1	9,9	-
28	4G-173j	100,0	-	-	78,5	-	21,5	100,0	-	-	100,0	-	-

Tableau 8: Résultats d'analyses modales sur les grès des sections F et G. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

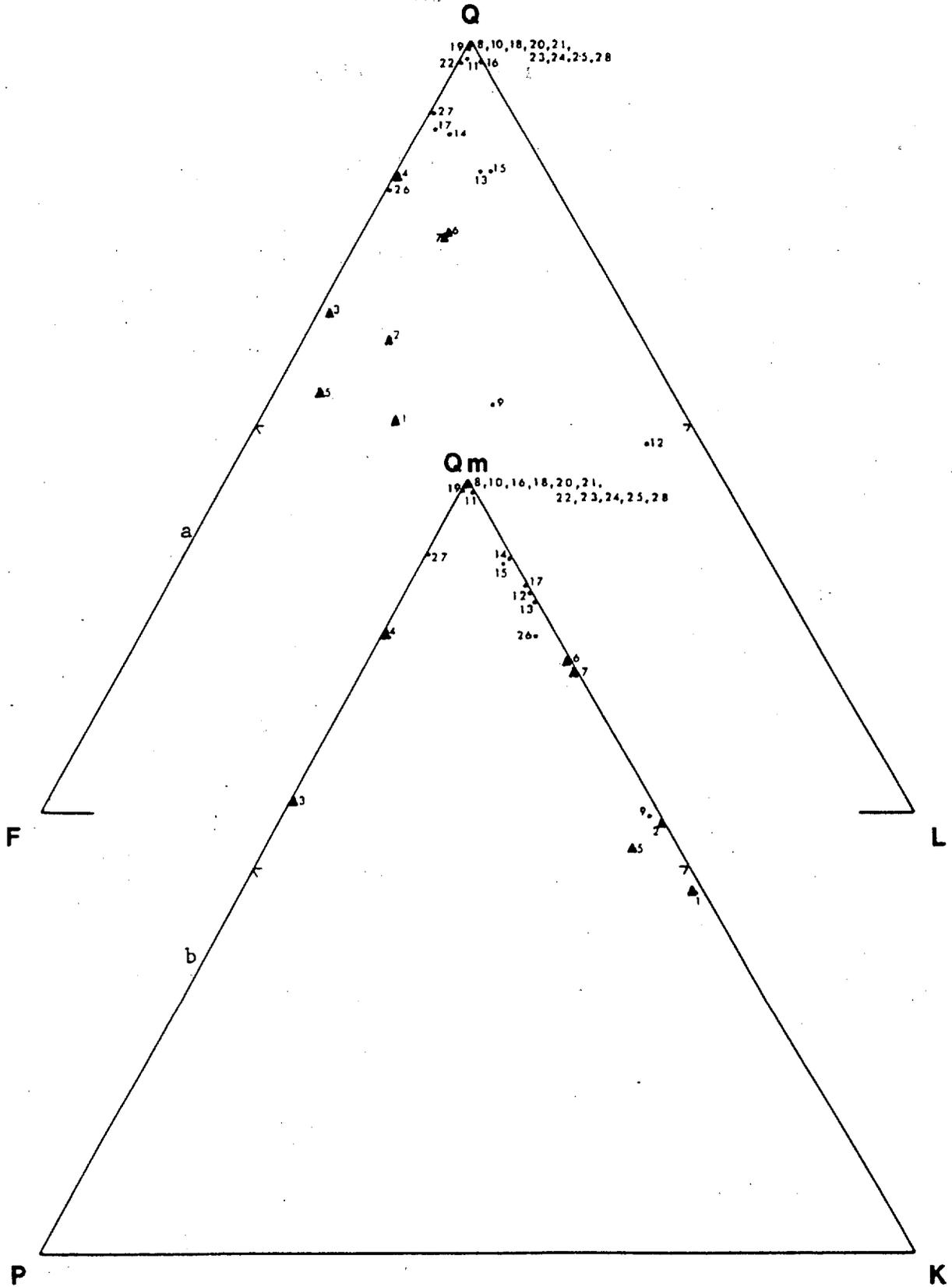


Figure 50: Composition des grès des sections F et G en référence au tableau 8. La définition des paramètres est donnée à l'appendice IV. Les triangles représentent des grès du Groupe d'Indicator.

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qm - F - Lt			Qp - Lv - Ls			Qm - P - K		
1	4G-89a	78,0	20,5	1,5	69,3	20,5	10,2	84,6	15,4	-	77,2	1,8	21,0
2	4G-89b	85,6	11,9	2,5	74,3	11,9	13,8	81,5	18,5	-	86,2	-	13,8
3	4G-93a	99,1	0,9	-	97,8	0,9	1,3	100,0	-	-	99,1	0,9	-
4	4G-93d	100,0	-	-	87,1	-	12,9	100,0	-	-	100,0	-	-
5	4G-93g	100,0	-	-	83,0	-	17,0	100,0	-	-	100,0	-	-
6	4G-96b	89,9	10,1	-	58,6	10,1	31,3	100,0	-	-	85,4	0,8	13,8
7	4G-96k	46,2	42,2	11,6	19,6	42,2	38,2	69,7	30,3	-	31,7	-	68,3
8	4G-97a	83,5	13,3	3,2	58,4	13,3	28,3	88,7	11,3	-	81,3	3,7	15,0
9	4G-97e	100,0	-	-	85,6	-	14,4	100,0	-	-	100,0	-	-
10	4G-98a	96,4	3,6	-	92,8	3,6	3,6	100,0	-	-	96,3	3,7	-
11	4G-98c	99,6	0,4	-	97,9	0,4	1,7	100,0	-	-	99,5	0,5	-

Tableau 9: Résultats d'analyses modales sur des grès de la section I. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

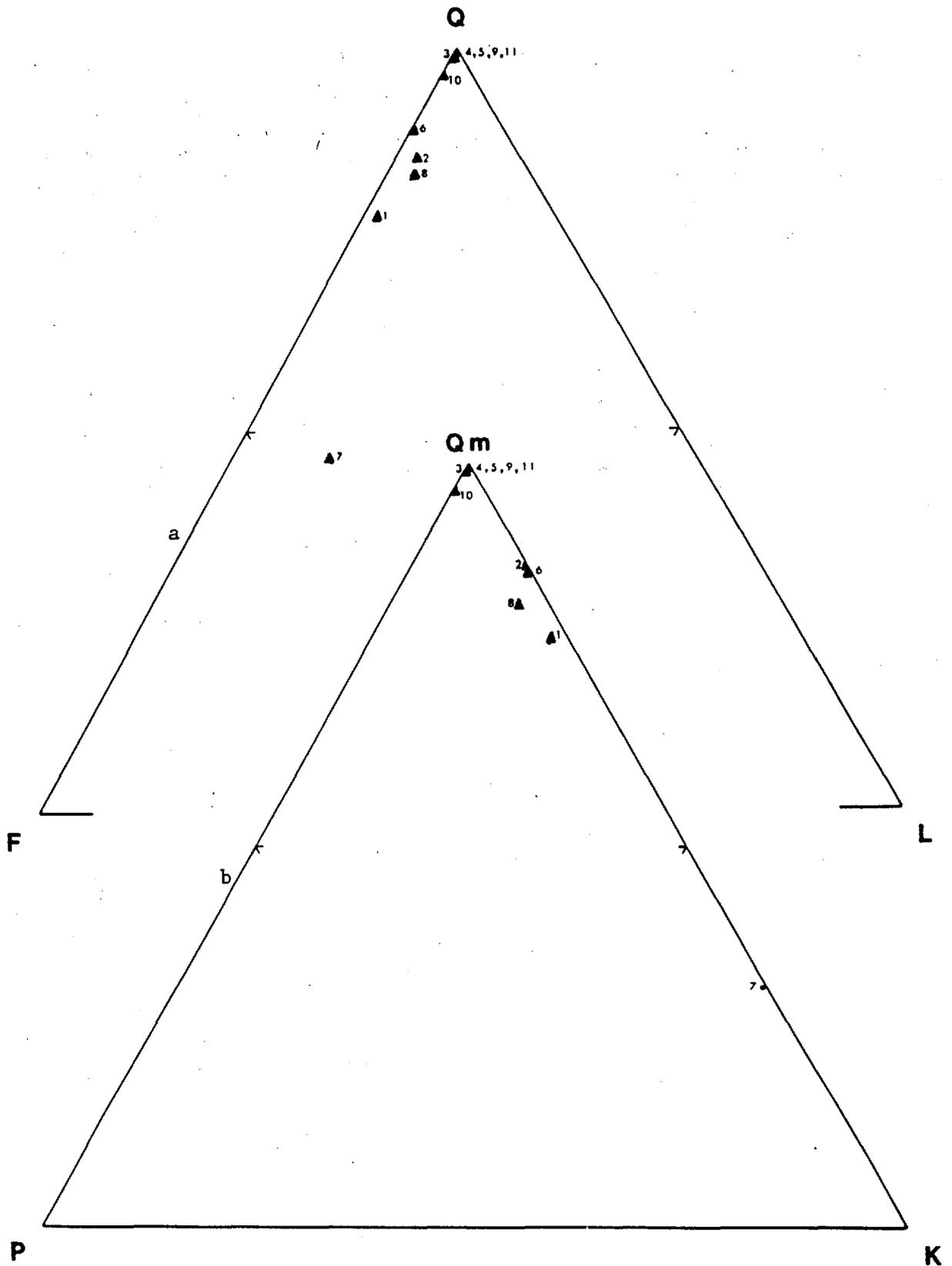


Figure 51: Composition des grès du Groupe d'Indicator à la section I en référence au tableau 9. La définition des paramètres est donnée à l'appendice IV.

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qm - F - Lt			Qp - Lv - Ls			Qm - P - K		
1	4G-39a'	69,2	24,5	6,3	66,5	24,5	9,0	30,8	69,2	-	73,1	16,9	10,0
2	4G-39a''	77,7	14,4	7,9	75,9	14,4	9,7	20,0	80,0	-	84,1	7,2	8,7
3	4G-39b	66,0	31,6	2,4	61,9	31,6	6,5	63,6	36,4	-	66,3	17,8	15,9
4	4G-40a	76,7	19,3	4,0	71,2	19,3	9,5	57,9	42,1	-	78,7	11,5	9,8
5	4G-40b	75,7	20,6	3,7	71,5	20,6	7,9	53,3	46,7	-	77,6	8,6	13,8
6	4G-41a	55,3	20,3	24,4	50,2	20,3	29,5	16,9	83,1	-	71,2	15,4	13,4
7	4G-41a''	61,2	21,2	17,6	53,5	21,2	25,3	30,4	69,6	-	71,5	17,6	10,9
8	4G-41b	66,3	26,7	7,0	62,8	26,7	10,5	33,3	66,7	-	70,2	17,4	12,4
9	4G-67a	100,0	-	-	90,7	-	9,3	100,0	-	-	100,0	-	-
10	4G-67d	100,0	-	-	100,0	-	-	-	-	-	100,0	-	-
11	4G-67h	100,0	-	-	99,5	-	0,5	100,0	-	-	100,0	-	-
12	4G-111a''	96,2	3,8	-	76,9	3,8	19,3	100,0	-	-	95,3	4,7	-
13	4G-112a	98,9	1,1	-	81,9	1,1	17,0	100,0	-	-	98,7	1,3	-
14	4G-112c	100,0	-	-	93,2	-	6,8	100,0	-	-	100,0	-	-
15	4G-112h	100,0	-	-	87,0	-	13,0	100,0	-	-	100,0	-	-
16	4G-139a	68,4	20,4	11,2	56,1	20,4	23,5	52,3	47,7	-	73,4	13,3	13,3
17	4G-139e	56,1	41,7	2,2	53,9	41,7	4,4	50,0	50,0	-	56,3	13,2	30,5
18	4G-139i	56,2	36,1	7,7	55,0	36,1	8,9	13,3	86,7	-	60,4	8,4	31,2
19	4G-139n	76,4	20,4	3,2	72,6	20,4	7,0	53,8	46,2	-	78,0	3,5	18,5
20	4G-139p	69,8	26,8	3,4	67,3	26,8	5,9	41,7	58,3	-	71,5	7,3	21,2
21	4G-139s	76,3	23,7	-	74,8	23,7	1,5	100,0	-	-	76,0	0,5	23,5
22	4G-139v	70,7	28,3	1,0	69,2	28,3	2,5	60,0	40,0	-	71,0	4,0	25,0
23	4G-139Y	82,1	15,1	2,8	78,1	15,1	6,8	58,3	41,7	-	83,7	9,0	7,3
24	4G-139Z	76,4	18,6	5,0	69,4	18,6	12,0	58,3	41,7	-	78,9	6,3	14,8
25	4G-139cc	78,3	21,1	0,6	77,7	21,1	1,2	50,0	50,0	-	78,6	8,9	12,5

Tableau 10: Résultats d'analyses modales sur des grès des sections K, V et Y. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

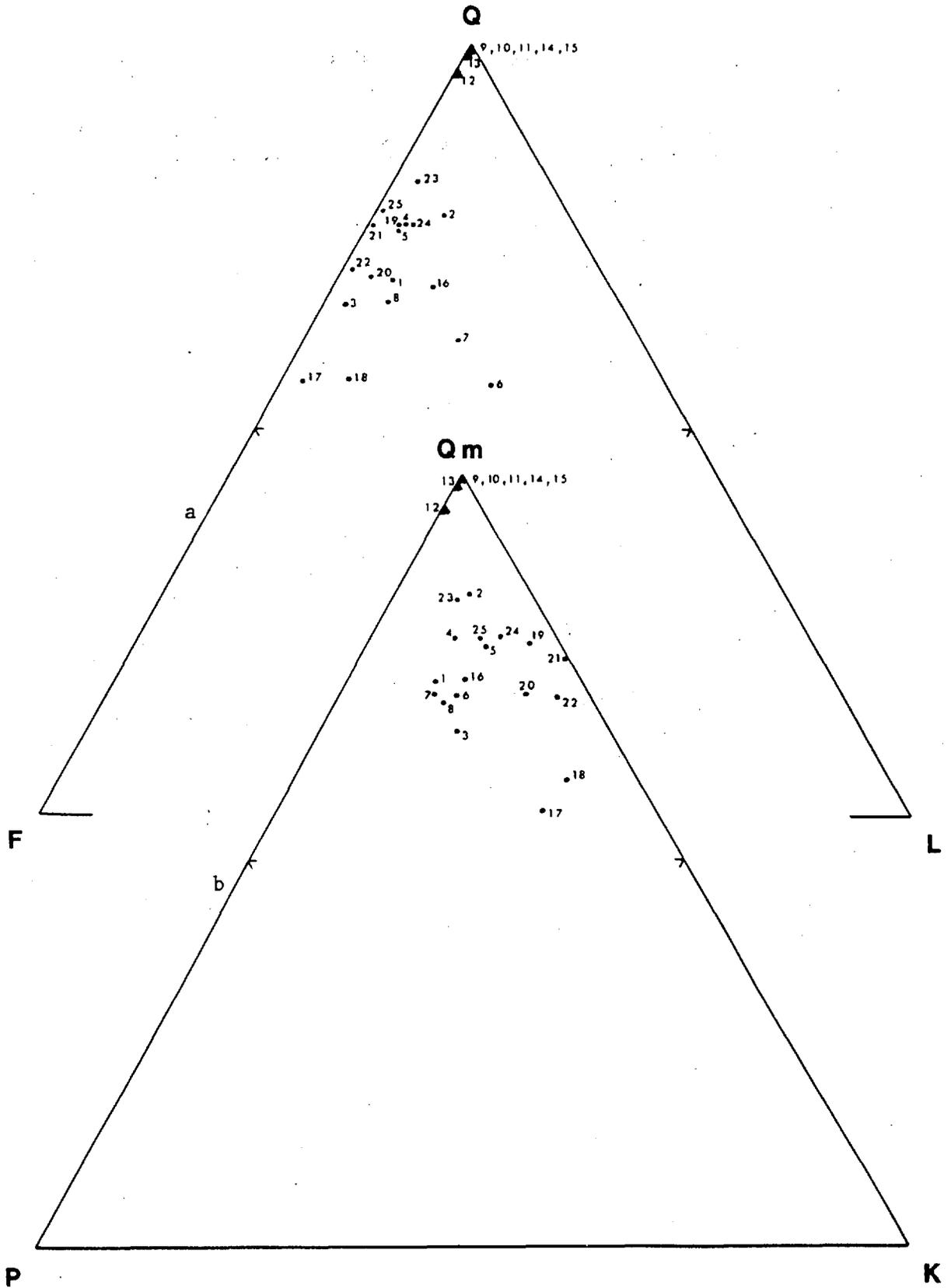


Figure 52: Composition des grès des sections K, V et Y en référence au tableau 10. La définition des paramètres est donnée à l'appendice IV. Les triangles représentent des grès du Groupe d'Indicator.

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qa - F - Lt			Qp - Lv - La			Qm - P - K		
1	91-14,8	49,7	48,6	1,6	49,7	48,6	1,6	-	100,0	-	50,5	17,6	31,9
2	4G-50a	67,3	30,9	1,8	66,8	30,9	2,3	20,0	80,0	-	68,4	13,4	18,2
3	4G-52a	61,2	37,8	1,0	59,3	37,8	2,9	66,7	33,3	-	61,1	10,8	28,1
4	4G-52b	64,2	35,7	-	63,5	35,7	0,7	100,0	-	-	64,0	15,3	20,7
5	4G-53a	50,5	48,6	1,0	49,5	48,6	2,0	50,0	50,0	-	50,5	21,1	28,4
6	4G-53f	59,8	37,5	2,7	56,5	37,5	6,0	54,5	45,5	-	60,1	20,8	19,1
7	4G-54a	69,3	28,8	1,9	67,3	28,8	3,9	50,0	50,0	-	70,1	8,1	21,8
8	4G-54b	76,1	23,9	-	75,6	23,9	0,5	100,0	-	-	76,0	8,3	15,7
9	4G-54e	61,7	37,0	1,3	61,2	37,0	1,8	25,0	75,0	-	62,3	15,0	22,7
10	4G-54f	66,1	31,1	2,8	62,3	31,1	6,6	57,1	42,9	-	66,7	14,1	19,2
11	4G-54j	52,8	46,8	0,4	52,4	46,8	0,8	50,0	50,0	-	52,9	20,7	26,4
12	4G-54l	65,1	34,5	0,4	64,7	34,5	0,8	50,0	50,0	-	65,2	14,8	20,0
13	4G-55a	49,8	49,7	0,5	49,3	49,7	1,0	50,0	50,0	-	50,0	20,0	30,0
14	4G-57a	65,2	34,8	-	64,8	34,8	0,4	100,0	-	-	65,0	12,9	22,1
15	4G-58a	68,8	27,9	3,3	62,7	27,9	9,4	65,0	35,0	-	69,3	9,4	21,3
16	4G-59a	66,9	33,1	-	66,9	33,1	-	-	-	-	66,9	9,6	23,5
17	4G-59c	76,9	23,1	-	76,9	23,1	-	-	-	-	76,9	6,0	17,1
18	4G-59h	66,2	32,9	1,0	62,0	32,9	5,2	81,8	18,2	-	65,3	11,4	23,3
19	4G-60a	58,6	40,0	1,4	51,6	40,0	8,4	83,3	16,7	-	56,3	11,7	32,0
20	4G-62g	70,4	26,2	3,4	45,7	26,2	28,1	87,8	12,2	-	63,5	5,6	30,9
21	4G-63b	61,7	37,8	0,5	58,9	37,8	3,3	85,7	14,3	-	61,0	13,8	25,2
22	4G-64a	62,9	35,6	1,5	57,2	35,6	7,2	80,0	20,0	-	61,6	4,7	33,7
23	4G-66c	69,3	29,2	1,5	63,9	29,2	6,9	78,6	21,4	-	68,6	6,8	24,6

Tableau 11: Résultats d'analyses modales sur des grès de la section T. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

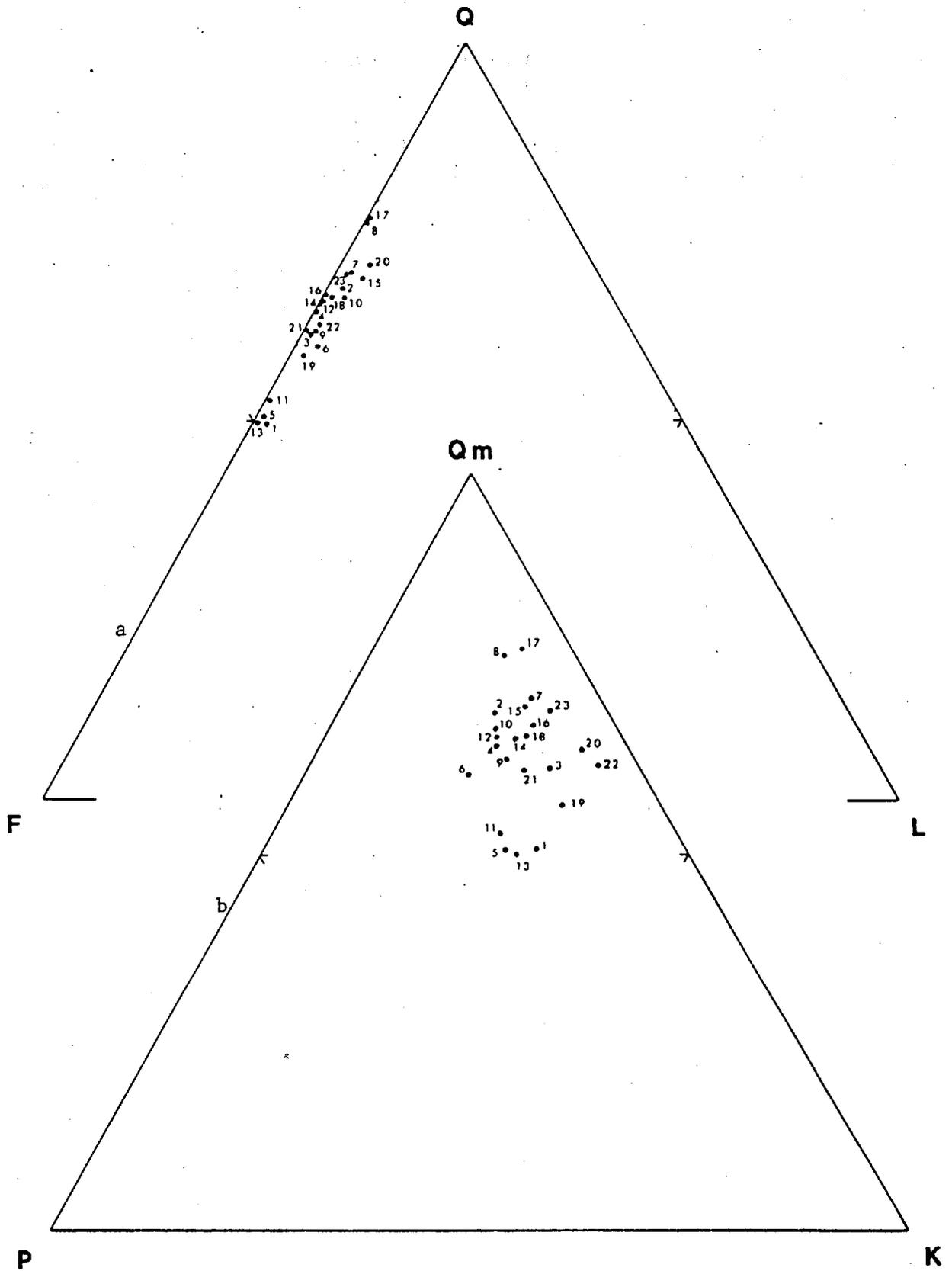


Figure 53: Composition des grès du Groupe de Pérignon à la section T en référence au tableau 11. La définition des paramètres est donnée à l'appendice IV.

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qm - F - Lt			Qp - Lv - Ls			Qm - P - K		
1	10-5	70,4	29,6	-	70,4	29,6	-	-	-	-	70,4	14,3	15,3
2	10-45	68,6	31,4	-	67,9	31,4	0,7	100,0	-	-	68,4	15,8	15,8
3	10-85	68,4	31,6	-	64,9	31,6	3,5	100,0	-	-	67,3	18,2	14,5
4	10-125	79,9	20,1	-	78,9	20,1	1,0	100,0	-	-	79,6	10,7	9,7
5	10-165	82,6	17,4	-	81,2	17,4	1,4	100,0	-	-	82,4	10,3	7,3
6	10-205	62,2	37,8	-	61,3	37,8	0,9	100,0	-	-	61,8	9,1	29,1
7	10-245	75,9	33,6	0,5	75,4	33,6	1,0	50,0	50,0	-	76,1	7,8	16,1

Tableau 12: Résultats d'analyses modales sur des grès de la section Q. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qm - F - Lt			Qp - Lv - Ls			Qm - P - K		
1	18-15	100,0	-	-	96,3	-	3,7	100,0	-	-	100,0	-	-
2	18-55	90,2	7,1	2,7	72,2	7,1	20,7	86,8	13,2	-	91,0	0,7	8,3
3	18-95	100,0	-	-	100,0	-	-	-	-	-	100,0	-	-
4	18-135	93,3	6,7	-	90,4	6,7	2,9	100,0	-	-	93,1	-	6,9
5	18-175	100,0	-	-	100,0	-	-	-	-	-	100,0	-	-
6	18-215	100,0	-	-	100,0	-	-	-	-	-	100,0	-	-
7	18-255	100,0	-	-	98,7	-	1,3	100,0	-	-	100,0	-	-
8	18-295	100,0	-	-	100,0	-	-	-	-	-	100,0	-	-
9	18-335	99,5	0,5	-	98,6	0,5	0,9	100,0	-	-	99,5	0,5	-
10	18-375	100,0	-	-	100,0	-	-	-	-	-	100,0	-	-
11	18-415	100,0	-	-	95,5	-	4,5	100,0	-	-	100,0	-	-

Tableau 13: Résultats d'analyses modales sur des grès de la section P' (tableau 3 et figure 8): section non retenue pour fins de corrélation à cause du métamorphisme. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qm - F - Lt			Qp - Lv - Ls			Qm - P - K		
1	3G-34a	50,0	50,0	-	34,7	50,0	15,3	100,0	-	-	41,0	-	59,0
2	3G-35a	72,4	27,6	-	65,1	27,6	7,3	100,0	-	-	70,3	0,6	29,1

Tableau 14: Résultats d'analyses modales sur des grès de la section X. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

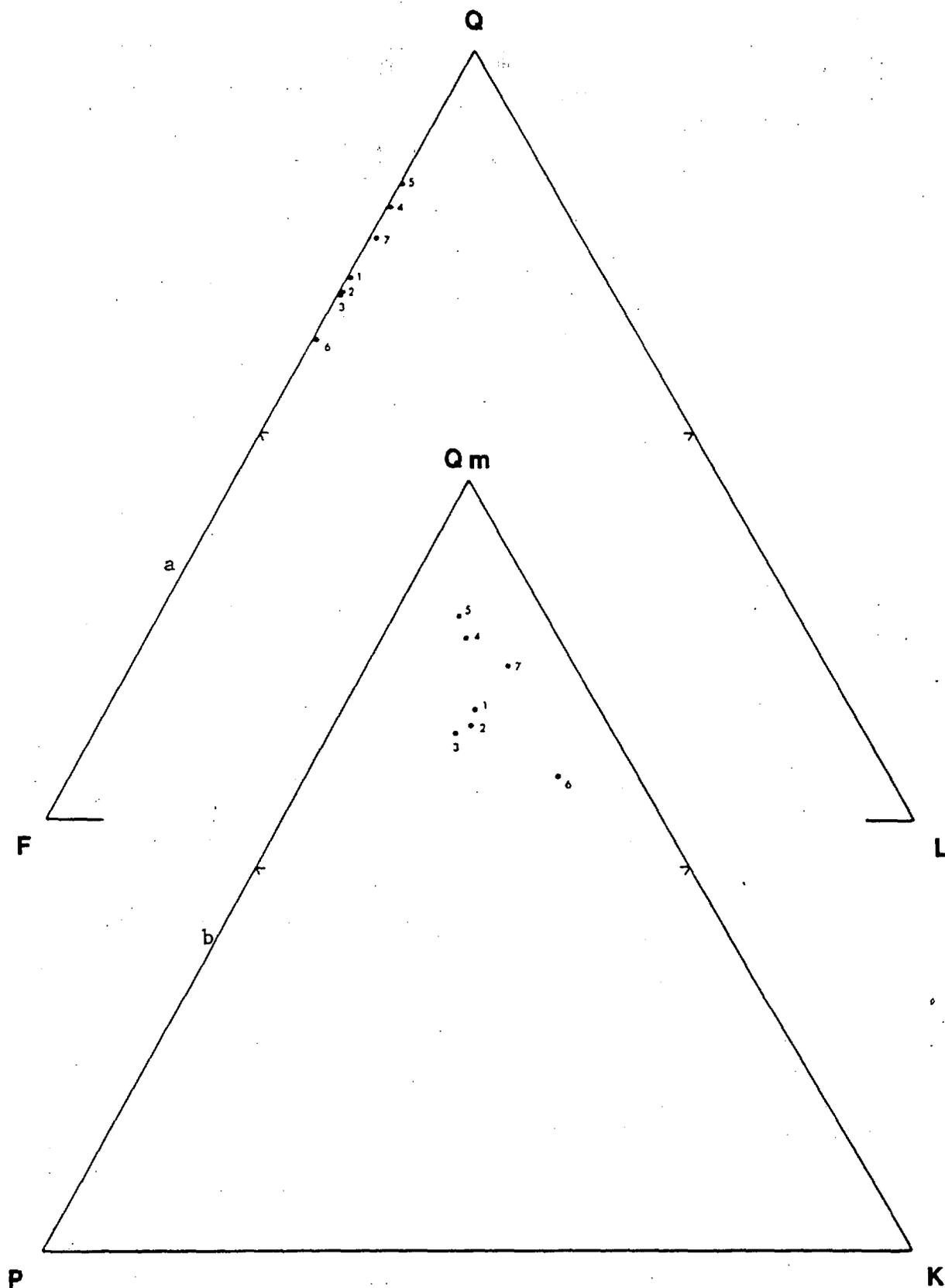


Figure 54: Composition de la fraction gréseuse des grès silteux et siltites gréseuses du Membre B de la Formation de Gaschet à la section Q en référence au tableau 12. La définition des paramètres est donnée à l'appendice IV.

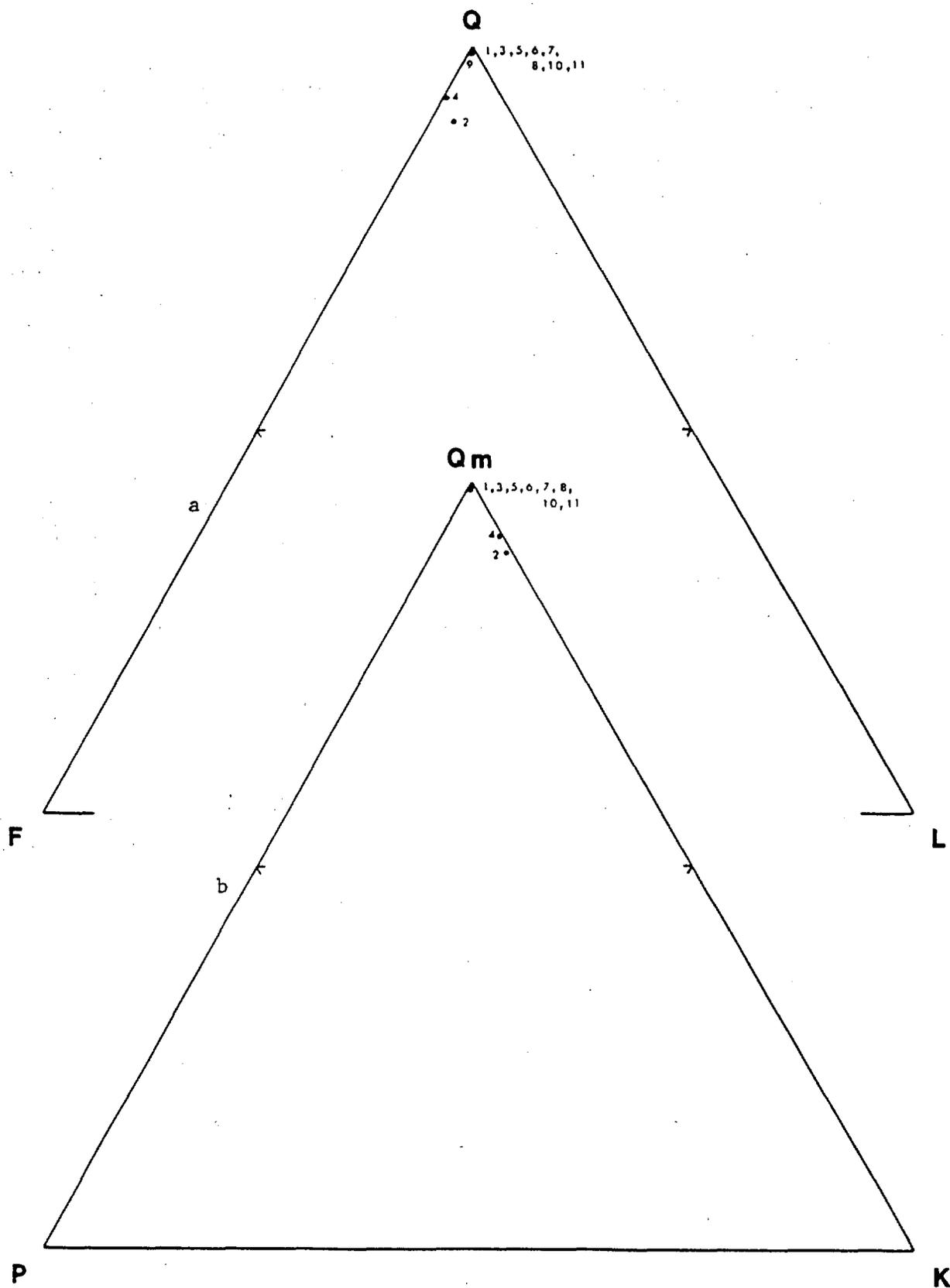


Figure 55: Composition des grès de la section P' en référence au tableau 13. La définition des paramètres est donnée à l'appendice IV.

No Réf.	Echantillon	Q - F - L			Qm - F - Lt			Qp - Lv - Ls			Qm - P - K		
1	1-45	81,6	16,8	1,6	78,5	16,8	4,7	66,6	22,2	11,2	82,4	0,6	17,0
2	1-85	63,6	31,0	5,4	59,3	31,0	9,7	44,4	55,6	-	65,7	3,6	30,7
3	1-125	66,7	28,9	4,3	64,8	28,9	6,3	30,8	69,2	-	69,0	1,6	29,4
4	1-165	67,0	28,3	4,7	62,3	28,3	9,4	50,0	50,0	-	68,8	4,6	26,6
5	1-205	61,0	31,2	7,8	58,9	31,2	9,9	22,2	77,8	-	65,4	6,8	27,8
6	1-245	57,1	30,1	12,7	50,5	30,1	19,3	34,2	60,5	5,3	62,7	12,7	24,6
7	1-285	60,7	21,5	17,8	57,1	21,5	21,4	16,7	71,4	11,9	72,7	5,8	21,5
8	1-325	66,5	24,3	9,2	56,9	24,3	18,8	51,4	37,8	10,8	70,0	3,1	26,9
9	1-365	65,4	24,9	9,7	56,1	24,9	19,0	48,7	51,3	-	69,3	0,6	30,1
10	1-405	80,3	14,1	5,6	65,9	14,1	20,0	72,0	28,0	-	82,5	2,3	15,2
11	1-445	80,0	12,4	7,6	61,9	12,4	25,7	70,4	25,9	3,7	83,3	3,2	13,5
12	1-485	87,3	8,3	4,4	71,8	8,3	19,9	78,0	22,0	-	89,6	-	10,4
13	1-525	81,8	14,9	3,3	55,6	14,9	29,5	88,9	11,1	-	78,8	-	21,2
14	1-565	82,7	12,8	4,5	72,4	12,8	14,8	70,0	30,0	-	84,7	0,6	14,7
15	1-605	74,7	13,8	11,5	51,2	13,8	35,0	67,1	32,9	-	78,7	-	21,3
16	1-645	66,0	15,3	18,7	54,7	15,3	30,0	37,7	57,4	4,9	78,2	-	21,8
17	1-685	73,7	16,7	9,6	61,5	16,7	21,8	55,9	44,1	-	78,7	-	21,3
18	1-727.2	92,8	4,8	2,4	88,0	4,8	7,2	66,7	22,2	11,1	94,9	-	5,1
19	1-765	93,8	4,8	1,4	93,1	4,8	2,1	33,3	66,7	-	95,1	-	4,9
20	1-805	100,0	-	-	97,6	-	2,4	100,0	-	-	100,0	-	-
21	1-845	100,0	-	-	97,0	-	3,0	100,0	-	-	100,0	-	-
22	1-885	100,0	-	-	97,9	-	2,1	100,0	-	-	100,0	-	-
23	1-925	100,0	-	-	92,6	-	7,4	100,0	-	-	100,0	-	-
24	1-965	76,5	9,0	14,5	47,8	9,0	43,2	66,3	33,7	-	84,1	-	15,9
25	1-1005	100,0	-	-	92,3	-	7,7	100,0	-	-	100,0	-	-
26	1-1045	97,1	2,9	-	92,5	2,9	4,6	100,0	-	-	97,0	-	3,0
27	1-1062	99,4	0,6	-	93,5	0,6	5,9	100,0	-	-	99,4	-	0,6

Tableau 15: Résultats d'analyses modales sur des grès de la section R. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres.

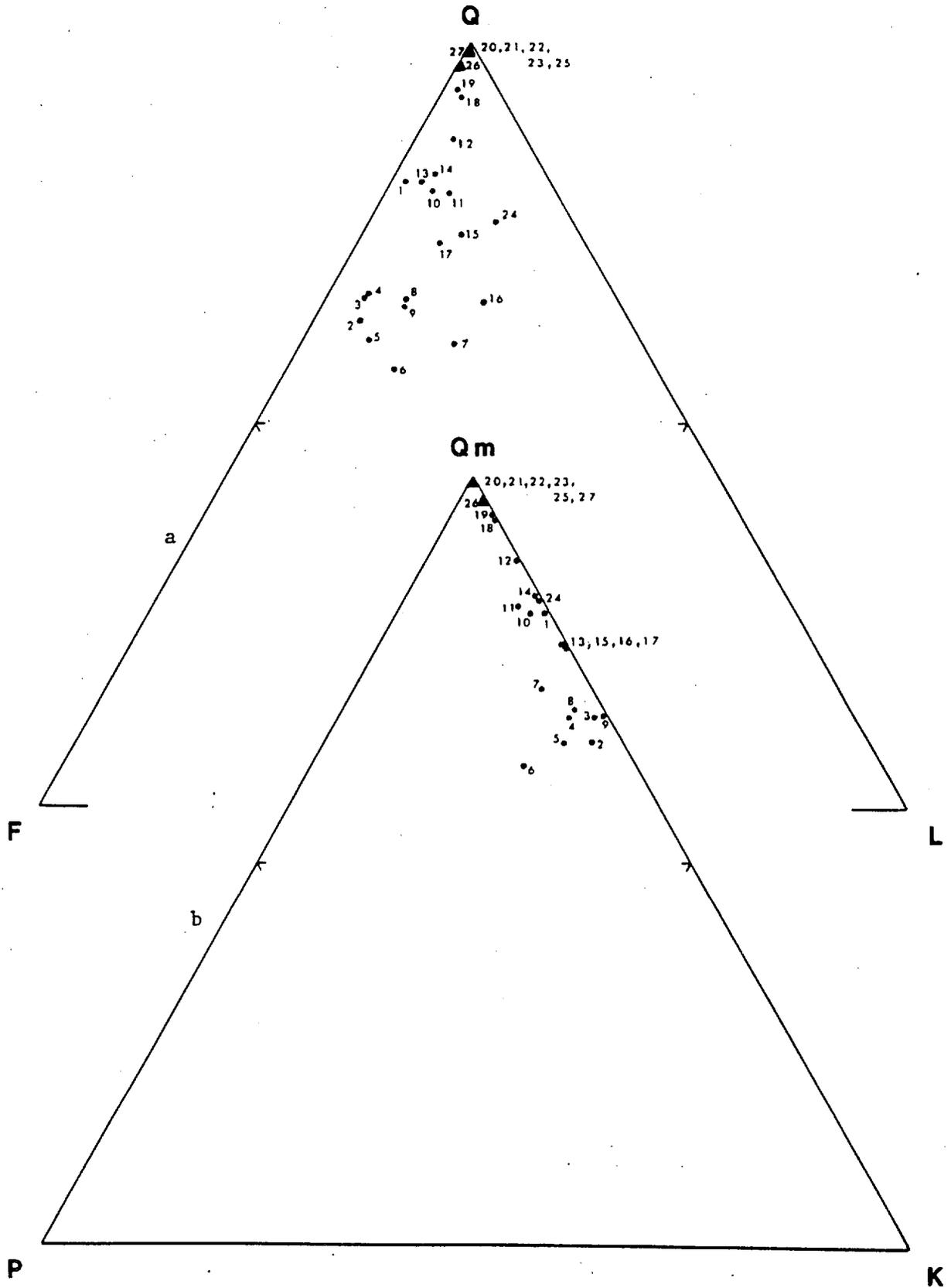


Figure 56: Composition des grès de la section R en référence au tableau 15. La définition des paramètres est donnée à l'appendice IV. Les triangles représentent des grès du Groupe d'Indicator.

APPENDICE VI

Résultats d'analyses granulométriques

Echantillon	φ5	φ16	φ25	φ50	φ75	φ84	φ95	M _z	σ ₁	SK ₁	K _C	C	G	H
4G-39a"	1,38	1,86	2,06	2,56	3,15	3,58	3,87	2,67	0,81	0,86	0,94	-	86,4	13,6
4G-40a	0,03	0,77	0,90	1,19	1,54	1,72	2,27	1,23	0,58	0,67	1,43	-	100,0	-
4G-41a	-2,37	-1,46	-0,52	0,89	1,67	2,02	2,61	0,48	1,62	-0,20	0,93	20,8	79,2	-
4G-111a"	0,12	0,45	0,65	1,08	1,63	1,98	3,32	1,17	0,87	0,64	1,34	-	97,8	2,2
4G-112h	-0,27	0,19	0,42	0,88	1,51	2,50	3,85	1,19	1,20	0,61	1,55	-	86,7	13,3
4G-139a	0,94	1,33	1,68	2,68	3,37	3,76	3,88	2,59	1,05	0,40	0,71	-	82,1	17,9
4G-139e	1,69	1,94	2,11	2,67	3,24	3,65	3,86	2,75	0,76	0,90	0,78	-	85,9	14,1
4G-139i	1,50	1,91	2,12	2,87	3,76	3,81	3,92	2,86	0,84	0,68	0,60	-	75,0	25,0
4G-139n	0,88	1,16	1,27	1,46	1,67	1,76	2,18	1,46	0,35	1,27	1,33	-	99,5	0,5
4G-139p	0,48	1,03	1,32	1,76	2,28	2,77	3,05	1,85	0,82	0,59	1,10	-	100,0	-
4G-139z	0,26	0,63	0,88	1,61	2,16	2,49	3,25	1,58	0,93	0,45	0,96	-	98,0	2,0
4G-139cc	1,50	1,88	2,07	2,67	3,50	3,77	3,88	2,77	0,83	0,79	0,68	-	81,7	18,3

Tableau 16: Résultats d'analyses granulométriques sur des grès des sections K, V et Y. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres. Les courbes cumulatives sont présentées aux figures 57, 58 et 59.

Echantillon	φ5	φ16	φ25	φ50	φ75	φ84	φ95	M _z	σ ₁	SK ₁	K _C	C	G	H
4G-53f	1,08	1,43	1,58	1,90	2,22	2,71	3,09	2,01	0,62	0,97	1,29	-	99,5	0,5
4G-54a	0,73	1,43	1,76	2,23	2,92	3,12	3,63	2,26	0,86	0,67	1,02	-	97,5	2,5
4G-54f	-0,18	0,21	0,49	1,50	2,13	2,48	3,10	1,40	1,06	0,25	0,82	-	99,5	0,5
4G-58a	0,80	1,05	1,17	1,59	1,98	2,16	2,90	1,60	0,60	0,85	1,06	-	100,0	-
4G-59h	0,73	1,36	1,65	2,17	2,95	3,28	3,89	2,27	0,96	0,69	1,00	-	89,8	10,2
4G-64a	0,47	0,94	1,17	1,76	2,48	2,92	3,59	1,87	0,97	0,62	0,98	-	97,0	3,0
4G-66c	0,42	0,67	0,81	1,21	2,04	2,61	3,82	1,50	1,00	0,80	1,13	-	90,3	9,7
91-14, B	1,85	2,17	2,32	2,63	3,03	3,24	3,82	2,68	0,57	1,40	1,14	-	92,7	7,3

Tableau 17: Résultats d'analyses granulométriques sur des grès de la section T. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres. Les courbes cumulatives sont présentées aux figures 60 et 61.

Echantillon	φ5	φ16	φ25	φ50	φ75	φ84	φ95	M _z	σ ₁	SK ₁	K _C	C	G	M
1-45	0,43	0,67	0,82	1,23	2,14	2,70	3,78	1,53	1,02	0,79	1,04	-	93,5	6,5
1-85	0,96	1,30	1,50	2,09	2,70	3,10	3,80	2,16	0,88	0,74	0,97	-	93,8	6,2
1-125	0,57	0,94	1,14	2,02	3,25	3,55	3,87	2,17	1,15	0,53	0,64	-	88,9	11,1
1-165	0,61	0,97	1,21	2,37	3,33	3,54	3,87	2,29	1,14	0,38	0,63	-	89,7	10,3
1-205	0,98	1,29	1,68	2,45	3,37	3,69	3,89	2,48	1,04	0,52	0,70	-	85,3	14,7
1-245	0,34	0,98	1,32	2,38	3,24	3,52	3,83	2,29	1,16	0,33	0,74	-	89,5	10,5
1-285	1,10	1,38	1,55	1,92	2,38	2,75	3,82	2,02	0,75	1,00	1,34	-	90,7	9,3
1-325	1,09	1,33	1,47	1,79	2,20	2,51	3,90	1,88	0,72	1,12	1,58	-	91,4	8,6
1-365	1,17	1,38	1,54	1,86	2,17	2,54	3,85	1,93	0,70	1,13	1,74	-	88,0	12,0
1-405	-0,38	-0,17	0,11	0,98	2,16	2,82	3,86	1,21	1,39	0,46	0,85	-	91,1	8,9
1-445	-1,61	-0,76	-0,27	0,99	2,21	2,97	3,84	1,07	1,76	0,19	0,90	6,8	82,9	10,3
1-485	-0,91	-0,65	-0,26	0,62	2,37	3,00	3,85	0,99	1,63	0,42	0,74	-	89,6	10,4
1-525	-3,30	-0,83	-0,31	0,98	2,50	3,31	3,89	1,15	2,12	0,08	1,05	11,7	77,9	10,4
1-565	-0,67	0,11	0,42	1,27	2,41	3,18	3,84	1,52	1,45	0,40	0,93	-	87,6	12,4
1-605	-1,42	-0,75	-0,26	0,57	1,61	2,39	3,82	0,74	1,58	0,29	1,15	9,1	81,4	9,5
1-645	-0,63	-0,31	-0,08	0,72	1,91	3,13	3,88	1,18	1,54	0,51	0,93	1,3	83,7	15,0
1-925	0,68	1,03	1,21	1,55	1,91	2,13	2,77	1,57	0,59	0,82	1,22	-	100,0	-
1-965	-1,72	-0,81	-0,53	0,01	0,69	1,02	1,88	0,07	1,00	0,07	1,20	8,4	89,6	2,0
1-1005	0,07	0,59	0,80	1,09	1,40	1,58	2,20	1,09	0,57	0,57	1,45	-	96,8	3,2
1-1045	1,02	1,29	1,50	1,83	2,07	2,17	2,60	1,76	0,46	0,91	1,14	-	98,3	1,7
1-1062	0,74	0,95	1,06	1,29	1,76	1,95	2,63	1,40	0,54	1,01	1,11	-	97,7	2,3

Tableau 18: Résultats d'analyses granulométriques sur des grès de la section R. Voir l'appendice IV pour la définition des paramètres. Les courbes cumulatives sont présentées aux figures 62 à 67.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

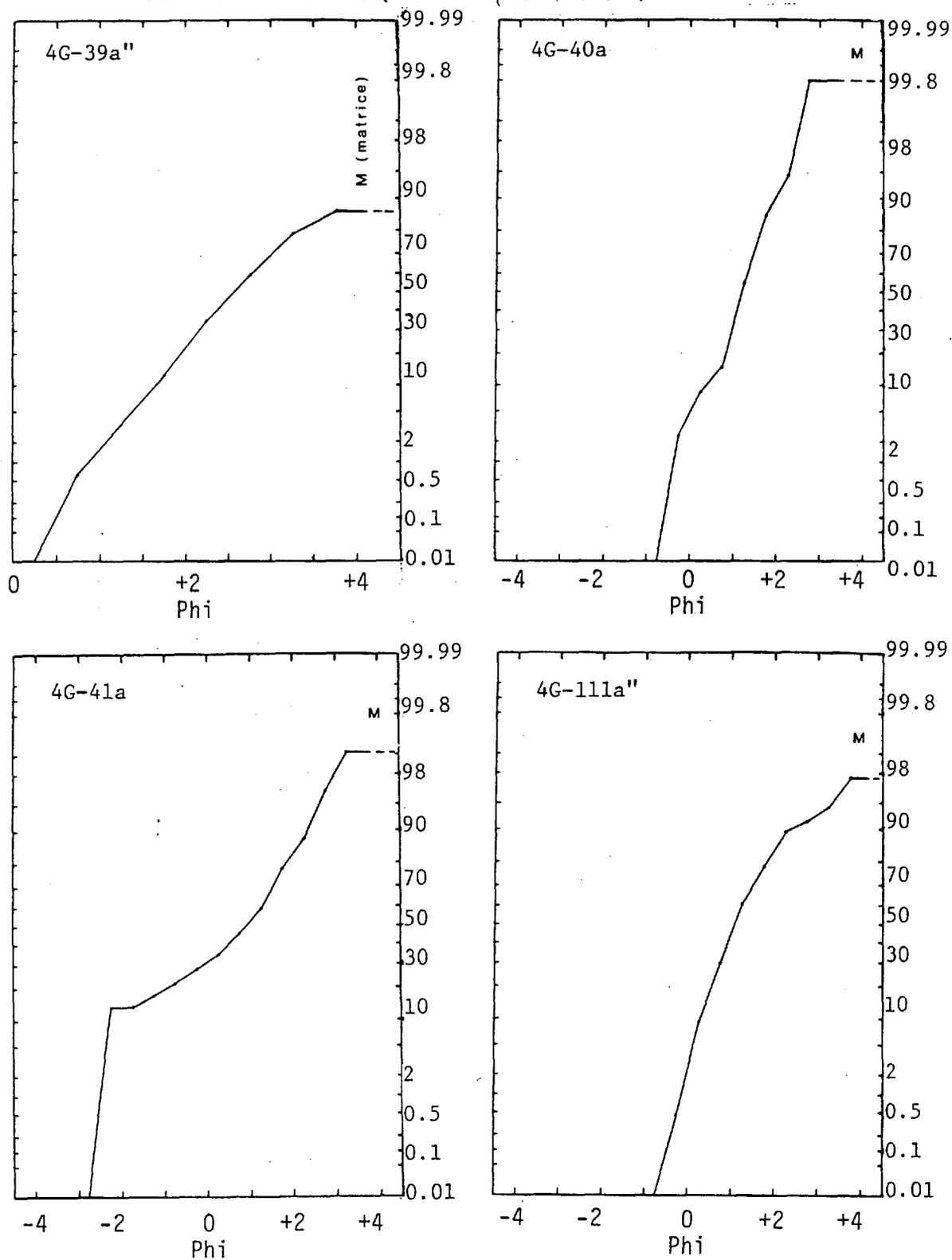


Figure 57: Courbes cumulatives granulométriques de grès des sections K, V et Y en référence au tableau 16.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

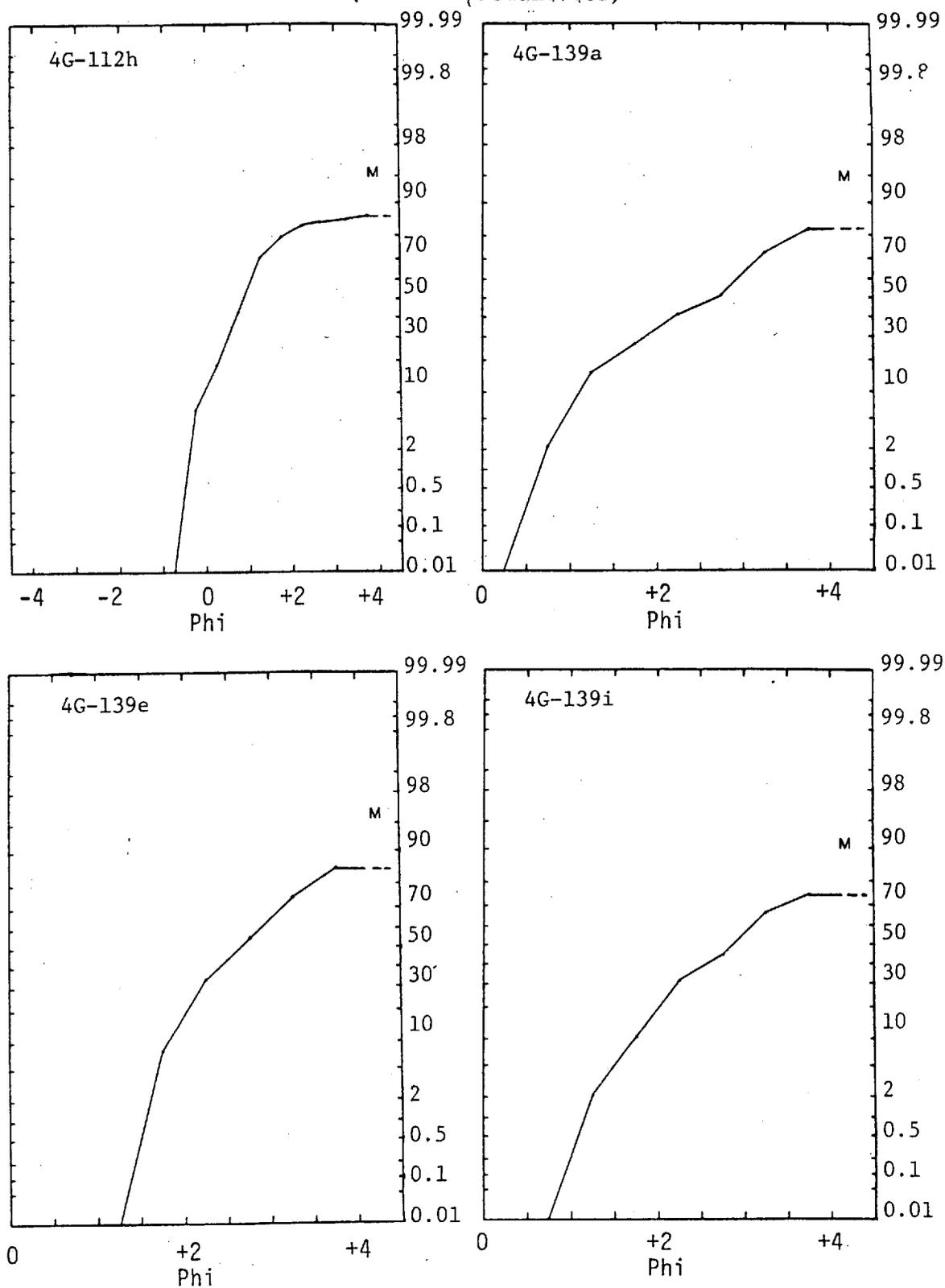


Figure 58: Courbes cumulatives granulométriques de grès des sections K, V et Y en référence au tableau 16.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

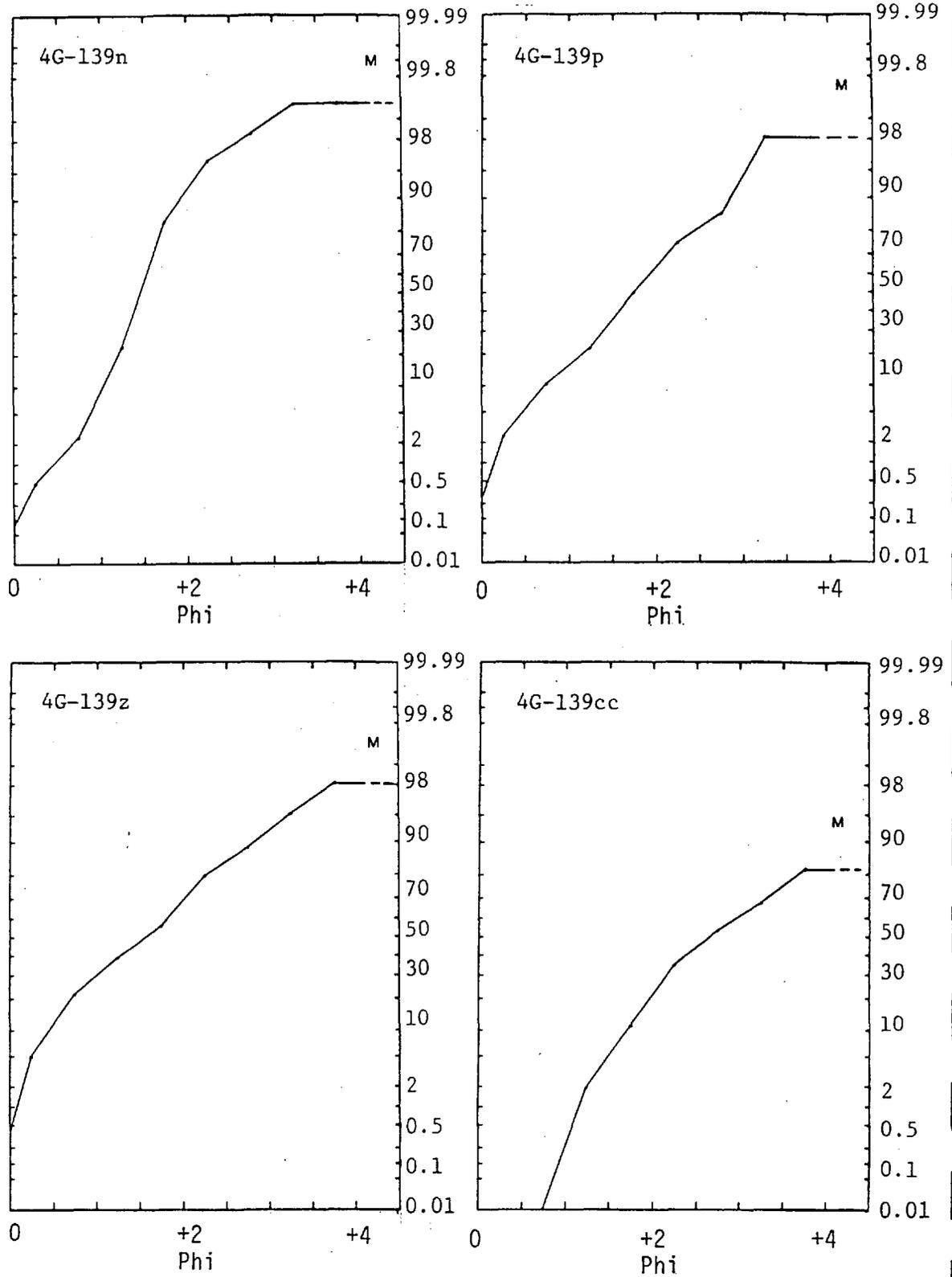


Figure 59: Courbes cumulatives granulométriques de grès des sections K, V et Y en référence au tableau 16.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

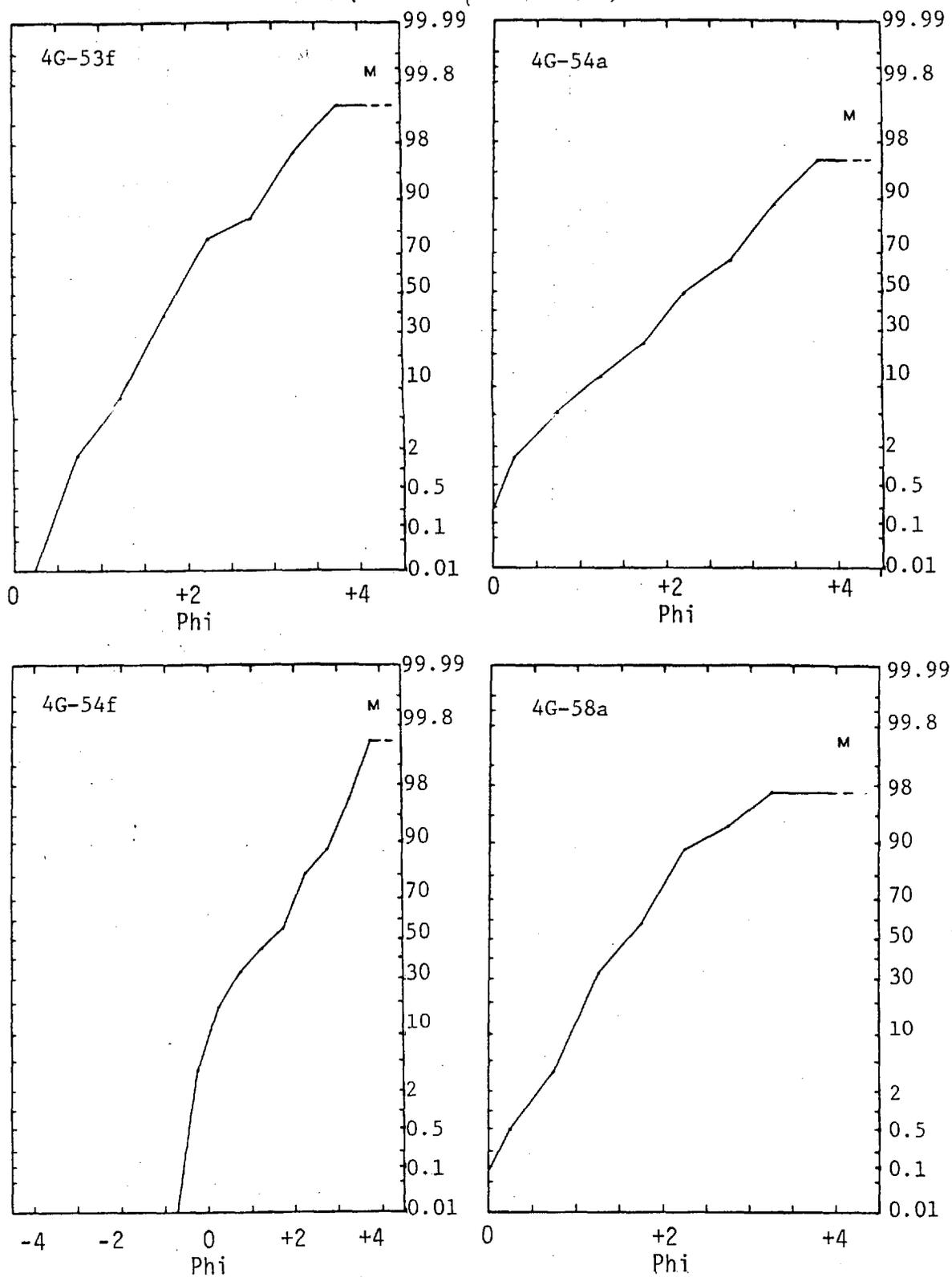


Figure 60: Courbes cumulatives granulométriques de grès de la section T en référence au tableau 17.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

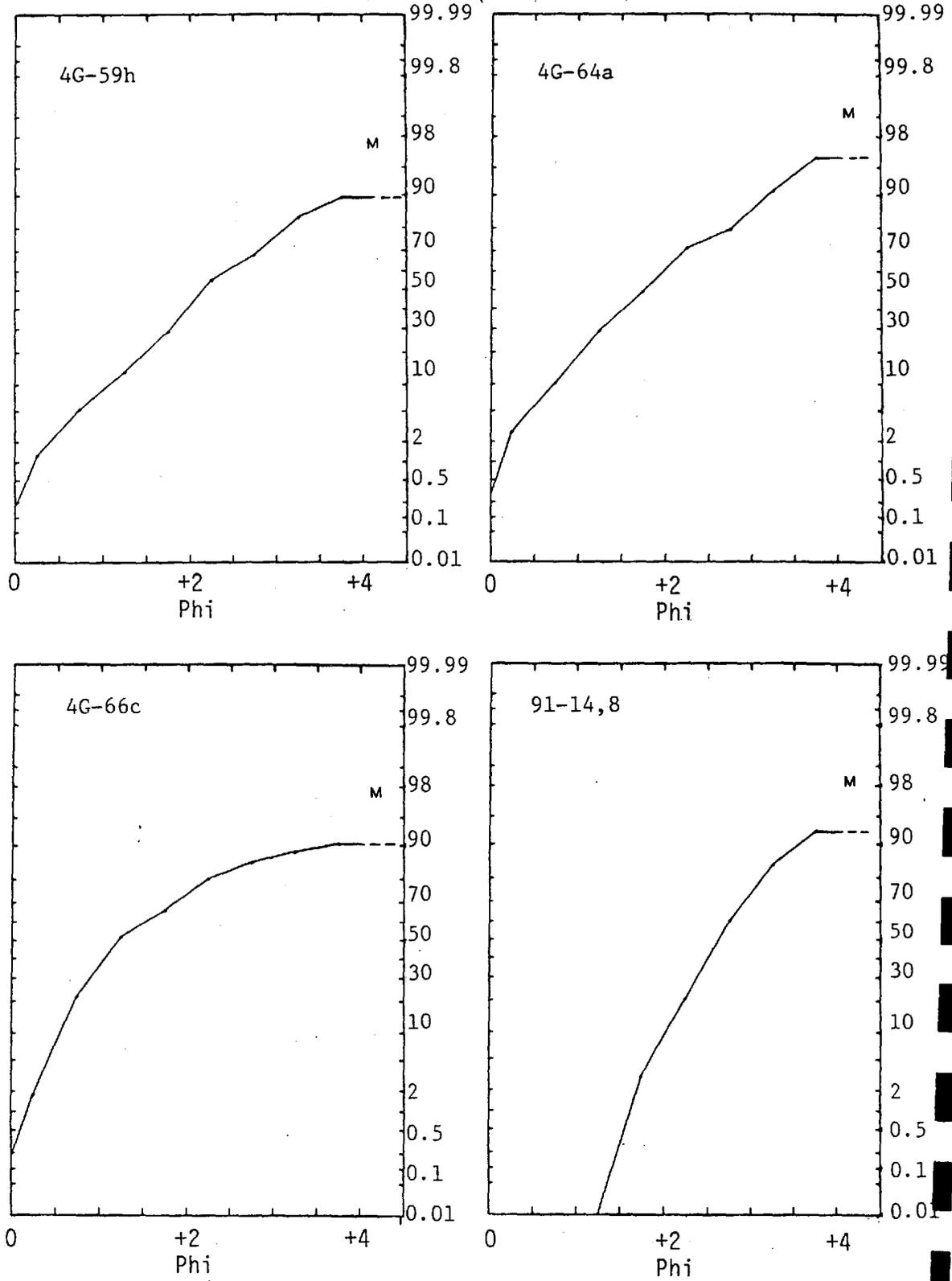


Figure 61: Courbes cumulatives granulométriques de grès de la section T en référence au tableau 17.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

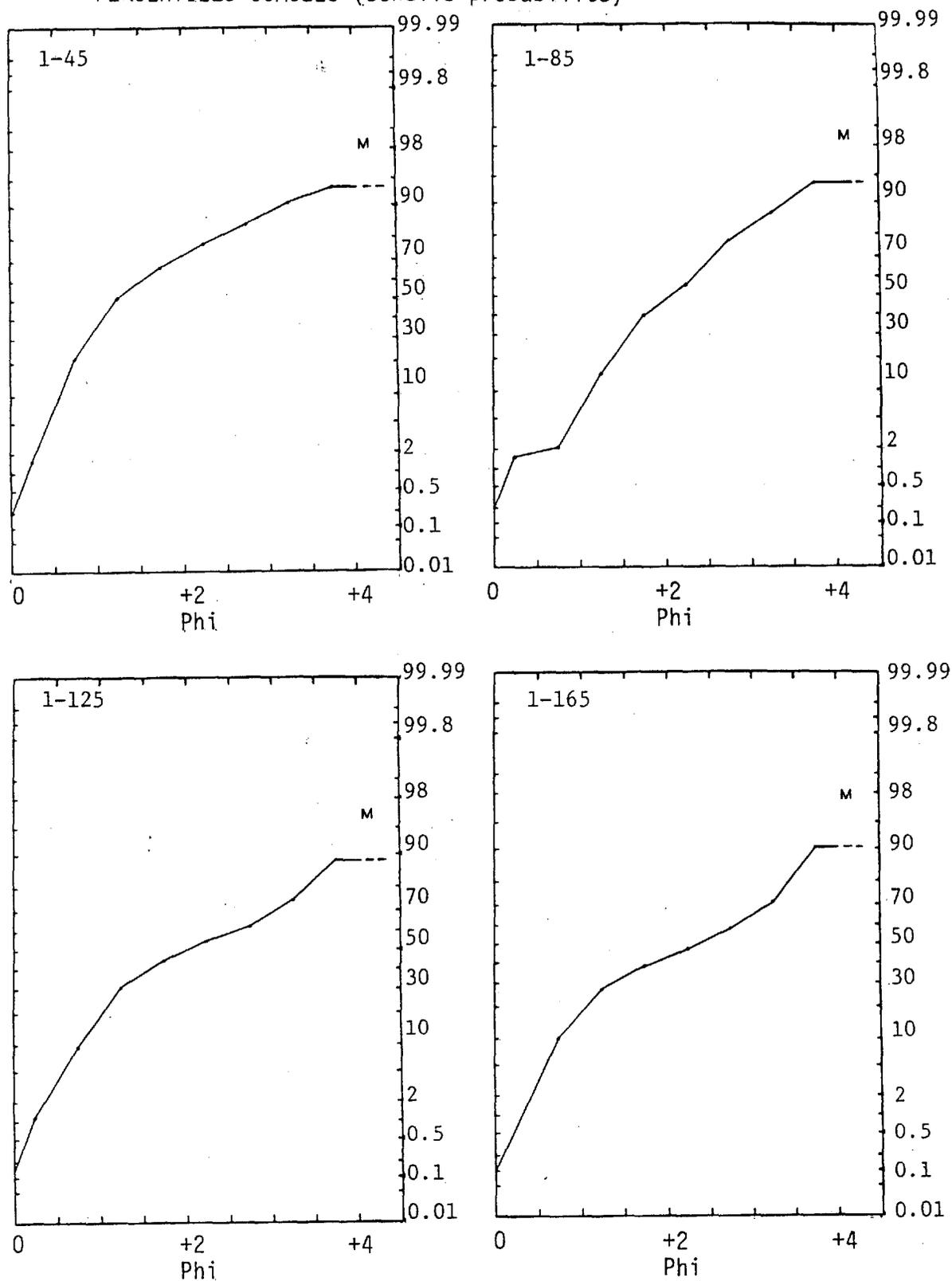


Figure 62: Courbes cumulatives granulométriques de grès de la section R en référence au tableau 18.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

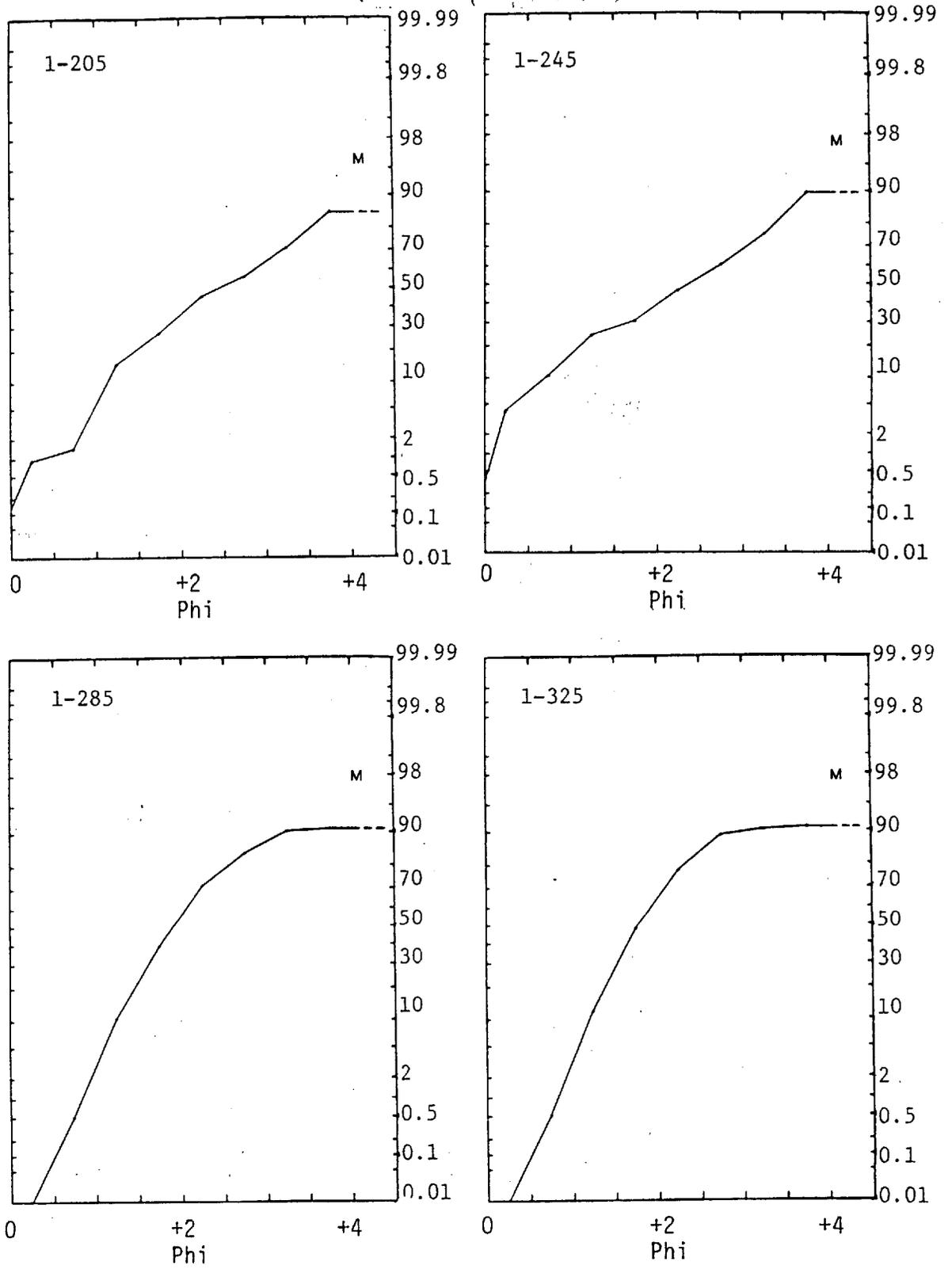


Figure 63: Courbes cumulatives granulométriques de grès de la section R en référence au tableau 18.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

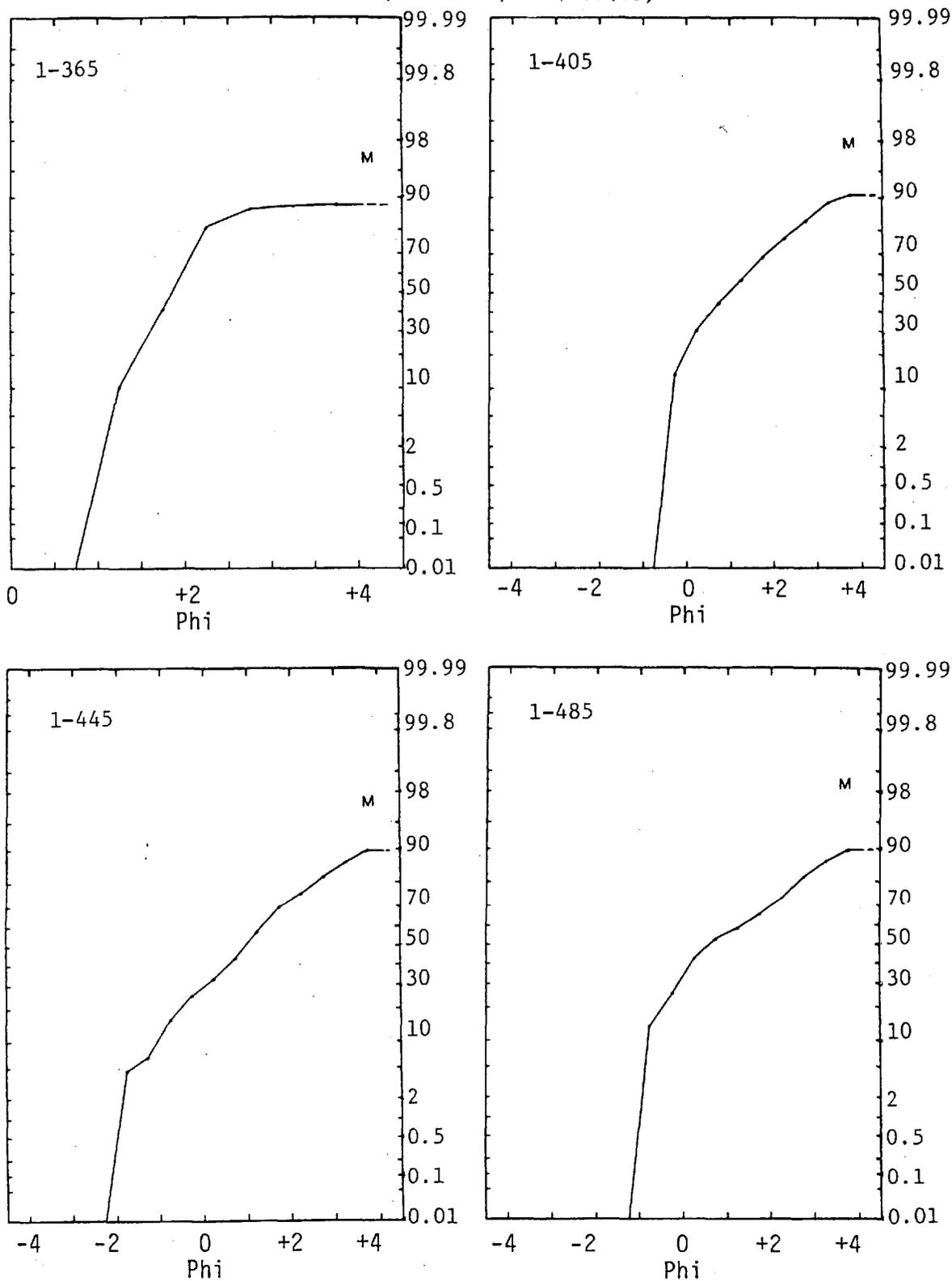


Figure 64: Courbes cumulatives granulométriques de grès de la section R en référence au tableau 18.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

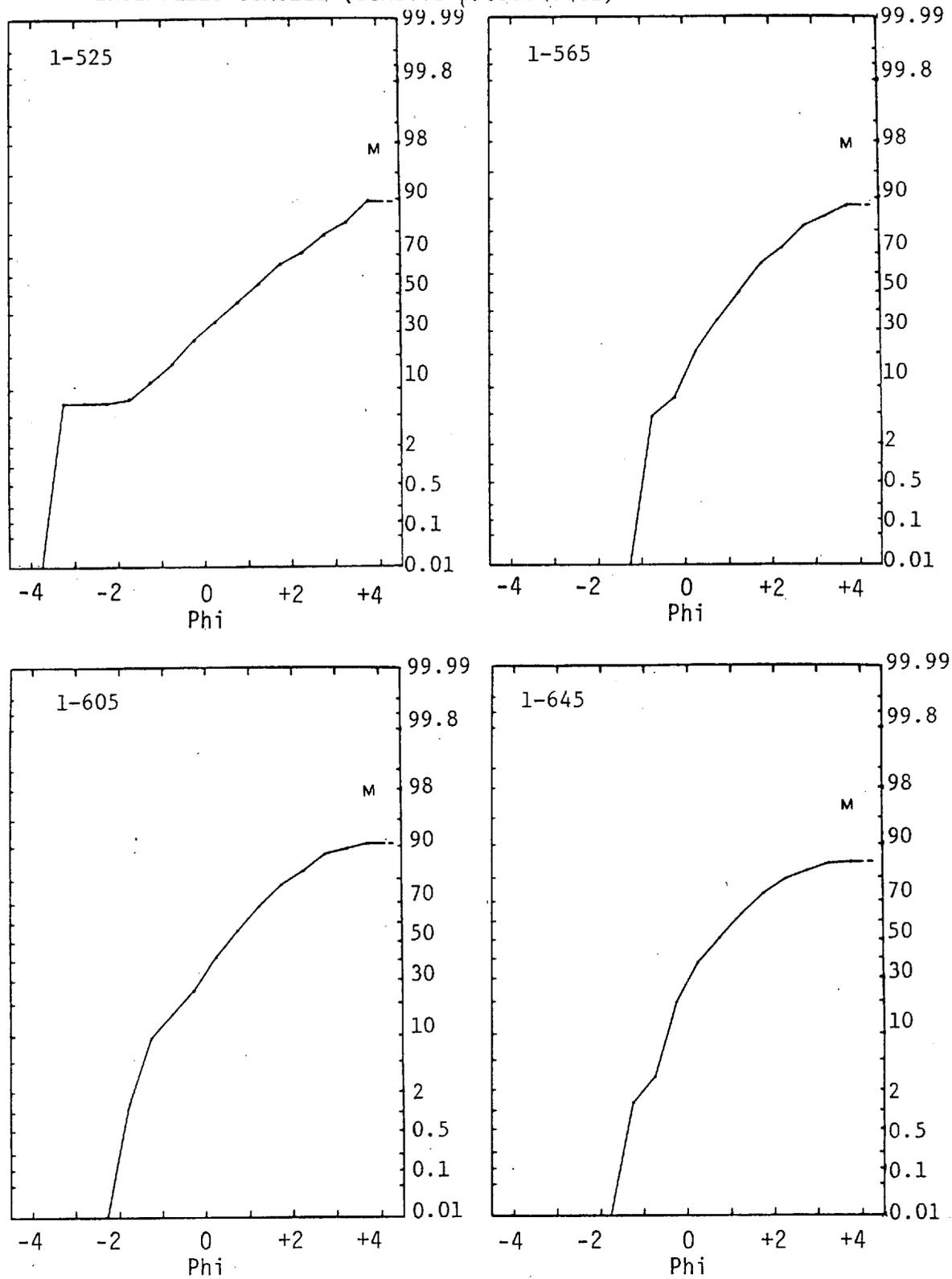


Figure 65: Courbes cumulatives granulométriques de grès de la section R en référence au tableau 18.

PERCENTILES CUMULÉS (échelle probabilité)

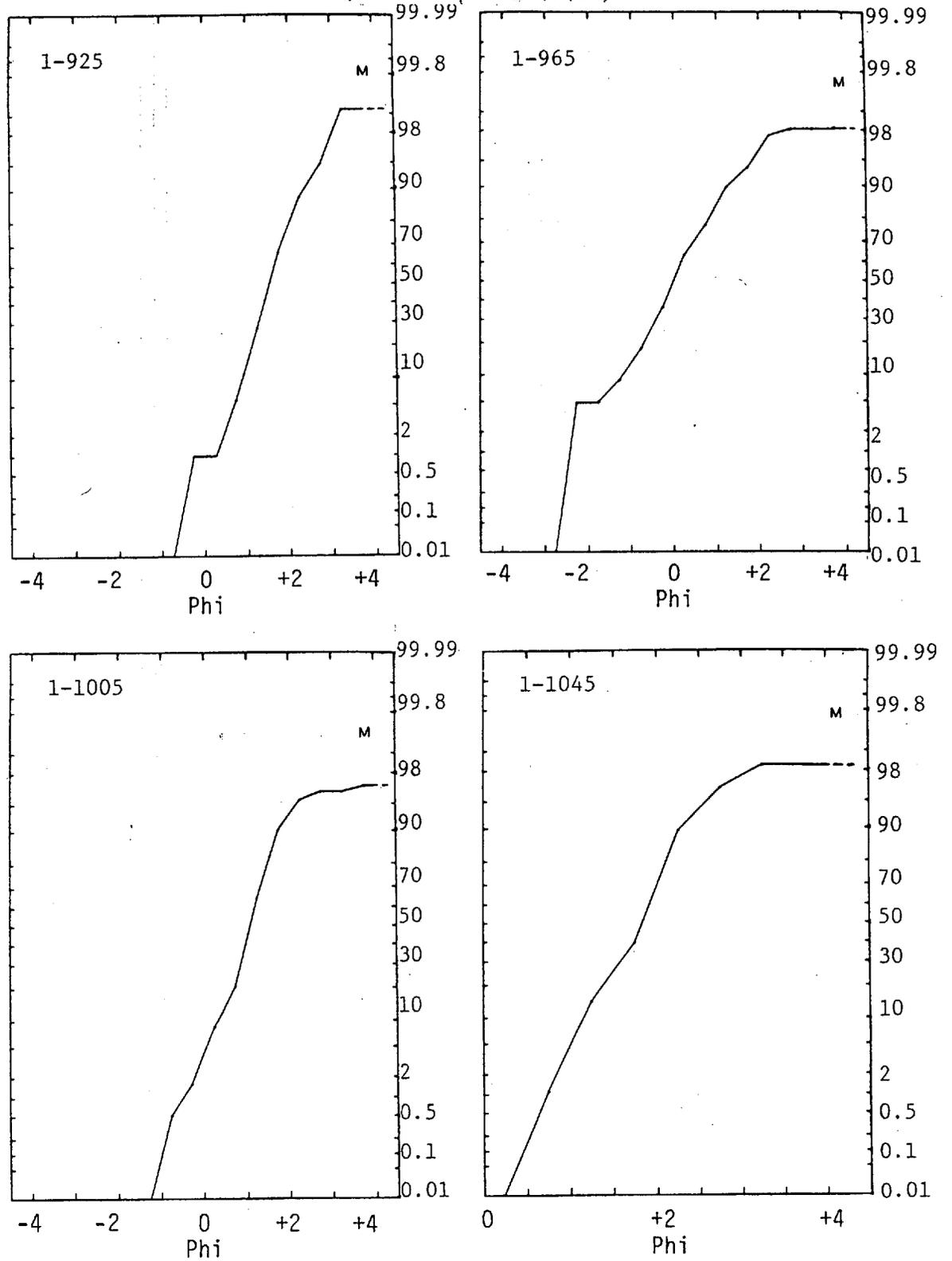


Figure 66: Courbes cumulatives granulométriques de grès de la section R en référence au tableau 18.

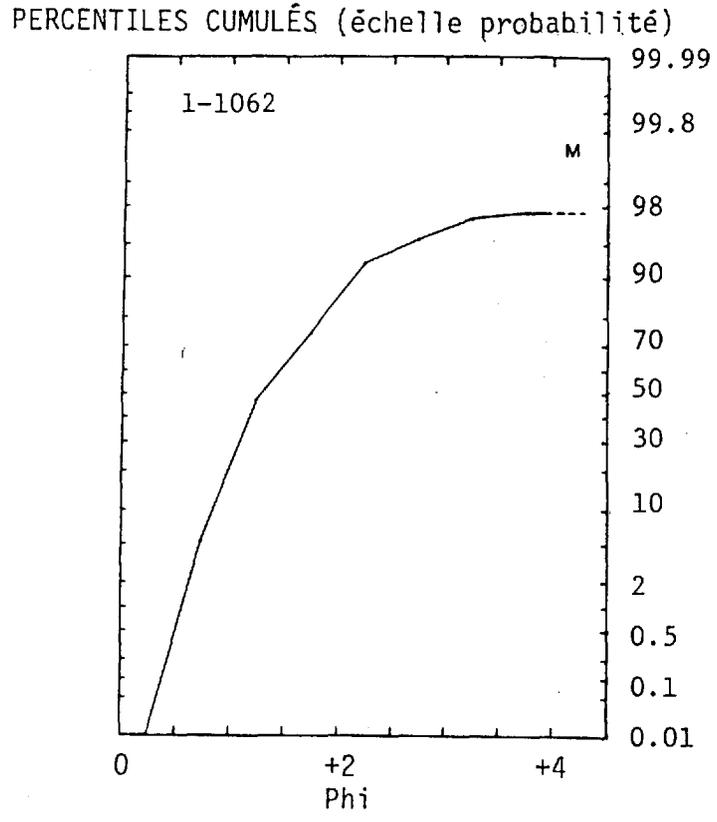


Figure 67: Courbe cumulative granulométrique du grès de l'échantillon 1-1062 de la section R (voir le tableau 18).

APPENDICE VII

Sections-types

Groupe de Pérignon, Formation de Laparre, Membre A

Section-type: sondage OGBL-1 de SERU Nucléaire Canada Ltée exécuté dans le centre du Bassin d'Otish, au lac de la Girafe (S-324 sur le feuillet B en pochette, localisation B-7k). La carothèque est située sur le bord sud-est du lac de la Girafe. La section-type est comprise entre les cotes 966 et 1035 m, soit une épaisseur de 69 m de sédiments. Elle est constituée d'orthoconglomérat à granules et cailloux polymicte de nature feldspathique, contenant quelques minces interlits de grès et d'argilite.

Groupe de Pérignon, Formation de Laparre, Membre B

Section-type: mêmes sondage et localisation que le Membre A décrit ci-haut. Elle est comprise entre les cotes 709 et 966 m, soit une épaisseur de 257 m de sédiments. Elle est constituée de grès feldspathiques contenant quelques interlits d'orthoconglomérat à granules vers la base.

Groupe de Pérignon, Formation de Laparre, Membre C

Section-type: mêmes sondage et localisation que les membres A et B ci-haut. Elle est comprise entre les cotes 433 et 709 m, soit une épaisseur de 276 m de sédiments. La composition est comparable au Membre A: orthoconglomérat à granules et cailloux polymicte de nature feldspathique, contenant quelques minces interlits de grès et d'argilite.

Groupe de Péribonca, Formation de Laparre, Membre D

Section-type: sondage OGBL-127 de SERU Nucléaire Canada Ltée exécuté au sud-est du lac du Fantôme (52°12'N, 70°55'W). Les carottes sont entreposées au lac du Fantôme. La section-type est comprise entre les cotes 60 et 348 m, soit une puissance de 288 m. Les 156 mètres inférieurs sont constitués de grès laminés, fins à très grossiers, subconglomératiques à la base, et s'affinant vers le sommet. Les 132 mètres supérieurs sont d'aspect massif. La composition varie de quartzifère à feldspathique.

Groupe de Péribonca, Formation de Gaschet, Membre A

Section-type: mêmes sondage et localisation que le Membre D de la Formation de Laparre ci-haut. Elle est comprise entre les cotes 40 et 60 m, soit une puissance de 20 m. Elle est constituée de dolomie bréchifiée localement gypsifère et manganifère, contenant quelques vestiges de dolomie laminée.

Groupe de Péribonca, Formation de Gaschet, Membre B

Section-type: correspond aux 6 m supérieurs du Membre A de la Formation de Péribonca défini par Chown et Caty (1973) ainsi qu'aux 22 m inférieurs du Membre B de cette même formation aussi défini par eux.

A cause des variations latérales, ce membre comprend 3 lithofaciès majeurs. Ceux-ci sont bien représentés dans différents secteurs du bassin: voir le texte pour plus de précisions.

Groupe de Pérignon, Formation de Gaschet, Membre C

Section-type: correspond aux cotes 37 à 42 m du Membre B de la Formation de Pérignon définie par Chown et Caty (1973), mais doit être considérée comme une unité distincte à cause de son étendue et de sa composition. Elle est constituée d'orthoconglomérat polymicte contenant des fragments exotiques de quartz et de granitoïdes ainsi que des cailloux et blocs de dolomie autochtones.

Groupe de Pérignon, Formation de Gaschet, Membre D

Section-type: correspond aux cotes 42 à 68 m du Membre B de la Formation de Pérignon définie par Chown et Caty (1973).

Groupe de Pérignon, Formation de Marie-Victorin

Section-type: correspond aux cotes 75 à 105 m de la section-type du Membre B de la Formation de Pérignon définie par Chown et Caty (1973). Les 15 m inférieurs, constitués d'orthoconglomérat polymicte à granules et cailloux sont assignés au Membre A de la Formation de Marie-Victorin, et les 15 m supérieurs de grès au Membre B.

REFERENCES

NOTE RELATIVE AUX REFERENCES

Les références aux GM-... (travaux statutaires de compagnies privées déposés au M.E.R.Q.) ne sont pas précisées dans les pages qui suivent. Le lecteur devra consulter le Service de la Géoinformation du M.E.R.Q..

Ahlbrandt, T. S. and Fryberger, S. G., 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 31, pp. 293-314.

Anderson, S. J. and Burke, K., 1983. A Wilson Cycle approach to some Proterozoic problems in eastern North America. Geological Society of America, Memoir, 161, pp. 75-83.

Anketell, J. M. and Dzulynski, S., 1968. Transverse deformational patterns in unstable sediments. Annales de la Société Géologique de Pologne, 38, pp. 411-416.

Avramtchev, L. 1983. Catalogue des gîtes minéraux du Québec, Région de la Baie James. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-940, 27p.

Baer, A. J. 1981. A Grenvillian model of Proterozoic plate tectonics. In Precambrian plate tectonics, edited by Kröner, A.; Developments in Precambrian Geology, 4. Elsevier, Amsterdam, pp. 353-385.

Baer, A. J. 1983. Proterozoic orogenies and crustal evolution. Geological Society of America, Memoir, 161, pp. 47-58.

- Baragar, W. R. A. and Scoates, R. F. J. 1981. The Circum-Superior Belt: a Proterozoic plate margin? In Precambrian plate tectonics, edited by Kröner, A.; Developments in Precambrian Geology, 4. Elsevier, pp. 297-330.
- Barlow, A. E., Faribault, E. R. and Gwillim, J. C. 1911. Geology and mineral resources of the Chibougamau Region, Quebec. Quebec Department of Mines and Fisheries, Mines Branch, pp. 131-133.
- Bartsch-Winkler, S. and Schmoll, H. R. 1984. Bedding types in Holocene tidal channel sequences, Knik Arm, Upper Cook Inlet, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, no.4, pp. 1239-1250.
- Bell, R. T. and Jackson, G. D. 1974. Aphebian halite and sulphate indications in the Belcher Group, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11, pp. 722-728.
- Bell, R. T. and Ruzicka, V. 1985. Uranium in the Circum-Ungava Belt, Northern Quebec and Labrador: new information from the central Labrador trough. In Current Research, part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, pp. 145-149.
- Bérard, J. 1963. Cours supérieur de la rivière aux Outardes. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport préliminaire 512, 10p.

Bérard, J. 1965. Région de Toco-Témiscamie, Territoire de Mistassini. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique 113, 40p.

Berelson, W. M. and Heron, S. D. (Jr.). 1985. Correlations between Holocene flood tidal delta and barrier island inlet fill sequences: Back Sound-Shackleford Banks, North Carolina. *Sedimentology* 32, pp. 215-222.

Bergeron, R. 1957. Late Precambrian rocks of the north shore of the St. Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountains areas, Quebec. In *The Proterozoic in Canada*, edited by Gill, J. E., Royal Society of Canada, Special Publication 2, pp. 124-131.

Blanchard, J.-P., Boyer, P. and Gagny, C. 1979. Un nouveau critère de mise en place dans une caisse filonienne: le "pincement" des minéraux aux épontes. *Tectonophysics* 53, pp. 1-25.

Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R. 1980. *Origin of sedimentary rocks*. Prentice Hall, Inc. New-Jersey, 782p.

Boldy, J., Drouin, M., Hilgendorf, C., Davidson, D., Boniwell, J. B. and Gingerich, J. 1984. Case history of a gold discovery, Eastmain River area, Quebec. In Chibougamau Stratigraphy and Mineralization, edited by Guha, J. and Chown, E. H., Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 441-456.

Boothroyd, J. C. and Nummedal, D. 1978. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial fan deposits. In Fluvial sedimentology, edited by Miall, A. D., Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, pp. 641-668.

Bouchard, M. A. et Martineau, G. 1984. Les aspects régionaux de la dispersion glaciaire, Chibougamau, Québec. In Chibougamau Stratigraphy and Mineralization, edited by Guha, J. and Chown, E. H., Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 431-440.

Brookfield, M. E. 1984. Eolian sands, In Facies Models, 2nd Edition, edited by R. G. Walker, Geoscience Canada, Geological Association of Canada, pp. 91-103.

Casshyap, S. M. 1971. Petrology and sedimentation of Huronian arenites, south of Espanola, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, pp. 20-49.

- Caty, J. L. 1976. Stratigraphie et sédimentologie de la Formation de Papaskwasati. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-423, 270p.
- Chandler, F. W. 1980. Proterozoic redbed sequences of Canada. Geological Survey of Canada, 311, 53p.
- Chown, E. H. 1963. Amphibolites of the Papachouésati River area, Mistassini Territory, Quebec. Ph. D. Thesis, John Hopkins University, Baltimore, Maryland, 204p.
- Chown, E. H. 1965. Géologie de la région de la rivière Péribonca (partie est). Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport préliminaire, 535, 9p.
- Chown, E. H. 1969a. Fromont-Laparre Lakes area. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-165, 22p.
- Chown, E. H. 1969b. Conflans Lake area. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-185, 38p.
- Chown, E. H. 1970. Géologie de la région du lac Pluto. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport préliminaire, 584, 26p.

- Chown, E. H. 1971a. Région de Tichégami. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique, 144, 64p.
- Chown, E. H. 1971b. Geology of the Savane River area. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique, 146, 37p.
- Chown, E. H. 1971c. Pariseau Lake area. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DP-180, 12p.
- Chown, E. H. 1977. Boivin Lake area. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-464, 50p.
- Chown, E. H. 1979. Structure and metamorphism of the Otish Mountains area of the Grenvillian Foreland zone, Quebec. Geological Society of America, Bull. 90, Part 11, pp. 178-204.
- Chown, E. H. 1984. Mineralization controls in the Aphebian formations, Chibougamau, Mistassini and Otish areas. In Chibougamau Stratigraphy and Mineralization, edited by Guha, J. and Chown, E. H., Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume 34, pp. 229-243.
- Chown, E. H. 1987. Tourmalinites in the Aphebian Mistassini Group, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 24, pp. 826-830.

Chown, E. H. and Archambault, G. 1987. The transition from dyke to sill in the Otish Mountains, Quebec; relations to host-rock characteristics. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 24, pp. 110-116.

Chown, E. H. and Caty, J. L. 1973. Stratigraphy, petrography and paleocurrent analysis of the Aphebian clastic formations of the Mistassini-Otish Basin. In Huronian stratigraphy and sedimentation, edited by Young, G. M., Geological Association of Canada. Special Paper 12, pp. 49-71.

Chown, E. H. and Caty, J. L. 1983. Diagenesis of the Aphebian Mistassini regolith, Quebec, Canada. Precambrian Research, 19, pp. 285-299.

Chown, E. H., Caty, J. L., Barraud, C. and Janes, D. 1972. Région de la rivière Wabissinane. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, GM-28431, Cartes géologiques, 9p.

Church, M. and Gilbert, R. 1975. Proglacial fluvial and lacustrine environments. In Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation, edited by Hopkins, A. V. and McDonald, B. C., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 23, pp. 22-100.

Clemmensen, L. B., Olsen, H. and Blakey, R. C. 1989. Erg-margin deposits in the Lower Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, southern Utah. Geological Society of America Bulletin, v. 101, pp. 759-773.

Cloud, P. E., Jr. 1968. Atmospheric and hydrospheric evolution of the primitive earth. Science, 160, pp. 729-736.

Collinson, J. D. 1978. Alluvial sediments. In Sedimentary environments and facies, edited by Reading, H. G., Elsevier, New-York, pp. 15-60.

Crawford, G. A. and Dunham, J. B. 1982. Evaporite sedimentation in the Permian Yates Formation, Central Basin Platform, Andrew County, West Texas. In Depositional and diagenetic spectra of evaporites-A core workshop, edited by Handford, C. R., Loucks, R. G. and Davies, G. R., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Workshop no.3, Calgary, Canada, pp. 238-275.

Dahlkamp, F. J. 1978. Classification of uranium deposits. Mineralium Deposita, 13, no.1, pp. 83-104.

de St-André, et Ruhlmann, F. 1986. Datation U/Pb des minéralisations du Bassin des monts Otish, Québec, Canada. Réunion annuelle des sciences de la terre, Clermont-Ferrand.

- Dickinson, W. R. and Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin v. 63, no.12, pp. 2164-2182.
- Dimroth, E. 1978. Région de la Fosse du Labrador. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique, 193, 396p.
- Dimroth, E., Baragar, W. R. A., Bergeron, R. and Jackson, G. D. 1970. The filling of the Circum-Ungava Geosyncline. In Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield, edited by Baer, A. E., Geological Survey of Canada, Paper 70-40, pp. 45-142.
- Dimroth, E. and Kimberley, M. M. 1976. Precambrian atmospheric oxygen: evidence in the sedimentary distributions of carbon, sulfur, uranium and iron. Canadian Journal of Earth Sciences, 13, pp. 1161-1185.
- Dreimanis, A. 1976. Tills: their origin and properties. Royal Society of Canada, Special Publication, 12, pp. 11-49.
- Driese, S. G. 1985. Interdune pond carbonates, Weber sandstone (Pennsylvanian-Permian), Northern Utah and Colorado. Journal of Sedimentary Petrology, 55, no.2., pp. 187-195.

Dymkin, A. M., Poltavets, Y. A., Kholodnov, V. V. and Bushlyakov, I. N. 1985. Test of the genetic relationship between iron mineralization and igneous activity. Doklady Akademii Nauk SSSR, V. 274, no.5, pp. 1160-1164.

Eckstrand, O. R. 1984. Canadian mineral deposit types: a geological synopsis. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report, 36, 86p.

Eschner, T. B. and Kocurek, G. 1986. Marine destruction of eolian sand seas: origin of mass flows. Journal of Sedimentary Petrology, 56, no.3, pp. 401-411.

Ethridge, F. G., Tyler, N. and Burns, L. K. 1984. Sedimentology of a Precambrian quartz-pebble conglomerate, Southwest Colorado. In Sedimentology of gravels and conglomerates, edited by Koster, E. H. and Steel, R. J., Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 165-174.

Eyles, N. and Miall, A. D. 1984. Glacial facies. In Facies Models, 2nd edition, edited by R. G. Walker, Geoscience Canada, Geological Association of Canada, pp. 15-38.

- Fahrig, W. F. 1987. The Tectonic Settings of Continental Mafic Dyke Swarms: Failed Arm and Early Passive Margin. In Mafic Dyke Swarms, edited by Halls, H. C. and Fahrig, W. F., Geological Association of Canada Special Paper 34, pp. 331-348.
- Fahrig, W. F. and Chown, E. H. 1973. The paleomagnetism of the Otish gabbro from north of the Grenville Front, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 10, pp. 1556-1564.
- Fahrig, W. F., Christie, K. W., Chown, E. H., Janes, D. and Machado, N. 1986. The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 23, pp. 238-253.
- Finlow-Bates, T. 1980. The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts. A review. In Stratiform Cu-Pb-Zn deposits, Geologisches Jahrbuch, D-40, Hannover, pp. 131-168.
- Fitzgerald, D. M. 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price Inlet, South Carolina. Journal of Sedimentary Petrology, 54, no.4, pp. 1303-1318.

Flint, R. F. 1971. Glacial and Quarternary geology. John Wiley & Sons, Inc., New-York, 892p.

Folk, R. L. 1964. A review of grain-size parameters. Sedimentology, 6, pp. 73-93.

Folk, R. L. 1968. Bimodal supermature sandstones: product of the desert floor. International Geological Congress, 23rd session, 8, pp. 9-32.

Folk, R. L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publication Co., Austin, Texas, 182p.

Folk, R. L. and Ward, W. C. 1957. Brazos River Bar; a study in the significance of grain-size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27, pp. 3-27.

Franklin, J. M., Lydon, J. W. and Sangster, D. F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. Economic Geology, Seventy-fifth anniversary volume, pp. 485-627.

Frarey, M. J. and Roscoe, S. M. 1970. The Huronian Supergroup north of lake Huron; In Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield., edited by Baer, A. J.. Geological Survey of Canada, Paper 70-40, pp. 143-158.

- Friedman, G. M. 1958. Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary studies. *Journal of Geology*, 66, pp. 394-416.
- Friedman, G. M. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, pp. 514-529.
- Fryer, B. J. 1972. Age determination in the Circum-Ungava Geosyncline and the evolution of Precambrian banded iron formations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, pp. 652-663.
- Genest, S. 1984. Région du lac Indicateur (Monts Otish), *In* Travaux sur le terrain 1984, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV-84-17, pp. 39-41
- Genest, S. 1985. Aphebian evaporites and related red beds in the Peribonca Formation (Otish Group, Central Quebec): evidence for coastal sabkha and subaqueous environments. Program with Abstracts, GAC-MAC Annual Meeting, Fredericton, A-21.
- Genest, S. 1987a. Géologie de la région du lac Indicateur, (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Etude 86-04, 21p.

Genest, S. 1987b. Otish Basin: witness of an Early Proterozoic RRR continental plate disruption. Program with Abstracts, GAC-MAC Annual Meeting, p. 45.

Genest, S. 1989. Le Bassin d'Otish: corrélations avec le Supergroupe huronien. Program with Abstracts, GAC-MAC Annual Meeting, p. A109.

Genest, S. (sous presse). Synthèse lithostratigraphique, structurale et géologique des bassins d'Otish et de Papaskwasati, Protérozoïque Inférieur, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Mémoire.

Geological Survey of Canada. 1977. Magnetic anomaly map of Canada. Geological Survey of Canada, 1: 5,000,000, carte no. 1255A.

Gilbert, C. M. 1954. Sedimentary rocks, In Petrography, Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M., W.H. Freeman & Co., pp. 251-384.

Gross, G. A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. Precambrian Research, 20, pp. 171-187.

Guilbert, J. M. and Park, C. F., Jr. 1986. The geology of ore deposits. W.H. Freeman & Co., New-York, 985p.

- Hambrey, M. J. and Harland, W. B. 1979. Analysis of pre-Pleistocene glacial rocks: aims and problems. In *Moraines and Varves*, edited by Schlüchter, C., Balkema, Rotterdam, pp. 271-275.
- Handford, C.R. 1981. A process-sedimentary framework for characterizing recent and ancient sabkhas. *Sedimentary Geology*, 30, pp. 255-265.
- Handford, C. R., Loucks, R. G. and Davies, G. R. 1982. Depositional and diagenetic spectra of evaporites - a core workshop. Society of Economic Petrologists and Mineralogists, Core Workshop no.3, Calgary, Canada, 395p.
- Harland, W. B. 1983. The Proterozoic glacial record. *Geological Society of America, Memoir 161*, pp. 279-288.
- Hocq, M. 1976. Région du lac Cadieux, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-433, 16p.
- Hodgson, C. J. and Lydon, J. W. 1977. Geological setting of volcanogenic massive sulphide deposits and active hydrothermal systems: some implications for exploration. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bull.*, 70, pp. 95-106.

- Hoffman, P. 1967. Crystal casts of gypsum and halite in two-billion-year-old sedimentary rocks. Geological Society of America meeting, Abstracts with Program, p. 99.
- Hoffman, P. 1973. Aphebian supracrustal rocks of the Athapuscow Aulacogen, East Arm of Great Slave Lake, District of Mackenzie. Report of activities, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, pp. 151-156.
- Hoffman, P. F. 1978. Speleothems and evaporite solution collapse in Athapuscow Aulacogen (Middle Proterozoic), Great Slave Lake, Northwest Territories. American Association of Petroleum Geologists, 62, p.523.
- Hofmann, H. J. 1978. New stromatolites from the Aphebian Mistassini Group, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 15, no.4, pp. 571-585.
- Hofmann, H. J., Pearson, D. A. B. and Wilson, B. H. 1980. Stromatolites and fenestral fabric in Early Proterozoic Huronian Supergroup, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 17, pp. 1351-1357.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology, 24, pp. 361-387.

Johnson, A. M. and Pollard, D. D. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I: field observations and flow of the magma. *Tectonophysics*, 18, pp. 261-309.

Kendall, A. C. 1984. Evaporites. In *Facies models*, 2nd edition, Geoscience Canada, Geological Association of Canada, pp. 259-298.

Kimberley, M. M. 1983. Constraints on genetic modeling of Proterozoic iron formations. *Geological Society of America, Memoir 161*, pp. 227-235.

Kingston, D. R., Dishroon, C. P. and Williams, P. A. 1983. Global basin classification system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, no.12, pp. 2175-2193.

Kish, L. 1975. Radioactive occurrences in the Grenville of Quebec, Mont-Laurier-Cabonga District, Quebec Department of Natural Resources, DP 310, 30p.

Kish, L. 1983. Etude pétrochimique des granitoïdes adjacents au Bassin d'Otish. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET-83-07, 21p.

Klau, W. and Large, D. 1980. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits: a discussion of their classification and metallogenesis. In Stratiform Cu-Pb-Zn deposits, Geologisches Jahrbuch, D-40, pp. 13-58.

Kröner, A. 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. Geological Society of America, Memoir 161, pp. 59-74.

Kumarapeli, P. S. and Saull, V. A. 1966. The St. Lawrence Valley system: a North American equivalent of the East African rift valley system. Canadian Journal of Earth Sciences, 3, pp. 639-658.

Lambert, I. B. 1983. The major stratiform lead-zinc deposits of the Proterozoic. Geological Society of America, Memoir 161, pp. 209-226.

Langford, F. F. 1983. Proterozoic uranium deposits and the Precambrian atmosphere. Geological Society of America, Memoir 161, pp. 237-243.

Large, D. 1980. Geological parameters associated with sediment-hosted, submarine exhalative Pb-Zn deposits: an empirical model for mineral exploration. In Stratiform Cu-Pb-Zn deposits, Geologisches Jahrbuch, D-40, pp. 59-129.

- Le Gallais, C. J. and Lavoie, S. 1982. Basin evolution of the lower Proterozoic Kaniapiskau Supergroup, Central Labrador miogeocline (Trough), Quebec. Canadian Society of Petroleum Geologists, Bull., 30, no.2, pp. 150-166.
- Little, H. W. 1981. Genesis of Canadian uraniferous quartz-pebble conglomerate ores. In Genesis of uranium and gold-bearing Precambrian quartz-pebble conglomerates, Proceeding of a workshop, Colorado 1975, U. S. Geological Survey, Professional Paper 1161-X, pp. X1-X14.
- Long, D. G. F. 1974. Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian) Chibougamau, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 11, pp. 1236-1252.
- Loope, D. B. 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late Paleozoic example from southeastern Utah. Geology, 13, no.1, pp. 73-76.
- Mazzullo, J., Sims, D. and Cunningham, D. 1986. The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains. Journal of Sedimentary Petrology, 56, no.1, pp. 45-56.

McDowell, J. P. 1957. The sedimentary petrology of the Mississagi quartzite in the Blind River area. Ontario Department of Mines, Circular 6, 31p.

Miall, A. D. 1981. Aluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In Sedimentation and tectonics in alluvial basin, edited by Miall, A. D., Geological Association of Canada, Special Paper 23, pp.1-33.

Miall, A. D. 1984a. Deltas. In Facies Models, 2nd edition, edited by R. G. Walker, Geoscience Canada, Geological Association of Canada. pp. 105-118.

Miall, A. D. 1984b. Principles of sedimentary basin analysis, Springer Verlag. 490p.

Miall, A. D. 1985. Sedimentation on an Early Proterozoic continental margin under glacial influence: the Gowganda Formation (Huronian), Elliot Lake area, Ontario, Canada. *Sedimentology*, 32, pp. 763-788.

M.M.R.T. du Canada et M.R.N. du Québec. 1965. Cartes aéromagnétiques au 1: 63 360. Ministère des Mines et Relevés Techniques du Canada et Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Feuilletts couvrant toute la surface (25 cartes).

Neale, E. R. W. 1965. Région du lac Béthoulat, Territoire de Mistassini. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique, 112, 72p.

Needham, R. S. 1978. Giant-scale hydroplastic deformation structures formed by the loading of basalt onto watersaturated sand, Middle Proterozoic, Northern Territory, Australia, *Sedimentology*, 25, pp. 285-295.

Neilson, J. M. 1966. Région de la rivière Takwa, Territoire de Mistassini. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique, 124, 65p.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 1983. North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists*, 67, no.5, pp. 841-875.

Perthuisot, J.-P. 1979. Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. *Centres de Recherches Exploration-Production, Elf-Aquitaine, Bull.* 4-1, no.1, pp. 207-233.

Pollard, D. D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, 19, pp. 233-269.

Pollard, D. D. and Johnson, A. M. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II: bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics*, 18, pp. 311-354.

Pollard, D. D., Segall, P. and Delaney, P. T. 1982. Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Geological Society of America, Bull.* 93, pp. 1291-1303.

Portella, P. 1980. Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge: leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques. Université de Grenoble, Thèse de Doctorat, 197p.

Powers, M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, pp. 117-119.

Quirke, T. T. and Collins, W. H. 1930. Disappearance of the Huronian. *Geological Survey of Canada, Memoir* 160, 112p.

Quirke, Jr. T. T., Goldich, S. S. and Krueger, H. W. 1960. Composition and age of the Temiscamie iron-formation, Mistassini Territory, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 55, pp. 311-326.

- Reading, H. G. 1982. Sedimentary basins and global tectonics. Proc. Geol. Ass., 93, no.4, pp. 321-350.
- Reddering, J. S. V. 1983. An inlet sequence produced by migration of a small microtidal inlet against longshore drift: the Keurbooms Inlet, South Africa. Sedimentology, 30, pp. 201-218.
- Reineck, H.-E. and Singh, I. B. 1980. Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. Springer-Verlag. 549p.
- Reinson, G. E. 1984. Barrier-island and associated strand-plain systems. In Facies Models, 2nd edition, edited by R. G. Walker, Geoscience Canada. pp. 119-140.
- Ricketts, B. D. and Donaldson, J. A. 1981. Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay. In Proterozoic basins of Canada, edited by Campbell, F. H. A.. Geological Survey of Canada, Paper 81-10, pp. 235-254.
- Rivers, T. 1983. The northern margin of the Grenville province in Western Labrador: anatomy of an ancient orogenic front. Precambrian Research, 22, pp. 41-73.

Rivers, T. and Chown, E. H. 1986. The Grenville Orogen in eastern Quebec and western Labrador - definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes. In The Grenville Province, edited by J. M. Moore, A. Davidson and A.J. Baer, Geological Association of Canada Special Paper 31, pp. 31-50.

Rondot, J. 1986. Géosutures dans le Grenville. In The Grenville Province, edited by Moore, J. M., Davidson, A. and Baer, A. J., Geological Association of Canada Special Paper 31, pp. 313-325.

Roscoe, S.-M. 1969. Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield. Geological Survey of Canada, Paper 68-40, 205p.

Roscoe, S. M. 1973. The Huronian Supergroup, a Paleoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution. In Huronian Stratigraphy and Sedimentation, edited by Young, G. M., Geological Association of Canada Special Paper, 12, pp. 31-47.

Ross, G. M. 1983a Bigbear erg: a Proterozoic intermontane eolian sand in the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada. In Eolian sediments and processes, edited by Brookfield, M. E. and Ahlbrandt, T. S., Elsevier, pp. 483-519.

- Ross, G. M. 1983b. Proterozoic aeolian quartz arenites from the Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada: implications for Precambrian aeolian processes. *Precambrian Research*, 20, pp. 149-160.
- Ruhlmann, F., Raynal, M. et Lavoie, S. 1986. Un exemple de métasomatisme alcalin albite-uranium dans le Bassin des Monts Otish, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 23, no. 11, pp. 1742-1752.
- Rust, B. R. and Koster, E. 1984. Coarse alluvial deposits. In *Facies Models*, 2nd edition, edited by R. G. Walker, Geoscience Canada, Geological Association of Canada, pp. 53-69.
- Ruzicka, v. 1981. Some metallogenic features of the Huronian and post-Huronian uraniferous conglomerates. In *Genesis of uranium and gold-bearing precambrian quartz-pebble conglomerates*, Proceedings of workshop, Colorado, 1975, U. S. Geological Survey, Professional Paper 1161-V, pp. V1-V8.
- Ruzicka, C. and Lecheminant, G. M. 1984. Uranium deposit research, 1983. *Current Research, Part A*, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, pp. 39-51.

Ruzicka, V. and Lecheminant, G. M. 1985a. Developments in uranium geology in Canada, 1985. Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, pp. 531-540.

Ruzicka, V. and Lecheminant, G. M. 1985b. Summary on uranium in Canada, 1984. Current Research, Part Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, Part A, pp. 15-22.

Ruzicka, V. and Littlejohn, A. L. 1982. Notes on mineralogy of various types of uranium deposits and genetic implications. Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, pp. 341-349.

Sharma, K. N. M. 1977. Région de la Grande Rivière, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique, 184, 75p.

Shelton, J. W. 1973. Models of sand and sandstones deposits, a methodology for determining sand genesis and trend. Oklahoma Geological Survey, Bull., 118, 168p.

Sibson, R. H., Moore, M. M. and Rankin, A. H. 1975. Seismic pumping: a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of Geological Society of London, 131, pp. 653-659.

Simpson, E. L. and Loope, D. B. 1985. Amalgamated interdune deposits, White Sands, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, no.3, pp. 361-365.

Sims, P. K., Card, K. D. and Lumbers, S. B. 1981. Evolution of early Proterozoic basins of the Great Lakes Region. In *Proterozoic Basins of Canada*, edited by Campbell, F. H. A., Geological Survey of Canada, Paper 81-10, pp. 379-397.

Sonnenfeld, P. 1984. *Brines and evaporites*. Academic Press, Inc., 613p.

Stanton, R. L. 1972. *Ore petrology*. McGraw-Hill Book Co., 713p.

Stevens, R. D., Delabio, R. N. and Lachance, G. R. 1982. Age determinations and geological studies. Geological Survey of Canada, Paper 82-2, 56p.

Stockwell, C. H. 1982. Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian shield. Part 1: A time classification of Precambrian rocks and events. Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 87p.

Streckeisen, A. L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sciences Review*, 12, pp. 1-33.

Streckeisen, A. L. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: recommendations and suggestions. *Geology*, 7, pp. 331-335.

Thomas, G. E. 1976. The crustal fracture system of North America and its possible origin. In Proceeding of the First International Conference of the New Basement Tectonics, Utah Geological Association. Publication, 5, pp. 537-554.

Thorbjarnarson, K. W., Nittrouer, C. A., Demaster, D. J. and McKinney, R. B. 1985. Sediment accumulation in a back-barrier lagoon, Great Sound, New Jersey. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, no.6, pp. 856-863.

Visher, G. S. 1965. Use of vertical profile in environmental reconstruction. *American Association of Petroleum Geologists, Bull.*, 49, pp. 41-61.

Visher, G. S. 1969. Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, pp. 1074-1106.

Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R. and Delabio, R. N. 1972. Age determinations and geological studies. *Geological Survey of Canada, Paper 71-2*, pp. 60-61.

Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R. and Edmond, C. M. 1968. Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, report 8. Geological Survey of Canada, Paper 67-2, 141p.

Warren, J. K. 1986. Shallow-water evaporitic environments and their source rock potential. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, no.3, pp. 442-454.

Warren, J. K. and Kendall, C. G. St. C. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings: modern and ancient. *American Association of Petroleum Geologists, Bull.*, 69, no.6, pp. 1013-1023.

Windley, B. F. 1989. Anorogenic magmatism and the Grenvillian Orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, no. 3, pp. 479-489.

Wood, J. 1973. Stratigraphy and depositional environments of Upper Huronian rocks of the Rawhide Lake-Flack Lake area, Ontario. *In* Huronian Stratigraphy and Sedimentation, Geological Association of Canada, Special Paper, 12 pp. 73-95.

Wynne-Edwards, H. R. 1972. The Grenville province. *In* Variations in tectonic styles in Canada, edited by Price, R. A. and Douglas, R. J. W., Geological Association of Canada, Special Paper 11, pp. 263-334.

- Young, G. M. 1970. An extensive Early Proterozoic glaciation in North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 7, pp. 85-101.
- Young, G. M. 1973a. Origin of carbonate-rich Early Proterozoic Espanola Formation, Ontario, Canada. *Geological Society of America, Bull.*, 84, pp. 135-160.
- Young, G. M. 1973b. Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for Middle Precambrian (Aphebian) rocks of North America. In *Huronian Stratigraphy and Sedimentation*, edited by Young, G. M., Geological Association of Canada, Special Paper, 12, pp. 97-127.
- Young, G. M. 1983. Tectono-sedimentary history of Early Proterozoic rocks of the Northern Great Lakes region. *Geological Society of America, Memoir* 160, pp. 15-32.
- Young, G. M. 1988. Proterozoic plate tectonics, glaciation and iron-formations. *Sedimentary Geology*, 58, pp. 127-144.
- Young, G. M. 1989. Proterozoic glaciation and supercontinental cycles. GAC-MAC Annual Meeting, Program with Abstracts, p. A74.

PLANCHES

Planche I: Dépôts quaternaires

- a) Premier contact avec les Monts-Otish en juin 1980.
- b) Délavage du till le long de la rivière Témiscamie Est.
- c) Paysage morainique de la région du lac Indicateur.
- d) Accumulation de cailloux et galets sur le lit de la rivière Témiscamie Est.
- e) Concentration de blocs arrondis dans une légère dépression curvi-linéaire au sud du lac Indicateur.
- f) Alluvions sableuses sur le périmètre du lac Indicateur.

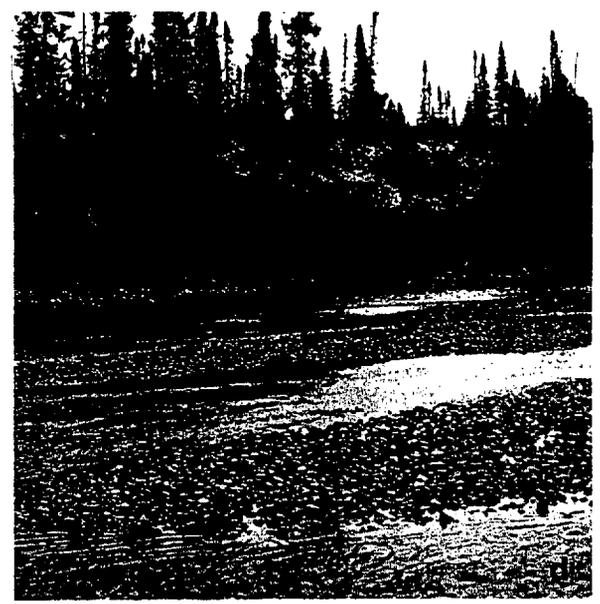


Planche II: Groupe de Tichégami et Complexe de Pambrun

- a) Métabasaltes coussinés déformés du Groupe de Tichégami au sud du lac Indicateur.
- b) Coussin déformé, bien défini par la présence de bordures hyaloclastiques altérées.
- c) Anorthosite du Complexe de Pambrun présentant des couronnes réactionnelles de grenat et de hornblende noire autour de clinopyroxènes (1), ainsi que des phénocristaux de labrador (2) baignant dans une pâte de labrador finement grenu à texture saccharoïde (1x).
- d) Fragment de coussin contenu dans une brèche épyclastique au sud du lac Indicateur.
- e) Brèche épyclastique schistosée surmontant l'unité de métabasaltes coussinés au sud du lac Indicateur.
- f) Amphibolite à grenat observée dans le Complexe d'Epervanche, pouvant être interprétée comme l'équivalent métamorphique des basaltes du Groupe de Tichégami, comme le suggère la concentration des grenats (1) au voisinage du matériel quartzofeldspathique (2), à la manière de certains basaltes amygdalaires archéens.

Planche II: Groupe de Tichégami et Complexe de Pambrun

- a) Métabasaltes coussinés déformés du Groupe de Tichégami au sud du lac Indicateur.
- b) Coussin déformé, bien défini par la présence de bordures hyaloclastiques altérées.
- c) Anorthosite du Complexe de Pambrun présentant des couronnes réactionnelles de grenat et de hornblende noire autour de clinopyroxènes (1), ainsi que des porphyroclastes de labrador (2) baignant dans une pâte de labrador finement grenu à texture saccharoïde (1x).
- d) Fragment de coussin contenu dans une brèche épicyclastique au sud du lac Indicateur.
- e) Brèche épicyclastique schistosée surmontant l'unité de métabasaltes coussinés au sud du lac Indicateur.
- f) Amphibolite à grenat observée dans le Complexe d'Epervanche, pouvant être interprétée comme l'équivalent métamorphique des basaltes du Groupe de Tichégami, comme le suggère la concentration des grenats (1) au voisinage du matériel quartzofeldspathique (2), à la manière de certains basaltes amygdalaires archéens.

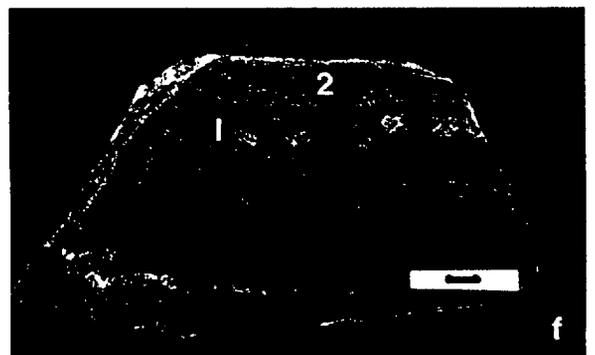
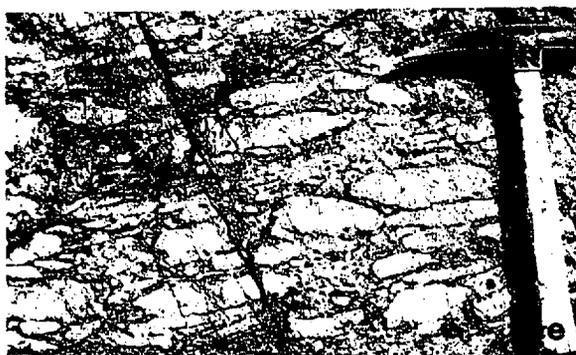


Planche III: Groupe de Tichégami (formation de fer)

- a) Brèche synsédimentaire reposant sur des lits appartenant à la formation de fer rubanée (1) du Groupe de Tichégami (0,5x).
- b) Brèche synsédimentaire contenant des fragments de formation de fer (0,5x) au sud du lac Indicateur.
- c) Métasédiment contenant des lits silteux riches en hématite et en magnétite (0,5x).
- d) Déformations observées au contact d'un plan de glissement synsédimentaire à l'intérieur de la formation de fer.
- e) Lambeau de strate de formation de fer contenu dans la brèche synsédimentaire au sud du lac Indicateur.
- f) Brèche synsédimentaire à matrice riche en sulfures.
- g) Joints stylolitiques à l'intérieur de la formation de fer rubanée.
- h) Relation angulaire entre la couverture sédimentaire protérozoïque et les métasédiments archéens au sud du lac Indicateur.

Planche III: Groupe de Tichégami (formation de fer)

- a) Brèche synsédimentaire reposant sur des lits appartenant à la formation de fer rubanée (1) du Groupe de Tichégami (0,5x).
- b) Brèche synsédimentaire contenant des fragments de formation de fer (0,5x) au sud du lac Indicateur.
- c) Métasédiment contenant des lits silteux riches en hématite et en magnétite (0,5x).
- d) Déformations observées au contact d'un plan de glissement synsédimentaire à l'intérieur de la formation de fer.
- e) Lambeau de strate de formation de fer contenu dans la brèche synsédimentaire au sud du lac Indicateur.
- f) Brèche synsédimentaire à matrice riche en sulfures.
- g) Joints stylolitiques à l'intérieur de la formation de fer rubanée.
- h) Relation angulaire entre la couverture sédimentaire protérozoïque et les métasédiments archéens au sud du lac Indicateur.

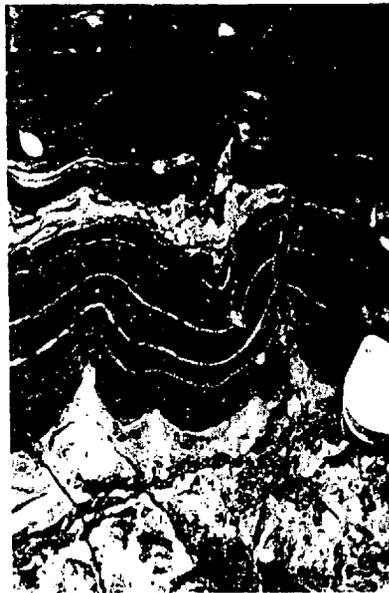
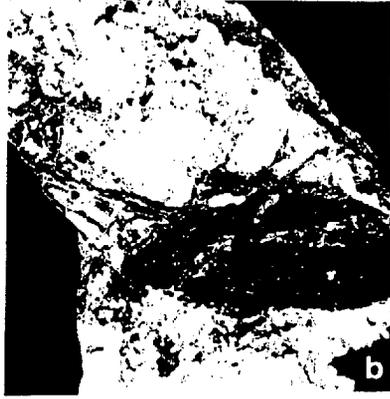


Planche IV: Complexe d'Epervanche (gneiss et migmatites)

- a) Plis ptygmiques rencontrés dans les migmatites du Complexe d'Epervanche.
- b) Idem.
- c) Gneiss quartzofeldspathique à biotite du Complexe d'Epervanche (1x).
- d) Gneiss quartzofeldspathique à biotite présentant un début de migmatisation. Les leucosomes sont réduits et parallèles au débit des gneiss (1x).
- e) Néosomes clairement définis dans les migmatites stromatiques du Complexe d'Epervanche (1x).
- f) Détail des paléosome et néosome: le paléosome étant représenté par le mésosome (1), et le néosome (2) par le couple leucosome (3) et mélanosome (4) (1,6x).
- g) Disparition graduelle du paléosome (1x).
- h) Disparition complète du paléosome (1x).
- i) Début de structure nébulitique (1x).
- j) Nébulite (1x).
- k) Agmatite contenant des restites de gneiss quartzofeldspathique (0,7x).

Planche IV: Complexe d'Epervanche (gneiss et migmatites)

- a) Plis ptygmiques rencontrés dans les migmatites du Complexe d'Epervanche.
- b) Idem.
- c) Gneiss quartzofeldspathique à biotite du Complexe d'Epervanche (1x).
- d) Gneiss quartzofeldspathique à biotite présentant un début de migmatisation. Les leucosomes sont réduits et parallèles au débit des gneiss (1x).
- e) Néosomes clairement définis dans les migmatites stromatiques du Complexe d'Epervanche (1x).
- f) Détail des paléosome et néosome: le paléosome étant représenté par le mésosome (1), et le néosome (2) par le couple leucosome (3) et mélanosome (4) (1,6x).
- g) Disparition graduelle du paléosome (1x).
- h) Disparition complète du paléosome (1x).
- i) Début de structure nébulitique (1x).
- j) Nébulite (1x).
- k) Agmatite contenant des restites de gneiss quartzofeldspathique (0,7x).

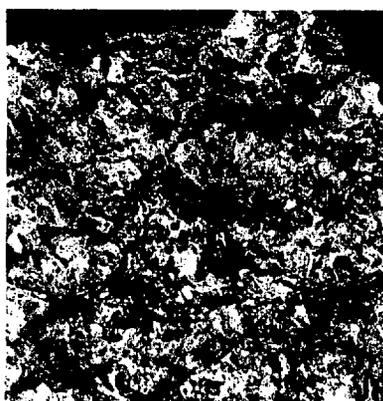
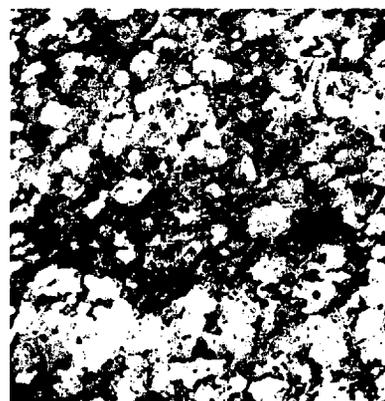
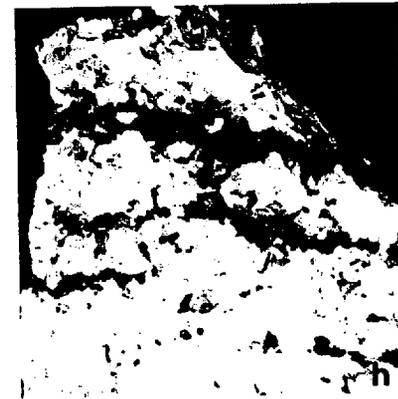
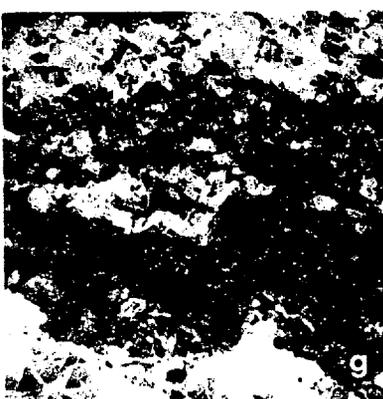
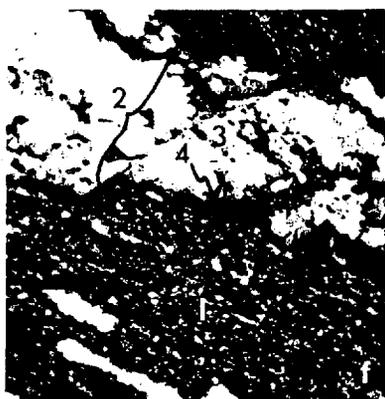
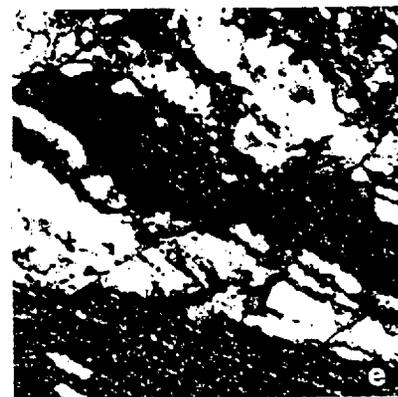
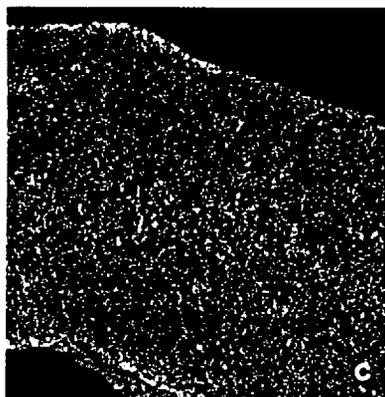


Planche V: Formation de Matoush (discordance)

- a) Discordance mettant en contact le conglomérat de base de la Formation de Matoush (1) sur le socle archéen régolitisé (2) au sud-est du lac Indicateur.
- b) Plagioclases zonés (1) partiellement altérés et microcline authigène (2) dans la diorite quartzique régolitisée de la région du lac Brissin (42x).
- c) Paléorégolite argileux développé sur la diorite quartzique, où les quartz polycristallins partiellement corrodés flottent dans une matrice de chlorite, d'illite et de silice (42x).
- d) Conglomérat polymicte de base de la Formation de Matoush, rencontré au sud-est du lac Indicateur. La partie inférieure, en contact avec le socle ne contient pas de clastes de quartz.
- e) Conglomérat polymicte de base de la Formation de Matoush. Apparition de clastes de quartz quelques mètres au dessus de la discordance (même site que précédemment).
- f) Augmentation graduelle du pourcentage de fragments de quartz (même site que d et e).
- g) Lits de conglomérat oligomicte à cailloux de quartz, typique du Groupe d'Indicator, 22 m au-dessus de la discordance (même site que d, e et f).

Planche V: Formation de Matoush (discordance)

- a) Discordance mettant en contact le conglomérat de base de la Formation de Matoush (1) sur le socle archéen régolitisé (2) au sud-est du lac Indicateur.
- b) Plagioclases zonés (1) partiellement altérés et microcline authigène (2) dans la diorite quartzique régolitisée de la région du lac Brissin (42x).
- c) Paléorégolite argileux développé sur la diorite quartzique, où les quartz polycristallins partiellement corrodés flottent dans une matrice de chlorite, d'illite et de silice (42x).
- d) Conglomérat polymicte de base de la Formation de Matoush, rencontré au sud-est du lac Indicateur. La partie inférieure, en contact avec le socle ne contient pas de clastes de quartz.
- e) Conglomérat polymicte de base de la Formation de Matoush. Apparition de clastes de quartz quelques mètres au dessus de la discordance (même site que précédemment).
- f) Augmentation graduelle du pourcentage de fragments de quartz (même site que d et e).
- g) Lits de conglomérat oligomicte à cailloux de quartz, typique du Groupe d'Indicator, 22 m au-dessus de la discordance (même site que d, e et f).

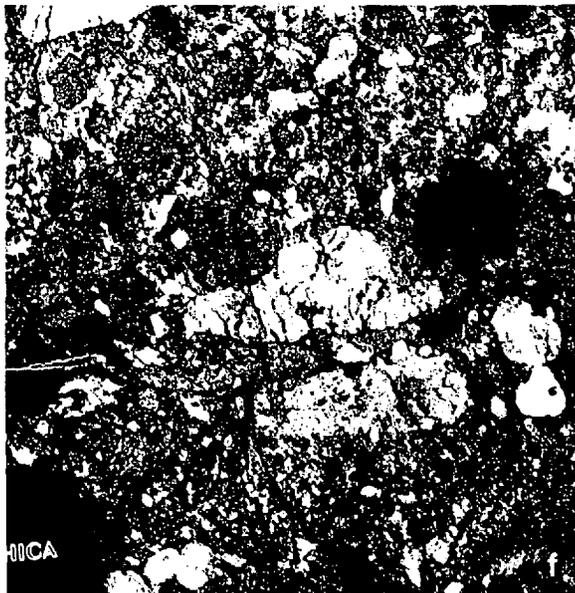
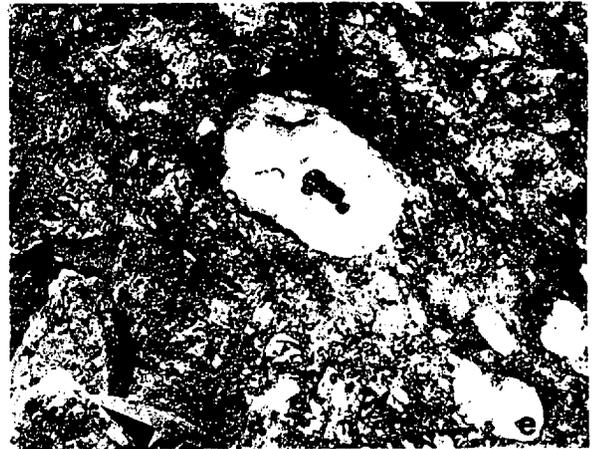
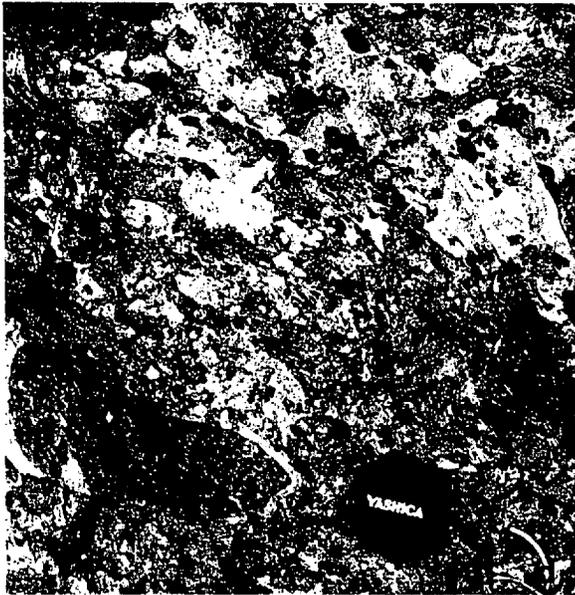
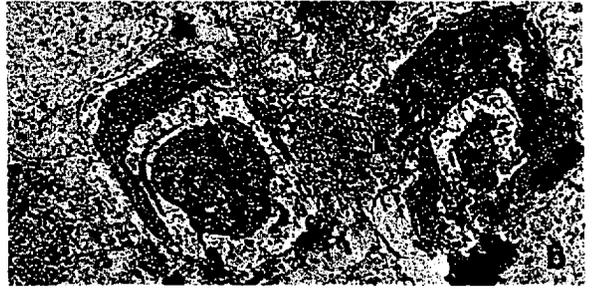


Planche VI: Formation de Matoush (conglomérat polymicte)

- a) Conglomérat polymicte de base de la Formation de Matoush, 4 m au dessus de la discordance au sud du lac Indicateur.
- b) Conglomérat de base de la Formation de Matoush, 18 m au-dessus de la discordance (même échelle que a).
- c) Conglomérat de base de la Formation de Matoush, 22 m au-dessus de la discordance (même échelle que a).
- d) Conglomérat de base de la Formation de Matoush intercepté dans le forage S-83, région de la rivière Camie.
- e) Idem, 2 m plus haut que d.
- f) Idem, 4 m plus haut que e.

Planche VI: Formation de Matoush (conglomérat polymicte)

- a) Conglomérat polymicte de base de la Formation de Matoush, 4 m au dessus de la discordance au sud du lac Indicateur.
- b) Conglomérat de base de la Formation de Matoush, 18 m au-dessus de la discordance (même échelle que a).
- c) Conglomérat de base de la Formation de Matoush, 22 m au-dessus de la discordance (même échelle que a).
- d) Conglomérat de base de la Formation de Matoush intercepté dans le forage S-83, région de la rivière Camie.
- e) Idem, 2 m plus haut que d.
- f) Idem, 4 m plus haut que e.

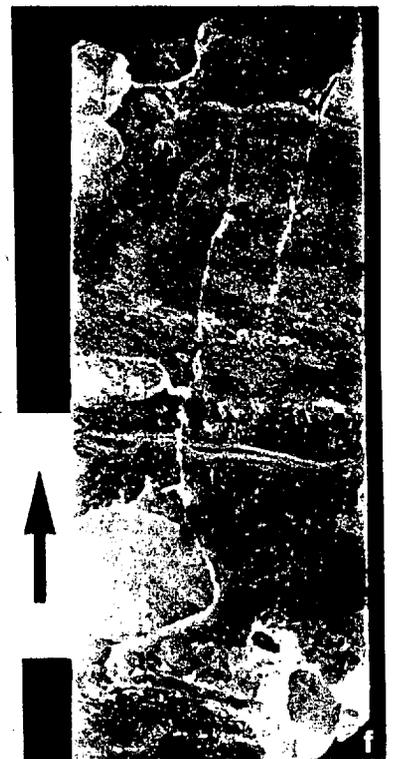
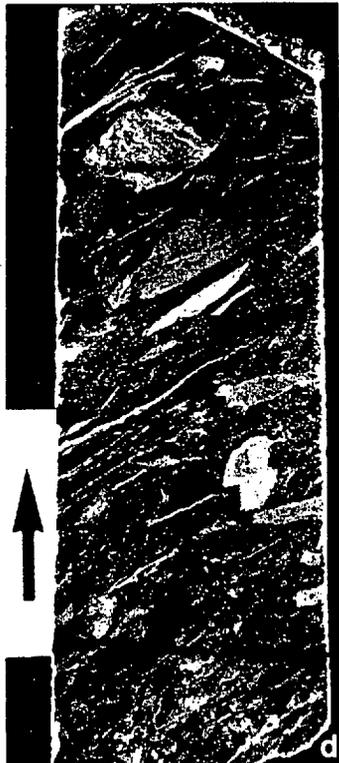
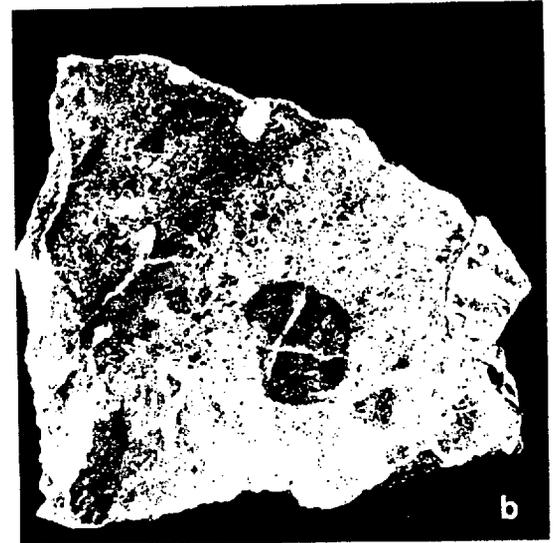


Planche VII: Formation de Matoush (conglomérat)

- a) Banc de conglomérat à galets de quartz de la Formation de Matoush à la section J.
- b) Idem, en plan.
- c) Banc de conglomérat à cailloux de quartz de la Formation de Matoush dans la région du lac du Tomahawk.
- d) Détail de c.
- e) Bloc de quartz arrondi, observé dans la région du lac du Tomahawk.
- f) Cailloux de quartz observés dans les sédiments de la section X.

Planche VII: Formation de Matoush (conglomérat)

- a) Banc de conglomérat à galets de quartz de la Formation de Matoush à la section J.
- b) Idem, en plan.
- c) Banc de conglomérat à cailloux de quartz de la Formation de Matoush dans la région du lac du Tomahawk.
- d) Détail de c.
- e) Bloc de quartz arrondi, observé dans la région du lac du Tomahawk.
- f) Cailloux de quartz observés dans les sédiments de la section X.

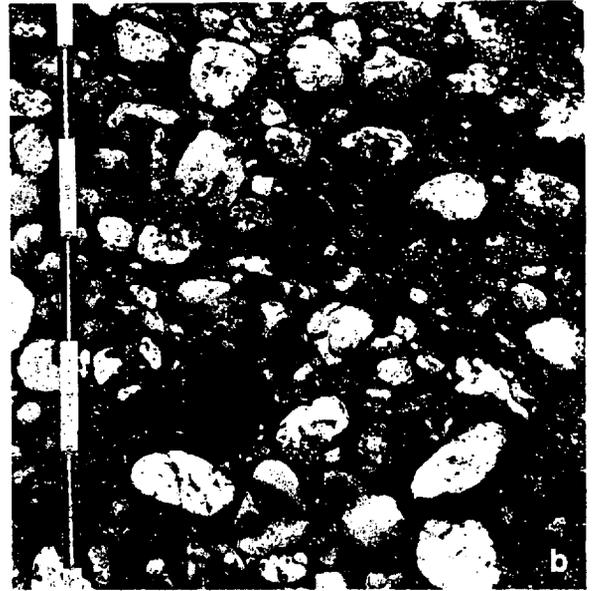


Planche VIII: Formation de Matoush (conglomérat et grès)

- a) Conglomérat polymicte de la Formation de Matoush, affleurant au sud-est du lac du Tomahawk (0,08x).
- b) Idem.
- c) Idem.
- d) Grès conglomératique arkosique de la Formation de Matoush dans le forage S-320 au nord du lac du Tomahawk (1x).
- e) Grès hématisé de la Formation de Matoush à l'est du lac Indicateur.
- f) Altération diagénétique des feldspaths potassiques (verdâtres sur la photographie à cause de la teinture au cobaltinitrite de sodium) (42x).
- g) Lit de conglomérat dans les grès de la Formation de Matoush à l'est du lac Indicateur (1x).
- h) Passées silto-argileuses beiges dans les grès de la Formation de Matoush (1x).
- i) Taches d'hématisation et de limonitisation dans un grès de la Formation de Matoush à l'est du lac Indicateur.
- j) Cavités de dissolution cubiques présentant des halos d'hématisation et de limonitisation dans un grès de la Formation de Matoush, à la section N (0,8x).

Planche VIII: Formation de Matoush (conglomérat et grès)

- a) Conglomérat polymicte de la Formation de Matoush, affleurant au sud-est du lac du Tomahawk (0,08x).
- b) Idem.
- c) Idem.
- d) Grès conglomératique arkosique de la Formation de Matoush dans le forage S-320 au nord du lac du Tomahawk (1x).
- e) Grès hématitisé de la Formation de Matoush à l'est du lac Indicateur.
- f) Altération diagénétique des feldspaths potassiques (verdâtres sur la photographie à cause de la teinture au cobaltinitrite de sodium) (42x).
- g) Lit de conglomérat dans les grès de la Formation de Matoush à l'est du lac Indicateur (1x).
- h) Passées silto-argileuses beiges dans les grès de la Formation de Matoush (1x).
- i) Taches d'hématitisation et de limonitisation dans un grès de la Formation de Matoush à l'est du lac Indicateur.
- j) Cavités de dissolution cubiques présentant des halos d'hématitisation et de limonitisation dans un grès de la Formation de Matoush, à la section N (0,8x).

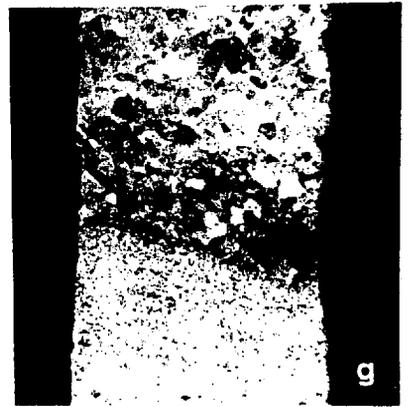
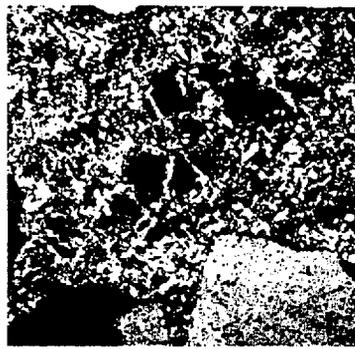
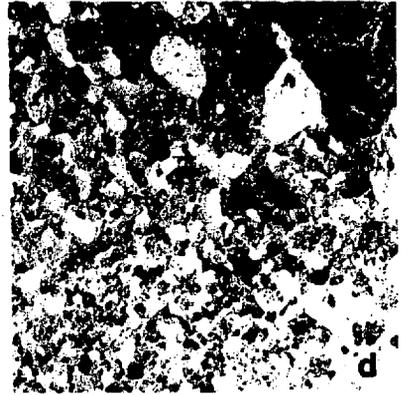
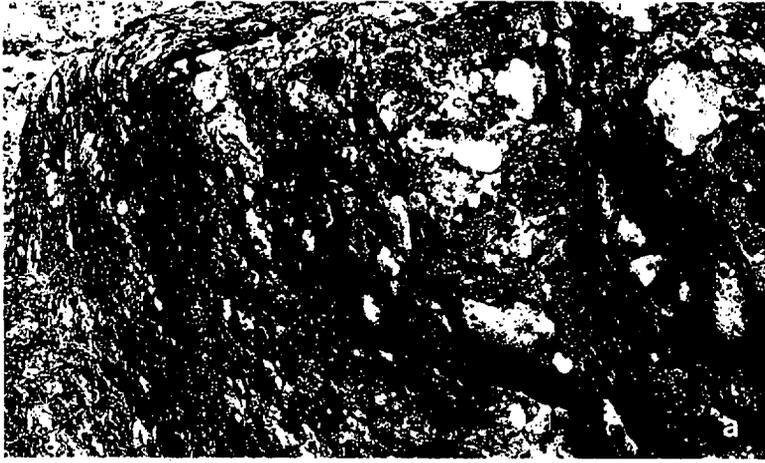


Planche IX: Formation de Shikapio (conglomérat et grès)

- a) Lits conglomératiques de la Formation de Shikapio dans la région du lac Novet.
- b) Idem.
- c) Galet de 15 cm flottant dans les grès de la Formation de Shikapio, dans la région du lac Margat.
- d) Alternance de grès conglomératique et de conglomérat à cailloux de quartz dans le membre A de la Formation de Shikapio, dans la région du lac Indicateur.
- e) Fragments de quartz subarrondis et gros feldspaths dans le membre conglomératique de la Formation de Shikapio au nord du lac Laparre.
- f) Lit de grès conglomératique recoupant des lits de grès dans le membre A de la Formation de Shikapio à l'est du lac Indicateur.
- g) Grès conglomératique feldspathique de la Formation de Shikapio (1x).
- h) Chloritisation et hématisation dans le grès quartzifère du membre B de la Formation de Shikapio affleurant au sud-ouest du lac Maublant (1x).
- i) Hématisation dans le grès feldspathique silicifié de la Formation de Shikapio dans la région du lac Indicateur (1x).
- j) Hématisation prononcée de certains lits de grès conglomératique entraînant une coloration orangée des feldspaths potassiques au sud-ouest du lac Indicateur (1x).
- k) Altération diagénétique des feldspaths potassiques observée de façon générale dans le grès (42x).
- l) Idem.
- m) Augmentation de la matrice argileuse par l'altération diagénétique des feldspaths (42x).

Planche IX: Formation de Shikapio (conglomérat et grès)

- a) Lits conglomératiques de la Formation de Shikapio dans la région du lac Novet.
- b) Idem.
- c) Galet de 15 cm flottant dans un grès de la Formation de Shikapio, dans la région du lac Margat.
- d) Alternance de grès conglomératique et de conglomérat à cailloux de quartz dans le Membre A de la Formation de Shikapio, dans la région du lac Indicateur.
- e) Fragments de quartz subarrondis et gros feldspaths dans le membre conglomératique de la Formation de Shikapio au nord du lac Laparre.
- f) Lit de grès conglomératique recoupant des lits de grès dans le Membre A de la Formation de Shikapio à l'est du lac Indicateur.
- g) Grès conglomératique feldspathique de la Formation de Shikapio (1x).
- h) Chloritisation et hématitisation dans le grès quartzifère du Membre B de la Formation de Shikapio affleurant au sud-ouest du lac Maublant (1x).
- i) Hématitisation dans le grès feldspathique silicifié de la Formation de Shikapio dans la région du lac Indicateur (1x).
- j) Hématitisation prononcée de certains lits de grès conglomératique entraînant une coloration orangée des feldspaths potassiques au sud-ouest du lac Indicateur (1x).
- k) Altération diagénétique des feldspaths potassiques observée de façon générale dans le grès (42x).
- l) Idem.
- m) Augmentation de la matrice argileuse par l'altération diagénétique des feldspaths (42x).

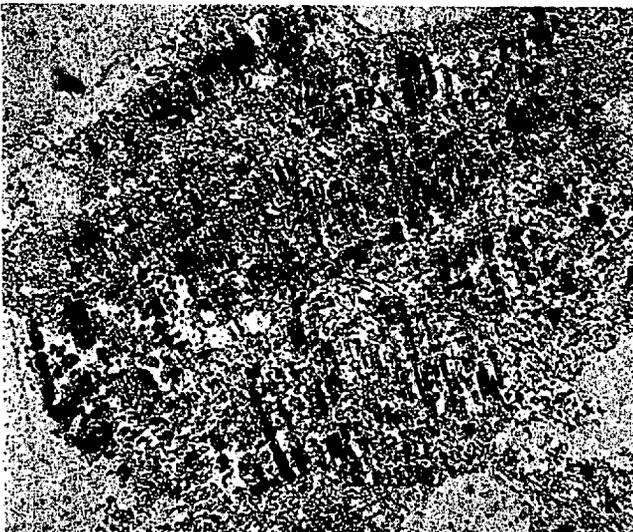
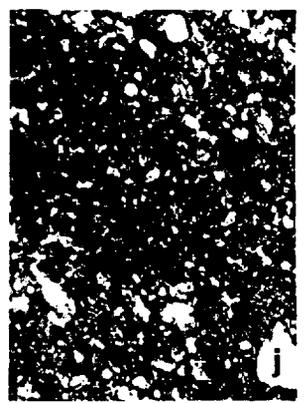
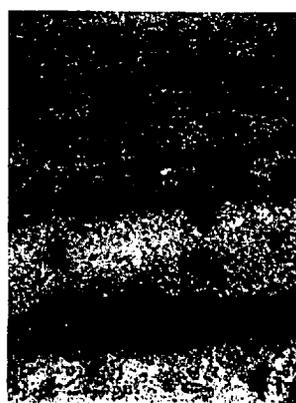
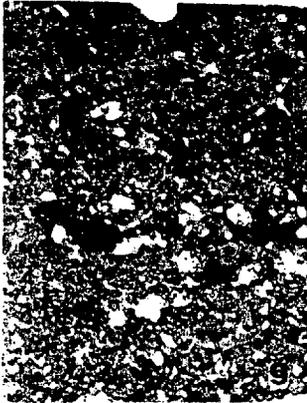


Planche X: Formation de Shikapio (grès et argilite)

- a) Lits entrecroisés dans le grès de la Formation de Shikapio dans la région de la rivière Pluto.
- b) Idem.
- c) Rides de 20 cm de longueur d'onde dans la région du lac Culotte.
- d) Stratifications tabulaires dans le grès quartzifère de la Formation de Shikapio à l'ouest du lac Kerveso.
- e) Rides de vague dans les grès de la Formation de Shikapio, région du lac Kerveso.
- f) Idem. La boussole donne une orientation N-E pour l'axe des crêtes.
- g) Lit d'argilite rouge à la section E.
- h) Fentes de dessiccation dans l'argilite rouge de la région du lac du Tomahawk.
- i) Fentes de dessiccation dans l'argilite rouge au sud-ouest du lac Indicateur.

Planche X: Formation de Shikapio (grès et argilite)

- a) Lits entrecroisés dans le grès de la Formation de Shikapio dans la région de la rivière Pluto.
- b) Idem.
- c) Rides de 20 cm de longueur d'onde dans la région du lac Culotte.
- d) Stratifications tabulaires dans le grès quartzifère de la Formation de Shikapio à l'ouest du lac Kerveso.
- e) Rides de vague dans les grès de la Formation de Shikapio, région du lac Kerveso.
- f) Idem. La boussole donne une orientation N-E pour l'axe des crêtes.
- g) Lit d'argilite rouge à la section E.
- h) Fentes de dessiccation dans l'argilite rouge de la région du lac du Tomahawk.
- i) Fentes de dessiccation dans l'argilite rouge au sud-ouest du lac Indicateur.

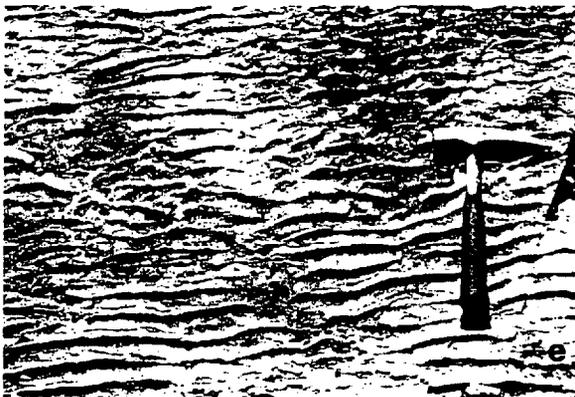
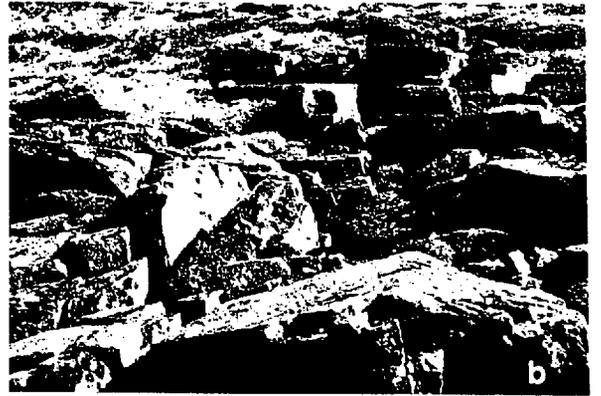


Planche XI: Formation de Laparre (conglomérat et grès)

- a) Nombreux fragments de jaspilite dans le conglomérat polymicte de la Formation de Laparre à la section E.
- b) Chenal conglomératique en contact ravinant avec le grès de la Formation de Shikapio au nord-est du lac Margat.
- c) Laminations entrecroisées au-dessus du conglomérat polymicte de la section E.
- d) Hétérogénéité des compositions, tailles et morphologies des éléments clastiques observés dans le membre C à la section G.
- e) Galet à facettes, de forme pentagonale, récolté dans le membre C à la section G (0,4x).
- f) Matrice arkosique du membre C à la section G (1x).
- g) Cavités de dissolution aciculaires dans les grès du membre B de la région du lac Novet.
- h) Anhydrite dans le ciment des grès du membre B à la section R (168x).
- i) Rides d'interférence dans les grès du membre B au nord-ouest du lac Culotte.

Planche XI: Formation de Laparre (conglomérat et grès)

- a) Nombreux fragments de jaspilite dans le conglomérat polymicte de la Formation de Laparre à la section E.
- b) Chenal conglomératique en contact ravinant avec le grès de la Formation de Shikapio au nord-est du lac Margat.
- c) Laminations entrecroisées au-dessus du conglomérat polymicte de la section E.
- d) Hétérogénéité des compositions, tailles et morphologies des éléments clastiques observés dans le Membre C à la section G.
- e) Galet à facettes, de forme pentagonale, récolté dans le Membre C à la section G (0,4x).
- f) Matrice arkosique du Membre C à la section G (1x).
- g) Cavités de dissolution aciculaires dans le grès du Membre B de la région du lac Novet.
- h) Anhydrite dans le ciment du grès du Membre B à la section R (168x).
- i) Rides d'interférence dans le grès du Membre B au nord-ouest du lac Culotte.

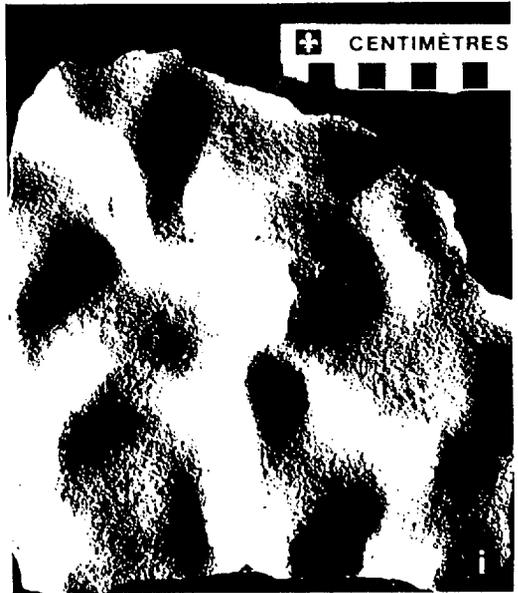
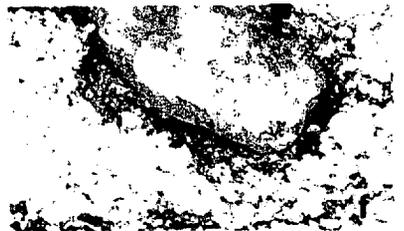
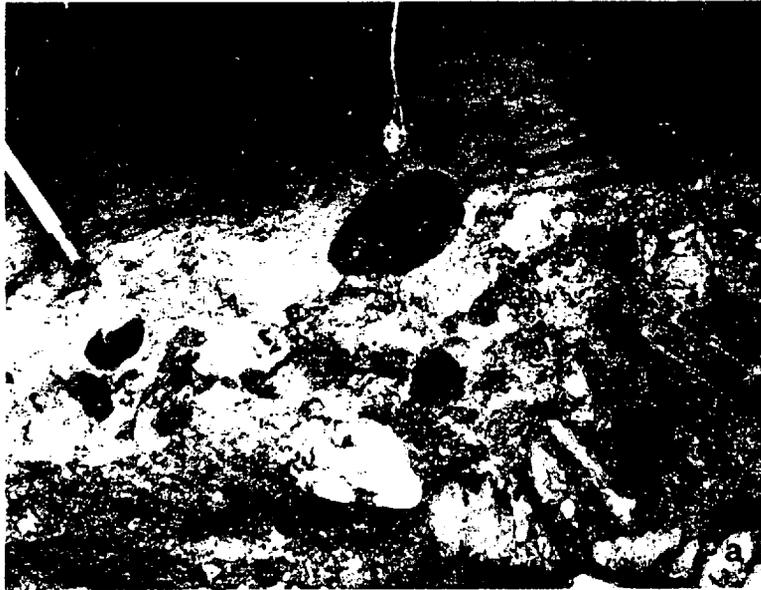
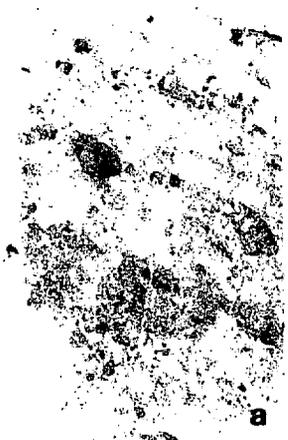


Planche XII: Formation de Laparre (grès du membre D)

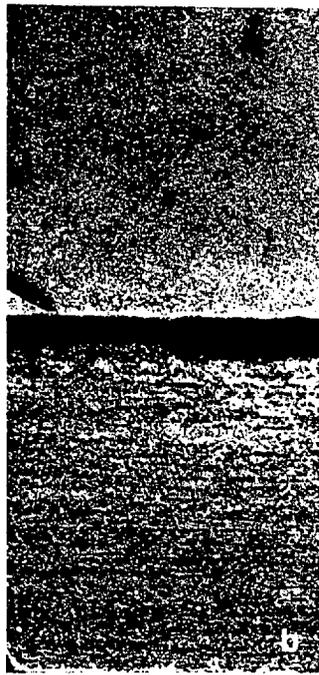
- a) Tuf altéré dans le grès du membre D à la section S.
- b) Grès finement laminé du membre D et grès massif sommital dans la région du lac Indicateur (section N).
- c) Fragment d'argilite noire à la base du membre D à la section C.
- d) Evolution verticale du grès du membre D à la section S. Noter la présence de grès massif au sommet. Les cotes représentent des profondeurs en mètre depuis la surface.

Planche XII: Formation de Laparre (grès du Membre D)

- a) Tuf altéré dans le grès du Membre D à la section S.
- b) Grès finement laminé du Membre D et grès massif sommital dans la région du lac Indicateur (section N).
- c) Fragment d'argilite noire à la base du Membre D à la section C.
- d) Evolution verticale du grès du Membre D à la section S. Noter la présence de grès massif au sommet. Les cotes représentent des profondeurs en mètre depuis la surface.



a



b



c

75

95

285

345

357,6



MILLIMÈTRES



Planche XIII: Formation de Laparre (pétrographie du grès)

- a) Fragments de plagioclase (1) et de granitoïde (2) partiellement altérés (42x).
- b) Idem. Lumière polarisée seulement.
- c) Arrondi, tri et teneur en feldspaths potassiques du grès du membre D (42x).
- d) Fragment de chert ferrugineux arrondi (42x).
- e) Fragment de rhyolite (42x).
- f) Fragment de rhyolite montrant une texture perlitique (42x).
- g) Concentration des feldspaths potassiques dans les laminations plus fines de grès laminé (42x).
- h) Alternance de laminations de granulométrie différente (42x).

Planche XIII: Formation de Laparre (pétrographie du grès)

- a) Fragments de plagioclase (1) et de granitoïde (2) partiellement altérés (42x).
- b) Idem. Lumière polarisée seulement.
- c) Arrondi, tri et teneur en feldspaths potassiques du grès du Membre D (42x).
- d) Fragment de chert ferrugineux arrondi (42x).
- e) Fragment de rhyolite (42x).
- f) Fragment de rhyolite montrant une texture perlitique (42x).
- g) Concentration des feldspaths potassiques dans les laminations plus fines de grès laminé (42x).
- h) Alternance de laminations de granulométrie différente (42x).

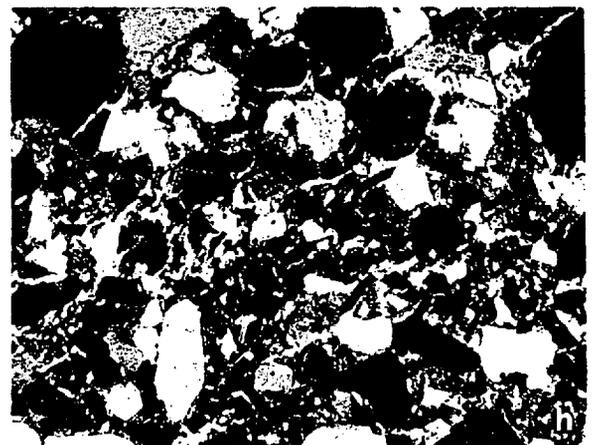
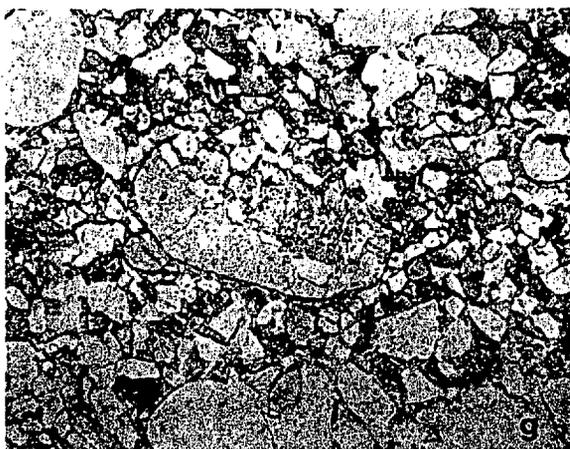
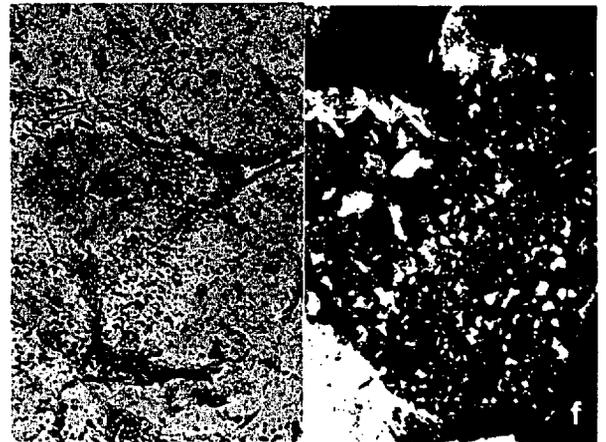
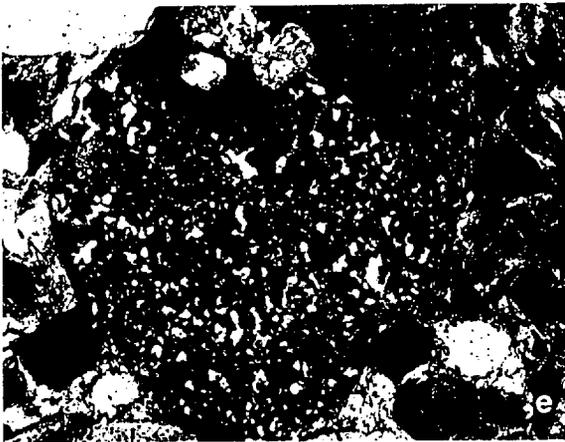
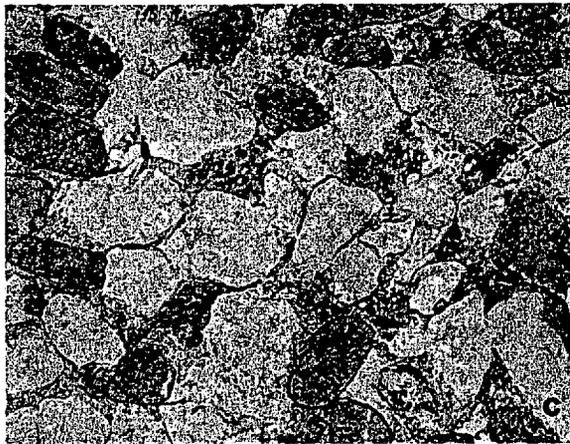
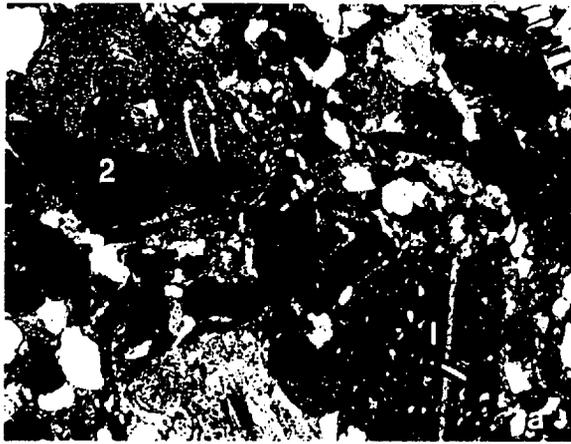


Planche XIV: Formation de Gaschet (carbonates du membre A)

- a) Carbonates du membre A à la section V.
- b) Détail des structures encroûtantes dans les dolomies au nord-est du lac Indicateur.
- c) Pellicules d'hématite préservées dans une lamination de dolomite recristallisée dans le forage S-317 au sud du lac de l'Outarde (42x). Noter la microfissure perpendiculaire à la lamination.
- d) Pellicules concentriques d'hématite, de forme cubique, dans un arrangement sphéroïdal, fossilisées lors d'une pseudomorphose dolomitique observée dans le forage S-317 (42x).
- e) Brèche dans la dolomie laminée à la section N (0,4x).
- f) Brèche synsédimentaire uranifère à la section N (0,9x).
- g) Magnésite bréchifiée observée au nord du lac Indicateur (1x). Les éléments de la brèche sont bien individualisés et présentent un certain granoclassement.
- h) Lamé mince montrant des éléments sphéroïdaux de magnésite micritique entourés de sparite et de brucite, même localité que précédemment (42x).

Planche XIV: Formation de Gaschet (carbonates du Membre A)

- a) Carbonates du Membre A à la section V.
- b) Détail des structures encroûtantes du Membre A à la section V (détail de a).
- c) Pellicules d'hématite préservées dans une lamination de dolomite recristallisée dans le forage S-317 au sud du lac de l'Outarde (42x). Noter la microfissure perpendiculaire à la lamination.
- d) Pellicules concentriques d'hématite, de forme cubique, dans un arrangement sphéroïdal, fossilisées lors d'une pseudomorphose dolomitique observée dans le forage S-317 (42x).
- e) Brèche dans la dolomie laminée à la section N (0,4x).
- f) Brèche synsédimentaire uranifère à la section N (0,9x).
- g) Magnésite bréchifiée observée au nord du lac Indicateur (1x). Les éléments de la brèche sont bien individualisés et présentent un certain granoclassement.
- h) lame mince montrant des éléments sphéroïdaux de magnésite micritique entourés de sparite et de brucite, même localité que précédemment (42x).

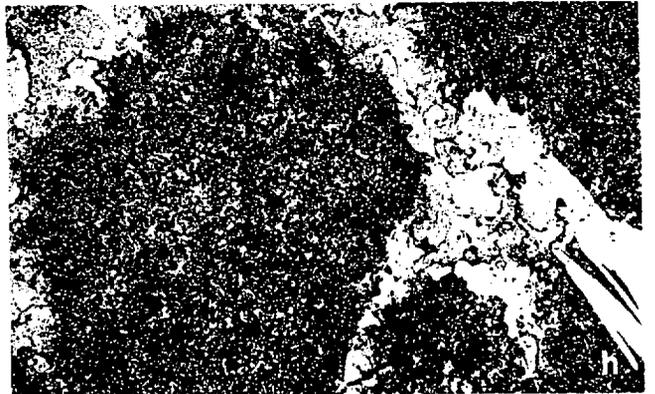
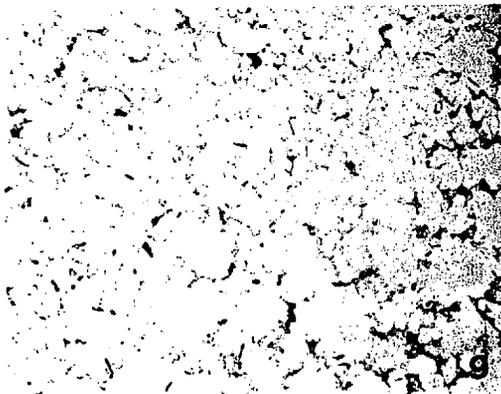
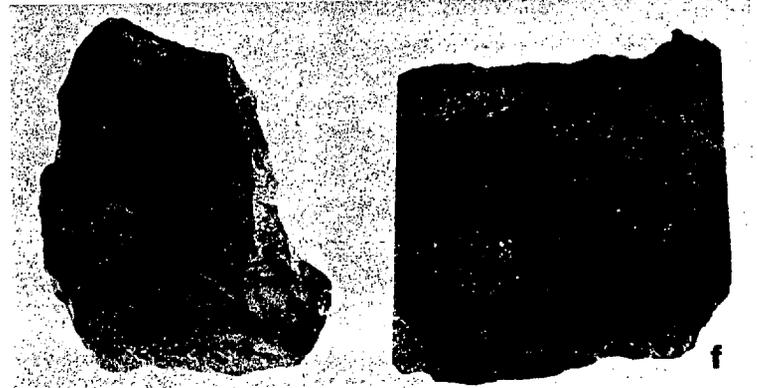
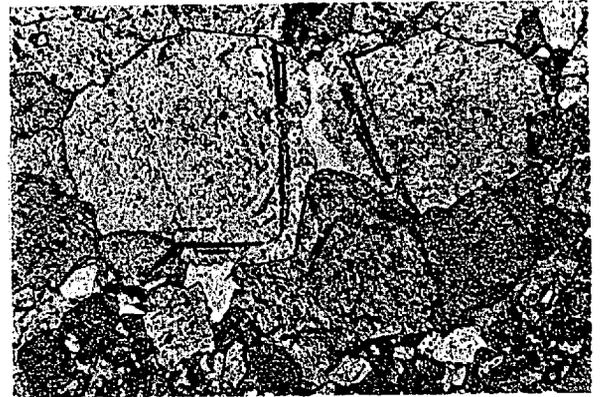
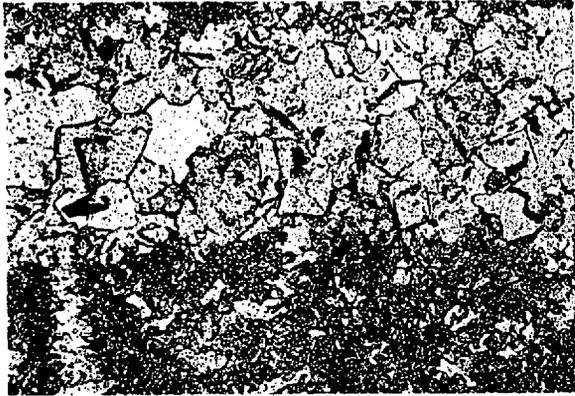


Planche XV: Formation de Gaschet (membre A à la section S)

- a) Dolomie gréseuse reposant sur le grès du membre D de la Formation de Laparre. Cote de profondeur 58,9 m.
- b) Dolomie bréchifiée et silicifiée contenant un peu de pyrolusite à la cote 48,3.
- c) Assemblage schistosé de dolomite, calcite, silice, pyrolusite et argiles tectoniques à la cote 58 m, soit juste au-dessus du contact décrit en a.
- d) Brèche constituée d'éléments de dolomie dans une matrice de calcite, silice et talc rose; à la cote 55 m.
- e) Brèche constituée de dolomite, silice, calcite, gypse et ankérite; à la cote 36,4 m.
- f) Ankérite nodulaire brunâtre observée à la cote 40,5 m.

Planche XV: Formation de Gaschet (Membre A à la section S)

- a) Dolomie gréseuse reposant sur le grès du Membre D de la Formation de Laparre. Cote de profondeur 58,9 m.
- b) Dolomie bréchifiée et silicifiée contenant un peu de pyrolusite à la cote 48,3.
- c) Assemblage schistosé de dolomite, calcite, silice, pyrolusite et argiles tectoniques à la cote 58 m, soit juste au-dessus du contact décrit en a.
- d) Brèche constituée d'éléments de dolomie dans une matrice de calcite, silice et talc rose; à la cote 55 m.
- e) Brèche constituée de dolomite, silice, calcite, gypse et ankérite; à la cote 36,4 m.
- f) Ankérite nodulaire brunâtre observée à la cote 40,5 m.



MILLIMÈTRES



Planche XVI: Formation de Gaschet (grès du membre B)

- a) Grandes structures entrecroisées dans le grès dolomitique laminé de la région du lac de la Girafe, à la section R.
- b) Détail des structures laminées mises en évidence par l'altération des laminations plus dolomitiques, région du lac de la Girafe.
- c) Grandes structures entrecroisées observées au nord du lac Plùto.
- d) Alternance de grès laminé et de grès silto-argileux rougeâtre ridé recoupant à angle faible un ensemble de grès laminé à la section T.
- e) Détail de d, montrant les rides et la dessiccation affectant les lits silto-argileux.
- f) Grandes structures planaires observées dans le grès dolomitique laminé de la section T.
- g) Grès massif surmontant un grès dolomitique laminé à la section V.
- h) Alternance de grès et siltite argileuse rougeâtre présentant des rides entrecroisées à la section V.
- i) Détail de h.

Planche XVI: Formation de Gaschet (grès du Membre B)

- a) Grandes structures entrecroisées dans le grès dolomitique laminé de la région du lac de la Girafe, à la section R.
- b) Détail des structures laminées mises en évidence par l'altération des laminations plus dolomitiques, région du lac de la Girafe.
- c) Grandes structures entrecroisées observées au nord du lac Pluto.
- d) Alternance de grès laminé et de grès silto-argileux rougeâtre ridé recoupant à angle faible un ensemble de grès laminé à la section T.
- e) Détail de d, montrant les rides et la dessiccation affectant les lits silto-argileux.
- f) Grandes structures planaires observées dans le grès dolomitique laminé de la section T.
- g) Grès massif surmontant un grès dolomitique laminé à la section V.
- h) Alternance de grès et siltite argileuse rougeâtre présentant des rides entrecroisées à la section V.
- i) Détail de h.

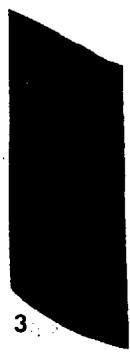


Planche XVII: Formation de Gaschet (grès du membre B)

- a) Alternance de minces lits de dolomie avec des lits de grès à la section T (1x).
- b) Sous a, brèche synsédimentaire où les éléments de carbonate flottent dans une matrice gréseuse.
- c) Les trois principaux faciès représentant les grès du membre B de la Formation de Gaschet (0,5x):
 - 1. Grès dolomitique laminé, contenant des laminations de pyrolusite et de 0 à 20 % de matériel silteux.
 - 2. Grès dolomitique à laminations discontinues, contenant de 20 à 40 % de matériel silteux.
 - 3. Grès silto-argileux dolomitique lie-de-vin, à taches de réduction beiges et à cavités de dissolution nombreuses, souvent bréchique avec remplissage de calcite, contenant de 40 à 60 % de matériel silteux.
- d) Grès silteux dolomitique surmontant les carbonates du membre A à la section S (1x).
- e) Abondance de pyrolusite dans le grès du membre B dans la région du lac de la Girafe, à la section R (0,5x).
- f) Dendrites de manganèse dans le grès du membre B, région du lac de la Girafe (1x).
- g) Laminations riches en manganèse dans le grès du membre B, au sud du lac de la Chance. Noter la migration du manganèse vers l'intérieur à partir de la surface exposée à l'air (1x).
- h) Lamme mince montrant l'arrondi des grains et l'importance du ciment dolomitique dans un grès au sud du lac Esther-Blondin (42x).
- i) Idem.
- j) Taches de réduction observée dans le grès silto-argileux du membre B dans la région du lac du Crachin (0,4x).
- k) Idem.

Planche XVII: Formation de Gaschet (grès du Membre B)

- a) Alternance de minces lits de dolomie avec des lits de grès à la section T (1x).
- b) Sous a, brèche synsédimentaire où les éléments de carbonate flottent dans une matrice gréseuse.
- c) Les trois principaux faciès représentant les grès du Membre B de la Formation de Gaschet (0,5x):
 1. Grès dolomitique laminé, contenant des laminations de pyrolusite et de 0 à 20 % de matériel silteux.
 2. Grès dolomitique à laminations discontinues, contenant de 20 à 40 % de matériel silteux.
 3. Grès silto-argileux dolomitique lie-de-vin, à taches de réduction beiges et à cavités de dissolution nombreuses, souvent bréchique avec remplissage de calcite, contenant de 40 à 60 % de matériel silteux.
- d) Grès silteux dolomitique surmontant les carbonates du Membre A à la section S (1x).
- e) Abondance de pyrolusite dans le grès du Membre B dans la région du lac de la Girafe, à la section R (0,5x).
- f) Dendrites de manganèse dans le grès du Membre B, région du lac de la Girafe (1x).
- g) Laminations riches en manganèse dans le grès du Membre B, au sud du lac de la Chance. Noter la migration du manganèse vers l'intérieur à partir de la surface exposée à l'air (1x).
- h) Lamme mince montrant l'arrondi des grains et l'importance du ciment dolomitique dans un grès au sud du lac Esther-Blondin (42x).
- i) Idem.
- j) Taches de réduction observée dans le grès silto-argileux du Membre B dans la région du lac du Crachin (0,4x).
- k) Idem.



c

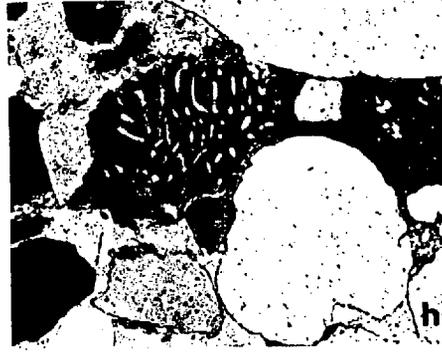
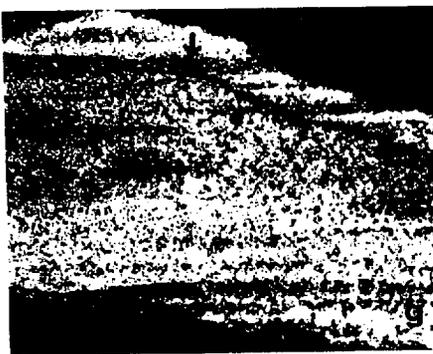
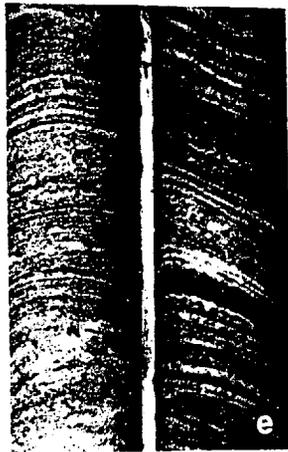
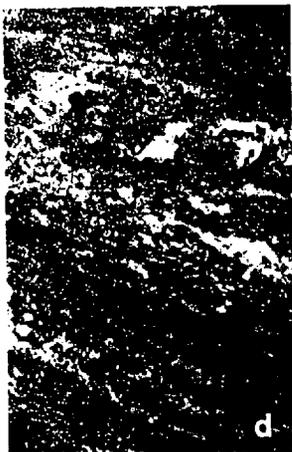


Planche XVIII: Formation de Gaschet (carbonates du membre B)

- a) Lit de dolomie gréseuse dans le grès dolomitique du membre B à la section V.
- b) Déformations du grès laminé au-dessus d'une lentille de dolomie gypsifère à la section V.
- c) Encroûtement convexe de dolomie renfermant des lentilles irrégulières de matériel détritique à la section V.
- d) Idem, plus évasé.
- e) Plaque montrant la distribution des lits silto-argileux à l'intérieur de la construction dolomitique probablement d'origine algaire (échelle en cm), échantillon provenant de la section U.
- f) Structures fenestrales observées dans les passées silto-argileuses des lits de dolomie de la section V.
- g) Structures fenestrales dans la dolomie de la section U.

Planche XVIII: Formation de Gaschet (carbonates du Membre B)

- a) Lit de dolomie gréseuse dans le grès dolomitique du Membre B à la section V.
- b) Déformations du grès laminé au-dessus d'une lentille de dolomie gypsifère à la section V.
- c) Encroûtement convexe de dolomie renfermant des lentilles irrégulières de matériel détritique à la section V.
- d) Idem, plus évasé (banc composite typique).
- e) Plaque montrant la distribution des lits silto-argileux à l'intérieur de la construction dolomitique probablement d'origine organique (échelle en cm), échantillon provenant de la section U.
- f) Structures fenestrales observées dans les passées silto-argileuses des lits de dolomie de la section V.
- g) Structures fenestrales dans la dolomie de la section U.

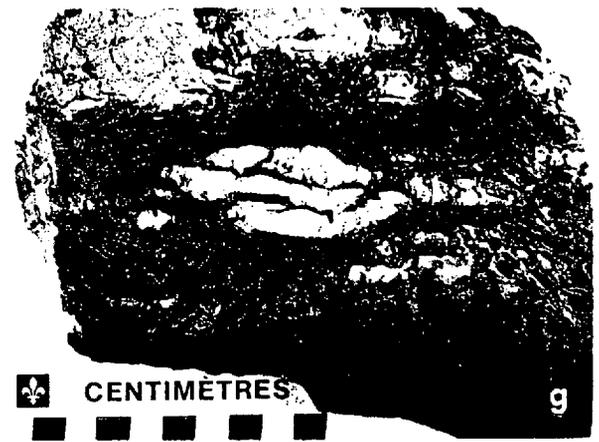
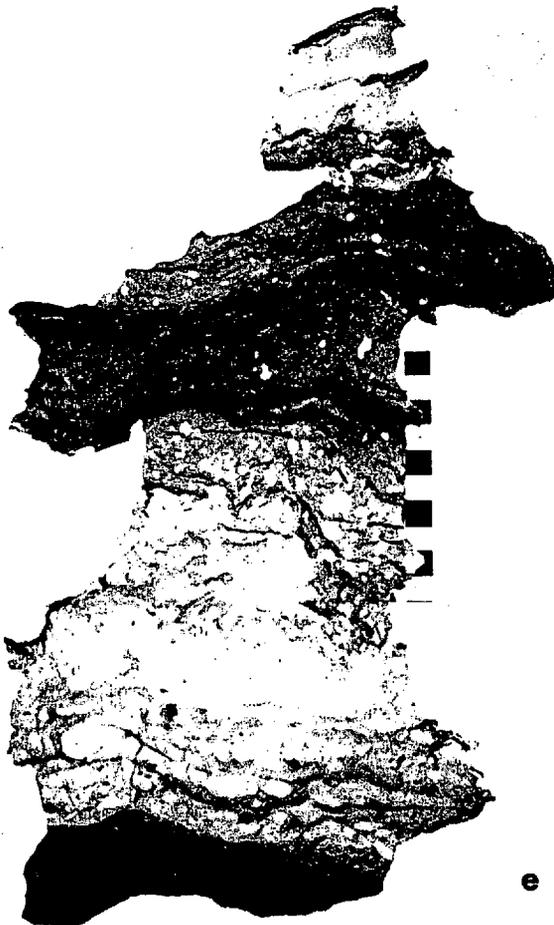
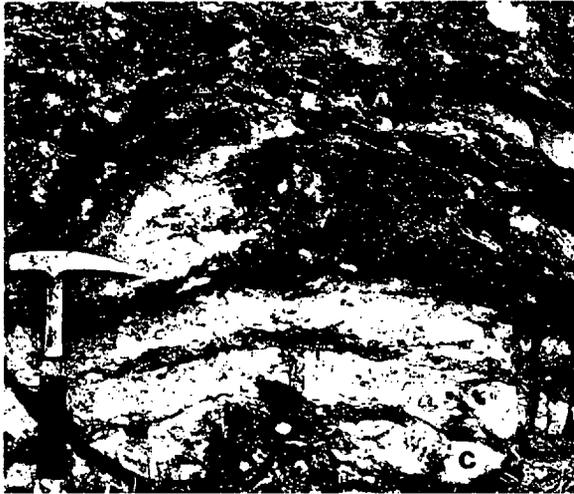
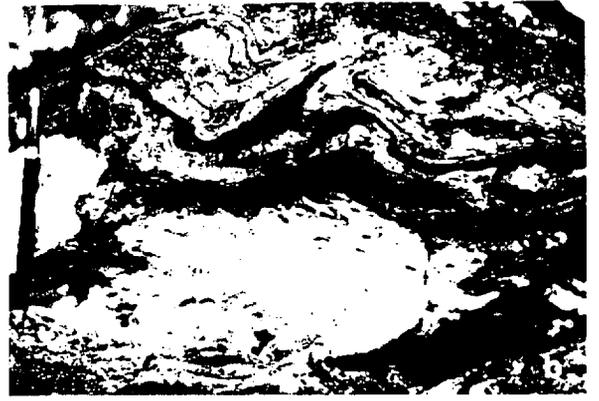
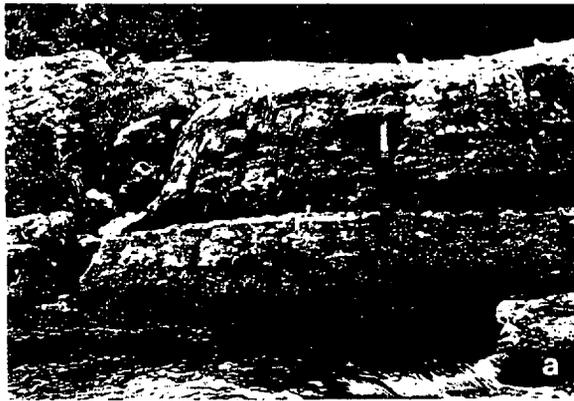


Planche XIX: Formation de Gaschet (membres C et D)

- a) Conglomérat polymicte du membre C, contenant une fraction terrigène polymicte allochtone et une grande proportion d'éléments de dolomie et de siltite rouge d'origine locale. La photographie illustre la présence de blocs de dolomie dans ce membre C à la section V.
- b) Plaque illustrant la présence des éléments autochtones: esquilles d'argilite rouge, dolomie silteuse brunâtre et dolomie orangée typique (0,4x); section V.
- c) Lits obliques observés dans le membre C à la section V.
- d) Chenal conglomératique encastré dans les grès du membre D à la section V.
- e) Chenal conglomératique semblable à d, dans la même région, et mettant en évidence son appartenance au membre C par la présence de clastes de dolomie.
- f) Chenal conglomératique du membre C encastré dans un grès laminé manganifère à la section U.
- g) Grès et argilite rouge du membre D à la section U (0,4x).

Planche XIX: Formation de Gaschet (membres C et D)

- a) Conglomérat polymicte du Membre C, contenant une fraction terrigène polymicte allochtone et une grande proportion d'éléments de dolomie et de siltite rouge d'origine locale. La photographie illustre la présence de blocs de dolomie dans ce Membre C à la section V.
- b) Plaque illustrant la présence des éléments autochtones: esquilles d'argilite rouge, dolomie silteuse brunâtre et dolomie orangée typique (0,4x); section V.
- c) Lits obliques observés dans le Membre C à la section V.
- d) Chenal conglomératique encastré dans les grès du Membre D à la section V.
- e) Chenal conglomératique semblable à d, dans la même région, et mettant en évidence son appartenance au Membre C par la présence de clastes de dolomie.
- f) Chenal conglomératique du Membre C encastré dans un grès laminé manganifère à la section U.
- g) Grès et argilite rouge du Membre D à la section U (0,4x).

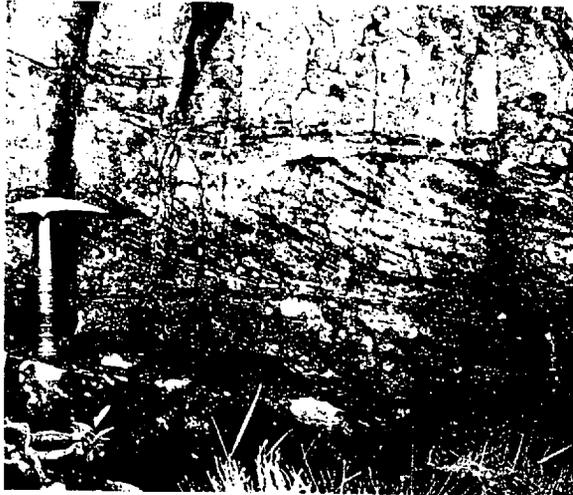
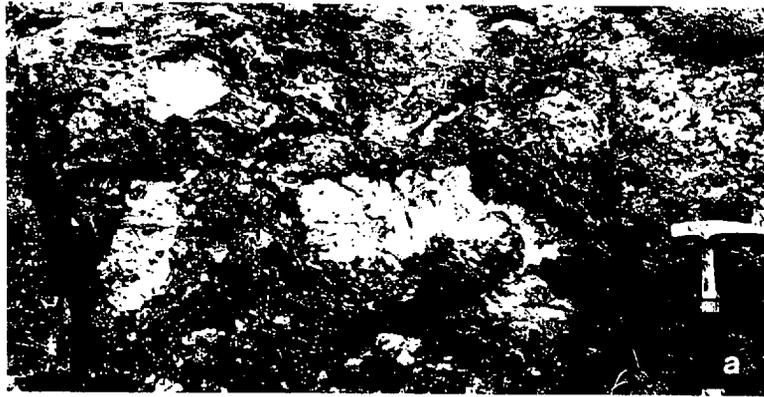


Planche XX: Formation de Marie-Victorin (conglomérat et grès)

- a) Aspect à l'affleurement du conglomérat arkosique offrant une teinte orangée prononcée à cause de l'hématisation des feldspaths potassiques, à la section U.
- b) Détail du sédiment. Noter la présence de nombreux fragments exotiques de quartz.
- c) Granoclassement et chenal de grès observés dans le membre A à la section T.
- d) Petit chenal conglomératique ravinant une lentille de grès à la section U. Noter la teinte orangée des feldspaths.
- e) Pellicule d'hématite autour des grains, bon arrondi et ciment siliceux caractérisent le grès du membre B, section T (42x).

Planche XX: Formation de Marie-Victorin (conglomérat et grès)

- a) Aspect à l'affleurement du conglomérat arkosique offrant une teinte orangée prononcée à cause de l'hématitisation des feldspaths potassiques, à la section U (pointe du marteau comme échelle).
- b) Détail du sédiment. Noter la présence de nombreux fragments exotiques de quartz.
- c) Granoclassement et chenal de grès observés dans le Membre A à la section T.
- d) Petit chenal conglomératique ravinant une lentille de grès à la section U. Noter la teinte orangée des feldspaths (pointe du marteau comme échelle).
- e) Pellicule d'hématite autour des grains, bon arrondi et ciment siliceux caractérisent le grès du Membre B, section T (42x).

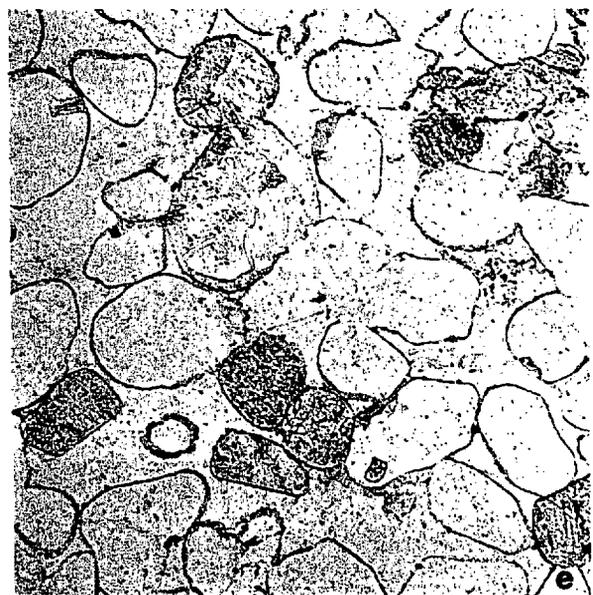
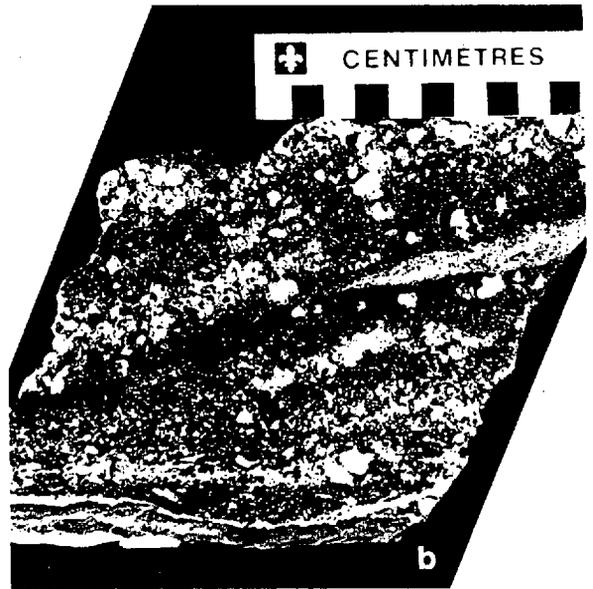


Planche XXI: Gabbro d'Otish (modes d'occurrence)

- a) Relief accidenté sur la bordure nord du bassin, caractérisé par la présence de cuestas de gabbro, région du lac Manet.
- b) Traînée de dépôts quaternaires (1) en aval glaciaire d'un piton de gabbro (2) au nord du lac Margat.
- c) Dyke de gabbro (1) incliné vers le nord-ouest (200° , 45°), intrudé dans le grès conglomératique (2) du membre A de la Formation de Matoush au nord du lac Manet. A noter qu'un système de fissures en échelon, présent dans le gabbro et caractérisant le contact, n'est pas visible sur la photographie.
- d) Filon-couche de dolérite (1) d'épaisseur régulière observé au nord du lac du Crachin. Même observation au sud du lac Esther-Blondin.
- e) Système de fissures en échelon caractérisant la paroi S-W du dyke de gabbro de l'indice 21, au coeur duquel se trouve la minéralisation (tranchée en 1).
- f) Système de fissures en échelon développé sur le flanc N-E du dyke, à l'indice 21.

Planche XXI: Gabbro d'Otish (modes d'occurrence)

- a) Relief accidenté sur la bordure nord du bassin, caractérisé par la présence de cuestas de gabbro, région du lac Manet.
- b) Traînée de dépôts quaternaires (1) en aval glaciaire d'un piton de gabbro (2) au nord du lac Margat.
- c) Dyke de gabbro (1) incliné vers le nord-ouest (200° , 45°), intrudé dans le grès conglomératique (2) du Membre A de la Formation de Matoush au nord du lac Manet. A noter qu'un système de fissures en échelon, présent dans le gabbro et caractérisant le contact, n'est pas visible sur la photographie.
- d) Filon-couche de dolérite (1) d'épaisseur régulière observé au nord du lac du Crachin. Même observation au sud du lac Esther-Blondin.
- e) Système de fissures en échelon caractérisant la paroi SW du dyke de gabbro de l'indice 21, au coeur duquel se trouve la minéralisation (tranchée en 1).
- f) Système de fissures en échelon développé sur le flanc NE du dyke, à l'indice 21.

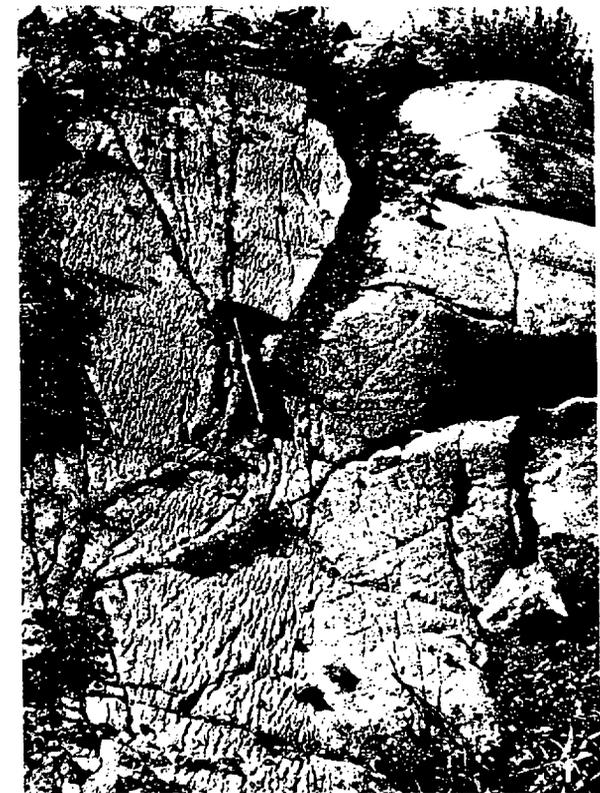
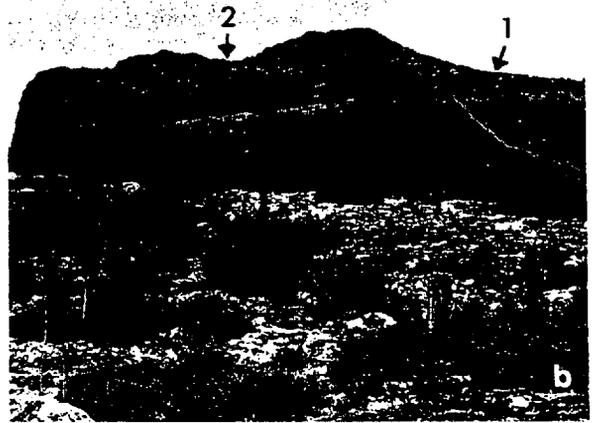


Planche XXII: Gabbro d'Otish (caractères de la semelle)

- a) Système de fissures en échelon caractérisant le plan d'écoulement du gabbro à l'interface gabbro/grès à l'est du lac Manet.
- b) Plaque illustrant la position du système de fissures en échelon par rapport à la bordure figée. Noter l'inclinaison générale des fissures indiquant un transport de droite à gauche, ainsi que la trajectoire horizontale du transport malgré les déformations de compaction subies à la semelle (1), au nord du lac du Lycopode (0,3x).
- c) lame mince montrant le remplissage des fissures en échelon par la dolomite et le chert (42x). Les fissures peuvent aussi être remplies par la chlorite comme il apparaît en b.
- d) Idem.
- e) Plissement du système de fissures en échelon engendré au contact des sédiments plus inclinés. Interprété comme un nez de coulée. Ce plissement donne une direction de transport vers le sud (de gauche à droite). Observation faite au nord du lac du Crachin.
- f) Structure de compaction observée à l'interface gabbro/conglomérat de la section F (1x).
- g) Idem.
- h) Déformation observée au contact du grès sur un filon-couche de dolérite au nord du lac du Crachin.
- i) Stylolite (1) et structure en flamme (2) observés au contact du filon-couche de dolérite sur un grès au nord du lac du Crachin.

Planche XXII: Gabbro d'Otish (caractères de la semelle)

- a) Système de fissures en échelons caractérisant le plan d'écoulement du gabbro à l'interface gabbro/grès à l'est du lac Manet.
- b) Plaque illustrant la position du système de fissures en échelons par rapport à la bordure figée. Noter l'inclinaison générale des fissures indiquant un transport de droite à gauche, ainsi que la trajectoire horizontale du transport malgré les déformations de compaction subies à la semelle (1), au nord du lac du Lycopode (0,3x).
- c) lame mince montrant le remplissage des fissures en échelons par la dolomite et le chert (42x). Les fissures peuvent aussi être remplies par la chlorite comme il apparaît en b.
- d) Idem.
- e) Plissement du système de fissures en échelons engendré dans un filon-couche de dolérite (basalte?) au contact des sédiments plus inclinés. Interprété comme un nez de coulée basaltique. Ce plissement donne une direction de transport vers le sud (de gauche à droite). Observation faite au nord du lac du Crachin.
- f) Structure de compaction observée à l'interface gabbro/conglomérat de la section F (1x).
- g) Idem.
- h) Déformation observée au contact du grès sur un filon-couche de dolérite au nord du lac du Crachin.
- i) Stylolite (1) et structure en flamme (2) observés au contact du filon-couche de dolérite sur un grès au nord du lac du Crachin.

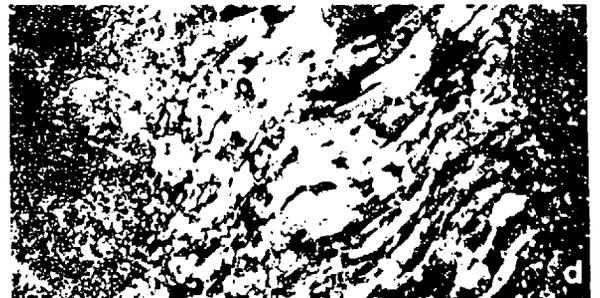
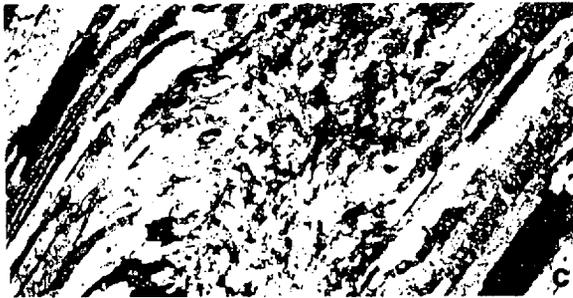


Planche XXIII: Gabbro d'Otish et lithologies associées

- a) Veine ultramafique dans le gabbro de la section X (0,5x).
- b) Gabbro mésocrate caractéristique (1x).
- c) Dyke de basalte porphyrique recoupant les migmatites au sud-est du lac Indicateur (0,4x).
- d) Phénocristaux de plagioclase baignant dans une pâte aphanitique, même localité que précédemment (1x).
- e) Plagioclase partiellement altéré dans un gabbro à texture subophitique dans la région du lac du Fantôme (42x).
- f) Inclusion d'actinote dans des plages de chlorite apparaissant dans une dolérite altérée, région de l'indice 60 (105x).
- g) Titano-magnétite observée dans la région du lac du Fantôme (42x).
- h) Dolérite amygdalaire échantillonnée près de la section T (0,4x).
- i) Dolérite amygdalaire observée à la section V (1x).
- j) Texture doléritique typique des dykes et filon-couches affleurant sur le plateau des monts Marie-Victorin, ainsi que de certaines intrusions de la région du lac du Fantôme (42x).
- k) Remplissage des vésicules par la chlorite, la dolomite et le chert (42x).
- l) Idem (105x).
- m) Gabbro épidotisé observé au sud-ouest du lac Indicateur (0,4x).
- n) Gabbro épidotisé et albitisé observé à l'est du lac Indicateur (0,4x).
- o) lame mince montrant la disposition des microphénocristaux de plagioclase au contact de la bordure figée avec les sédiments, au nord du lac du Crachin (42x).

Planche XXIII: Gabbro d'Otish et lithologies associées

- a) Veine ultramafique dans le gabbro de la section X (0,5x).
- b) Gabbro mésocrate caractéristique (1x).
- c) Dyke de basalte porphyrique recoupant les migmatites au sud-est du lac Indicateur (0,4x).
- d) Phénocristaux de plagioclase baignant dans une pâte aphanitique, même localité que précédemment (1x).
- e) Plagioclase partiellement altéré dans un gabbro à texture subophitique dans la région du lac du Fantôme (42x).
- f) Inclusion d'actinote dans des plages de chlorite apparaissant dans une dolérite altérée, région de l'indice 60 (105x).
- g) Titano-magnétite observée dans la région du lac du Fantôme (42x).
- h) Dolérite amygdalaire échantillonnée près de la section T (0,4x).
- i) Dolérite amygdalaire observée à la section V (1x).
- j) Texture doléritique typique des dykes et filon-couches affleurant sur le plateau des monts Marie-Victorin, ainsi que de certaines intrusions de la région du lac du Fantôme (42x).
- k) Remplissage des vésicules par la chlorite, la dolomite et le chert (42x).
- l) Idem (105x).
- m) Gabbro épidotisé observé au sud-ouest du lac Indicateur (0,4x).
- n) Gabbro épidotisé et albitisé observé à l'est du lac Indicateur (0,4x).
- o) lame mince montrant la disposition des microphénocristaux de plagioclase au contact de la bordure figée avec les sédiments, au nord du lac du Crachin (42x).

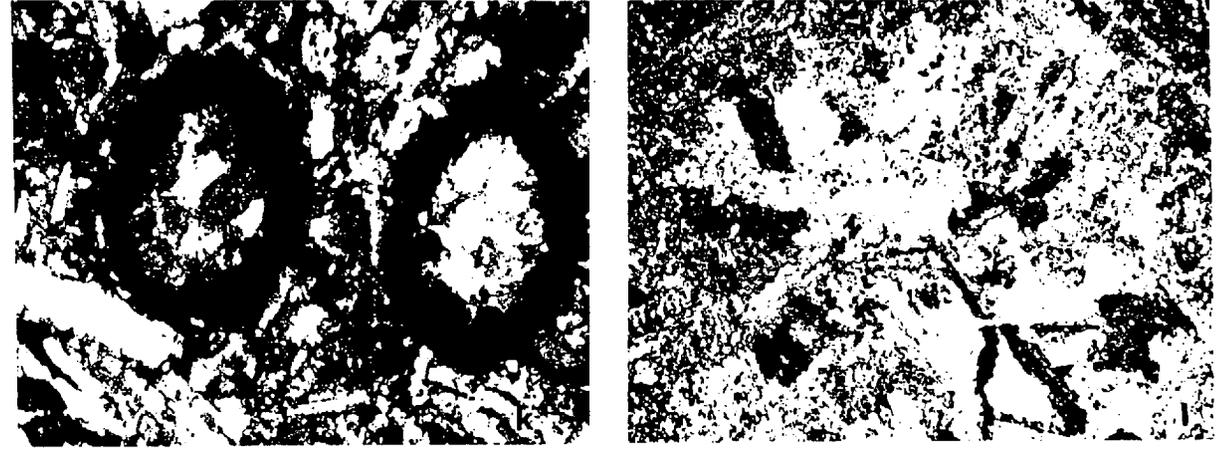
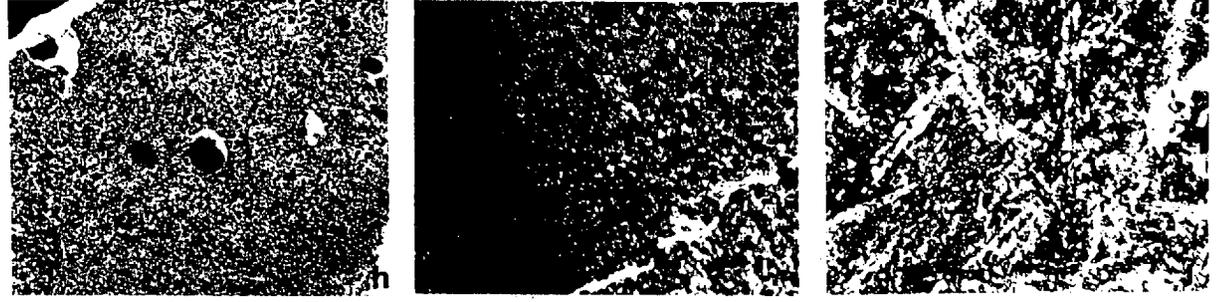
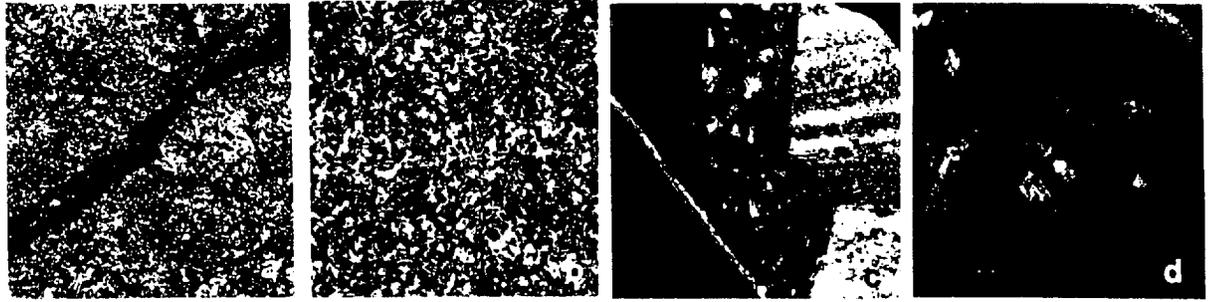


Planche XXIV: Gabbro d'Otish (enclaves et dyke de sédiment)

- a) Enclave de dolomie dans le gabbro à l'est du lac Indicateur.
- b) Enclave de sédiments meubles dans le gabbro au nord du lac Culotte.
- c) Détail de l'affleurement montrant les éléments clastiques détachés flottant dans une matrice gabbroïque.
- d) Plaque mettant en évidence la couronne réactionnelle chloriteuse autour des éléments, même site que b et c (0,4x).
- e) Détail de d. Noter la texture grenue de la matrice de gabbro (1x).
- f) Dyke de sédiment de 23 cm de largeur, sub-vertical et orienté 020° sur une longueur de plus de 10 m. Le matériel de remplissage est constitué de conglomérat à cailloux de quartz arkosique, au nord-ouest du lac Culotte.
- g) Décrochement dextre du dyke de sédiment décrit en f selon un plan NW-SE.
- h) Présence de fragments chloritisés dans le matériel de remplissage du dyke de sédiment décrit en f et g (1x).

Planche XXIV: Gabbro d'Otish (enclaves et dyke de sédiment)

- a) Enclave de dolomie dans le gabbro à l'est du lac Indicateur.
- b) Enclave de sédiments meubles dans le gabbro au nord du lac Culotte.
- c) Détail de l'affleurement (b) montrant les éléments clastiques détachés flottant dans une matrice gabbroïque.
- d) Plaque mettant en évidence la couronne réactionnelle chloriteuse autour des éléments, même site que b et c (0,4x).
- e) Détail de d. Noter la texture grenue de la matrice de gabbro (1x).
- f) Dyke de sédiment de 23 cm de largeur, sub-vertical et orienté 020° sur une longueur de plus de 10 m. Le matériel de remplissage est constitué de conglomérat à cailloux de quartz arkosique, au nord-ouest du lac Culotte.
- g) Décrochement dextre du dyke de sédiment décrit en f selon un plan NW-SE.
- h) Présence de fragments chloritisés dans le matériel de remplissage du dyke de sédiment décrit en f et g (1x).

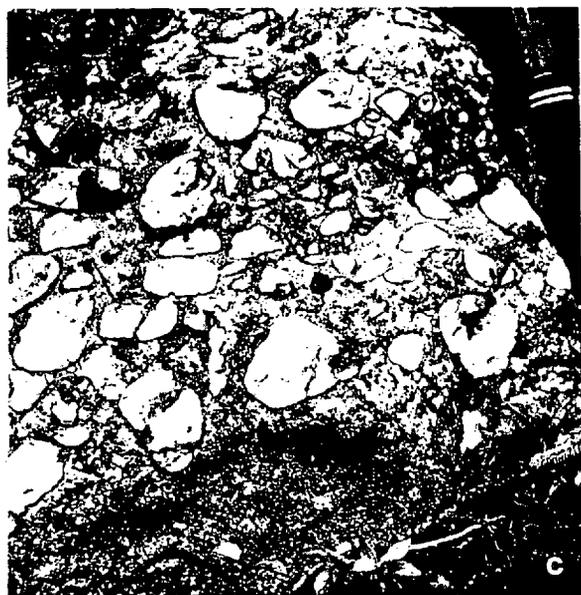


Planche XXV: Gabbro d'Otish (effets hydrothermaux)

- a) Hématisation concentrée autour de concrétions dolomitiques épigénétiques, quelques mètres sous le gabbro au sud du lac Jules-Léger.
- b) Altération différentielle dans le grès à concrétions dolomitiques.
- c) Détail du concrétionnement minéral globulaire.
- d) Grès blanchi silicifié (1) environ 15 m sous le gabbro (même localité que a). Noter la concentration des minéraux ferrugineux dans la partie inférieure (2).
- e) Silicification du grès et concentration de la chlorite dans des joints stylolitiques (même localité que a).
- f) Concrétions ferrugineuses épigénétiques dans le grès sous-jacent au gabbro de la région du lac Manet (0,5x).
- g) Albitisation au contact d'une enclave de dolomie observée dans le gabbro au nord du lac Pluto (42x).
- h) Albite mâclée secondaire dans un grès échantillonné à 4 m sous un gabbro à la section I (42x).
- i) Assemblage d'albite et d'épidote à la base du gabbro de la section F (42x).

Planche XXV: Gabbro d'Otish (effets hydrothermaux)

- a) Hématitisation concentrée autour de concrétions dolomitiques épigénétiques, quelques mètres sous le gabbro au sud du lac Jules-Léger.
- b) Altération différentielle dans le grès à concrétions dolomitiques.
- c) Détail du concrétionnement minéral globulaire.
- d) Grès blanchi silicifié (1) environ 15 m sous le gabbro (même localité que a). Noter la concentration des minéraux ferrugineux dans la partie inférieure (2).
- e) Silicification du grès et concentration de la chlorite dans des joints stylolitiques (même localité que a).
- f) Concrétions ferrugineuses épigénétiques dans le grès sous-jacent au gabbro de la région du lac Manet (0,5x).
- g) Albitisation au contact d'une enclave de dolomie observée dans le gabbro au nord du lac Pluto (42x).
- h) Albite mâclée secondaire dans un grès échantillonné à 4 m sous un gabbro à la section I (42x).
- i) Assemblage d'albite et d'épidote à la base du gabbro de la section F (42x).



Planche XXVI: Déformations tectoniques grenvilliennes

- a) Flanc nord diaclasé de l'anticlinal observé au nord du lac du Crachin.
- b) Détail du réseau orthogonal de diaclases.
- c) Stress développé au contact de grains de quartz dans certains grès sur la bordure sud du bassin, échantillon provenant d'un affleurement au nord du lac Kerveso (42x).
- d) Ségrégation mécanique de la silice dans le plan de schistosité, même localité (42x).
- e) Etirement des grains de quartz dans certains grès quartzifères observés au front de chevauchement dans la région du mont Yapeitso (42x).
- f) Etirement des cailloux de quartz observé dans le conglomérat de la Formation de Matoush, au sud-ouest du lac Kerveso (0,2x).
- g) Plissement serré d'un lit de grès observé au nord du lac de la Baleine. Noter le coeur de schiste à biotite (0,4x).
- h) Pli dans les grès de la Formation de Shikapio à la section X (0,1x).
- i) Déformations observées sur un affleurement mettant en contact un grès quartzifère et un grès plus feldspathique. Noter la compétence du premier. Région du lac de la Baleine.
- j) Détail de i montrant la nodulation (probablement mécanique) de la silice à l'intérieur des schistes à séricite développés dans le grès feldspathique (0,15x).
- k) Mylonite observée dans les migmatites faillées le long de la rivière Témiscamie Est (1x).

Planche XXVI: Déformations tectoniques grenvilliennes

- a) Système orthogonal de diaclases observé sur le flanc nord de l'anticlinal au nord du lac du Crachin.
- b) Détail du réseau orthogonal de diaclases.
- c) Stress développé au contact de grains de quartz dans certains grès sur la bordure sud du bassin, échantillon provenant d'un affleurement au nord du lac Kerveso (42x).
- d) Ségrégation mécanique de la silice dans le plan de schistosité, même localité (42x).
- e) Etirement des grains de quartz dans certains grès quartzifères observés au front de chevauchement dans la région du mont Yapeitso (42x).
- f) Etirement des cailloux de quartz observé dans le conglomérat de la Formation de Matoush, au sud-ouest du lac Kerveso (0,2x).
- g) Plissement serré d'un lit de grès observé au nord du lac de la Baleine. Noter le coeur de schiste à biotite (0,4x).
- h) Pli dans les grès de la Formation de Shikapio à la section X (0,1x).
- i) Déformations observées sur un affleurement mettant en contact un grès quartzifère et un grès plus feldspathique. Noter la compétence du premier. Région du lac de la Baleine.
- j) Détail de i montrant la nodulation (probablement mécanique) de la silice à l'intérieur des schistes à séricite développés dans le grès feldspathique (0,15x).
- k) Mylonite observée dans les migmatites faillées le long de la rivière Témiscamie Est (1x).

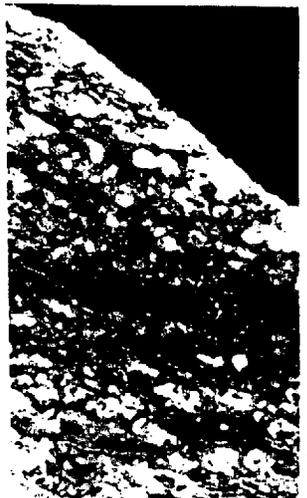
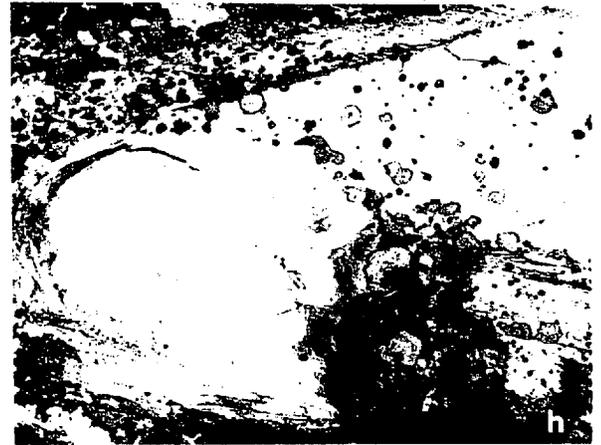


Planche XXVII: Minéralisations protérozoïques

- a) Niveau de grès conglomératique de la Formation de Matoush contenant des nodules uranifères phosphatés, indice 8 à l'est du lac Indicateur (0,1x).
- b) Nodule uranifère phosphaté présentant un halo de limonitisation à l'indice 8.
- c) Lessivage sur fractures dans les niveaux plus réduits de la Formation de Shikapio au sud-ouest du lac Indicateur (0,15x).
- d) Vallée structurale de l'indice 9 correspondant à la faille 170° au nord du lac du Tomahawk.
- e) Lit de conglomérat polymicte de la Formation de Laparre contenant la minéralisation uranifère à l'indice 9 (0,12x).
- f) Brèche polymétallique de l'indice 60 au sud du lac du Fantôme. Noter l'altération hydrothermale tardive par la présence de gummite (1) recoupant la brèche principalement constituée d'uraninite (2) (3x).
- g) Photographie illustrant une paragenèse métallogénique en trois stades (3x):
 - 1. Précipitation d'uraninite.
 - 2. Bréchification et précipitation d'un complexe polymétallique: tellurures, séléniures, sulfures éléments natifs (Au, Ag, Cu, et Bi).
 - 3. Altération hydrothermale tardive.
- h) Pyrite et chalcopyrite observées à l'indice de la rivière à la Perche (région de Mistassini, en dehors de la zone étudiée); minéralisation contenue dans les argilites noires du membre inférieur de la Formation d'Albanel près du front tectonique de Grenville (0,5x).
- i) Idem. Noter la fragmentation d'un lit plus mince d'argilite noire et la remobilisation de la dolomite et du quartz (0,5x).
- j) Idem. Fracturation tardive accompagnée de veines de dolomite et de calcite rose (0,5x).

Planche XXVII: Minéralisations protérozoïques

- a) Niveau de grès conglomératique de la Formation de Matoush contenant des nodules uranifères phosphatés, indice 8 à l'est du lac Indicateur (0,1x).
- b) Nodule uranifère phosphaté présentant un halo de limonitisation à l'indice 8.
- c) Lessivage sur fractures dans les niveaux plus réduits de la Formation de Shikapio au sud-ouest du lac Indicateur (0,15x).
- d) Vallée structurale de l'indice 9 correspondant à la faille 170° au nord du lac du Tomahawk.
- e) Lit de conglomérat polymicte de la Formation de Laparre contenant la minéralisation uranifère à l'indice 9 (0,12x).
- f) Brèche polymétallique de l'indice 60 au sud du lac du Fantôme. Noter l'altération hydrothermale tardive par la présence de gummite (1) recoupant la brèche principalement constituée d'uraninite (2) (3x).
- g) Photographie illustrant une paragenèse métallogénique en trois stades (3x):
 - 1. Précipitation d'uraninite.
 - 2. Bréchification et précipitation d'un complexe polymétallique: tellurures, séléniures, sulfures éléments natifs (Au, Ag, Cu, et Bi).
 - 3. Altération hydrothermale tardive.
- h) Pyrite et chalcopryrite observées à l'indice de la rivière à la Perche (région de Mistassini, en dehors de la zone étudiée); minéralisation contenue dans les argilites noires du Membre inférieur de la Formation d'Albanel près du front tectonique de Grenville (0,5x).
- i) Idem. Noter la fragmentation d'un lit plus mince d'argilite noire et la remobilisation de la dolomite et du quartz (0,5x).
- j) Idem. Fracturation tardive accompagnée de veines de dolomite et de calcite rose (0,5x).

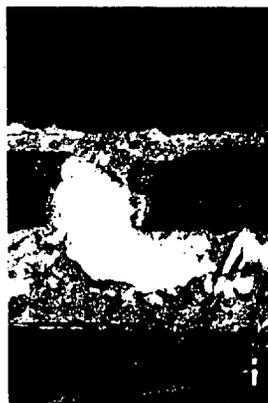
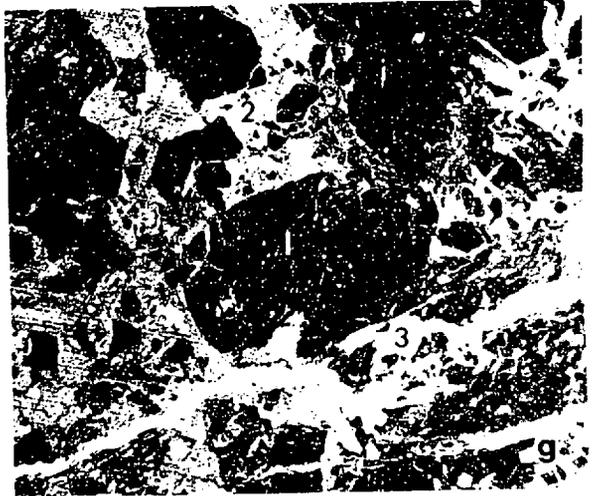
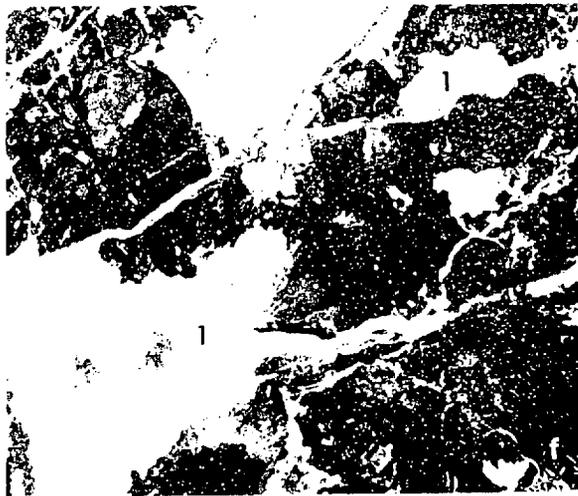
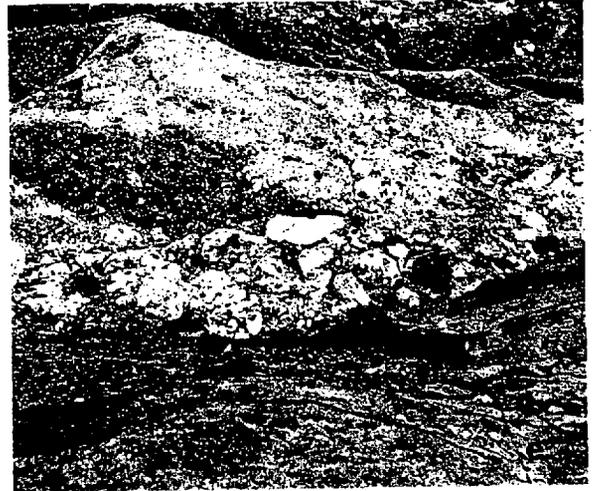


Planche XXVIII: Groupe de Mistassini

- a) Porphyre quartzofeldspathique archéen affleurant au nord-est de la Cuvette de Papaskwasati (0,8x). Noter les teintes.
- b) Claste de porphyre quartzofeldspathique observé à la base de la Formation de Papaskwasati (0,5x).
- c) Idem (1x).
- d) Conglomérat à cailloux de quartz de la Formation de Papaskwasati (1x). Noter la limonitisation.
- e) Grès de la Formation de Papaskwasati (1x).
- f) Argilite noire contenue dans les grès du membre de Neilson de la Formation de Papaskwasati (1x).
- g) Fentes de dessiccation (synérèse subaquatique ?) dans l'argilite noire du membre de Neilson.
- h) Grès riche en tourmaline au sommet de la Formation de Papaskwasati (1x).
- i) Grès dolomitique noir à dolomite poecilitique de la Formation de Cheno (0,5x).
- j) Grès dolomitique gris à granules de quartz observé à la base de la Formation de Cheno (0,5x).
- k) Limonite dans les grès de la Formation de Cheno (1x).
- l) Grès dolomitique de la Formation de Cheno (0,7x).
- m) Grès dolomitique bréchifié de la Formation de Cheno (0,7x).
- n) Travertin développé dans le paléorégolite observé sur la rivière Takwa à la discordance entre la Formation d'Albanel et les granitoïdes de l'unité 2b (1x).
- o) Détail du remplissage d'une cavité subhorizontale dans le socle régolitisé: concrétionnement de fines laminations de silice et de dolomite microcristallines (1) puis dolosparite terminale (2) (0,5x).
- p) Idem.
- q) Paléorégolite dolomitisé et chertifié (chert noir) observé sous la Formation d'Albanel dans la région de Mistassini (en dehors de la carte). Noter la présence de sulfures (0,3x).
- r) Idem.

Planche XXVIII: Groupe de Mistassini

- a) Porphyre quartzofeldspathique archéen affleurant au nord-est de la Cuvette de Papaskwasati (0,8x). Noter les teintes.
- b) Claste de porphyre quartzofeldspathique observé à la base de la Formation de Papaskwasati (0,5x).
- c) Idem (1x).
- d) Conglomérat à cailloux de quartz de la Formation de Papaskwasati (1x). Noter la limonitisation.
- e) Grès de la Formation de Papaskwasati (1x).
- f) Argilite noire contenue dans les grès du Membre de Neilson de la Formation de Papaskwasati (1x).
- g) Fentes de dessiccation (synérèse subaquatique?) dans l'argilite noire du Membre de Neilson.
- h) Grès riche en tourmaline au sommet de la Formation de Papaskwasati (1x).
- i) Grès dolomitique noir à dolomite poecilitique de la Formation de Cheno (0,5x).
- j) Grès dolomitique gris à granules de quartz observé à la base de la Formation de Cheno (0,5x).
- k) Limonite dans les grès de la Formation de Cheno (1x).
- l) Grès dolomitique de la Formation de Cheno (0,7x).
- m) Grès dolomitique bréchifié de la Formation de Cheno (0,7x).
- n) Travertin développé dans le paléorégolite observé sur la rivière Takwa à la discordance entre la Formation d'Albanel et les granitoïdes de l'unité 2b (1x).
- o) Détail du remplissage d'une cavité subhorizontale dans le socle régolitisé: concrétionnement de fines laminations de silice et de dolomite microcristallines (1) puis dolosparite terminale (2) (0,5x).
- p) Idem.
- q) Paléorégolite dolomitisé et chertifié (chert noir) observé sous la Formation d'Albanel dans la région de Mistassini (en dehors de la carte). Noter la présence de sulfures (0,3x).
- r) Idem.

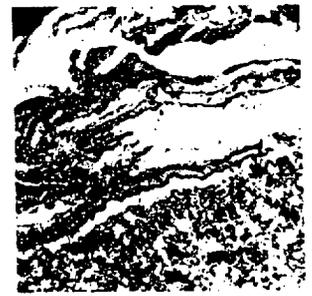
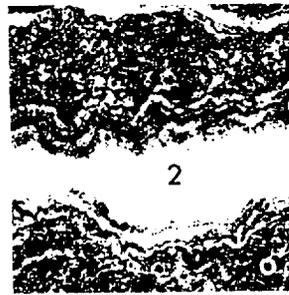
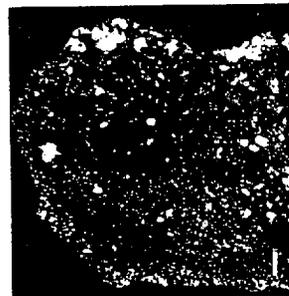
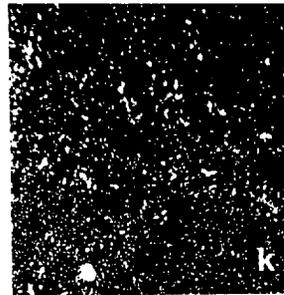
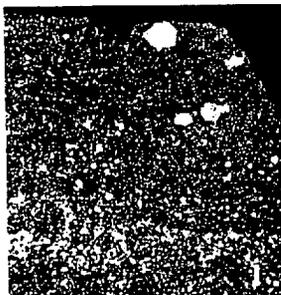
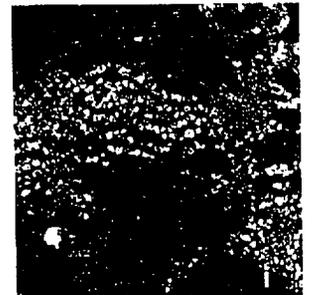
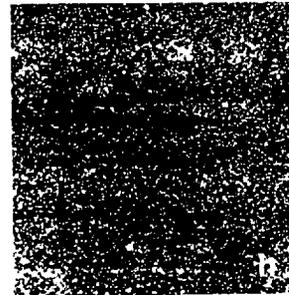
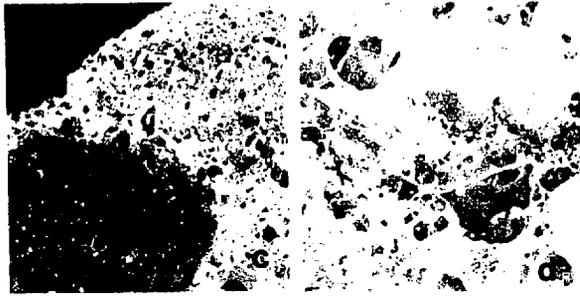
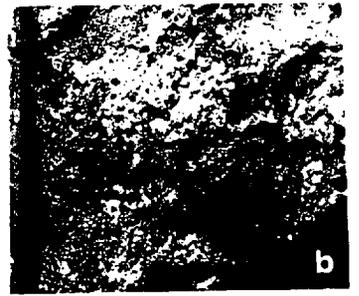


Planche XXIX: Supergroupe Huronien

- a) Diamictite du membre de Coleman, Formation de Gowganda, Groupe de Cobalt, dans la région de Haileybury, Ontario.
- b) Diamictite du membre de Coleman, Formation de Gowganda, Groupe de Cobalt, dans la région de Haileybury, Ontario (0,2x).
- c) Diamictite de la Formation de Ramsey Lake, Groupe de Hough Lake, au nord de Elliot Lake, Ontario (0,1x).
- d) Lit de conglomérat à granules de quartz contenant des fragments de jaspilite dans le grès quartzifère de la Formation de Bar River, Groupe de Cobalt, au nord de Elliot Lake (0,5x).
- e) Conglomérat à cailloux de quartz de la Formation de Matinenda, Groupe de Elliot Lake, dans la région de Elliot Lake (0,1x).
- f) Grès quartzifère de la Formation de Bar River présentant de petites cavités d'altération limonitique (0,4x).
- g) Grès limonitisés de la Formation de Lorrain, Groupe de Cobalt, dans la région de Whitefish Falls, Ontario (0,5x).
- h) Calcaires de la Formation d'Espanola, Groupe de Quirke Lake, dans la région de Elliot Lake (0,15x).
- i) Idem (0,1x).
- j) Grès et siltites vertes et rouges alternant avec des lits de chert dans la Formation de Gordon Lake, Groupe de Cobalt, au nord de Elliot Lake (0,08x). Noter la bréchification dans les lits de chert (1) et les taches de réduction (2).
- k) Structure en boule observée au même site que j (0,15x).
- l) Injection de dolérite dans les grès de la Formation de Lorrain, avec concentration dans le nez de l'anticlinal. Route 6 au nord de Whitefish Falls, Ontario (0,006x).
- m) Idem, partie de droite. Noter l'altération de l'encaissant.
- n) Structure amiboïdale de l'intrusion de dolérite (même que l et m, mais vue de côté).

Planche XXIX: Supergroupe huronien

- a) Diamictite du Membre de Coleman, Formation de Gowganda, Groupe de Cobalt, dans la région de Haileybury, Ontario.
- b) Diamictite du Membre de Coleman, Formation de Gowganda, Groupe de Cobalt, dans la région de Haileybury, Ontario (0,2x).
- c) Diamictite de la Formation de Ramsey Lake, Groupe de Hough Lake, au nord de Elliot Lake, Ontario (0,1x).
- d) Lit de conglomérat à granules de quartz contenant des fragments de jaspilite dans le grès quartzifère de la Formation de Bar River, Groupe de Cobalt, au nord de Elliot Lake (0,5x).
- e) Conglomérat à cailloux de quartz de la Formation de Matinenda, Groupe de Elliot Lake, dans la région de Elliot Lake (0,1x).
- f) Grès quartzifère de la Formation de Bar River présentant de petites cavités d'altération limonitique (0,4x).
- g) Grès limonitisés de la Formation de Lorrain, Groupe de Cobalt, dans la région de Whitefish Falls, Ontario (0,5x).
- h) Calcaires de la Formation d'Esplanola, Groupe de Quirke Lake, dans la région de Elliot Lake (0,15x).
- i) Idem (0,1x).
- j) Grès et siltites vertes et rouges alternant avec des lits de chert dans la Formation de Gordon Lake, Groupe de Cobalt, au nord de Elliot Lake (0,08x). Noter la bréchification dans les lits de chert (1) et les taches de réduction (2).
- k) Structure en boule observée au même site que j (0,15x).
- l) Injection de dolérite dans les grès de la Formation de Lorrain, avec concentration dans le nez de l'anticlinal. Route 6 au nord de Whitefish Falls, Ontario (0,006x).
- m) Idem, partie de droite. Noter l'altération de l'encaissant.
- n) Structure amiboïdale de l'intrusion de dolérite (même que l et m, mais vue de côté).

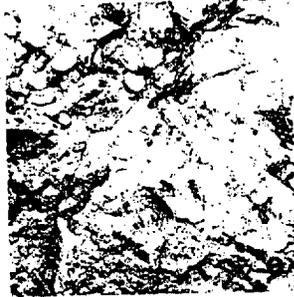
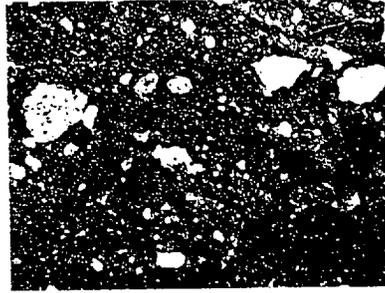
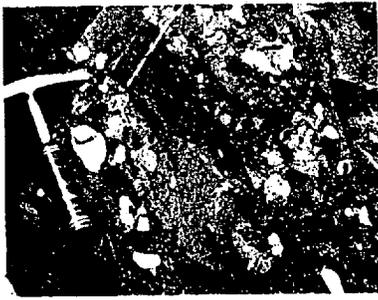
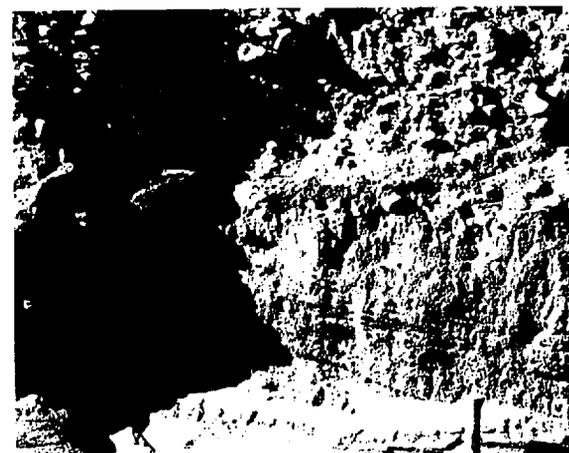
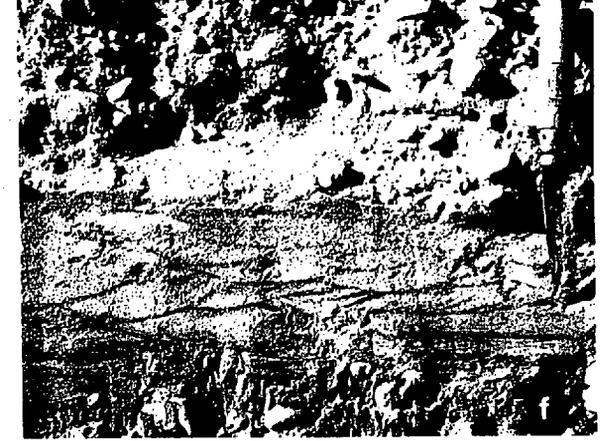
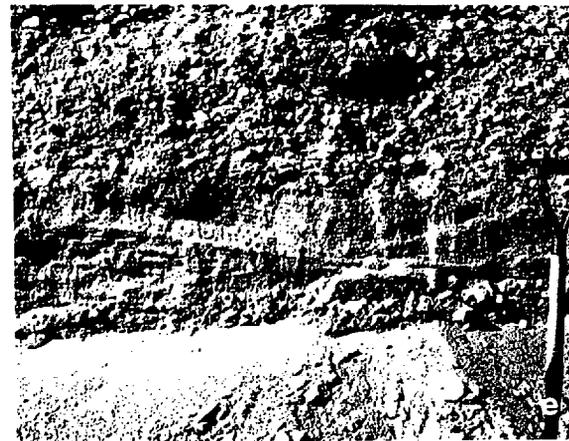
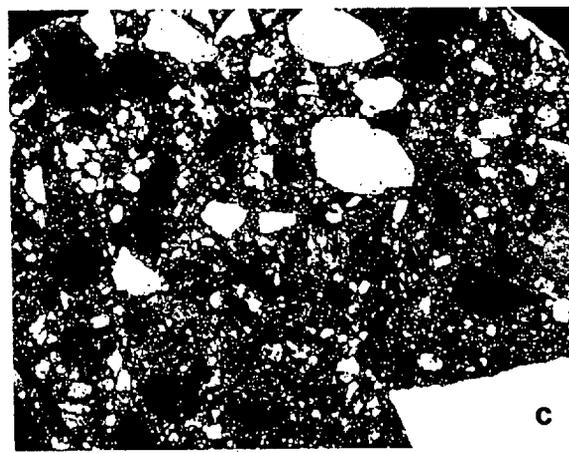
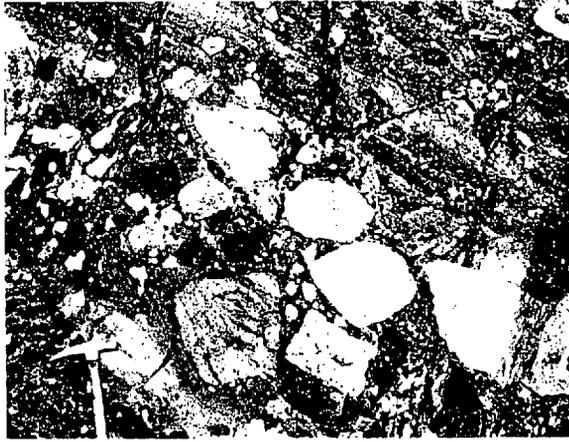


Planche XXX: Divers

- a) Diamictite de la Formation de Chibougamau, au nord-est de Chibougamau.
- b) Détail de la diamictite de la Formation de Chibougamau.
- c) Plaque montrant l'hétérogénéité des lithologies, des tailles et des morphologies des éléments de la diamictite (0,3x).
- d) Grès dolomitique à oligiste métamorphisé de la région du lac Matonipi, à l'est de la zone étudiée: annoncent les formations de fer de cette région (1x).
- e) Relations texturales et structurales observées dans des dépôts fluvio-glaciaires de la vallée de la rivière l'Assomption, région de St-Alphonse-de-Rodriguez (Québec), comparables à celles observées dans les membres A et C de la Formation de Laparre à l'est du lac Brissin.
- f) Rides entrecroisées, même endroit et même remarque.
- g) Chenal conglomératique recoupant des lits obliques, même endroit et même remarque.
- h) Galet isolé, même endroit et même remarque.

Planche XXX: Formation de Chibougamau et divers

- a) Diamictite de la Formation de Chibougamau, au nord-est de Chibougamau.
- b) Détail de la diamictite de la Formation de Chibougamau.
- c) Plaque montrant l'hétérogénéité des lithologies, des tailles et des morphologies des éléments de la diamictite (0,3x).
- d) Grès dolomitique à oligiste métamorphisé de la région du lac Matonipi, à l'est de la zone étudiée: annoncent les formations de fer de cette région (1x).
- e) Relations texturales et structurales observées dans des dépôts fluvioglaciacaires de la vallée de la rivière l'Assomption, région de St-Alphonse-de-Rodriguez (Québec), comparables à celles observées dans les membres A et C de la Formation de Laparre à l'est du lac Brissin.
- f) Rides entrecroisées, même endroit et même remarque.
- g) Chenal conglomératique recoupant des lits obliques, même endroit et même remarque.
- h) Galet isolé, même endroit et même remarque.



ADDENDA

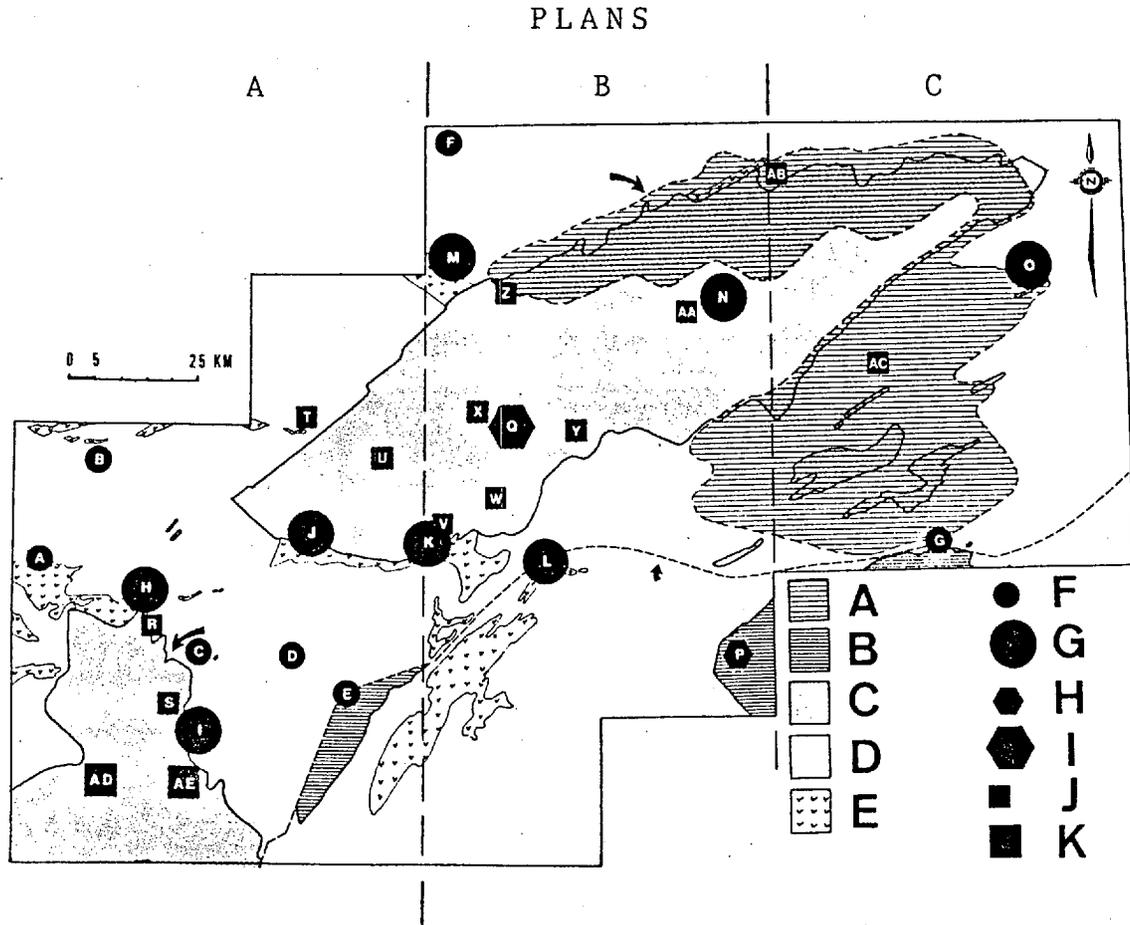
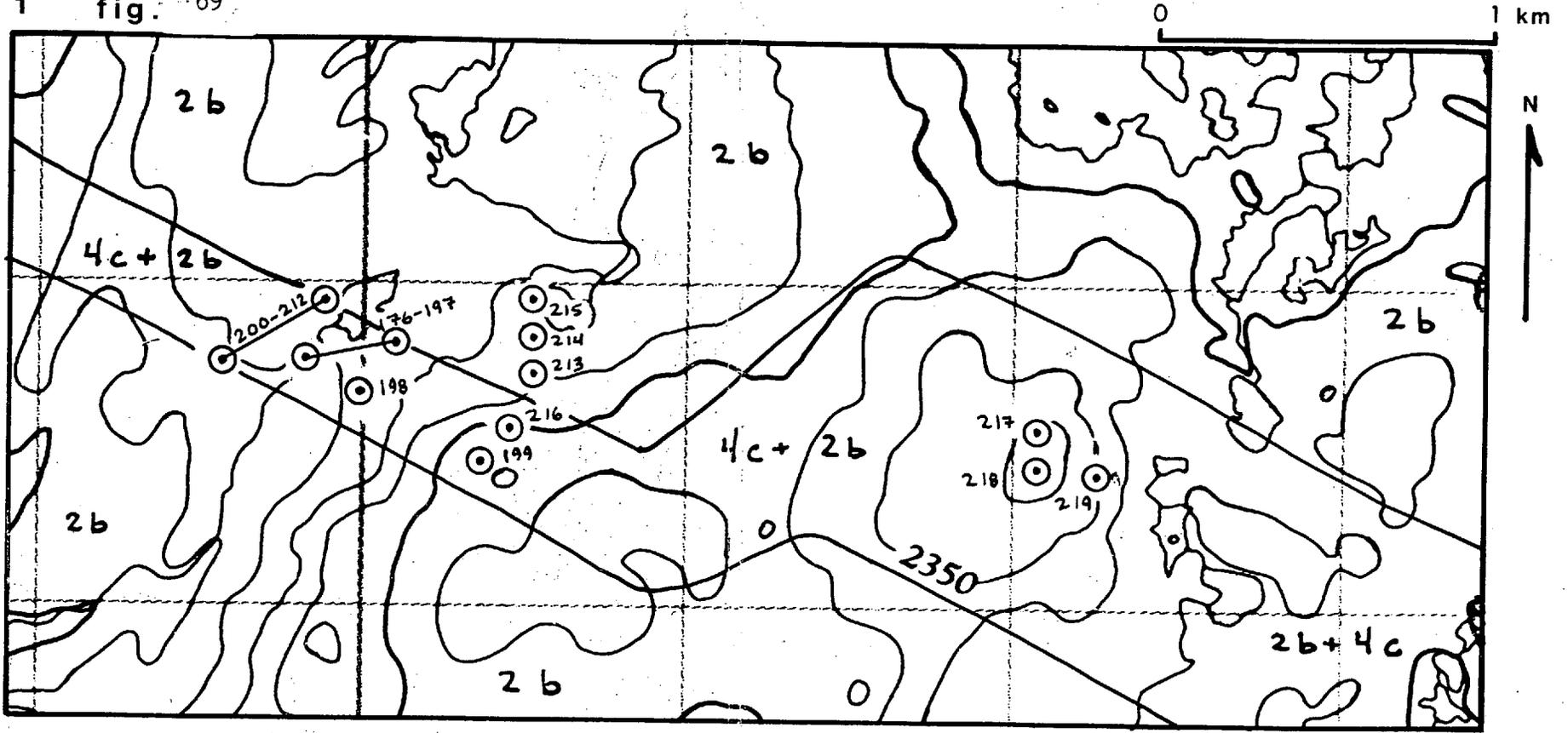


Figure 85: Distribution des zones minéralisées en référence aux tableaux 3a, 3b et 3c. Les gîtes sont identifiés sur les plans: G-1 à G-60.

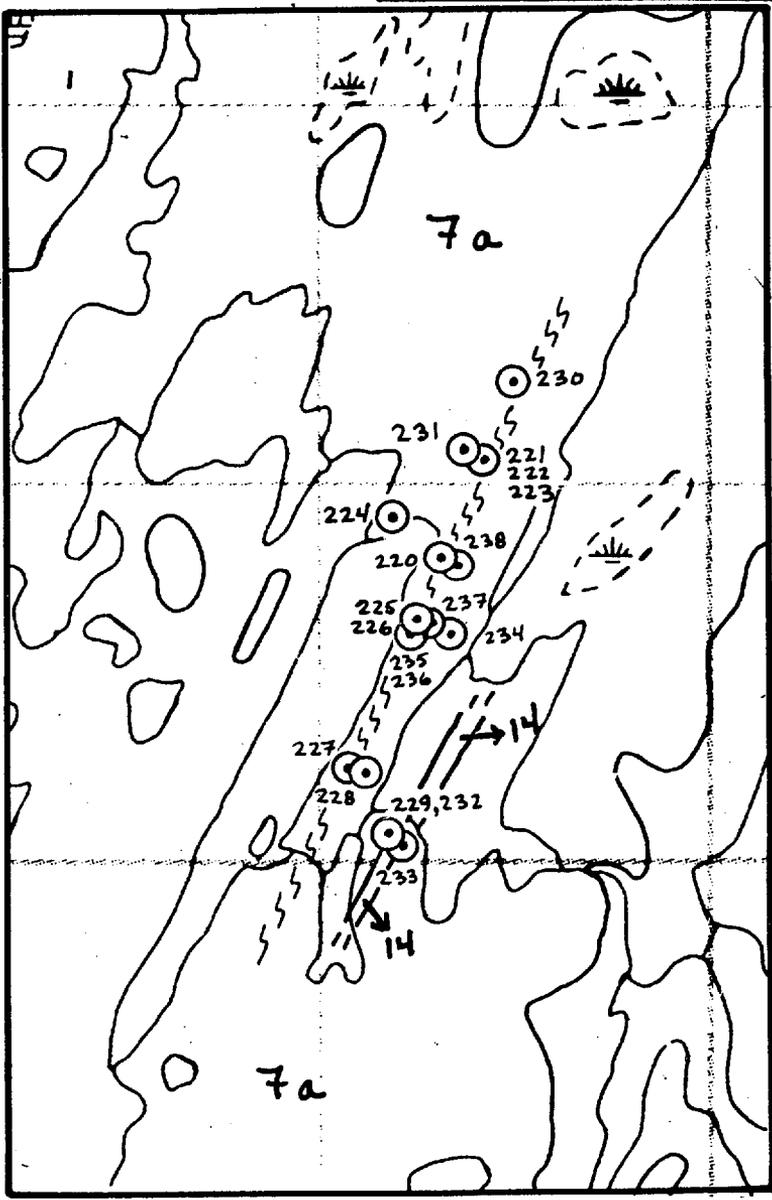
<p>LEGENDE: A) Gabbro</p> <p>B) Anorthosite</p> <p>C) Supergroupe d'Otish</p> <p>D) Granitoïdes archéens</p> <p>E) Volcano-sédiments archéens</p>	<p>F) Cu</p> <p>G) Polymétallique</p> <p>H) Fe-Ti</p> <p>I) Magnésite</p> <p>J) U-Th</p> <p>K) Cu-Pb-Zn</p>
---	---

QE
446
94
6327
1989
940

1 fig. 69



9E
446
94
6327
1989
9Fo

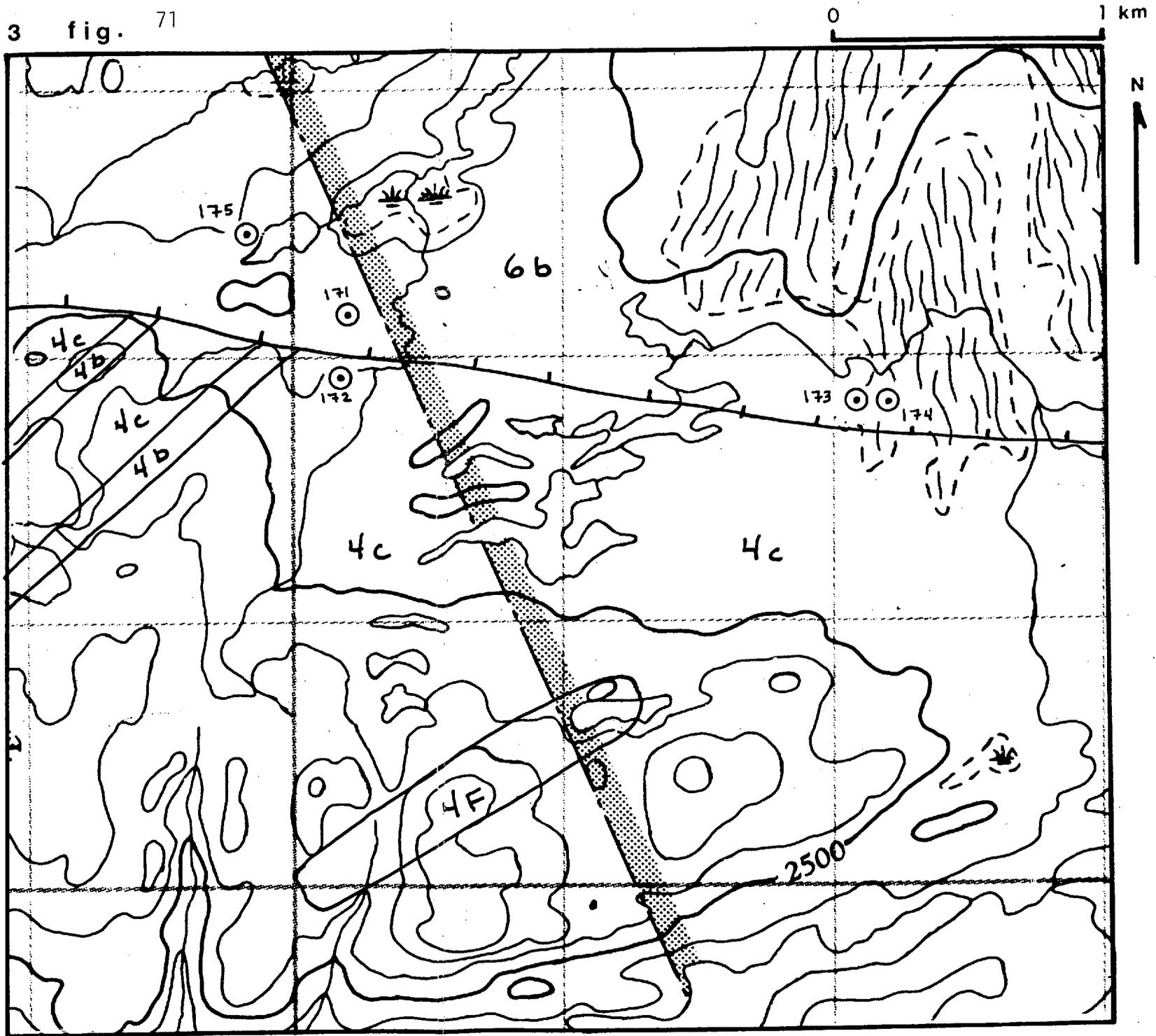


7a

7a

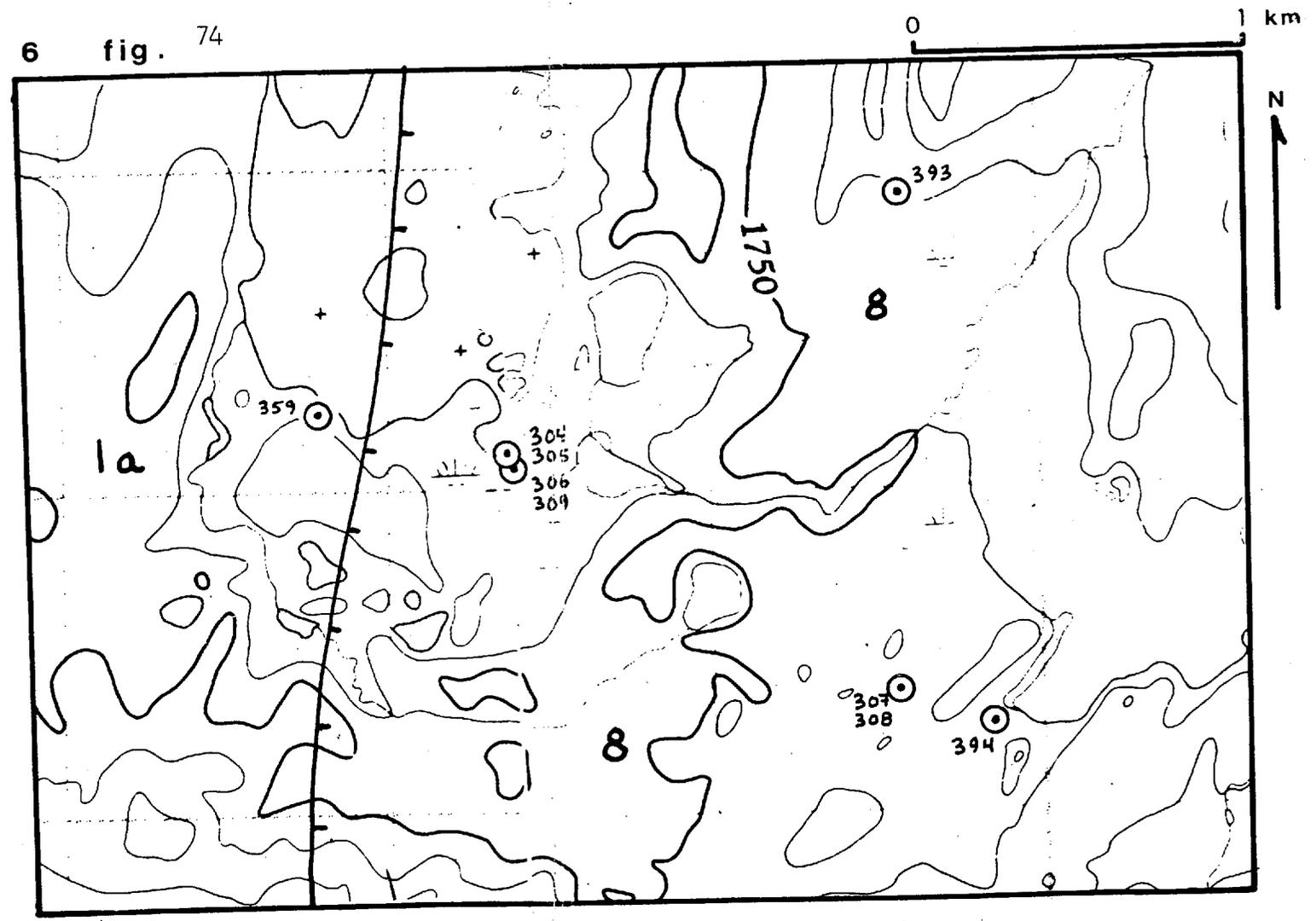
QE
446
Q4
6327
1989
QFO

3 fig. 71



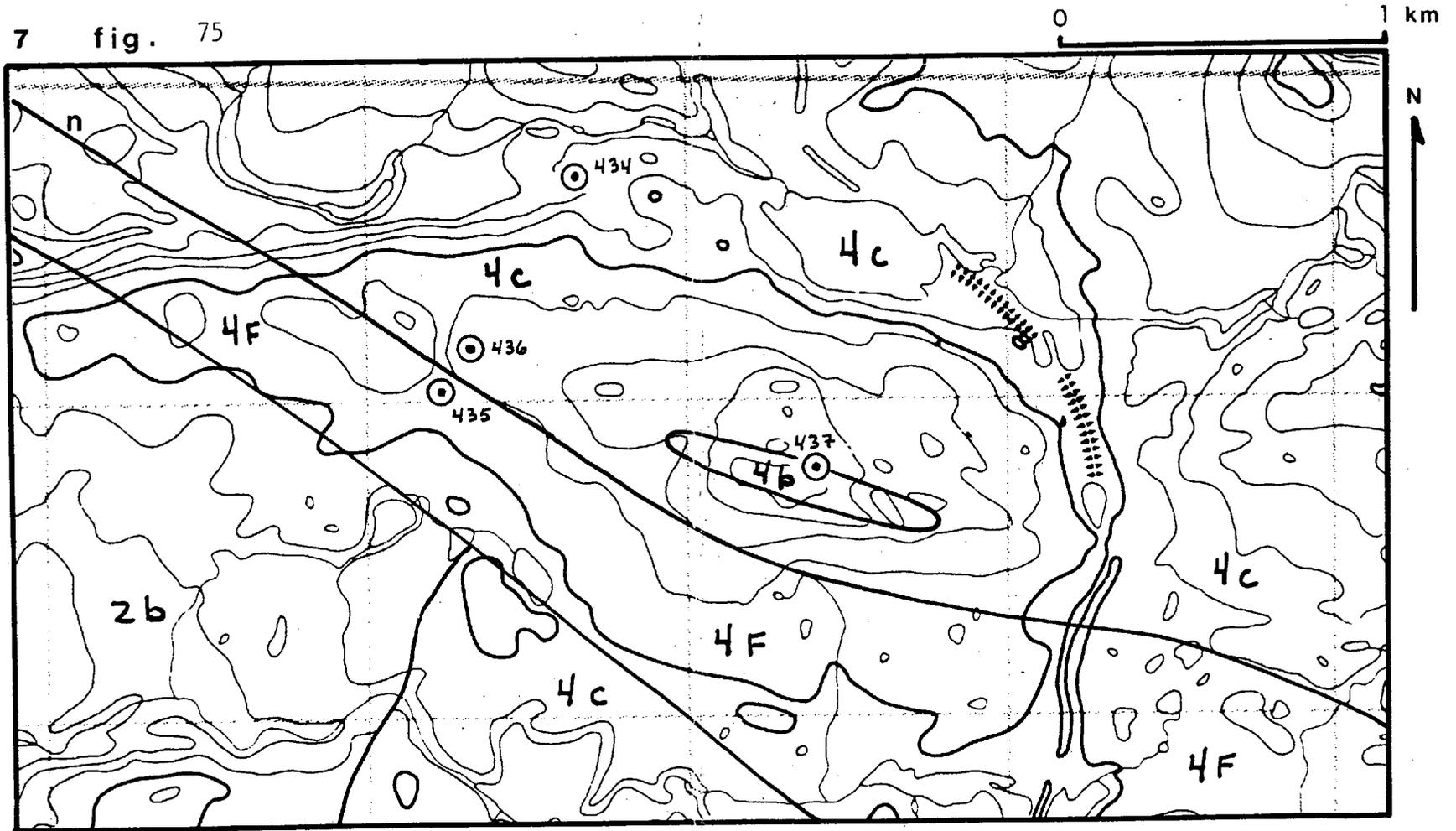
QE
446
Q4
6327
1989
QF0

6 fig. 74



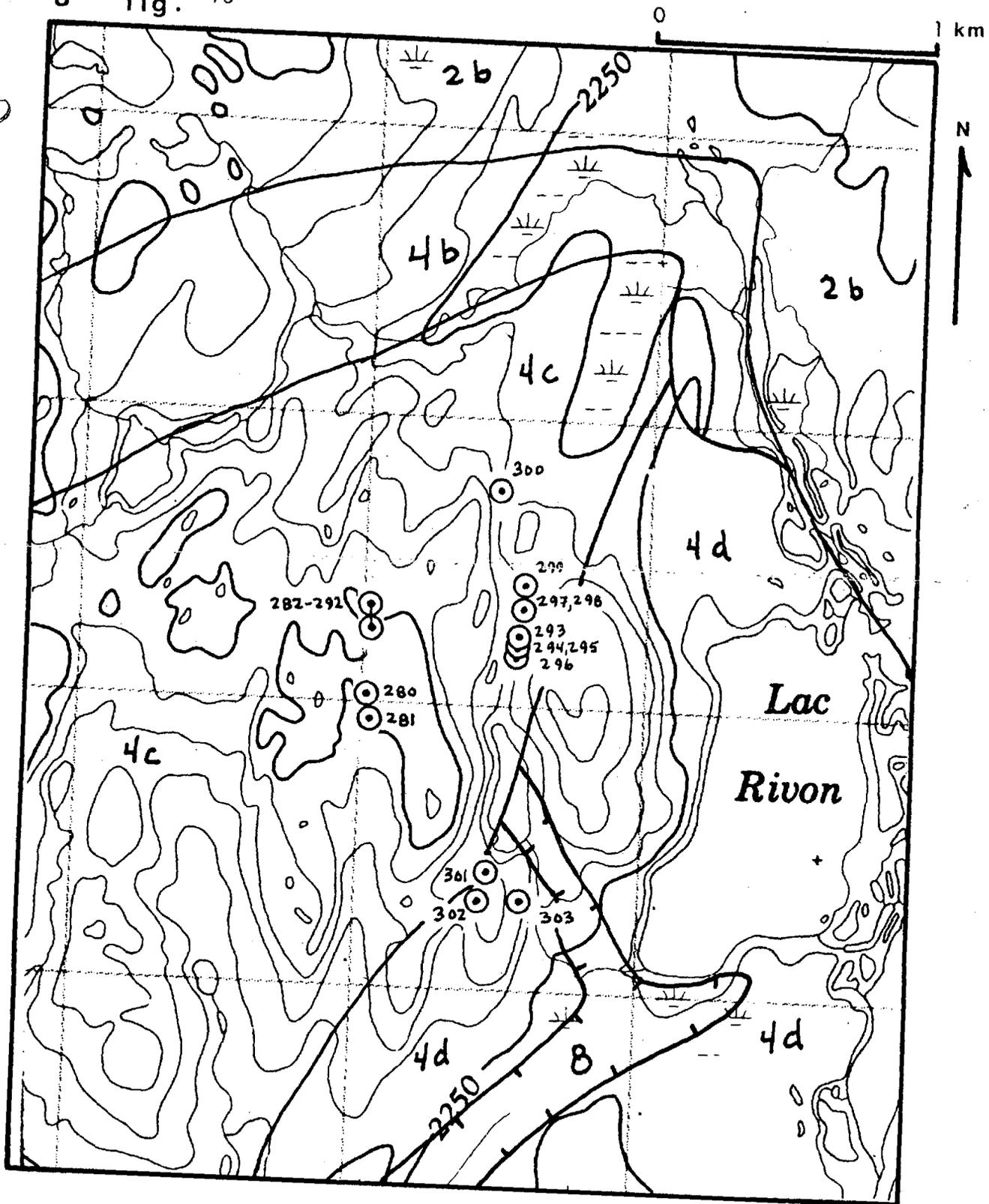
QE
446
Q4
G327
1989
QF5

7 fig. 75

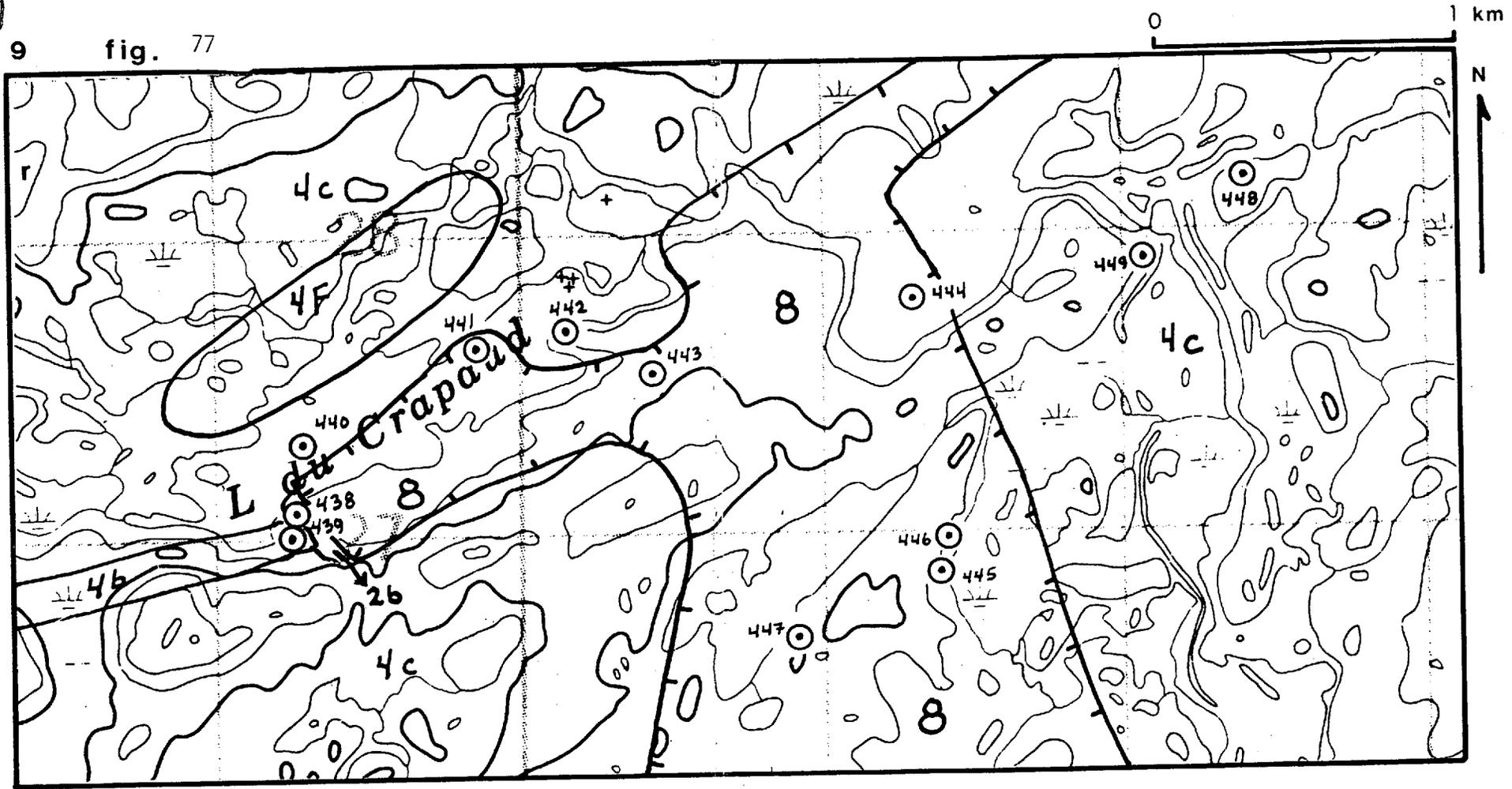


QE
446
Q4
6327
1989
Q10

8 fig. 76



9E
446
94
6327
1989
9F

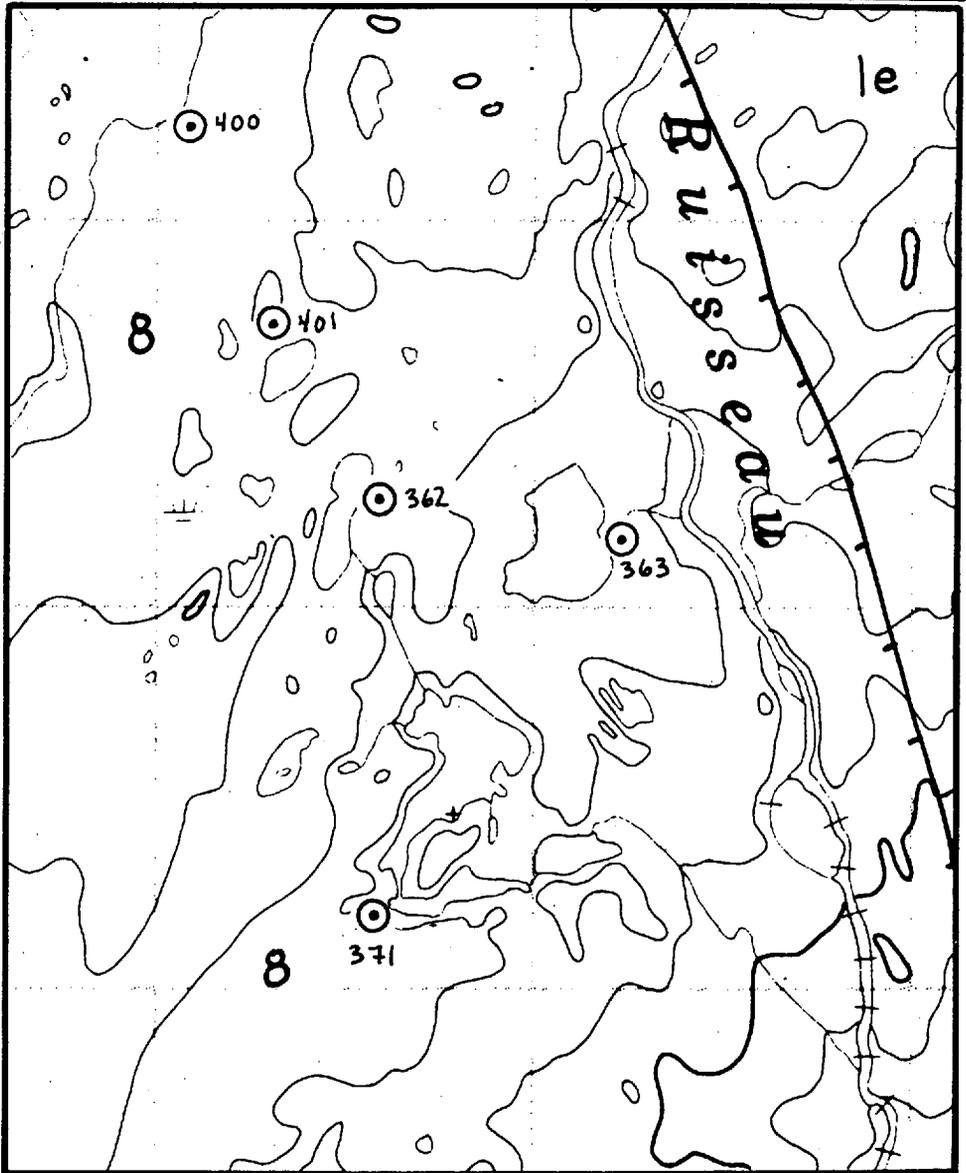


10 fig. 78

0 1 km



QE
446
Q4
6327
1989
QF0



QE
446
a4
6327
1989 aFo

15 fig. 83

0 1 km

