



NOTICE

The quality of this microfiche is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us a poor photocopy.

Previously copyrighted materials (journal articles, published tests, etc.) are not filmed.

Reproduction in full or in part of this film is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30. Please read the authorization forms which accompany this thesis.

THIS DISSERTATION
HAS BEEN MICROFILMED
EXACTLY AS RECEIVED

AVIS

La qualité de cette microfiche dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de mauvaise qualité.

Les documents qui font déjà l'objet d'un droit d'auteur (articles de revue, examens publiés, etc.) ne sont pas microfilmés.

La reproduction, même partielle, de ce microfilm est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30. Veuillez prendre connaissance des formules d'autorisation qui accompagnent cette thèse.

LA THÈSE A ÉTÉ
MICROFILMÉE TELLE QUE
NOUS L'AVONS REÇUE

LE QUATERNAIRE DE LA RÉGION
DE TROIS-RIVIÈRES-SHAWINIGAN, QUÉBEC :
CONTRIBUTION À LA PALÉOGÉOGRAPHIE
DE LA VALLÉE MOYENNE DU SAINT-LAURENT
ET CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES

PAR
SERGE OCCHIETTI

THÈSE PRÉSENTÉE À L'ÉCOLE DES ÉTUDES SUPÉRIEURES
POUR L'OBTENTION DU GRADE DE PH.D. EN GÉOGRAPHIE

SEPTEMBRE 1978
UNIVERSITÉ D'OTTAWA

© S. Occhietti, Ottawa, Canada, 1979

Et le septième jour, nous vîmes
poser le travers d'une rivière,
qui vient devers le nord, sortante
audit fleuve, à l'entrée de laquelle
il y a quatre petites îles et
pleines d'arbres. Nous nommâmes
icelle rivière la rivière de Fouez.
Et pource que l'une d'icelles îles
s'avance audit fleuve, et la voit-
on de loin, ledit capitaine fit
planter une belle grande croix sus
la pointe d'icelle; et commanda
apprêter les barques, pour aller,
avec marée, dedans icelle rivière,
pour voir le parfond et nature
d'icelle, ce que fut fait. Et na-
gèrent, celui jour, amont ladite
rivière; mais pource qu'elle fut
trouvée de nulle expérience ni par-
fonde, retournèrent; et appareillâ-
mes pour aller aval.

Jacques Cartier
7 octobre 1535

Cette thèse, comme tout travail de recherche, est le résultat d'une somme de contributions individuelles et j'en voudrais remercier toutes les personnes qui m'ont aidé à l'accomplir.

Je remercie en particulier très sincèrement Denis Saint-Onge, du Département de Géographie de l'Université d'Ottawa, qui a assumé la direction de ces travaux avec une disponibilité constante.

Je remercie également mon collègue et ami Claude Hillaire-Marcel du Département des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Montréal. Nos nombreux entretiens et travaux en collaboration ont profondément orienté le contenu de cette thèse.

J'adresse mes remerciements à la Commission géologique du Canada qui a accordé les subventions nécessaires aux levés de terrain et aux analyses de laboratoire.

Je tiens à remercier les collègues dont la contribution est indiquée dans le texte ainsi que les personnes qui m'ont assisté sur le terrain, en laboratoire ou pendant la mise au propre de ce document.

Cette étude est indissociable des activités scientifiques de mes collègues, notamment de ceux de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, et de neuf années d'enseignement universitaire.

Enfin, je ne saurais oublier que cette thèse a été accomplie avec l'appui et la collaboration des gens qui me sont chers.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES TABLEAUX	x
LISTE DES FIGURES	xii
LISTE DES PHOTOGRAPHIES	xiv
LISTE DES CARTES	xvii
LISTE DES CARTES HORS-TEXTE	xviii
LISTE DES ANNEXES	xix
 INTRODUCTION	 1
Chapitre I: METHODOLOGIE	
1. La démarche généraliste	6
2. Travaux sur le terrain	6
3. Analyses en laboratoire	12
Chapitre II: CADRE PHYSIQUE, LITHOLOGIE ET MORPHOLOGIE DU SUBSTRATUM	
1. Localisation géographique et limites de la région étudiée	14
2. Les ensembles naturels de la région étudiée	18
3. Le réseau hydrographique	24
4. Géologie et morphologie du substratum	31
Chapitre III: ETUDE LITHOLOGIQUE DES DEPOTS QUATERNAIRES	
1. Méthode générale d'étude et mode de classification des dépôts quaternaires	45
2. Caractères sédimentologiques des dépôts quaternaires de la région	46

2.1 Dépôts glaciaires	46
2.2 Dépôts fluvioglaciaires	58
2.3 Dépôts glacio-marins	66
2.4 Dépôts glacio-lacustres	66
2.5 Dépôts marins	70
2.6 Dépôts deltaïques et continentaux post-glaciaires	83
2.7 Dépôts remaniés	84

Chapitre IV: STRATIGRAPHIE DES DEPOTS QUATERNAIRES

1. Description des principales coupes de la région	87
1.1 Coupes du Saint-Maurice	87
1.2 Coupes de la Yamachiche	100
1.3 Coupe du Batiscan	103
1.4 Coupes de la Sainte-Anne	104
1.5 Coupes de la carrière Saint-Louis	106
1.6 Coupes du complexe morainique de Saint-Narcisse	110
2. Unités stratigraphiques régionales	118
2.1 Tableau 16: Unités lithostratigraphiques du Quaternaire de la région	118
2.2 Till de Bécancour	119
2.3 Sédiments de Saint-Pierre	120
2.4 Formation de Deschaillons	122
Les Varves de Deschaillons	123
Les Sables des Vieilles-Forges	123
La Formation de Deschaillons	126

2.5 Dépôts glaciaires postérieurs à la Formation de Deschaillons	127
Problèmes stratigraphiques	127
Till de Gentilly	130
Le Stade de Trois-Rivières	133
Dépôts du complexe morainique de Saint-Narcisse	135
Diamicton de Yamachiche	137
Dépôts de Saint-Narcisse	139
Formation de Matawin	140
2.6 Dépôts marins, d'exondation et fluviatiles	144
Argiles et silts marins	145
Sables marins fossilifères	149
Sables d'exondation non fossilifères	149
Alluvions fluviatiles	151
Chapitre V: MORPHOLOGIE DES DEPOTS QUATERNAIRES	
1. Morphologie des dépôts glaciaires	153
1.1 Constructions glaciaires au sud du complexe de Saint-Narcisse	153
1.2 Complexe morainique de Saint-Narcisse	155
1.3 Formes glaciaires de la Formation de Matawin	161
2. Morphologie associée aux dépôts marins	173
Terrasses et cordons littoraux	174
Deltas et épandages deltaïques	175
Plaines argileuses	181
Mouvements en masse dans les argiles	181
3. Terrasses fluviatiles, formes éoliennes et accumulations de matière organique	184
Erosion fluviatile	185
Phénomènes éoliens	185
Accumulations organiques	188

Chapitre VI: PALEONTOLOGIE ET PALEOECOLOGIE MARINE

1. Paléontologie du Quaternaire de la région	190
1.1 Coquilles marines et communautés-types	190
1.2 Foraminifères et Ostracodes	197
1.3 Vertébrés	201
2. Analyses isotopiques, paléotempératures et paléosalinités marines	202
2.1 Méthode d'analyse isotopique	202
2.2 Signification géochimique des carbonates	202
2.3 Résultats et interprétation	205

Chapitre VII: CHRONOLOGIE ET ISOSTASIE

1. Age des Sédiments de Saint-Pierre	217
2. Age des fossiles marins de la région	220
3. Age du complexe morainique de Saint-Narcisse	223
4. Vitesse de sédimentation des dépôts marins et para-marins	228
5. Age des dépôts organiques post-glaciaires	229
6. Relèvement isostatique	232

Chapitre VIII: PALEOGEOGRAPHIE REGIONALE ET CORRELATIONS AU QUEBEC MERIDIONAL

1. Paléogéographie du Stade de Nicolet	240
1.1 Caractères lithologiques du Till de Bécancour	240
1.2 Extension spatiale et épaisseur du Till de Bécancour	245
1.3 Corrélations stratigraphiques, au Québec méridional	246
1.4 Paléogéographie du Till de Bécancour	250
1.5 Varves et lac de Pierreville	251
1.6 Chronologie du Till de Bécancour	253

2. Paléogéographie de l'Interstade de Saint-Pierre	254
2.1 Lithologie et corrélation	254
2.2 Contexte paléogéographique	257
2.3 Position chronostratigraphique	258
2.4 Niveau de base et niveau marin	261
3. Paléogéographie du Stade de Trois-Rivières	264
3.1 Paléogéographie du lac de Deschaillons	264
3.2 Paléogéographie du Till de Gentilly	268
4. Episode glaciaire de Saint-Narcisse	272
4.1 Définition et historique	272
4.2 Conclusions de l'étude régionale	273
4.3 Moraines de rééquilibration et d'origine climatique	277
4.4 Caractéristiques du complexe de Saint-Narcisse à l'échelle du Québec méridional	279
4.5 Chronologie de l'épisode de Saint-Narcisse	283
4.6 Signification paléogéographique et corrélations	287
5. Le Stade de Shawinigan dans les Laurentides	291
5.1 Retrait glaciaire après l'épisode de Saint-Narcisse, dans la région étudiée	291
5.2 Le Stade de Shawinigan	292
6. Paléogéographie de la mer de Champlain	295
6.1 Synthèse régionale	295
6.2 Corrélation de différentes données sur la mer de Champlain	296

Chapitre IX: COMPARAISON DE LA SERIE REGIONALE AVEC LES
SERIES CONTINENTALES ET LES COURBES
CHRONOLOGIQUES MARINES

1. Caractéristiques de la série stratigraphique régionale et problèmes en suspens	299
2. Corrélation entre la série régionale et les courbes chronologiques marines	303
3. Comparaison de la série régionale avec quelques séries continentales d'Amérique du Nord	312
4. Le Sangamonien, le Wisconsinien et l'Holocène	315
CONCLUSION	318
REFERENCES CITEES	329
ANNEXES	356

LISTE DES TABLEAUX

1. Calendrier des travaux de terrain	8
2. Les unités naturelles de la région étudiée	19
3. Sommaire des formations paléozoïques	41
4. Domaines et environnements sédimentologiques de la vallée du Saint-Laurent au cours du Wisconsinien et de l'Holocène	47
5. Types de dépôts glaciaires observés dans la région	49
6. Caractères des tills de fond	50 et 51
7. Caractères des tills de marge glaciaire et sous-aquatique	52
8. Caractères des dépôts de contact glaciaire	60
9. Caractères des dépôts proglaciaires	61
10. Caractères des dépôts glacio-marins	67
11. Caractères des dépôts glacio-lacustres aux Vieilles-Forges	68
12. Caractères des faciès marins transgressifs	75 et 76
13. Caractères des dépôts d'inondation marine	77 et 78
14. Caractères des dépôts d'exondation	79 et 80
15. Coupes de la carrière St-Louis	109
16. Unités lithostratigraphiques du Quaternaire de la région	118
17. Corrélations stratigraphiques de la région de Trois-Rivières - Shawinigan	128
18. Caractères distinctifs des diamictons de la région	129
19. Corrélations des unités glaciaires postérieures à l'Interstade de Saint-Pierre, au nord du Saint-Laurent	136

20. Caractères distinctifs du Till de Gentilly et du till de la Formation de Matawin	142
21. Variétés latérales des termes de la série marine et faciès associés	146
22. Localisation régionale des faciès de la série marine	147 et 148
23. Unités lithostratigraphiques marines, d'exondation et fluviatiles	150
24. Deltas du Saint-Maurice	178
25. Deltas et épandages deltaïques de la région	179
26. Caractères distinctifs des deltas et des épandages régressifs	180
27. Principaux glissements de terrain de la région	182
28. Macrofossiles marins de la région	191
29. Communautés types de la région	192
30. Corrélations des suites verticales de communautés types	193
31. Radiodatations de <u>Mya arenaria</u>	196
32. Microfossiles de la région	198 et 199
33. Phases micropaléontologiques de la mer de Champlain, d'après Cronin	200
34. Compositions isotopiques des échantillons de la Mauricie	206
35. Compositions isotopiques en fonction des espèces	207
36. Radiodatations des Sédiments de Saint-Pierre	218
37. Radiodatations au ^{14}C de la région	221
38. Reconstitution du climat du Parc de la Mauricie, d'après P. Richard	231
39. Altitudes des Sédiments de Saint-Pierre, d'après Gadd	259
40. Corrélations des données stratigraphiques de la mer de Champlain	297
41. Echelle chronologique de la série composite régionale	311

LISTE DES FIGURES

1. Méthode générale d'étude de la région	7
2. Détail de la coupe de Mélançon	90
3. Coupe composite de la Pointe à la Hache	91
4. Coupe composite des Vieilles-Forges	92
5. Coupe de Marchand	96
6. Coupe de Bournival	102
7. Coupe de Saint-Alban	105
8. Croquis de localisation des coupes de la carrière Saint-Louis	108
9. Relations stratigraphiques du complexe de Saint-Narcisse	116
10. Détail de la coupe composite des Vieilles-Forges	124
11. Corrélations stratigraphiques des unités glaciaires récentes de la région	134
12. Croquis morphologique du Mont Carmel	157
13. Bathymétrie du lac des Chicots	172
14. Formes éoliennes au nord du Mont Carmel	186
15. Illustration des composantes géochimiques de la mer de Champlain	204
16. Compositions isotopiques des coquilles marines de la région	208
17. Compositions isotopiques, coupe de Saint-Alban	214
18. Variations isotopiques en fonction du temps	215
19. Corrélations géochronologiques du complexe de Saint-Narcisse	224
20. Courbe d'émersion à Mont Carmel	233

21. Courbes de relèvement isostatique du Québec	236
22. Diagramme chrono-spatial de la région, depuis 11 500 BP	238
23. Coupe composite du Quaternaire de la vallée moyenne du Saint-Laurent	241
24. Comparaison de la série régionale avec quelques séries continentales d'Amérique du Nord	249
25. Comparaison de la série régionale avec les courbes chronologiques marines	305

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

1. Roches moutonnées, Shawinigan	38
2. Troncature, Baie-de-Shawinigan	38
3. Morphologie du toit du Calcaire de Trenton, Saint-Louis-de-France	44
4. Till de fond à structure fissile grossière, Shawinigan	53
5. Till de fond à structure pseudo-gneissique, Notre-Dame-des-Anges	53
6. Structures sur le rebord proximal de la moraine de Saint-Narcisse	54
7. Structures de cisaillement dans le till, la Gabelle	54
8. Till à lambeau de substratum, Notre-Dame-des-Anges	55
9. Till à structure en écailles, S de Saint-Ubald	56
10. Structure dans une écaille, rang Saint-Félix	56
11. Till délavé, moraine de Saint-Narcisse, N de Saint-Alban	57
12. Till local, lac Souris	57
13. Structures à l'emporte-pièce dans des dépôts juxtaglaciaires, Cossetteville	62
14. Structures complexes dans la moraine de Saint-Narcisse, Petit-Saint-Etienne	62
15. Dépôt fluvioglaciaire grossier, Lac-Bellemare	63
16. Faille normale d'affaissement, moraine de Saint-Narcisse, Petit-Saint-Etienne	63
17. Faille de chevauchement, moraine de Saint-Narcisse, rang Saint-Félix	64
18. Sables graveleux de remaniement marin, colline de Charette	64

19. Dépôts de delta glaciaire sous-aquatique, Sainte-Tite	65
20. Structures glacio-dynamique dans un dépôt glacio-marin proximal, ouest de Saint-Etienne-des-Grès	69
21. Plans de débitage dans un dépôt glacio-marin, rivière la Fourche	69
22. Silts marins transgressifs, Saint-Alban	73
23. Structures synsédimentaires dans les silts marins, rivière au Lard	81
24. Structures métriques dans les silts marins, rivière au Lard	81
25. Silts stratifiés para-marins, Notre-Dame-des-Anges	82
26. Silts marins massifs, Saint-Boniface	82
27. Coupe des Vieilles-Forges, Till de Gentilly	93
29. Coupe des Vieilles-Forges, sable dans le till de Gentilly	94
30. Coupe des Vieilles-Forges, sable dans le till de Gentilly	94
31. Coupe en aval de la Gabelle: dépôts glacio-marins et marins	97
32. Coupe face aux Grès: till proximal et sables intercalés	97
33. Coupe de Saint-Alban	107
34. Bourrelet de la carrière Saint-Louis	107
35. Coupe transversale du bourrelet de Saint-Narcisse, Saint-Léonard-de-Portneuf	114
36. Blocs glaciaires du sommet de la moraine de Saint-Narcisse	114
37. Verrou proglaciaire du lac la Pêche	165
38. Delta proglaciaire, rivière Mékinac du Nord	165
39. Bourrelets de Cossetteville	166
40. Failles d'affaissement de kettle, Lac-Bellemare	166

41. Paléochenaux deltaïques, Sainte-Thècle	183
42. Coulée argileuse, Saint-Boniface	183
43. Dunes paraboliques fixées, plaine du lac à la Tortue	187
44. Tourbière structurée, plaine du lac à la Tortue	187

LISTE DES CARTES

1. Localisation de la région étudiée	15
2. Limites de la région étudiée	17
3. Ensembles naturels de la région	22
4. Réseau hydrographique et alignements structuraux	25
5. Limites des travaux géologiques	32
6. Synthèse des dépôts quaternaires de la vallée du Saint-Laurent	243 et 244
7. Principales moraines de retrait de la marge SE de l'inlandsis laurentide, depuis 16 000 BP	293

LISTE DES CARTES HORS TEXTE

1. Cartes des dépôts quaternaires de la région, 1:50 000.
Feuillets de Shawinigan E et O, Matawin E, Montauban E et O
2. Géologie du substratum
3. Topographie du toit rocheux et unités structurales du rebord
nord de la vallée du Saint-Laurent
4. Localisation des affleurements cités dans le texte
5. Formes glaciaires de la région
6. Sites radiodatés et phénomènes marins de la région
7. Carte du complexe morainique de Saint-Narcisse, au Québec
méridional, 1:1 000 000

LISTE DES ANNEXES

1. Elargissement du lit du Saint-Maurice, à l'est de Saint-Etienne-des-Grès; Carte annexe 1	356
2. Corrélation des roches précambriennes de la région	358
3. Critères employés pour la description des dépôts; Carte annexe 2: Fabriques de till Tableau annexe 1: Classement granulométrique	361
4. Analyses sédimentologiques en laboratoire Granulométrie des fractions inférieures à 2 mm Figure annexe 1: Fraction fine de la coupe de Saint-Alban Minéralogie des argiles Tableau annexe 2: Minéraux argileux de divers échantillons Calcimétrie Tableau annexe 3: Carbonates dans les Tills de Gentilly et de Bécancour Tableau annexe 4: Carbonates dans les dépôts de la moraine de Saint-Narcisse et la Formation de Matawin Microfaune marine Exoscopie Tableau annexe 5: Exoscopie de dépôts de la région Photos annexes 1 et 2: Exoscopie de grain de quartz Minéraux lourds Tableau annexe 6: Minéraux lourds de tills	366
5. Description détaillée de la nouvelle coupe des Vieilles-Forges	380
6. Détail de la coupe de Mélançon	386
7. Coupe de Saint-Jean-dès-Piles no 2	387
8. Description de la coupe face à l'île aux Bouleaux	388
9. Coupe de la Yamachiche, à la Grange	389
10. Coupe de Bournival 1	390
11. Coupe de Bournival 2	391
12. Coupe Yamachiche, à l'ouest de Saint-Etienne-des-Grès	392

13. Coupe de Charette Nord	393
14. Coupe de Saint-Alban	394
15. Coupe du Séminaire de Shawinigan	398
16. Fiche paléontologique no 1: Coupe de Saint-Alban	400
17. Fiche paléontologique no 2: Coupe de la Gabelle	402
18. Fiche paléontologique no 3: Coupe de la rivière la Fourche	403
19. Fiche paléontologique no 4: Coupes du Pont de la rivière la Fourche	404
20. Problèmes et méthodes en paléogéographie	406

INTRODUCTION

La vallée moyenne du Saint-Laurent est une région critique pour la paléographie et l'histoire du Quaternaire de l'Amérique du Nord, en raison de la série stratigraphique de référence du Pleistocène supérieur qui y est exposée et de la séquence morphogénétique que l'on peut y reconstituer. Ainsi, la région offre la possibilité d'examiner les Sédiments de Saint-Pierre et un ensemble de matériaux proglaciaires et glaciaires, antérieurs au maximum de la glaciation wisconsinienne. Elle permet également de suivre les principales étapes du retrait de la marge glaciaire à la fin du Wisconsinien, en contact avec une mer épicontinentale éphémère. Parmi l'ensemble des études publiées sur la vallée moyenne du Saint-Laurent, un certain nombre de problèmes ont été laissés en suspens, par exemple la signification des sables au-dessus des Varves de Deschaillons, la limite septentrionale du Till de Gentilly, la durée surprenante du stade associé à ce till, le mode de déglaciation de part et d'autre du complexe morainique de Saint-Narcisse. Enfin, la durée de l'ensemble de la série stratigraphique et la signification de l'intervalle de Saint-Pierre sont l'objet d'interprétations contradictoires.

Dans le cadre de ces connaissances et des problèmes en suspens, la présente étude examine successivement le territoire inexploré et les secteurs déjà cartographiés de la région de Trois-Rivières - Shawinigan, l'évolution paléogéographique de l'ensemble de la vallée moyenne du Saint-Laurent et, enfin, les principales courbes des forages océaniques et les séries continentales glaciaires de l'Amérique du Nord. Le premier de ces trois objectifs est de fournir une description aussi objective que possible du Quaternaire des environs de

Trois-Rivières - Shawinigan, en procédant à une analyse systématique des multiples aspects du milieu naturel terrestre de cette région localisée sur la rive nord du Saint-Laurent. Les données significatives obtenues par cette étude locale sont ensuite intégrées aux données publiées sur la vallée moyenne du Saint-Laurent. Cette synthèse conduit au deuxième objectif qui est une contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent. Le troisième objectif est de clarifier la signification des événements locaux et de contribuer à la compréhension de la séquence générale des événements du Wisconsinien de l'Amérique du Nord, en comparant la série généralisée de la vallée moyenne du Saint-Laurent aux principales séries marines et continentales de référence. L'ensemble de ces objectifs apporte une contribution aux connaissances sur le Wisconsinien du Québec méridional et ouvre la voie à de futurs modèles paléoclimatiques et paléogéographiques.

Ces objectifs s'insèrent dans une progression logique qui va des données locales aux phénomènes généraux et réciproquement. La présente étude contribue ainsi à développer une démarche méthodologique cohérente pour l'étude du Quaternaire. Elle revalorise les études régionales détaillées dans des secteurs significatifs et propose une conception globale du milieu naturel terrestre analysé selon les disciplines classiques du Quaternaire : lithologie, stratigraphie, morphologie, paléontologie, paléoécologie et géochimie, chronologie (chapitres II à VII). Elle soumet en même temps les données obtenues à une analyse critique reflétant les limites actuellement reconnues de ces disciplines. La synthèse des données régionales est accomplie par le biais de la paléogéographie (chapitre VIII) dont certaines règles méthodologiques sont reprecisées (annexe 20). Cette étape, considérée comme interprétative dans le cadre

des connaissances actuelles, représente le développement de la dimension spatiale des phénomènes du Quaternaire, en associant notamment les environnements climatiques et sédimentologiques aux phénomènes d'équilibre isostatique et aux variations eustatiques. La dimension chronologique, verticale, des données de la vallée moyenne du Saint-Laurent est fondée sur la généralisation de la série étudiée et l'utilisation critique de l'analyse comparée inter-régionale. Cette étape essentielle permet de concevoir l'influence des phénomènes climatiques et de la dynamique des masses glaciaires. La démarche méthodologique proposée se situe à la rencontre des deux tendances actuelles de recherche sur le Quaternaire, l'une portée vers l'analyse extrêmement spécialisée des données naturelles, l'autre orientée vers l'élaboration de modèles paléoclimatiques et paléogéographiques à l'échelle continentale ou mondiale.

Cette étude est également une contribution personnelle sur le plan des données. Au chapitre II, nous contribuons à définir les ensembles naturels de la région de Trois-Rivières - Shawinigan, à caractériser le réseau hydrographique, à intégrer les différentes cartes géologiques sous une seule légende, à mettre en évidence le contrôle structural sur la localisation des dépressions pré-laurentiennes et à décrire le modèle du substratum rocheux.

Le chapitre III contribue à distinguer différents faciès de tills et de dépôts associés à la marge glaciaire en se référant aux travaux de la Commission de l'INQUA sur la genèse des dépôts du Quaternaire et en utilisant, lorsque c'est nécessaire, les techniques sédimentologiques les plus sophistiquées.

Le chapitre IV précise la définition formelle des unités lithostratigraphiques.

phiques de la région, en appliquant strictement le Code stratigraphique international, conformément aux recommandations de la Sous-Commission sur la stratigraphie du Quaternaire de l'Amérique du Nord. Nous définissons, en particulier, trois nouvelles unités lithostratigraphiques d'intérêt local ou général.

L'étude comble une lacune cartographique sur la feuille de Shawinigan et dans les secteurs pré-laurentidiens des coupures de cartes de Matawin E et Montauban E et O, et définit, au chapitre V, les unités morphologiques régionales, notamment les principales constructions de la marge glaciaire.

Le chapitre VI précise le modèle d'évolution complexe du bassin de la mer de Champlain en intégrant les données micropaléontologiques et isotopiques fournies par des collègues.

Le chapitre VII contribue à réexaminer de façon critique l'ensemble des radiodatations au ^{14}C disponibles, en tenant compte des multiples limites de cette méthode.

Au chapitre VIII, l'étude apporte une contribution essentielle à l'interprétation de l'évolution paléogéographique de la vallée moyenne du Saint-Laurent. Une attention particulière est portée sur l'extension connue des corps sédimentaires qui s'y superposent, sur leurs changements latéraux de faciès, leur chronologie et leur définition formelle. Nous présentons ainsi notre interprétation ou nos réflexions personnelles sur le till de Bécancour et le Stade de Nicolet, les Varves de Pierreville, les Sédiments de Saint-Pierre et le caractère interstadiaire de la matière organique qu'ils contiennent conformé-

ment aux conclusions de Terasmae (1958), la Formation de Deschaillons et la durée, l'extension et la signification paléogéographique du lac glaciaire où elle s'est déposée, le Till de Gentilly, ses lithozones locales, la signification chronologique et paléogéographique du Stade de Trois-Rivières qui lui correspond avec la Formation de Deschaillons. Les dépôts glaciaires tardifs à faciès laurentidien sont regroupés dans la Formation de Matawin. Celle-ci inclut les Dépôts de Saint-Narcisse et caractérise le Stade de Shawinigan. L'âge, la signification et la dynamique de l'inlandsis associés à l'épisode de Saint-Narcisse sont établis à l'échelle de l'ensemble du complexe morainique du même nom.

Au chapitre IX, l'étude de stratigraphie dynamique pose clairement le problème de l'âge de l'Interstade de Saint-Pierre et du Stade de Nicolet qui le précède, par rapport aux courbes chronologiques des fluctuations isotopiques marines. L'analyse comparée contribue, enfin, à mettre en évidence la notion de style régional de réponse à la dynamique de l'inlandsis (ou des calottes de glace) et aux fluctuations climatiques, et à définir des concepts chronostratigraphiques mieux adaptés aux séries continentales glaciaires.

En résumé, la thèse aborde successivement des données locales, régionales et générales. En procédant ainsi, elle démontre combien une étude détaillée locale peut contribuer à préciser la séquence générale des événements du Wisconsinien et du Post-Glaciaire et inversement, combien la considération de la séquence générale peut aider à la compréhension des données locales.

Chapitre I

METHODOLOGIE

1. La démarche généraliste

Au cours de cette étude à base régionale, nous avons suivi une démarche généraliste. A partir des observations de terrain associées à la photo-interprétation et à des analyses de laboratoire, nous avons continuellement essayé de faire la synthèse (fig. 1) des différents aspects du milieu naturel, de la lithologie à la chronologie sans privilégier une démarche dite géologique ou géographique. Cette démarche généraliste est celle des sciences naturelles. Elle favorise les synthèses paléogéographiques en tenant compte de l'ensemble des données (cf. VIII).

2. Travaux sur le terrain

2.1 Modalités des travaux de terrain

Les observations de terrain sont réparties sur huit années (tableau 1), dans le cadre du levé cartographique pour la Commission géologique du Canada et de divers autres travaux de

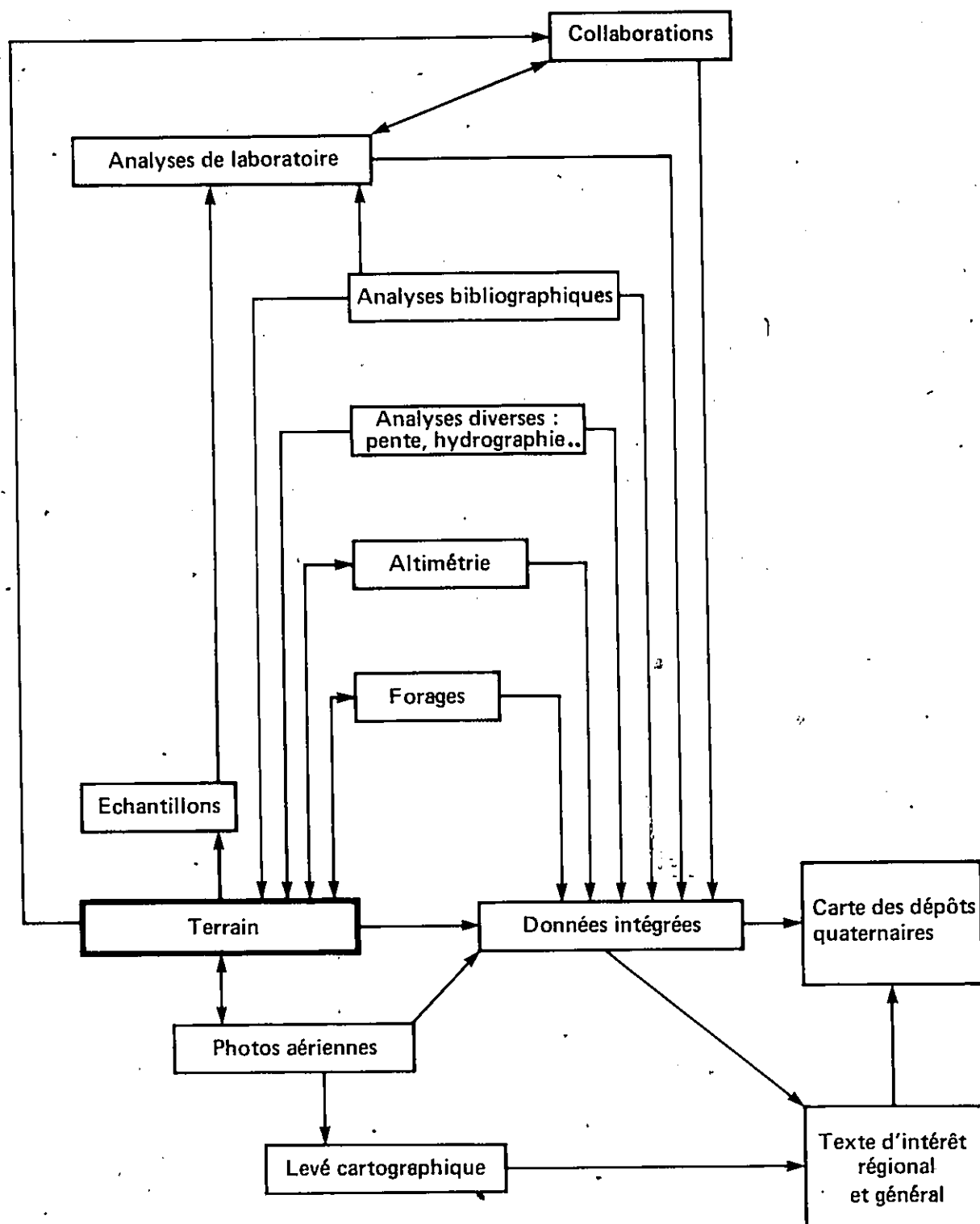


Fig. 1: Méthode générale d'étude de la région

Tableau 1: Calendrier des travaux de terrain

Année	Thème	Lieu	Assistants et collaborateurs
(1968)	- moraine de St-Narcisse	- St-Raymond-de-Portneuf	
1971	- moraine de St-Narcisse - inventaire de géographie physique	- feuilles de Trois-Rivières et Shawinigan	
1972	- cartographie	- feuille de Shawinigan	Gérard Rochefort Fernand Roy
1973	- lithostratigraphie - morphologie glaciaire - moraine de St-Narcisse	- feuille de Shawinigan - Charlevoix	Marie-Claire Hamel Gilles Locat Jehan Rondot
1974	- cartographie	- feuilles de Matawin E, Montauban E et O	Laval Dutois François Fréchette
1975	- cartographie (vérifications) - levés de coupes le long du St-Maurice - glissements de terrain	- ensemble de la région	
1976	- levés de terrain	- feuille de Matawin O	
1977	- moraine de St-Narcisse	- lac Simon	étudiants et collègues de l'URAM

recherche. Quelques travaux préliminaires ont été accomplis sous notre direction par des étudiants en géographie de l'Université du Québec à Trois-Rivières, de l'Université de Montréal et de l'Université du Québec à Montréal. Tous ces travaux ont été vérifiés sur le terrain.

De nombreux collègues nous ont rendu visite sur le terrain: A. Cailleux, J. Deynoux, I. Lavroushin, P. Rognon, J. Sougy (1972), D. St-Onge (1973), N. Gadd, P. Lasalle, G. Tremblay (1974), collègues de l'excursion du 3e colloque sur le Quaternaire du Québec (1976) et, à plusieurs reprises, mes collègues de l'UQAM: F. Mayr et G. Prichonnet, B. de Boutray, C. Hillaire-Marcel. J. Rondot m'a présenté, en 1973, les principales données du Quaternaire du Charlevoix. L'expérience et la disponibilité de ces personnes que je remercie vivement m'ont permis de concevoir cette thèse dans une perspective à la fois plus globale et plus analytique.

2.2 Méthode d'étude sur le terrain

L'ordre des travaux reliés aux levés de terrain est le suivant:

- Photo-interprétation préliminaire et repère des principales coupes
- Relevé et compréhension de la lithostratigraphie associée à des unités morphosédimentologiques
- Photo-interprétation systématique
- Vérification sur le terrain

- Délimitation des unités morpho-sédimentologiques
- Cartographie et notes de terrain

a) Levé des coupes sur le terrain

Les unités lithostratigraphiques sont décrites selon les points suivants, lorsque c'est possible:

- granulométrie apparente
- lithologie
- granulométrie des éléments figurés (méthode linéaire, du centile)
- morphoscopie des éléments figurés
- concrétions
- structures sédimentaires
 - . stratifications
 - . structures synsédimentaires ou déformations secondaires
 - . fabriques (trames)
- épaisseurs mesurées à l'altimètre et au ruban
- relations lithostratigraphiques et nature des contacts (lacunes sédimentaires ou d'érosion)
- paléontologie
- morphologie locale des dépôts

b) Délimitation des unités morphosédimentologiques

Les points de contrôle sont choisis pour caractériser des zones homogènes sur les photos aériennes. En absence de coupes,

les vérifications ont été faites par des sondages, à la pelle ou à la tarière, de 90 cm de profondeur. Les forages connus dans la Basse-Mauricie ont été analysés et utilisés en particulier à cette étape de travail. Le Service hydrogéologique du Ministère des Richesses naturelles du Québec a fait faire quelques sondages sismiques et trois forages dans le cadre de cette étude. Je remercie MM. Prévôt et Grenier, de ce Service, pour leur aimable collaboration.

c) Représentation cartographique

Le travail de cartographie,¹ base de toute étude régionale, ne consiste pas seulement à limiter des zones lithologiques (Occhietti, 1973). Il implique nécessairement la compréhension globale du terrain. Pour atteindre ce but, nous avons concentré nos efforts sur les relevés de terrain, en utilisant les photos aériennes et les données de forage disponibles pour concevoir les dépôts dans leurs trois dimensions et dans leurs relations chronologiques. Cette démarche devient rentable lors du travail relativement fastidieux du levé cartographique. En effet, lorsque le bâti stratigraphique est bien compris, il est justifié d'espacer les points de vérification sur les zones homogènes (deltas, plaines et terrasses argileuses ou sableuses) identifiées à la photo-interprétation.

1. La plupart des illustrations de la thèse ont été mises au propre par Gaston Langlois, François Moquin, Francine Pelletier et Odile Reiher que je remercie.

3. Analyses en laboratoire

Par rapport aux levés de terrain, nous avons consacré moins de temps aux analyses de laboratoire considérées comme complémentaires. Nous les avons faites dans le but de donner une description précise des dépôts, nécessaire à leur interprétation sédimentologique, et pour résoudre des problèmes posés sur le terrain ou induits par des hypothèses. Nombre de ces analyses ont été faites par des collègues à qui j'adresse mes remerciements pour leur grande disponibilité, ou dans des laboratoires spécialisés. Les principaux types d'analyses de laboratoire appliquées à cette étude sont les suivants:

Sédimentologie

- granulométrie (sables et silts)
- densimétrie (silts et argiles)
- morphoscopie et morphométrie des cailloux et galets
- calcimétrie
- minéralogie des minéraux lourds (B. de Boutray, UQAM)
- exoscopie et micro-dépôts des grains de quartz (J. Renault, INRS-Pétrole)
- minéralogie des argiles (M. Preda, UQAM)

Paléontologie et paléobotanique

- paléontologie des coquilles marines (F. Wagner, Dartmouth)
- micropaléontologie des Foraminifères et des Ostracodes (T. Cronin, Musée d'Histoire naturelle, Washington)

- palynologie (P. Richard; Université de Montréal)

Radiométrie et isotopie

- radiodatations au ^{14}C (W. Blake, Jr, CGC; J. Buckley, Teledyne Isotopes; R. Pardi, Queens College)
- isotopie du ^{13}C et de ^{18}O (C. Hillaire-Marcel, UQAM)

Informatique

- SYMAP appliqué aux forages (collaboration de I. Sochansky, UQTR)
- analyses statistiques des radiodatations (collaboration de R. La Barre, UQTR)
- système BADG, pour la sélection et la cartographie automatique des datations au ^{14}C de la vallée du Saint-Laurent (programme conçu par J. Pelletier, UQTR)

Conclusion

L'étude du Quaternaire implique une démarche pluridisciplinaire que nous avons essayé de développer dans cette thèse, à mesure que nous avançons dans nos relevés de terrain. Certaines disciplines n'ont pas été abordées comme le paléomagnétisme, la géophysique, l'archéologie. Il a fallu malgré tout se limiter aux disciplines et aux collaborations possibles dans la limite de temps imposée par le type d'étude.

Chapitre II

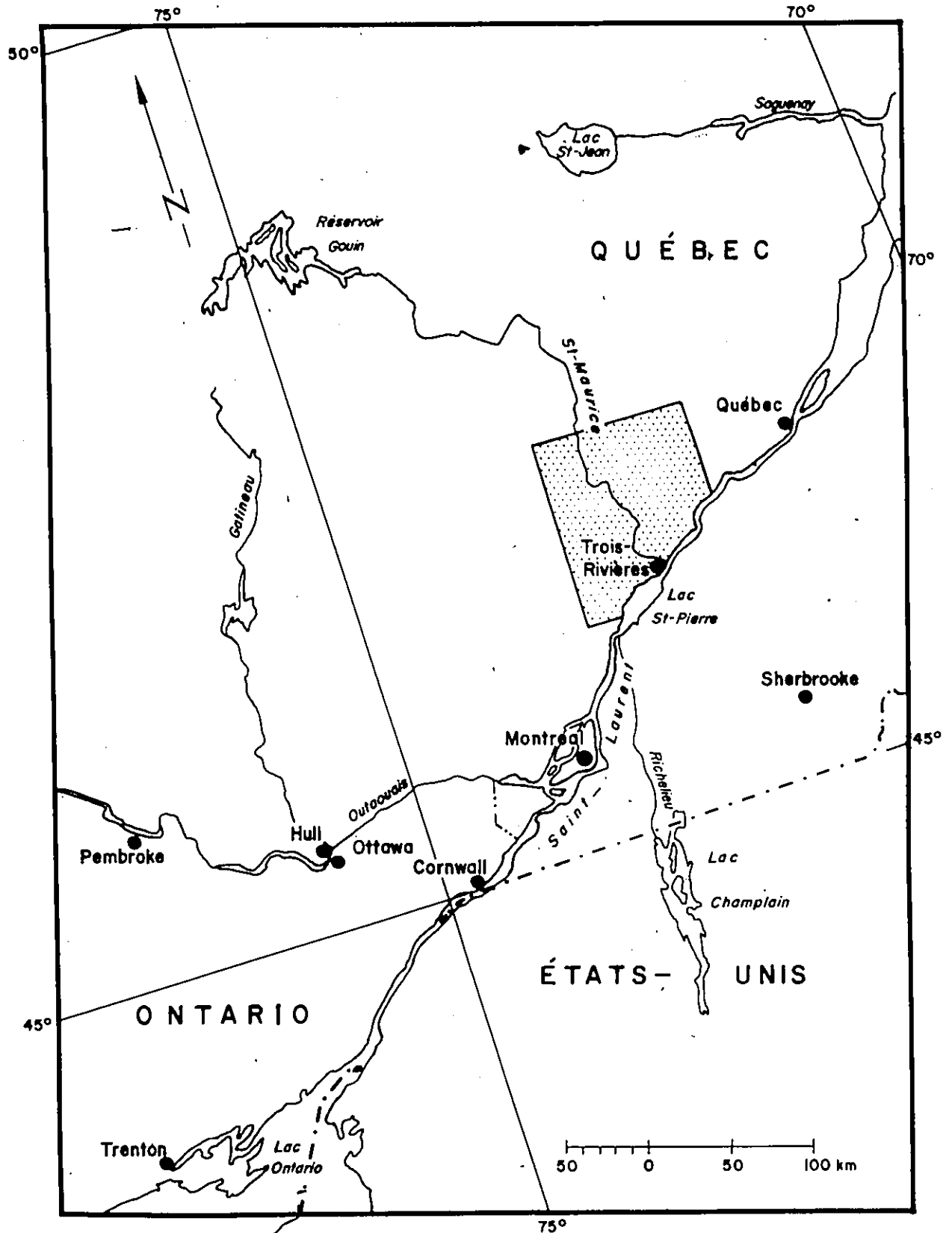
CADRE PHYSIQUE, LITHOLOGIE ET MORPHOLOGIE DU SUBSTRATUM

1. Localisation géographique et limites de la région étudiée

L'ensemble de la région étudiée ou réanalysée dans cette étude est situé à mi-chemin entre Québec et Montréal (carte 1). Elle est limitée au S par le Saint-Laurent, au N par le 47° parallèle, à l'E et à l'O par les méridiens 72° et 73°. Sa superficie totale dépasse 5 000 km² pour une largeur maximale méridienne de 77 km et une hauteur maximale latitudinale de 79 km.

Le territoire de la région est distribué sur dix coupures topographiques au 1: 50 000 du système de référence cartographique national: feuillets complets de Grondines (31 1/9, O), Shawinigan (31 1/10, E et O), Matawin (31 1/15, E et O), Montauban (31 1/16, E et O) et secteurs sur la rive nord du Saint-Laurent des feuillets de Trois-Rivières (31 1/7, E et O), Bécancour (31 1/8, E et O), Grondines (31 1/9, E).

Nous appellerons "région étudiée" l'ensemble du territoire délimité précédemment (carte 2), "Basse Mauricie" la partie en



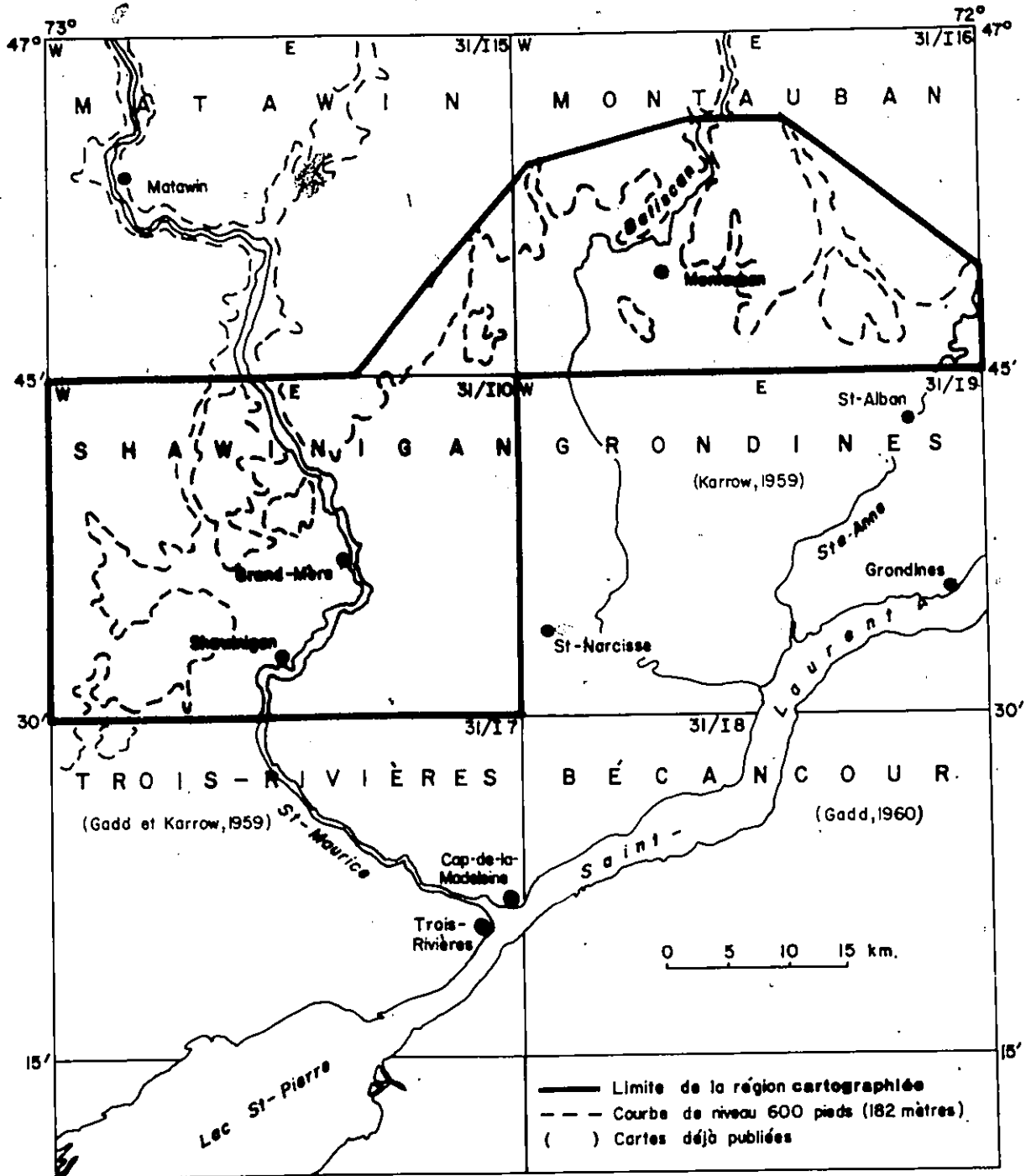
Carte 1: Localisation de la région étudiée

aval du Plateau laurentidien sur laquelle nous avons concentré nos travaux et "Laurentides" la partie septentrionale en relief de la région étudiée. Pour la commodité de l'exposé et indépendamment des limites administratives, la "Basse Mauricie" englobe tout le secteur situé sur la rive nord du Saint-Laurent à moins de 182 m d'altitude¹, entre les 72° et 73° méridiens. Elle inclut la Mauricie laurentienne définie par Blanchard (1950) et les collines rocheuses précambriennes ou Petites Laurentides isolées au sud du Plateau laurentidien.

Les travaux de terrain effectués pour cette étude sont les suivants:

- 1) Cartographie au 1: 50 000 du feuillet complet de Shawinigan (E et O, parties "Basse Mauricie" et "Laurentides") et des feuillets de Matawin (E) et de Montauban (E et O) (partie "Basse Mauricie" seulement). Ces données sont présentées sur la carte de synthèse des dépôts quaternaires de la région étudiée (carte hors texte 1).
- 2) Levé des coupes le long de la Rivière du Loup, du Saint-Maurice et étude du complexe morainique de Saint-Narcisse sur les feuillets de Trois-Rivières et Grondines déjà cartographiés par Gadd et Karrow (1959) et Karrow (1957). Ces données sont reportées sur la carte 6.

¹Toutes les altitudes seront citées par rapport au niveau moyen actuel de la mer, sauf cas contraires définis dans le texte.



Carte 2: Limites de la région étudiée.

La région allant du lac St-Pierre à St-Tite a été explorée par Tessier (cf. 1966) pour les ressources en matériaux de voirie. Le Parc de la Mauricie, à l'ouest du St-Maurice (feuille de Matawin) a été cartographié par Béland et al. (1974).

- 3) Levés ponctuels de la partie Laurentides des feuillets de Matawin (E et O) et de Montauban (E et O).

2. Les ensembles naturels de la région étudiée

Le territoire étudié est divisé en deux grandes régions naturelles, les Laurentides du côté nord, la vallée du Saint-Laurent au sud (Bostock, 1972), séparées par une région de transition discontinue que nous proposons d'appeler les Pré-Laurentides (tableau 2). En effet, la limite géographique entre les Laurentides et la vallée du Saint-Laurent ne coïncide pas avec la limite structurale entre le Bouclier canadien précambrien (province de Grenville) et la Plateforme sédimentaire paléozoïque du Saint-Laurent, telle que tracée sur la carte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent (Clark, 1972)¹. Certains secteurs de la vallée du Saint-Laurent sont creusés dans les Laurentides, ce sont les hautes plaines pré-laurentidiennes; certains reliefs de roches précambriennes sont isolés dans les hautes plaines, ce sont les

¹Pour éviter de nombreuses ambiguïtés de sens, nous avons évité d'employer l'expression Basses-Terres du Saint-Laurent, qui peut avoir soit une signification topographique, soit une signification structurale: les basses terres du Saint-Laurent ont été envahies par la mer de Champlain; les Basses-Terres du Saint-Laurent font partie de la Plateforme sédimentaire du Saint-Laurent. Dans ce texte, vallée du Saint-Laurent et hautes plaines et terrasses pré-laurentidiennes (ou laurentiennes) expriment le concept topographique et Plateforme du Saint-Laurent englobe le concept structural.

Tableau 2: Les unités naturelles de la région étudiée

19

GRANDES REGIONS NATURELLES	SUBSTRATUM	DOMAINES GEOLOGIQUES	ELEMENTS DE RELIEF	NOM DES UNITES REGIONALES	
Laurentides	Précambrien	Bouclier canadien	Laurentides Couloirs laurentidiens	Laurentides ou Mauricie laurentidienne	Laurentides Couloir du Moyen Saint-Maurice
Pré-Lauren- tides (région de transition)		Province de Grenville	Petites Laurentides Hautes plaines laurentiennes ou pré-lau- rentidiennes (dépôts qua- ternaires)	Basse Mauri- cie (ou Mauricie laurentienne)	Petites Laurenti- des Cuvettes, bassins et vallées, embaïement
Vallée du Saint-Laurent	Paléozoïque	Plateforme sédimentaire du Saint- Laurent	Plaines, terrasses, reliefs de dépôts quaternai- res Affleurements paléozoïques		Vallée du Saint- -Laurent: plaines, terrasses, deltas

Petites Laurentides ainsi que les a nommées Dufour (1969) dans la région de Saint-Raymond-de-Portneuf, immédiatement à l'E de la région étudiée.

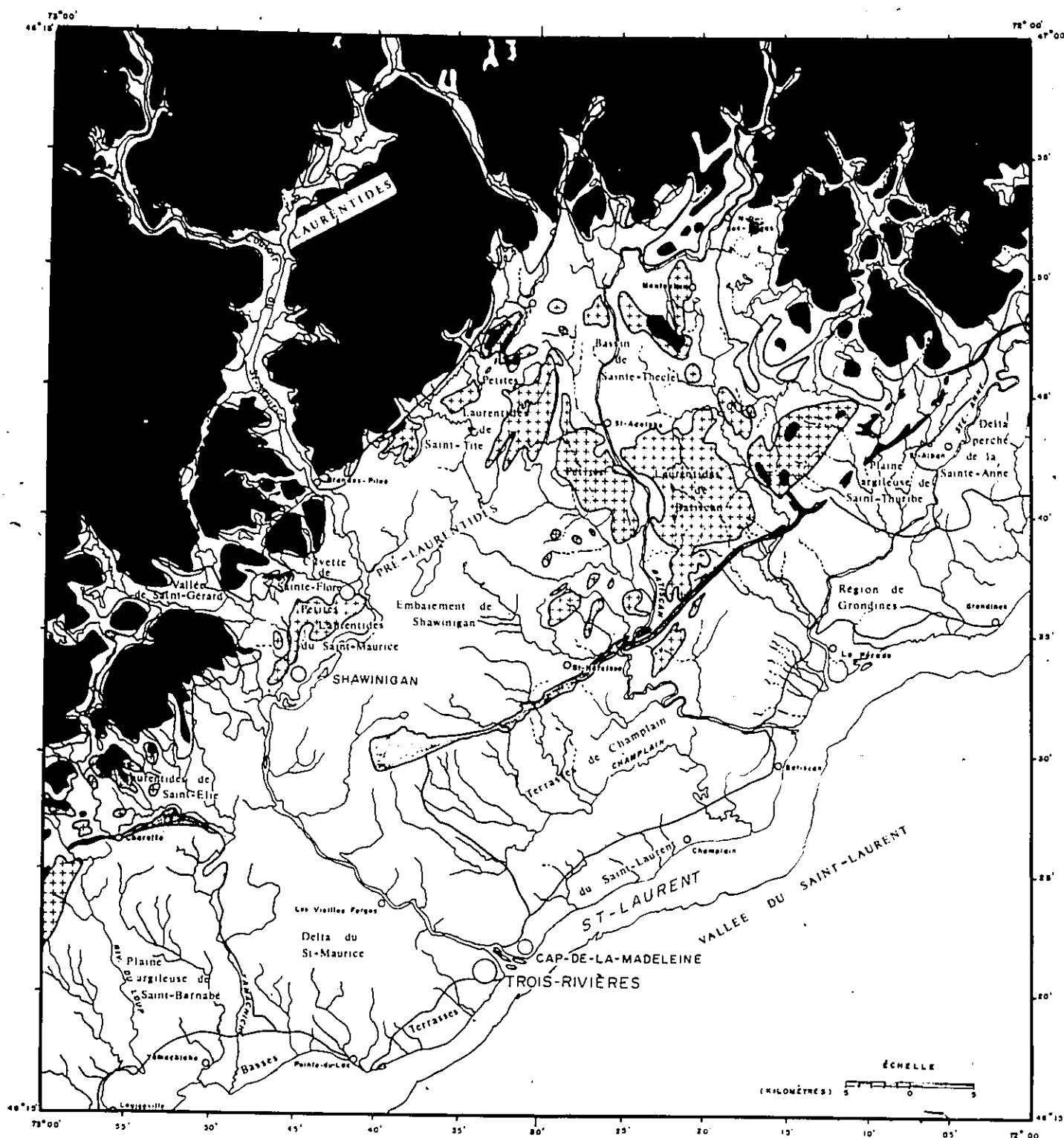
a) Les Laurentides

Les Laurentides constituent une sorte de plateau fortement disséqué, dont la ligne de faite est plane et varie progressivement entre 150 m et 480 m. Le relief est fortement contrasté entre le rebord des ondulations sommitales et les dépressions: les parois rocheuses donnent souvent l'impression d'être subverticales avec des dénivellements pouvant atteindre 100 à 200 m, par exemple, celles qui bordent le lac du Missionnaire ou le couloir du Saint-Maurice. L'orientation des axes de surcreusement varie et correspond à la structure du substratum mise en évidence, notamment, par l'érosion différentielle exercée par les inlandsis quaternaires.

Dans la région étudiée, les Laurentides sont traversées par la partie sud du long couloir structural du Saint-Maurice qui mesure environ 200 km de long, de son débouché dans la vallée du Saint-Laurent situé aux Grandes Piles, jusqu'à son extrémité septentrionale, dans l'axe de la rivière la Croche, au nord de la Tuque. D'autres vallées de moindre importance s'encaissent également dans les Laurentides (voir réseau hydrographique).

b) Les Pré-Laurentides

Le relief des Pré-Laurentides est mixte et morcelé: reliefs rocheux aux sommets arrondis ou surcreusés, entourés de hautes plaines et terrasses sédimentaires planes, sableuses ou silteuses. D'ouest en est, les Pré-Laurentides sont composées des unités locales suivantes (carte 3): sur le rebord ouest de la Basse-Mauricie, s'étendent la cuvette de Saint-Paulin, comblée de silts marins et les Petites Laurentides de Renversy qui débordent surtout sur le feuillet de Saint-Gabriel-de-Brandon, d'où sont tirés ces deux toponymes. L'embaïement de surcreusement de Shawinigan, la plus grande unité des Pré-Laurentides de la Mauricie, forme un triangle de 40 km environ de base, d'est en ouest, et de 30 km de hauteur, du sud au nord. La forme construite de la moraine de Saint-Narcisse le limite approximativement au sud. Il est borné vers l'ouest par la vallée de Saint-Gérard-de-Laurentides et par les Petites Laurentides de Saint-Elie qui regroupent les collines au nord de Chazette. Il se prolonge vers le nord-ouest par la cuvette de Sainte-Flore, les Petites Laurentides du Saint-Maurice constituées par les collines rocheuses mamelonnées de Shawinigan, Grand-Mère et Saint-Georges, de part et d'autre du Saint-Maurice, et par le couloir du Moyen Saint-Maurice qui s'enfonce dans les Laurentides et communique latéralement avec le petit bassin fermé de Saint-Joseph-de-Mékinac. Le bassin de surcreusement de Sainte-Thècle, composé des cuvettes adjacentes du Lac Bourdais, de Sainte-Thècle, Saint-Adelphe,



Carte 3: Ensembles naturels de la région.

Trame noire: reliefs rocheux au-dessus de 185m.

Trame avec croix: reliefs rocheux des Pré-Laurentides.

Trame grise: complexe morainique du Saint-Laurent.

Lac-au-Sable, Notre-Dame-des-Anges, Montauban-les-Mines, Saint-Ubald, prolonge l'embaïement de Shawinigan vers le nord et s'ouvre sur ce dernier par des seuils étroits, comblés de silts marins à Saint-Ubald et Saint-Tite, ou rocheux comme à Laganière au nord-ouest de Saint-Casimir. Il est limité à l'ouest par les Petites Laurentides de Saint-Tite et au sud par les Petites Laurentides de Batiscan (Dufour, 1969, Saint-Amand, 1969) que franchissent les rivières Blanche, Charest et Batiscan. Le couloir de la Haute-Batiscan débouche au nord-est du bassin de Sainte-Thècle. Enfin, au nord de Grondines, le delta perché de la Sainte-Anne est construit au pied des Laurentides, à l'extrémité E de la région étudiée.

Le relief des Petites Laurentides se distingue de celui des Laurentides proprement dites par un contraste moins marqué entre les sommets arrondis ou surcreusés et les dépressions. Ceci s'explique par la plus faible altitude des sommets et par le remplissage des dépressions par les dépôts quaternaires. Le contact topographique entre les collines rocheuses aux pentes fortes et les hautes plaines pré-laurentidiennes planes donne un relief très particulier qui évoque le paysage passé des îles rocheuses entourées par la mer de Champlain.

c) La vallée du Saint-Laurent

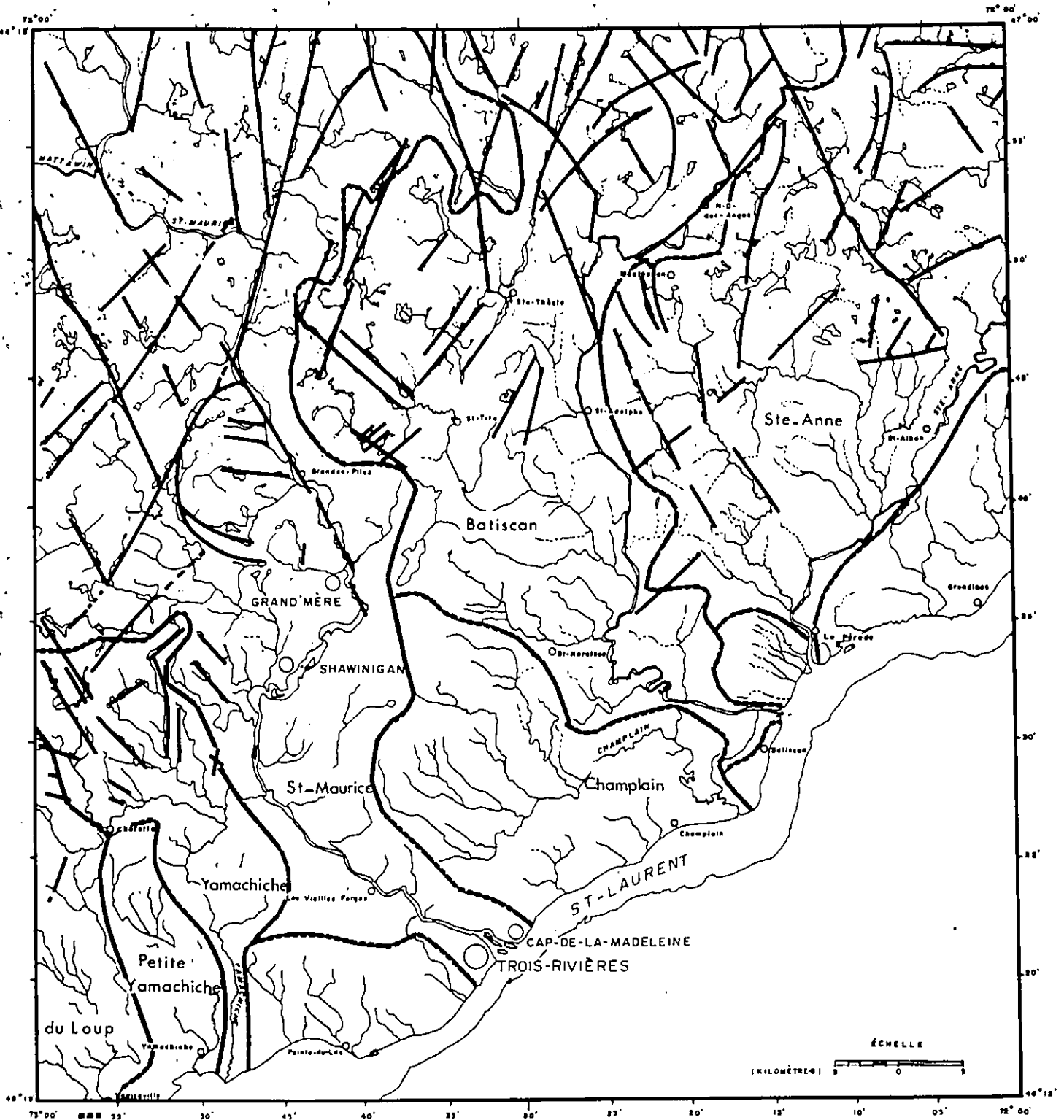
Le troisième ensemble régional fait partie de la vallée du Saint-Laurent au sens strict. En dehors des affleurements

rocheux de Saint-Marc-des-Carrières, au nord de Grondines, le relief est contrôlé par les formes construites ou d'érosion des dépôts quaternaires. D'ouest en est (carte 3), on observe la plaine argileuse de Saint-Barnabé, les deltas emboîtés du Saint-Maurice, les terrasses de Champlain, la plaine argileuse de la Sainte-Anne, les collines de till de Grondines. La rive nord du Saint-Laurent est longée par une terrasse de largeur variable, de Louiseville à Grondines. En résumé, à quelques exceptions près, la Basse-Mauricie, dans la vallée du Saint-Laurent, est caractérisée par une succession de plaines ou terrasses dont l'altitude et la pente descendent vers le fleuve.

3. Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est composé de bassins versants d'affluents du Saint-Laurent (carte 4). Ces affluents, la Rivière-du-Loup, la Yamachiche, le Saint-Maurice, la Batiscan et la Sainte-Anne, prennent naissance dans les Laurentides. Quelques petits bassins secondaires limités à la vallée du Saint-Laurent et les Pré-Laurentides sont associés au Saint-Laurent, notamment les bassins de la Petite-Rivière-du-Loup et de la Champlain.

Les cours d'eau les plus imposants sont le Saint-Maurice, la Sainte-Anne et le Batiscan, en ordre décroissant d'importance. Les rivières du Loup, Yamachiche et Champlain sont nettement moins



Carte 4: Principaux bassins hydrographiques de la région et alignements structuraux dans les Laurentides.

- Contour des bassins versants.
- Principaux axes structuraux.

puissantes et alimentées par des bassins beaucoup plus restreints. Le Saint-Maurice reçoit quelques affluents importants, la Matawin et la Shawinigan à l'ouest, la rivière Mékinac à l'est. Dans la Maurice laurentidienne, le réseau hydrographique est presque totalement contrôlé par les axes de surcreusement glaciaire développés à la faveur de cassures ou de contacts lithologiques du socle précambrien. On peut donc parler de contrôle structural pour l'ensemble du réseau hydrographique. En analysant en même temps le relief et la localisation des cours d'eau et des lacs, on peut reconstituer les principaux axes structuraux de cette partie des Laurentides. On observe deux directions majeures: NNE-SSO à NE-SO et NO-SE (carte 4). Par exemple, on peut suivre sur 50 km l'axe SSO-NNE des lacs Souris et Vincent qui passent par la rivière McLaren, la baie nord du lac La Pêche, le lac Isafe, le Saint-Maurice, les lacs Cadotte et Dumont. On voit également un axe SE-NO qui part de Grand-Mère, longe le Saint-Maurice et continue au-delà de sa confluence avec la Matawin. Ces axes structuraux se prolongent en dehors de la région. Cette convergence entre réseau hydrographique et géologie structurale sera confirmée par les études géologiques (cf. II.4).

Le drainage du "plateau" laurentidien régional n'est pas efficace si l'on tient compte de la fréquence des marécages perchés, des tourbières, des lacs et des dépressions relatives comblés par des accumulations organiques. Le réseau hydrographique actuel a commencé à fonctionner il y a un peu plus de 10 000 ans,

d'après l'âge au ^{14}C de la matière organique du fond de quelques lacs étudiés par P. Richard (1975). Le relief, hérité, était typiquement glaciaire avec un modelé d'érosion par les inlandsis. En raison de la lenteur des processus morphogénétiques externes à cette latitude, on peut parler de contrôle du modelé glaciaire sur la distribution de détail du réseau hydrographique actuel. Ce sont les cuvettes de surcreusement, les verrous rocheux ou morainiques qui conditionnent la disposition des lacs et le sens d'écoulement des cours d'eau, sans perdre de vue que la logique de l'écoulement de l'eau diffère de la logique de l'écoulement de la glace. Le contrôle structural transparaît également dans le détail avec des réseaux hydrographiques en baïonnette marqués par de nombreux coudes à angle droit, comme par exemple le Saint-Maurice qui emprunte l'axe structural des lacs Souris-Vincent puis, rencontrant un seuil rocheux, prend le couloir surcreusé de l'axe Grand-Mère-rivière Matawin.

Il semble très difficile de reconstituer le réseau hydrographique pré-glaciaire ou pré-wisconsinien. Etant donné l'importance du couloir actuel du Moyen Saint-Maurice, on peut estimer que c'est un axe fluviatile pré-glaciaire. Le tracé des cours d'eau pré-wisconsiniens proposé par Crosby (1932) reste plausible. Il est cependant difficile de concevoir l'axe de la "rivière Popelo" qui serait passée le long des lacs actuels Perchaude, la Pêche, Edouard et par un seuil rocheux aujourd'hui à plus de 240 m d'altitude contre 96 m pour le Saint-Maurice actuel.

Dans les Pré-Laurentides de la Basse-Mauricie, le réseau hydrographique est contrôlé à la fois par les dépressions surcreusées par le glacier et par les dépôts quaternaires qui le comblent. Ainsi, dans les Petites Laurentides de Batiscan, le parcours de la Charest suit ce qui semble être un axe structural. Cette rivière méandre néanmoins dans les silts marins et ses propres alluvions. Les lacs alignés sur 14 km de long entre Saint-Tite et Sainte-Thècle sont des lacs de kettle et résultent de la fonte tardive d'un alignement de culots de glace morte enfouis. Ils sont disposés sur un axe structural surcreusé (Rondot, communication verbale). Dans les cuvettes et embalements comblés par des silts marins, les rivières ont tendance à méandrer, par exemple les rivières Yamachiche, Saint-Boniface, Shawinigan, Cachée, au Lard, la Fourche, des Envies, etc... La plaine du lac à la Tortue, dans la partie centrale de l'embalement de Shawinigan et bordée au sud par la moraine de Saint-Narcisse, constitue une sorte de château d'eau plat d'où partent, en disposition centrifuge, de nombreux tributaires des rivières Batiscan, Champlain et Saint-Maurice. Ce type de disposition radiale irrégulière est dû au mauvais drainage de la plaine argileuse recouverte de reliefs métriques et décamétriques discontinus d'origine deltaïque, éolienne et organique. De plus, les sables lessivés qui recouvrent en partie cette plaine forment un horizon imperméable riche en limonite qui s'oppose à l'écoulement par percolation. L'ensemble de ces caractères explique la présence de vastes marécages et de tourbières

dont certaines sont structurées. La moraine de Saint-Narcisse marque une ligne de partage des eaux pour les ruisseaux secondaires; au nord, ils convergent vers les rivières principales, au sud, ils s'écoulent perpendiculairement aux courbes de niveau. Notons enfin le tracé très particulier de la rivière Mékinac du Sud, à son arrivée dans l'embaïement de Shawinigan, à 6 km au NO d'Hérouxville. Dans cette région, le relief du substratum est constitué par des collines parallèles au rebord laurentidien, orienté NE-SO, séparées entre elles par des dépressions, le tout ennoyé plus ou moins complètement par les silts marins et les sables deltaïques du Saint-Maurice. La rivière Mékinac du Sud passe d'une dépression structurale à l'autre par des cols qui coupent les collines rocheuses.

Dans la vallée du Saint-Laurent, le réseau hydrographique de la Basse-Mauricie dépend directement de la morphologie des dépôts marins et fluviaux, sauf dans la région de Grondines. Dans cette dernière région, la Sainte-Anne s'enfonce de quelques mètres dans le substratum paléozoïque et localement dans une gorge creusée dans le calcaire de Trenton, entre Saint-Casimir et Saint-Alban. Ailleurs, les plaines argileuses favorisent le développement de réseaux dendritiques qui suivent la pente générale jusqu'à des affluents parallèles à l'axe du Saint-Laurent, comme les rivières Batisca et Noire. L'orientation de la rivière Noire parallèle à la Sainte-Anne semble liée au bassin silteux dans lequel elle s'écoule. La rivière Champlain reprend probablement un

ancien axe du Saint-Laurent, qui était soit un chenal, soit un axe de débordement non comblé, comme l'attestent les tourbières qui longent le bord sud de la rivière.

Le réseau hydrographique sur les deltas du Saint-Maurice est peu développé en raison de la nature sableuse du dépôt en surface. Les ruisseaux et tourbières ont tendance à suivre soit la limite périphérique des anciens méandres, soit l'axe des anciens chenaux du Saint-Maurice, comme par exemple, les tourbières de l'aéroport de Trois-Rivières, orientées sensiblement N-S. Le lit du Saint-Maurice est affecté d'un élargissement polygénique localisé au lieu-dit Les Grès (annexe 1).

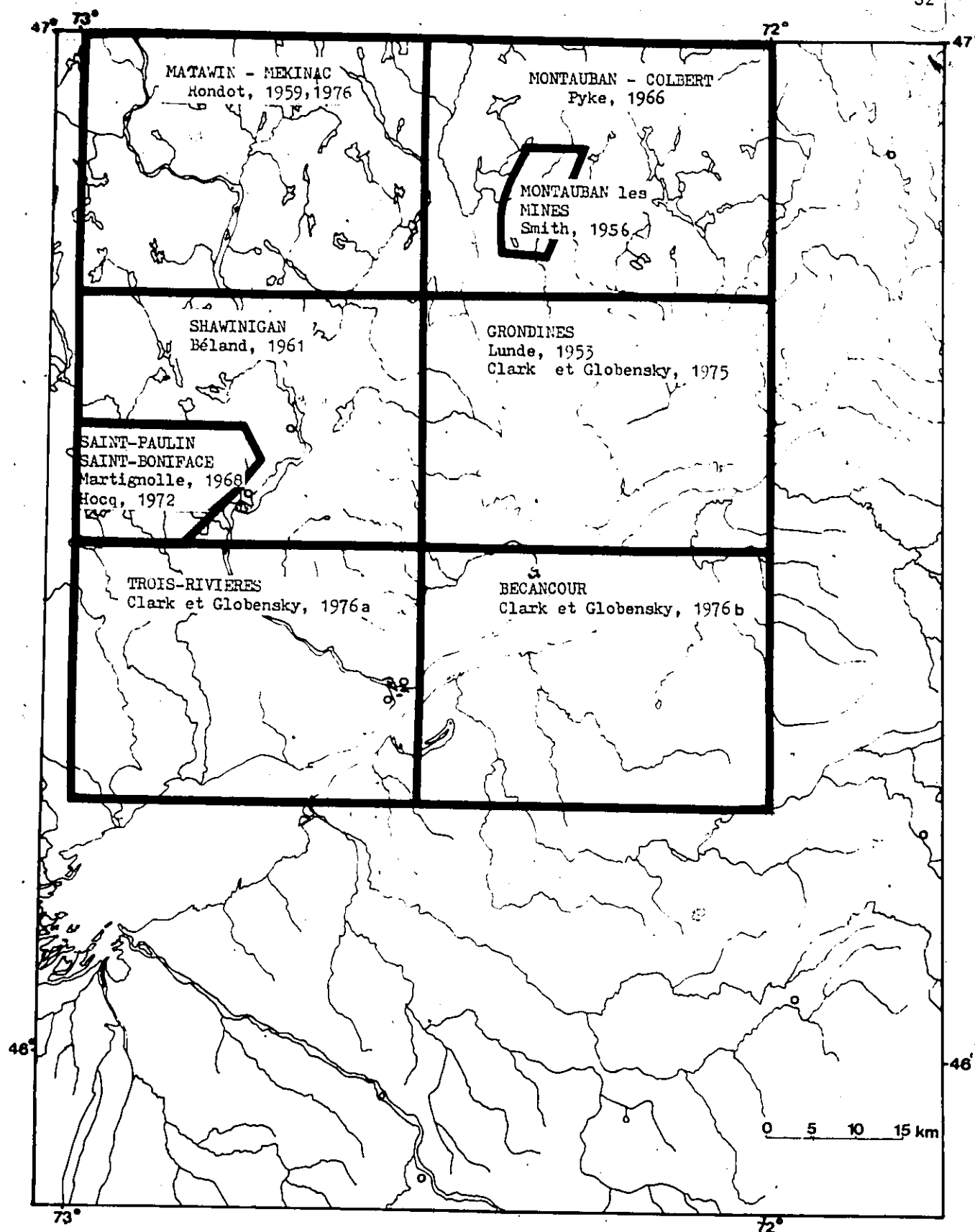
D'un point de vue plus général, le réseau hydrographique des régions silteuses et argileuses de la Basse-Mauricie a une origine mixte: érosion linéaire, ravinement et mouvements de masse. Le ravinement intense explique la forte hiérarchisation du réseau. Les mouvements de masse, lents ou rapides, sont à l'origine de l'ampleur des vallons par rapport aux cours d'eau permanents ou intermittents qui s'y écoulent actuellement. L'érosion linéaire a servi surtout à évacuer les matériaux argileux ainsi mobilisés. Le type de réseau qui en résulte est caractérisé par une très faible pente d'écoulement et des méandres, un relief très contrasté, un ravinement actuel actif et des vallons secs.

4. Géologie et morphologie du substratum

Pour expliquer la composition des dépôts quaternaires et parfois leur disposition relative, il est nécessaire de connaître la nature et les grands traits de la morphologie du substratum rocheux.

Les premières explorations géologiques de la région datent de 1852 où Richardson et Logan ont étudié le Paléozoïque respectivement le long du Bas Saint-Maurice et de la Basse Batiscau. Les études ultérieures de Ellis (1900), Bancroft (1916), Osborne (1934, 1936 a et b), Dresser et Denis (1949), Deland (1952), et Clarke (1972) ont été intégrées avec les rapports qui nous ont servis de référence (carte 5) pour établir la carte du soubassement rocheux (carte hors texte 2) et le tableau de corrélation des types de roches précambriennes (annexe 2).

La région étudiée est à cheval sur deux domaines géologiques: le Bouclier canadien, province de Grenville, et la Plateforme sédimentaire nord-américaine, bassin sédimentaire des Basses Terres du Saint-Laurent. Le contact entre les deux domaines est soit une discordance angulaire qui marque un hiatus de 500 millions d'années entre les roches précambriennes et paléozoïques, soit des failles normales orientées NE-SO. La discordance est bien visible sur la rive droite du Saint-Maurice, à 400 m en aval du barrage de la Gabelle.



Carte 5: Travaux géologiques dans la région étudiée

4.1 Lithologie du substratum précambrien

Le soubassement régional est constitué par le Complexe de base: un gneiss gris de faciès granulite et amphibolite. Ce Complexe de base est le plus étendu, surtout dans la partie NO de la région de la feuille de Matawin, au N et à l'E de la feuille de Shawinigan, à l'O de celles de Montauban et de Grondines. Il provient du métamorphisme intense, catazonal, avec anatexie, d'une série volcano-sédimentaire eugéosynclinale antérieure ou synchrone à l'Hudsonien. Il est composé de gneiss et migmatite à feldspath, hornblende ou pyroxène ou les deux, de roches métavolcaniques (coussinets de lave à Montauban, Smith, 1956), d'amphibolites et de leptynites. Le Supergroupe de Grenville repose sur le soubassement. C'est un complexe de paragneiss fortement métamorphisés, de faciès granulite et amphibolite, composé de roches carbonatées, skarns et calcaires cristallins, sensibles à la météorisation comme on peut le voir au lac Garrot, de métaquartzites et de paragneiss. Les paragneiss affleurent sur de grandes surfaces autour du lac Montauban, selon un axe N-S au centre E de la feuille de Matawin et selon une bande orientée NE-SW des feuilles de Shawinigan et Trois-Rivières. Le Groupe de Grenville de la région est interprété par Martignolle (1968) et Hocq (1972) comme le résultat d'un métamorphisme catazonal sur une série sédimentaire à faciès profond miogéosynclinale.

Selon ces mêmes auteurs, le Complexe de base et le Supergroupe de Grenville ont été soumis à une première phase tectonique (hudsonienne?) qui aurait entraîné des déformations de type plastique, en plis couchés d'axe ENE.

A partir de la fin de cette phase tectonique, des intrusions acides et basiques auraient traversé le soubassement régional et le Supergroupe de Grenville. Ce sont en particulier les intrusions du Granite de Saint-Didace (Martignolle, 1968) à gros grain et à hornblende verte, qui affleure au SO de la feuille de Shawinigan dans le prolongement du massif principal situé à l'O de la région. Elles incluent également divers petits massifs granito-gneissiques et dioritiques sur les feuilles de Matawin et Grondines et très probablement le vaste massif de diorite quartzifère du lac Montauban.

Une autre phase intrusive, exclusivement basique, celle de la Série de Morin s.s. (Martignolle, 1968; Hocq, 1972) est à l'origine des deux massifs associés au complexe noritique de Shawinigan (Martignolle, 1968). Ces derniers sont composés de norites et d'anorthosites, plus ou moins métamorphisées et entourées d'une auréole métamorphique, comme par exemple autour du massif du Lac Héroux, au SO de la feuille de Shawinigan. Pyke (1966) a décrit les intrusions de gabbro et de diorite sur la feuille de Montauban avec parfois des affleurements de péridotite (Notre-Dame-des-Anges et lac à la Vase). La position chronologique des intrusions acides et basiques n'est pas définitivement

établie, d'après Martignolle (1968) et Hocq (1972). Si l'on accepte l'interprétation de ce dernier auteur, la phase intrusive basique de la Série Morin s.s. aurait eu lieu avant et au début de la deuxième phase tectonique (elsonienne?) à l'origine des plis d'axe NS. Par ailleurs, rien ne permet, pour l'instant, d'établir les corrélations entre les massifs de Shawinigan et de Montauban. Dans ce dernier secteur, Pyke (1966) considère que les batholites de granite porphyroïde sont les dernières intrusions postérieures à la diorite quartzifère et aux roches basiques. Pour ces raisons, la carte et le tableau de synthèse décrivent des faciès pétrographiques et ne peuvent pas servir à une interprétation chronostratigraphique.

Après les intrusions, une phase tectonique cassante tardive est à l'origine des grandes fractures NNE-SSO déjà observées au cours de la description du réseau hydrographique. Ces fractures, avec ou sans déplacement notable et accompagnées d'une forte mylonitisation, auraient joué pendant le Grenvillien, d'après Martignolle (1968) et Hocq (1972). Elles influencent le modelé actuel, comme par exemple la faille de Rawdon-La Tuque (Béland, 1961; Hocq, 1972) longue de 180 km.

4.2 Morphologie du substratum précambrien

Dans les Laurentides, la couverture de dépôts quaternaires est insuffisante pour masquer la morphologie du substratum.

Les unités morphologiques de l'ordre de la dizaine de km à 1 km sont délimitées par les grands traits structuraux du Grenville: massifs intrusifs, grandes cassures, zones mylonitisées, gneissosité et contacts lithologiques. Les axes principaux du réseau hydrographique, nous l'avons vu, sont surtout localisés en fonction de ces grands traits structuraux. Par exemple, le Saint-Maurice coule dans l'axe de grandes fractures, la Batiscan longe le massif basique du lac à la Vase, le lac au Sable s'allonge dans l'axe du contact entre la diorite quartzifère et les paragneiss. Les batholites de granite porphyroïde de Montauban forment des zones en relief. Dans le massif au NO de Saint-Boniface, les vallées et cours d'eau, notamment la rivière Machiche, suivent l'axe structural NS du paragneiss. Le modelé à caractère structural est dû en grande partie à l'action morphogénétique des inlandsis du Quaternaire. La ligne d'horizon des Laurentides rappelle un plateau que l'on peut considérer dans l'ensemble comme hérité et pré-Quaternaire. Sur ce plateau, les inlandsis ont eu tendance à dégager les traits structuraux selon trois mécanismes convergents: a) décapage du régolithe pré-quaternaire et des régolithes interglaciaires et interstadias, plus profonds aux limites des unités structurales; b) érosion mécanique différentielle localisée surtout dans les zones mylonitisées et les zones de roches plus fracturées ou plus tendres; c) surcreusement dans les zones antérieurement en dépression. Il est évident que le modelé des Laurentides de la région n'est pas seulement contrôlé par les structures géologiques. Le plateau laurentidien pré-quaternaire était

incisé de vallées non structurales, comme on peut en observer dans la région du Charlevoix (Rondot et Occhietti, en préparation)... Ces vallées perchées ont été reprises par l'érosion glaciaire. D'autre part, des surcreusements majeurs, longs de 10 km à 1 km, liés à la seule dynamique glaciaire et indépendants des structures du substratum sont parfaitement envisageables et expliquent par exemple la présence de nombreux lacs de surcreusement peu profonds.

Les unités morphologiques de moins d'un kilomètre sont attribuables surtout à l'érosion glaciaire: cuvettes de surcreusement très nombreuses et souvent occupées par des lacs, alignements rocheux dissymétriques et parallèles à l'écoulement de la glace, roches moutonnées, par exemple à l'O de Shawinigan où elles sont partiellement enfouies dans les silts marins (photo 1), vallées à parois subverticales, en auge comme le couloir du Saint-Maurice en amont des Grandes Piles.

A l'échelle métrique et au-dessous, lorsque la mise à nu du substratum rocheux est récente, on observe dans la région étudiée la plupart des formes mineures d'érosion glaciaire: polis glaciaires, stries, cannelures, microfractures, broutures en forme de croissant, marmites fluvioglaciaires, tronçatures (photo 2). Ces formes ont été utilisées pour les levés directionnels de l'écoulement de la glace.



Photo 1: Roches moutonnées à Shawinigan, envoyées dans les silts de la mer de Champlain.

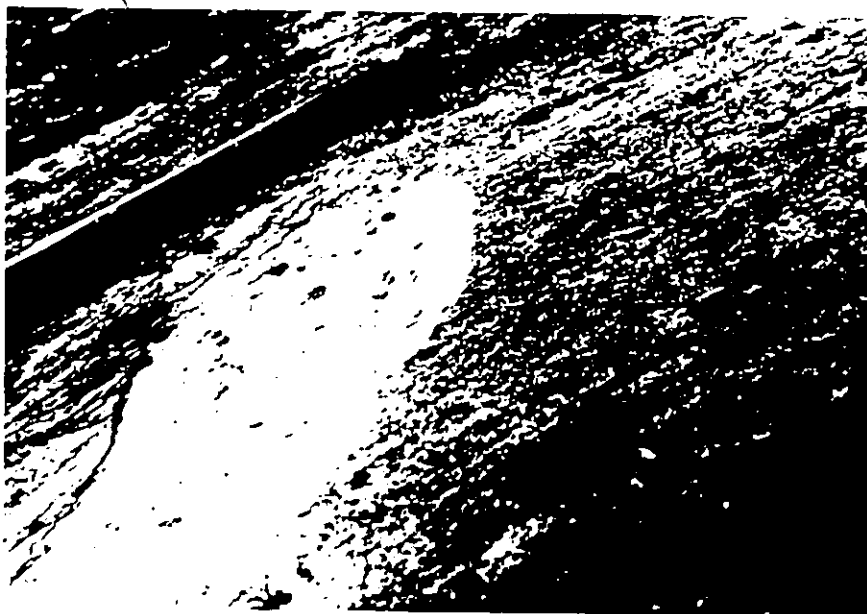


Photo 2: Troncature sur un plancher glaciaire strié, à Baie-de-Shawinigan. Le crayon donne l'échelle.

Dans les Pré-Laurentides, la morphologie du substratum enfoui sous les dépôts quaternaires a pu être partiellement reconstituée. On note en particulier les alignements structuraux qui émergent dans l'embaïement de Shawinigan, au NO d'Hérouxville, et les nombreuses buttes rocheuses qui forment un peu partout des îlots par rapport aux surfaces planes des dépôts quaternaires.

Quelques vallées enfouies ont pu être détectées par la compilation des forages et la cartographie du toit du substratum (cf. Prévôt, 1972), notamment au SO de Charette, à Saint-Etienne-des-Grès, sous le Mont Carmel, à l'O de Radnor-des-Forges, sous la rivière la Fourche (carte hors texte 3).

Le rebord S des Pré-Laurentides est caractérisé par un contrefort rocheux localisé approximativement à l'emplacement du contact géologique entre le Bouclier et la Plateforme sédimentaire. Le contrefort, composé de un ou plusieurs paliers, est en retrait vers le N par rapport à ce contact. Il apparaît aux chutes de la rivière du Loup (pont de la route entre Charette et Saint-Paulin), au site du barrage de la Gabelle sur le Saint-Maurice, au barrage de Saint-Narcisse sur la rivière Batiscan, aux chutes de la rivière Sainte-Anne au NNE de Saint-Alban. Son origine est liée à la différence de dureté entre les roches précambriennes et paléozoïques et à la nature du contact géologique qui est soit une discordance angulaire, soit une faille d'effondrement.

A une échelle plus vaste, on constate que l'embalement de Shawinigan, prolongé par le bassin de Sainte-Thècle, fait partie d'un ensemble structural en bordure du Bouclier et de la Plateforme. En effet, entre Montréal et Québec, la bordure des deux domaines géologiques est constituée de quatre touches de piano obliques par rapport à l'ensemble de la limite structurale: le panneau sédimentaire de Joliette prolongé par l'embalement précambrien de Saint-Félix-de-Valois, le panneau de Louiseville et l'embalement de Shawinigan, le panneau de Grondines et le rentrant de Saint-Raymond-de-Portneuf, le panneau de Donnacona et le rentrant du lac Saint-Joseph (carte hors texte 3). Les touches de piano sont inclinées vers le SO et limitées par des failles verticales d'orientation NE-SO. La dépression relative des embalements a été accentuée par érosion différentielle des roches sédimentaires affaissées dans ces touches de piano.

4.3 Lithologie du substratum paléozoïque

L'étude du substratum paléozoïque de la région étudiée a été remise à jour récemment par Clark et Globensky (feuilles de Grondines, 1975, de Trois-Rivières, 1976a et de Bécancour, 1976b).

Les données qui suivent sont tirées de leurs travaux. Le substratum date de l'Ordovicien et repose en discordance sur le socle précambrien (tableau 3). On note la présence de grès, de calcaires et de schistes, roches plus tendres que les roches

Tableau 3: Sommaire des formations paléozoïques (d'après Clark et Globensky, 1976 a et b)

Période	Groupe	Formation	Lithologie	Puissances maximales	Equivalents (New-York)
Ordovicien	Richmond	Bécancour	Shale et grès rouges et verts; shale gris verdâtre; non-marin.	565'	Queenston
	Lorraine	Pontgravé	Calcaire cristallin avec du shale; marin; fossiles abondants	415'	Waynesville
		Supérieur	Shale et grès. à grain fin avec calcaire; shale devenant calcaireux vers le sommet	4310'	Pulaski
		Inférieur	Shale et grès à grain fin		Frankfort Eden
	Utica	Les Fonds	Shale et un peu de calcaire	2464'	Utica
		Utica shale (Lachine)	Grauwacke, siltstone et shale		
	Trenton	Neuville Grondines Saint-Casimir	Shale et calcaire semi-lithographique	1100'	Cobdenburg Sherman Fall
		Deschambault	Calcaire cristallin gris pâle		Hull
		Fontaine			Rockland
	Black River	Leray	Calcaire	150'	Leray Lowville
		La Gabelle	Grès		
Chazy		Laval	Calcaire	514' (min)	Laval
		Batiscan	Grès	670' (min)	Joliette

précambriennes. Le pendage général des couches est faible, de 0 à 4°. L'épaisseur des roches paléozoïques varie beaucoup et peut atteindre 1850 m dans la région de Trois-Rivières. Sur le plan structural, le substratum paléozoïque fait partie du flanc nord du synclinal Chambly-Fortierville (Clark, 1947). Il est composé des deux panneaux d'effondrement de Louiseville et de Grondines limités par les failles normales de Saint-Cuthbert et de Saint-Prosper orientées NE-SO. D'autres failles normales de moindre importance affectent les roches paléozoïques: failles de Saint-Alban et de Deschambault sur la feuille de Grondines et failles de Pointe-du-Lac et de Louiseville sur la feuille de Trois-Rivières. Le rejet vertical de la faille de Pointe-du-Lac est évalué à 245 m $\pm$ 20% (Clark et Globensky, 1976 a).

4.4 Morphologie du substratum paléozoïque

Le substratum paléozoïque est totalement recouvert par les dépôts quaternaires à l'exception de quelques petits affleurements (cartes de Clark et Globensky, 1975, 1976 a et b) dégagés par le Saint-Laurent, au NE de Grondines et à l'E de Sainte-Anne-de-la-Pérade, et par les cours d'eau suivants: ruisseaux à l'Eau Claire et Saint-Charles au N de Louiseville, Yamachiche, Saint-Maurice et rivière au Lard. Quelques carrières près de Saint-Louis-de-France et de Saint-Marc-les-Carrières complètent cet inventaire. Il est donc relativement difficile de se faire une idée du modelé du substratum paléozoïque. Nous avons noté un

contrôle structural très localisé. Ainsi, au lieu-dit les Dalles, sur la Yamachiche, en aval de Bournival, un ressaut topographique dans le calcaire de Trenton coïncide avec ce qui semble être une flexure. Le Saint-Maurice et la Sainte-Anne traversent de nombreux seuils rocheux qui semblent indiquer un modelé d'érosion en escalier vers le Saint-Laurent. Le lit de ces rivières est surimposé et ne reprend pas nécessairement les lits pré-wisconsinien. L'érosion fluviatile récente semble être à l'origine du chenal de la Yamachiche aux Dalles. On y note de belles marmites et des cupules de dissolution. En aval de Saint-Alban, la Sainte-Anne a creusé, dans les calcaires de Trenton, une gorge à parois subverticales de 2 000 m de long environ sur 100 à 150 m de large et 20 à 25 m de profondeur. Des surplombs, des grottes et des niches lui sont associées. A 4 km en amont de Saint-Casimir, une grotte de 350 m de long environ débouche dans la Sainte-Anne. Cette grotte est l'indice d'un modelé karstique qui affecte localement le calcaire de Trenton. L'âge de la gorge et du modelé karstique semble être récent, postérieur à l'exondation de la région. Cette position chronologique reste néanmoins à démontrer. Les données de forage, notamment dans le secteur de Trois-Rivières, montrent une surface du substratum irrégulière sans que l'on puisse reconstituer la nature du modelé, à l'exception de quelques vallées enfouies (Legget, 1948; Prévôt, 1972). On note, à Trois-Rivières, que le Saint-Laurent s'écoule au sud de sa vallée enfouie pré-wisconsinienne.

Enfin, les inlandsis wisconsiniens ont laissé leur empreinte. Ils sont peut-être à l'origine des ondulations topographiques que l'on observe sur le front SE de la carrière Saint-Louis (photo 3). On observe également les formes classiques d'érosion glaciaire: cannelures (les Dalles), polis glaciaires, stries, rayures, formes en croissant (carrière Saint-Louis) qui indiquent au moins deux directions d'écoulement: vers le SE et vers le SO.

En conclusion, la morphologie d'ensemble du substratum est commandée par la structure et la lithologie, avec une empreinte glaciaire très variable. Les processus post-glaciaires, notamment les processus fluviatiles et de météorisation, ont à peine retouché le modelé hérité du Wisconsinien.



Photo 3: Morphologie du toit du Calcaire de Trenton, à la carrière St-Louis, Saint-Louis-de-France. Vue vers le SE.

Chapitre III

ETUDE LITHOLOGIQUE DES DEPOTS QUATERNAIRES

L'emploi dans ce texte de l'expression "dépôt quaternaire", sous sa forme simplifiée: dépôt, répond à un problème de terminologie déjà exposé (Occhietti, 1974 a, p. 125). Elle s'applique au matériel déposé pendant le Quaternaire et n'inclut pas les altérites.

1. Méthode générale d'étude et mode de classification des dépôts quaternaires

Les dépôts quaternaires de la région sont tous des roches sédimentaires détritiques, terrigènes, non consolidées, à l'exception de quelques lentilles de sables cimentés par des carbonates et de quelques lumachelles non consolidées et peu développées. La description des dépôts, à partir de relevés sur le terrain (annexe 3) et d'analyses en laboratoire (annexe 4) a été faite en suivant la démarche suivante:

- a) description sédimentologique des dépôts, dans leur contexte spatial (lithostratigraphie, morphologie);
- b) interprétation de leur genèse, déduite des observations personnelles et des ouvrages de référence;
- c) classement des dépôts selon une systématique génétique.

Depuis le début du Wisconsinien, trois systèmes sédimentologiques ont affecté, une ou plusieurs fois, les parties basses de la Mauricie et plus généralement la vallée du Saint-Laurent: glaciaire, marin et continental non glaciaire. Chaque système, étendu à un domaine spatial, comprend plusieurs milieux et agents de sédimentation reconstitués notamment à partir des données lithologiques et regroupés dans le tableau 4.

2. Caractères sédimentologiques des dépôts quaternaires de la région

2.1 Dépôts glaciaires

Dans la région étudiée, les dépôts strictement glaciaires sont variés. Leur différenciation sur le terrain est faite en tenant compte des critères sédimentologiques décrits dans les tableaux. Cette description est complétée ensuite par la granulométrie, par l'analyse de la lithologie de la matrice, des minéraux lourds et de la minéralogie des argiles. Les résultats obtenus confirment les évidences déjà observées sur le terrain, un till de fond sur le bouclier reflète la composition lithologique et minéralogique de ce dernier; un till de fond sur le substratum paléozoïque est carbonaté, un till en écaille n'a pas de matrice fine, sauf dans certaines couches, etc... D'autre part, sur une même coupe, par exemple à la carrière Saint-Louis, le till de Gentilly à une matrice plus fine à la base, plus grossière au sommet: les

Tableau 4: Domaines et environnements sédimentologiques de la vallée
du Saint-Laurent au cours du Wisconsinien et de l'Holocène

47

Domaines	environnements et agents	milieux paléogéographiques
domaine glaciaire	. glaciaire s.s.	
	. glaciolacustre	
	. juxtaglaciaire	
	. marge proglaciaire	inlandsis laurentidien
	. glaciomarin	
transition	. fluvioglaciomarin	
	. transgressif	
domaine marin	. de décantation	
	. régressif	mer de Champlain
	. littoral	
	. émerision	
transition	. deltaïque marin	
	. estuarien	
domaine continental non glaciaire	. lacustre	
	. exondation lacustre	
	. deltaïque lacustre	lac à Lampsilis Proto-lac Saint-Pierre Proto-Saint-Laurent
	. exondation fluviatile	
	. fluviatile s.s.	
	. deltaïque fluviatile	fleuve Saint-Laurent et tributaires
	. glacial	
	. éolien et nivéolien	
	. organique	
	. anthropique	
	. processus de surface	

variations granulométriques du même type lithologique sont égales aux variations entre les types. Le premier caractère du till est sa très grande variabilité (May et Dreimanis, 1975). Dans ces conditions, les observations de terrain, avec les critères descriptifs proposés, semblent encore le meilleur moyen d'approcher efficacement et rapidement les différents types de till. M. Lamothe (1976, p. 51) arrive à la même conclusion après avoir exposé 14 pages d'analyses sédimentologiques sophistiquées sur les tills de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite: "le travail de terrain demeure encore le moyen le plus sûr et le plus facile de déduire les variations du till". Les variations significatives doivent être plutôt recherchées sur de grands espaces ou par des analyses fines et à maille d'échantillonnage serrée.

Les tills de la région ont été classés selon une systématique aussi descriptive que possible et qui utilise les termes les plus communément employés (tableau 5). Les classifications des dépôts glaciaires ne manquent pas, citons celles d'Elson (1960), Flint (1971), Lavrushin (1971), Boulton (1975), Dreimanis (1976) et les travaux de la Commission sur la genèse et la lithologie des dépôts du Quaternaire de l'INQUA présidée par Dreimanis. Toutes ces classifications sont génétiques, d'une façon ou d'une autre. L'étude synthétique de Dreimanis (1976) a servi de référence pour le choix des termes. Nous avons complété cette terminologie en y associant le point de vue des structures sédimentaires ou glaciogéniques développé par Lavrushin (1970; 1971) et en y ajoutant les constructions marginales de l'inlandsis.

Tableau 5: Types de dépôts glaciaires observés dans la région

Genèse ou lieu de mise en place	Types de till	Exemple régional	Illustration	Equivalent en anglais
---------------------------------	---------------	------------------	--------------	-----------------------

Tills mis en place sous la glace: tills de fond

- till de logement massif	Carrière Saint-Louis		<u>Lodgment till</u>
- till de fond (ou de logement) avec fissilité	Shawinigan N.D.-des-Anges		<u>Lodgment till with fissility</u>
- "hardpan" till compact ?	(pour mémoire)		<u>hardpan comminution till</u>
- till de fond (sableux, avec structures glaciogéniques)			<u>deformation till, local till</u>
- till de fond à structures de cisaillement, interlité avec du sable	La Gabelle		<u>deformation till</u>
- till de fond à lambeau de substratum	N.D.-des-Anges		<u>deformation till</u>

Tills d'ablation supra-glaciaires

- till d'ablation	Lac Bellemare		<u>ablation tills</u>
			<u>ablation melt-out till</u>
- till d'écoulement	moraine de Saint-Narcisse		<u>flow-till</u>

Tills de marge glaciaire

- till en écaille délavé	moraine de Saint-Narcisse S de Saint-Ubalde		<u>scaly deformation till ou stratified drift</u>
- till délavé	moraine de Saint-Narcisse, N de Saint-Alban		

Till sous-aquatique

- till sous-aquatique ou dépôts glacio-marins proximal	Saint-Etienne-des-Grès		<u>waterlaid till</u> <u>waterlaid till</u>
--	------------------------	--	--

Structures	massive	aspect grossièrement feuilleté
Granulométrie	diamicton avec très gros blocs disséminés	diamicton, matrice avec très peu de lutites
Morphoscopie	éléments grossiers, anguleux traces d'écrasement, stries pentaèdres	
Couleur	variable, du gris au gris lie-de-vin	gris
Compaction	forte ou moyenne	forte
Lithologie des éléments	variable selon la localisation	reflète celle de la région
Fossiles	néant	néant
Position litho-stratigraphique	base des séquences glaciaires	
Forme construite, altitude	courverture assez continue ou du côté distal des reliefs rocheux	comble les surcreusements peu profonds
Age absolu	variable, entre 60 000 (?) et 10 500 BP	
Localités (carte hors-texte 4)	rivière la Fourche Vieilles-Forges St-Louis-de-France	Shawinigan Notre-Dame-des-Anges
Faciès, genèse	glaciaire s. s. moraine de fond	glaciaires s. s. moraine de fond
Type de dépôt, référence	till de fond ou till de ou till de logement	till de fond à fissilité

lambeaux de substratum charrié et
incorporé dans le till

structures plissées ou faillées,
pseudo-stratifiées localement

diamicton, enclaves presque intactes

influence locale, till sableux
sans lutites

anguleux à fractures vives

éléments figurés anguleux

couleur du matériel charrié

forte (pierres engrenées)

cohésion atténuée par l'absence
de lutite

exemple:

lambeaux de métaquartzite à bancs
dressés à la verticale

till local

composition proche de sables sous-jacents

néant

néant

dans le till, proche du substratum

sommet des sables glacio-lacustres

placages

Notre-Dame-des-Anges

Vieilles-Forges

glaciaire s. s. indique peut-être
une fluctuation locale tardive

englaciation

till à lambeaux de substratum
(Lavroushin, 1971)

till local (autochtone) d'englaciation

Tableau 7: Caractères des tills de marge glaciaire et sous-aquatique

Structures	en écailles (intercalations de structure et de texture changeante)	amas de gros blocs et passées stratifiées de rudites	imbrications de till et de matériel stratifié plissé, déformé
Granulométrie	varie d'un lit à l'autre, diamicton puis rudite délavée puis sable puis gros blocs etc..	gros blocs prédominants	diamicton à matrice sablo-silteuse dominante
Morphoscopie	éléments grossiers de non-usés à arrondis	usure dominante sub-arrondis, arrondis mais non usés présents	éléments grossiers écrasés, striés, non usés, pentaédriques
Couleur	claire, gris-jaune	claire, souvent altération rouille	gris moyen à foncé
Compaction	variable d'un banc à l'autre, de rudite délavée à diamicton fin	dûe à l'entassement	forte
Lithologie des éléments	régionale	régionale	régionale
Fossiles	néant	néant	fragments de <u>Portlandia arctica</u> épars
Position litho-stratigraphique	dernier dépôt glaciaire s.s.	variété latérale de dépôt glaciaire	contemporain du glacio-marin
Forme construite altitude	associé à la moraine de Saint-Narcisse, et haltes lors du retrait ultérieur	sommet de la moraine de Saint-Narcisse	base de la moraine Saint-Narcisse
Age absolu	plutôt finiglaciaire	celui de la moraine de Saint Narcisse: vers 10 800 BP	
Localités	Charette, Saint-Ubalde Saint-Louis de France	Saint-Narcisse Saint-Alban	
Faciès, genèse	glaciaire s.s., moraine de cisaillement, marque la position frontale en retrait de glace active	glaciaire frontal	glaciaire frontal au contact avec la mer
Type de dépôt, référence	Till en écailles (glace fondante, écoulement selon des plans de cisaillement) (Lavrouskin; 1971; Lliboutry, 1965)	till délavé, Baulig, 1956)	till frontal à lambeaux stratifiés ou glacio-marin proximal ou till sous-aquatique

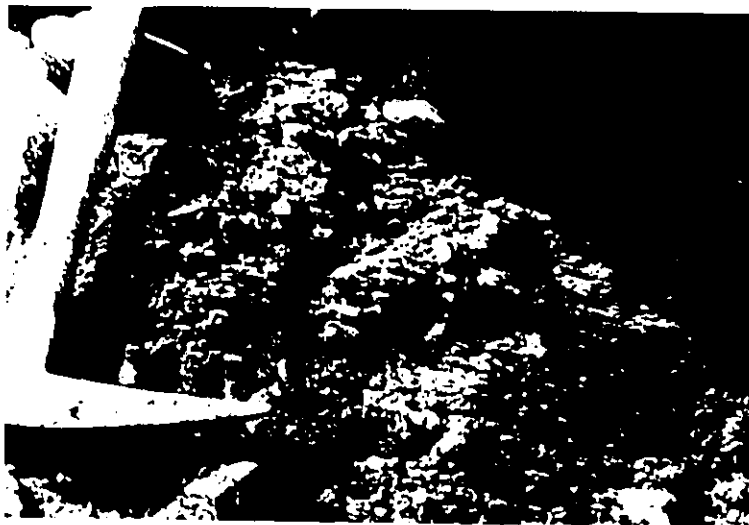


Photo 4: Till de fond à structure fissile grossière.
Coupe de la grande carrière de Shawinigan.
Ecoulement de la glace vers l'avant de la photo.

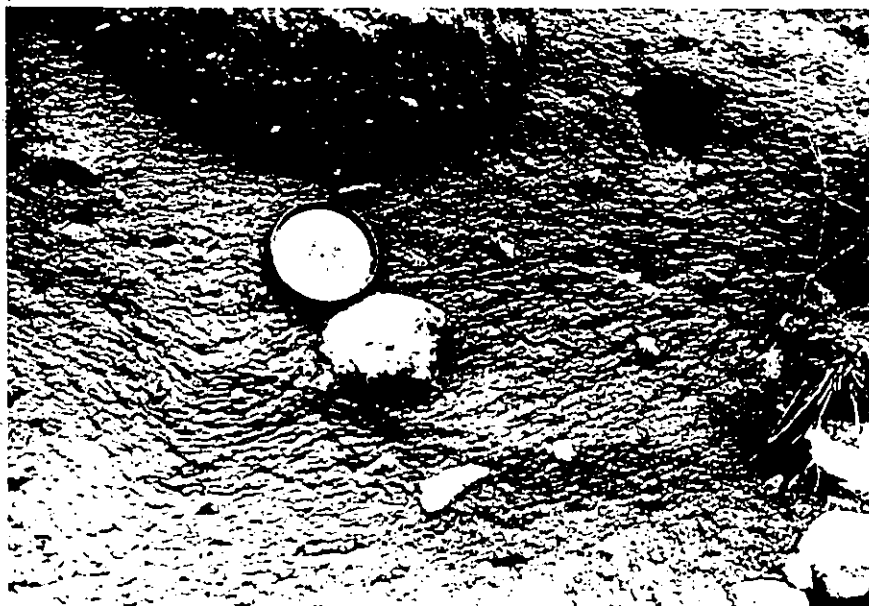


Photo 5: Till de fond à structure fissile pseudo-gneissique, Notre-Dame-des-Anges.



Photo 6: Structure des dépôts sur le rebord proximal de la moraine de Saint-Narcisse, rivière au Lard. Les silts grossiers graveleux déposés en avant du front glaciaire (à gauche de la photo) ont été poussés et mélangés au diamicton à fragments de Portlandia arctica, à droite. La présence de till en écailles, au-dessus, indiquerait une poussée localisée à la marge du glacier, qui aurait affecté les dépôts glacio-marins.

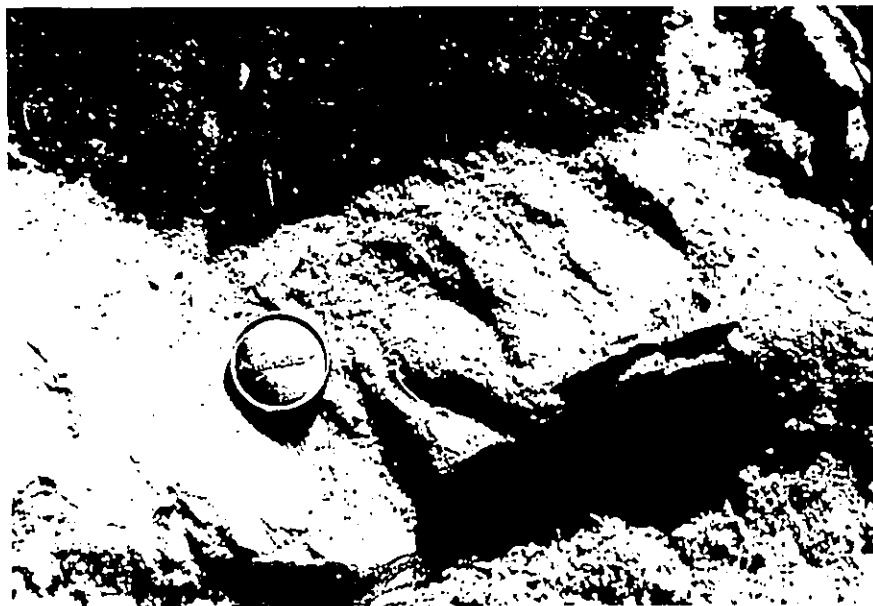


Photo 7: Structures de cisaillement, au N de la Gabelle. Ce till est peu épais et interlité avec des sables. Il chevauche le rebord proximal des dépôts glacio-marins du Saint-Maurice. Ecoulement glaciaire vers la droite.



Photo 8: Till à lambeau de substratum, Notre-Dame des Anges. A la base de la coupe, on observe un till très caillouteux compact. Au-dessus, on observe un lambeau de paragneiss métaquartzitique. Le sens de l'écoulement glaciaire synchrone à la mise en place de ce till' n'est pas déterminé. L'écoulement général vers le SE irait vers la gauche de la photo.



Photo 9: Till à structure en écailles, à Laganière, au S de Saint-Ubald. Les écailles de till pendent vers le N, vers l'amont du glacier. Noter l'absence de fraction fine dans la matrice.

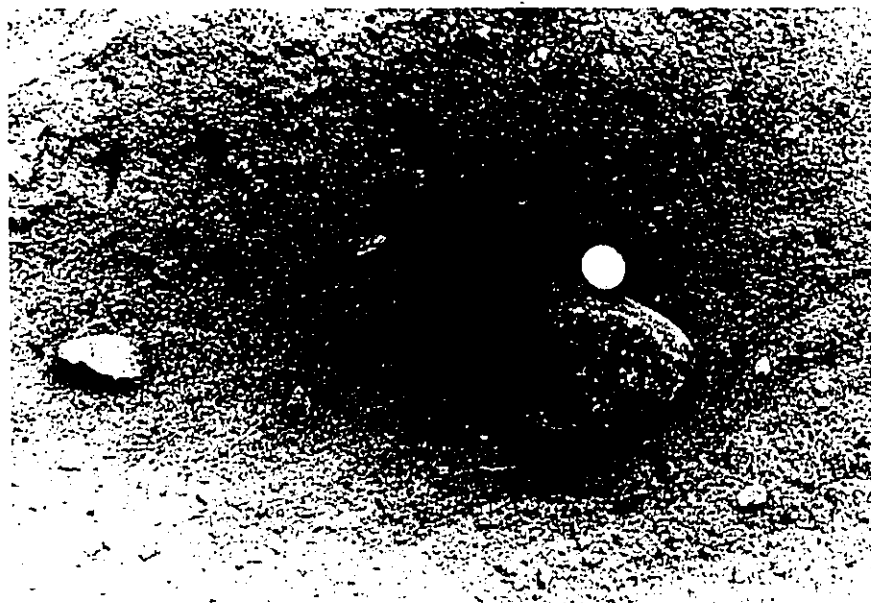


Photo 10: Structure dans une écaille de till délavé, dans la moraine de Saint-Narcisse, au rang Saint-Félix. On note que les lits sablo-graveleux entourent le caillou, ce qui confirme la fonte in-situ de la glace.



Photo 11: Till délavé, moraine de Saint-Narcisse, au N de Saint-Alban. Ce type de dépôt coiffe la moraine de Saint-Narcisse dans toute la région. Il correspond probablement à un till frontal d'ablation remanié par la mer de Champlain.



Photo 12: Till local, au lac Souris. Noter la fréquence de cailloux très anguleux peu transportés. Ce till local semble tardif. L'absence de particules fines dans la matrice indique que ce till est peut-être un till d'ablation sous-glaciaire.

2.2 Dépôts fluvioglaciaires

Nous rangeons dans cette catégorie, prise au sens large, tous les dépôts mis en place par l'agent de transport que constituent les eaux de fonte des glaces de l'inlandsis. Les milieux de sédimentation naturels associés aux eaux de fonte des glaces sont les suivants:

- | | |
|--|--|
| 1) eaux supraglaciaires | accumulations provisoires ou très forte- |
| 2) eaux intraglaciaires | ment retouchées par la fonte de la glace |
| 3) eaux sous-glaciaires | formes construites qui subsistent après la fonte de la glace: eskers et deltas d'eskers |
| 4) eaux latérales ou marginales, contre les versants rocheux | formes construites: terrasses de kame, deltas perchés, accumulations juxtaglaciaires ou lacustres perchées |
| 5) eaux marginales, au front du glacier | kames, accumulations juxtaglaciaires, épandages proglaciaires: sandurs, deltas perchés, bourrelets frontaux fluvioglaciaires |
| 6) eaux marginales débouchant dans la mer | dépôts stratifiés à pente forte, juxtaglaciaires, épandages stratifiés sous-aquatiques |

Sur le terrain, nous avons différencié les dépôts juxtaposés ou de contact glaciaire nettement caractérisés (structures d'affaissement, forte hétérométrie, pentes sédimentaires très fortes) et les dépôts proglaciaires caractérisés par des rudites et arénites bien lavées, de peu à très usées, avec des pentes sédimentaires fortes, des formes construites et une position lithostratigraphique antérieure à la transgression marine.

Dans certains cas, des dépôts non typiquement fluvioglaciaires sur le plan sédimentologique ont été cartographiés comme tels, en raison de leur seule position lithostratigraphique sous les argiles marines.

Sur le plan sédimentologique, il y a une ressemblance presque totale entre les dépôts fluvioglaciaires distaux et les dépôts fluviaux. La seule preuve de terrain immédiate pour les différencier est donnée par la position lithostratigraphique. Un delta sous les silts marins, en position lithostratigraphique non perturbée, n'a pu être construit qu'au moment de la déglaciation et marque le tout début de la transgression marine ou la présence hypothétique d'eaux lacustres proglaciaires. Les dépôts fluvioglaciaires distaux peuvent construire les formes suivantes: épandages, sandurs, systèmes fluvioglaciaires de vallée, deltas.

Tableau 8: Caractères des dépôts de contact glaciaire

Structures	complexes: plolements, affaissements, strates ou matériel non stratifié, structures recoupées, pendages très forts (pente d'équilibre 32°)
Granulométrie	rudites et arénites totalement lavées, forte hétérométrie, de gros blocs à sable stratifié
Morphoscopie	éléments figurés très anguleux et striés, parfois arrondis
Couleur	claire, matériel délavé, coloration superficielle noire (oxyde de manganèse) sur de nombreuses coupes
Compaction	seulement par tassement
Lithologie des éléments	locale ou régionale
Fossiles	absents
Position stratigraphique	précède la transgression marine
Forme construite	reliefs construits, soit complexe morainique de Saint-Narcisse, soit buttes qui marquent des haltes postérieures
Age absolu	
Localités	Cossetteville, moraine de Saint-Narcisse Petit-Saint-Etienne
Faciès, genèse	mise en place à proximité immédiate de la glace
Type de dépôt, référence	dépôt juxtaglaciaire

Tableau 9: Caractères des dépôts proglaciaires

Structures	non stratifié ou grossièrement stratifié	strates grossières, horizontales ou sub-horizontales	strates horizontales ou obliques avec laminites, stratifications entrecroisées
Granulométrie	blocs, galets dominants, matrice de sables grossiers	superposition de lits à granulométrie variable: lits de galets intercalés dans des lits de graviers ou de sables grossiers	sables, graviers dans les chenaux
Morphoscopie	sub-arrondi à arrondi	émoussé à arrondi	émoussé à arrondi
Couleur	claire (ocres, jaunes)	claire	claire
Compaction	absente	absente	absente
Lithologie des éléments	locale ou régionale	régionale	régionale
Fossiles	absents	absents	absents
Position stratigraphique	épandages contre la marge glaciaire	souvent sous les silts marins ou près des marges glaciaires	souvent corps sédimentaires latéraux aux silts marins
Forme construite	eskers, épandages proglaciaires perchés, divers (kames appuyés à des reliefs rocheux,...)		sandurs et épandages deltaïques perchés à Kettles
Age absolu			
Localités	Saint-Tite Grand-Mère esker de Saint-Elie	Saint-Tite Saint-Georges	St-Thécle
Faciès, genèse	eaux de fonte glaciaires torrentielles ou sous-glaciaires	delta glaciaire sous-aquatique (sous-marin)	épandages en avant du front glaciaire, chenaux anastomosés
Type de dépôt, référence	fluvioglaciaire massif, proximal	deltaïque glaciaire, proximal et sous-marin	sables et graviers d'épandage fluvioglaciaire distal



Photo 13: Structures à l'emporte-pièce dans les dépôts de contact glaciaire, à Cossetteville. Écoulement glaciaire vers la gauche.



Photo 14: Structures complexes dans la moraine de Saint-Narcisse, au Petit-Saint-Etienne. Ces structures impliquent des affaissements, des chevauchements locaux. Le matériel affecté inclut du matériel de contact glaciaire, du fluvioglaciaire, du till d'écoulement, du till sous-aquatique. Le tout est coiffé de till remanié ou de till d'ablation. Écoulement glaciaire vers la droite.

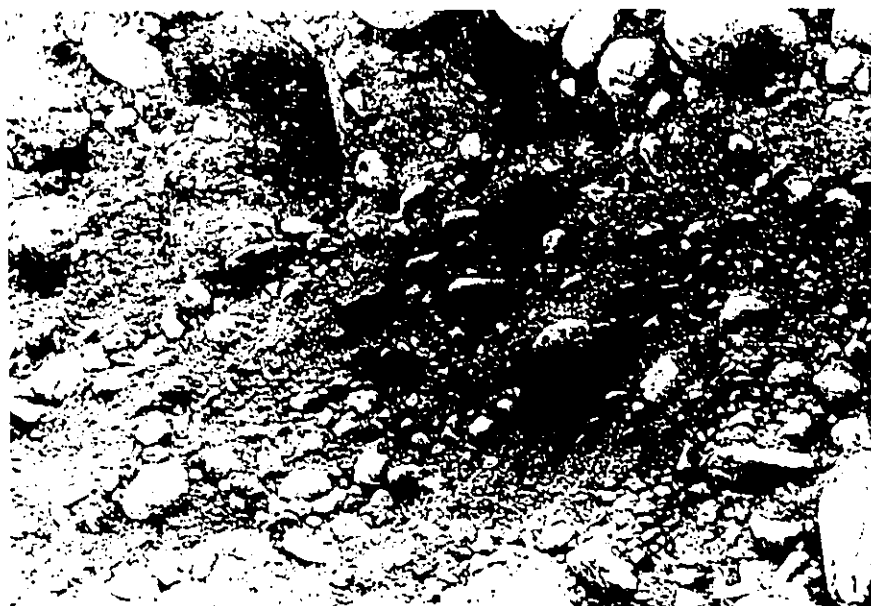


Photo 15: Dépôt fluvioglaciaire grossier, lac Bellemare. Noter les blocs et galets arrondis et l'absence de stratification.



Photo 16: Faille normale d'affaissement dans les dépôts de marge glaciaire, moraine de Saint-Narcisse au Petit-Saint-Etienne.



Photo 17: Faille de chevauchement dans des sables de marge glaciaire, moraine de Saint-Narcisse, rang Saint-Félix. Le N est sur la droite. Cette déformation glacio-tectonique est due au chevauchement des sables pro-glaciaires par la glace ou à une poussée latérale venant du côté droit.

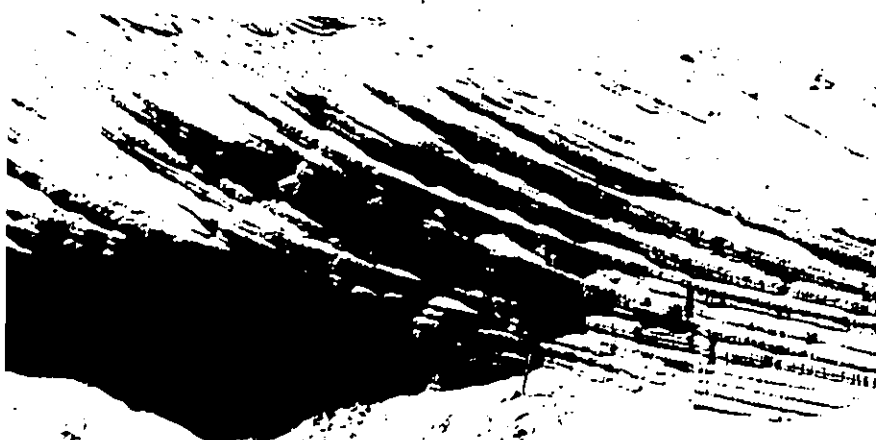


Photo 18: Sables graveleux de remaniement marin, dans la moraine de Saint-Narcisse à Charette. Ces dépôts résultent du démantèlement de reliefs morainiques par la mer de Champlain. Les coquilles de Macoma balthica de ce site ont été datées: 10200 ± 160 (GSC-1700). Le N est vers la droite.



Photo 19:

Dépôts de delta glaciaire sous-aquatique, Saint-Tite. On note le classement très grossier du matériel qui incorpore souvent des lits de galets. Ce type de matériel, déposé au fond des eaux de la mer de Champlain, est souvent totalement recouvert par des silts marins.

2.3 Dépôts glacio-marins

Le tableau 10 décrit les dépôts glacio-marins massifs apparemment distaux par rapport au front glaciaire. Les dépôts glacio-marins proximaux, grossièrement stratifiés, sont rangés avec les tills sous-aquatiques (para-tills) pour tenir compte de la terminologie proposée par Dreimanis (1976). Les dépôts glacio-marins de la région sont des diamictons fossilifères avec des lentilles locales de sédiment trié, conformément à la définition de Flint (1971, p. 196). Les sédiments de type fluvioglaciaire déposés en contact avec la mer, que l'on pourrait appeler fluvio-glacio-marins, ne sont pas rangés avec les dépôts glacio-marins mais associés aux dépôts fluvioglaciaires.

2.4 Dépôts glaciolacustres

Nous avons observé très peu de dépôts typiquement glaciolacustres récents dans la région. La coupe Saint-Louis présente des silts dont les lits présentent de faibles variations de couleur. Ces "rythmites" semblent marines. Près de Saint-Joseph-de-Mékinac, des rythmites, probablement para-marines, changent d'épaisseur de la base au sommet de la coupe: les couplets ont 20 cm à la base et 2 cm au sommet. Le tableau 11 décrit des sédiments glaciolacustres de l'interstade de Saint-Pierre, sur la coupe des Vieilles-Forges.

Tableau 10: Caractères des dépôts glacio-marins

Structures	massive et compacte, pseudo-plans de cisaillement subverticaux à sec
Granulométrie	diamicton à matrice sablo-silteuse prédominante; éléments figurés disséminés; granules abondants, cailloux et blocs moins fréquents
Morphoscopie	éléments figurés anguleux vifs, striés
Couleur	gris
Compaction	très forte à sec, moyenne à l'état humide
Lithologie des éléments	tendance locale mais blocs allogènes fréquents
Fossiles	entiers ou non, parfois écrasés, varves accolées fréquentes et souvent soudées par une concrétion calcaire, faune à <u>Portlandia arctica</u> et <u>Balanus hameri</u>
Position stratigraphique	sous les silts marins stratifiés
Forme construite	base du complexe morainique de Saint-Marcisse dans la région
Age absolu	11 600 à 11 100 BP environ
Localités	La Gabelle, rivière la Fourche
Faciès, genèse	glacio-marin typique, déposé en avant ou sous la glace
Type de dépôt, référence	dépôt glacio-marin fossilifère, distal

Tableau 11: Caractères des dépôts glacio-lacustres
aux Vieilles-Forges

Structures	finement rythmée, de type varve, intercalation de plusieurs bancs massifs	stratifiée avec plis de glissements sous-aquatiques et déformations glaciotectioniques au sommet
Granulométrie	argiles silteuses silts	silts sables silteux sables.
Couleur	gris	gris
Compaction	faible	faible
Fossiles	pollens (Terasmae, 1958)	
Position stratigraphique	corrélé avec les Varves de Deschaillons (Gadd, 1960)	sommet des Varves de Deschaillons: Sables des Vieilles-Forges (Occhietti, 1977)
Forme construite	remplissage d'un bassin lacustre	dépôts sur le bord proximal du lac de Deschaillons, caractères prodeltaïques
Age absolu	inférieur à 64 000 ans BP, entre 34 900 et 37 500 BP ?	" "
Localités	Vieilles Forges et diverses coupes du Saint-Maurice	Vieilles Forges
Faciès, genèse	glaciolacustre	glaciolacustre de transition, profondeur d'eau variable, plutôt faible
Type de dépôt, référence	varves glaciolacustres proximales Varves de Deschaillons	silts et sables silteux glaciolacustres sommitaux, proximité du front glaciaire Sables des Vieilles-Forges

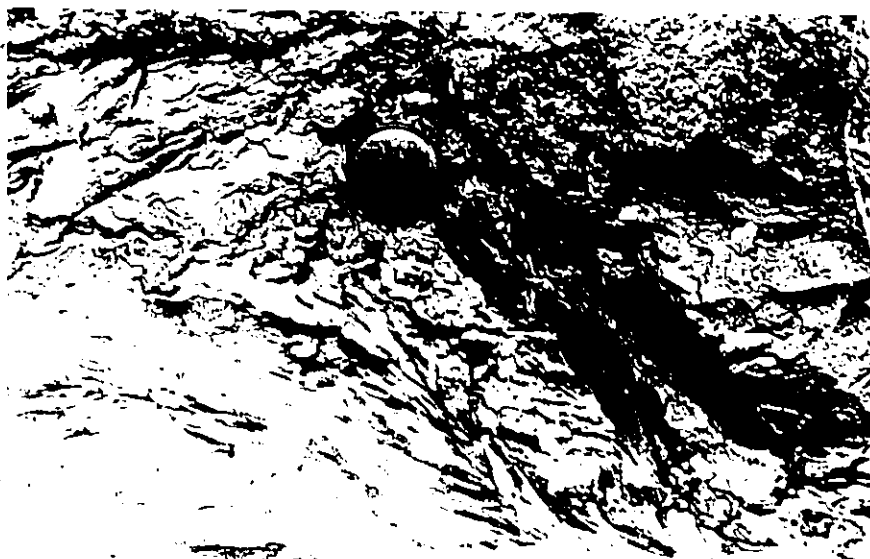


Photo 20: Structures glaciodynamiques dans un dépôt glacio-marin proximal ou till sous-aquatique, à l'O de Saint-Etienne-des-Grès. Le dépôt est très compact. Il est grossièrement lité et présente des structures de cisaillement en échelon. Ecoulement glaciaire vers la gauche.



Photo 21: Plans de débitage dans un dépôt glacio-marin, rivière la Fourche. Ces plans ont peut-être une origine récente, par débitage parallèle à la berge. L'origine glaciogénique est douteuse.

2.5 Dépôts marins

Les dépôts terrigènes de la mer de Champlain ont comblé presque toutes les dépressions ouvertes à la mer, jusque vers 120 à 165 m d'altitude. Ces dépôts sont facilement identifiables dans leur ensemble. Avant de les décrire, il est nécessaire de définir l'environnement marin.

La première remarque concerne les limites du domaine marin. Normalement, le milieu marin est défini par sa salinité. Or, il est bien connu qu'au front des glaciers, au fond d'embayments ou de couloirs de type fjord comme la moyenne vallée du Saint-Maurice (longue de 120 km), les eaux peuvent être saumâtres ou même douces, surtout en surface. Ceci s'applique également à la multitude d'estuaires et de deltas qui débouchaient ou progressaient dans la mer de Champlain. Pour clarifier ce point, nous considérerons que toutes les zones envahies par les eaux en contiguïté avec des eaux marines salées constituent le bassin de la mer de Champlain. Les zones lacustres au sens strict seront éventuellement définies comme telles soit dans le temps, avant ou après l'invasion marine, soit dans l'espace, dans des zones totalement fermées si on a la preuve de la présence d'un barrage isolant les eaux de la mer de Champlain des eaux lacustres. Ce barrage peut être rocheux, construit par des dépôts ou constitué par la glace de l'inlandsis. Compte-tenu de l'importance de l'apport en eaux de fonte glaciaire, les bassins marins marginaux ont des eaux froides,

saumâtres ou douces, et chargées en matériel détritique. Nous proposons d'appeler milieu para-marin ces zones de sédimentation pratiquement azoïque. Les dépôts para-marins auront dans l'ensemble des caractères sédimentologiques semblables aux dépôts marins avec cependant des structures sédimentaires marquant un taux de sédimentation plus rapide et plus influencé par la source glaciaire. Ils ne contiennent pas de coquilles marines ou de microfossiles. Le milieu para-marin est synchrone au milieu marin et situé latéralement dans les petits bassins limitrophes de la bordure nord de la mer de Champlain (cf. Pagé, 1977).

La deuxième remarque concerne les limites verticales de la présence marine sur les coupes. La limite inférieure de l'invasion marine est facile à identifier sur les coupes, à l'exception de pseudo-varves dont l'origine marine n'est pas totalement démontrée. La limite supérieure de la présence marine est plus délicate à fixer. Le passage est progressif en milieu deltaïque (coupe de Saint-Alban) et en milieu littoral (coupe du Séminaire de Shawinigan). Faute d'observations suffisantes, la limite sédimentologique entre les dépôts marins et dulçaquicoles n'a pas été évaluée dans la région. Elle est située vraisemblablement vers 90 m d'altitude (Gadd, 1971). Il nous est également impossible de démontrer l'existence d'un lac équivalent au réseau du lac à Lampsilis défini par Elson (1960). Il est cependant possible de dire que les secteurs au nord de la moraine de Saint-Narcisse n'ont pas connu de régime lacustre marqué, en raison de leur altitude supérieure à 106 m.

La troisième remarque concerne l'analyse sédimentologique des dépôts marins. Ceux-ci passent insensiblement ou presque d'un faciès à l'autre. On observe des gradients granulométriques nets. Dans ces conditions, les multiples faciès de dépôts marins seront groupés en trois termes sédimentaires d'une série marine. Nous distinguerons un terme transgressif avec un gradient granulométrique décroissant, un terme d'inondation qui correspond à la phase de stabilisation très relative de la transgression marine, et un terme de faciès régressifs, caractérisé par un gradient granulométrique croissant (Occhietti, 1973b). L'ensemble des dépôts marins constitue la série sédimentaire ternaire de la mer de Champlain (cf. chapitre IV). Le terme transgressif (tableau 12) est caractérisé par des faciès marins à caractères mixtes marins et glaciaires. Ainsi, en remontant le Saint-Maurice, de Marchand à la Gabelle, on passe progressivement et latéralement, des silts argileux fossilifères caillouteux aux dépôts glacio-marins. Le terme transgressif est peu épais, sauf en aval de la moraine de Saint-Narcisse. Le terme plénimarin est représenté par des argiles de décantation ou des silts régulièrement et finement stratifiés dont la granulométrie croît vers le haut lorsque les influences prodeltaïques ou d'exondation se font sentir. Ce terme correspond à la phase d'inondation marine (Lombard, 1972). Les types de faciès décrits dans le tableau 13 montrent une progression sédimentologique vers les faciès d'exondation. Le terme d'exondation suit une gradation horizontale continue des anciennes côtes vers le large (tableau 14). Il succède fréquemment au terme



Photo 22

Silt marin caillouteux, à la base de la coupe de Saint-Alban. Le dépôt sous la truelle est un till. Le dépôt marin caillouteux est transgressif. Les cailloux sont rares. La stratification est peu marquée, le taux de sédimentation est rapide.

d'inondation par une lacune d'érosion. Donovan (1977) distingue également une série ternaire de dépôts marins dans la vallée de Maskinongé. Il étudie en détail le mode de sédimentation de cônes sous-marins à proximité du front glaciaire. Fransham et Gadd (1976), et Gadd (1977) mettent en évidence, à partir de forages, une suite de quatre faciès dans la vallée de l'Outaouais, suivie de dépôts dulçaquicoles. Ces études très détaillées permettent de déterminer la succession des faciès, ce qu'il n'est pas souvent possible de voir sur le terrain. Elles établissent des subdivisions

dans le terme médian de la série marine.

En conclusion, les dépôts marins sont caractérisés par une grande diversité et le passage souvent graduel d'un faciès à l'autre. La suite verticale des faciès reflète l'évolution sédimentologique générale de la mer de Champlain. Les passages latéraux montrent l'évolution paléogéographique du bassin. Le membre transgressif, souvent azoïque, indique la présence d'eaux douces lacustres, l'influence du front glaciaire ou des eaux de fonte, selon la localité. Le membre d'inondation est contrôlé par la diminution progressive de la profondeur et de la salinité de l'eau marine. Selon les régions, les faciès ont été sédimentés au large des côtes, à proximité ou au débouché des cours d'eau saturés en matériel libéré par la fonte des glaces. Les faciès de régression varient selon le contexte régional, à proximité ou non des reliefs rocheux ou morainiques. Les termes et faciès sédimentaires définis sont métachroniques à l'échelle du bassin de la mer de Champlain.

Tableau 12: Caractères des faciès marins transgressifs

75

Structures	stratifiée subhorizontale ou épouse les strates massives séparées relief sous-jacent, rythmique, couches par des interlits épaisses de 5 à 15 m	
Granulométrie	silts et sables	silts, argiles, bien classés, avec, plus ou moins fréquents, des blocs et cailloux
Morphoscopie		blocs et cailloux anguleux délestés par les icebergs
Couleur	changement de couleur qui donne un aspect pseudo-varvé	gris
Compaction	faible mais plus grande que celle de varves floculées de lacs proglaciaires	faible
Lithologie des éléments		- farine de roche: quartz feldspath, illite, chlorite, amphibole éléments figurés régionaux
Fossiles	pas de microfaune ni de coquillages	- biocénoses froides à <u>Portlandia a.</u> et <u>Balanus hameri</u>
Position stratigraphique	au-dessus du till, sous les lits marins fossilifères	base de la série marine
Forme construite	comble les dépressions topographiques du till sous-jacent	
Age absolu		10 600 à Saint-Alban
Localités	Saint-Louis-de-France	Saint-Alban Marchand
Faciès, genèse	début de la transgression, taux de sédimentation forts	début de la transgression, à proximité du front glaciaire
Type de dépôt, référence	faciès transgressif, eaux marines profondes, apports influencés par le front glaciaire, varves glaciaires typiques	faciès transgressif proche du front glaciaire, argile caillouteuse

Tableau 12 (suite): Caractères des faciès marins transgressifs

Structures.	stratifiées, horizontale	stratifiée horizontale
Granulométrie	alternance de lits de sable silteux et de silt	lits de sables, peu silteux
Couleur	gris	
Compaction	faible	faible
Fossiles	<u>Portlandia arctica</u>	
Position stratigraphique	base de la série marine	base de la série marine
Localités	Bournival, La Grange Saint-Louis-de-France	Charette N
Faciès, genèse	sédimentation en eau profonde, apports glaciaires marqués	extrémité distale des deltas glaciaires sous-marins
Type de dépôt, référence	dépôt transgressif à lits alternés de sable et de silt	dépôt transgressif sableux

Tableau 13: Caractères des dépôts d'inondation marine

Structures	massive ou stratification discrète	finement stratifiée ou massive	très finement stratifiée ou massive
Granulométrie	fines argiles et silts	argile argile silteuse	silt, silt argileux
Couleur	gris	gris à gris verdâtre, "bleu"	gris
Compaction	faible	très faible, forte teneur en eau	faible
Fossiles	<u>Portlandia arctica</u>	(?)	<u>Macoma balthica</u>
Position stratigraphique	sous la séquence régressive		sous la séquence régressive
Forme construite			plaines argileuses
Localités	Charette Lac-au-Sable		rivière la Fourche Saint-Boniface
Faciès, genèse	décantation en eaux froides, profondes, front glaciaire souvent présent	décantation en eau calme profonde	décantation en eau calme, moyennement profonde
Type de dépôt, référence	marin, eaux froides et profondes	argile marine de décantation	silt marin

Tableau 13 (suite): Caractères des dépôts d'inondation marine

Structures	finement stratifiée subhorizontalement	strates très marquées subhorizontales, structures en boucle sous-aquatiques
Granulométrie	silt et interlits de sable fin	lutites et sables
Morphoscopie	grains de sable anguleux	grains de sable anguleux
Couleur	gris	gris
Compaction	faible	faible
Fossiles	<u>Portlandia arctica</u> <u>Macoma balthica</u>	microfaune, macrofossiles apparemment absents
Position stratigraphique		sous la séquence d'émersion
Forme construite	plaines argileuses	plaines argileuses
Localités	Saint-Alban Yamachiche	dépôts prodeltaïques et estuariens
Type de dépôt, référence	silt marin stratifié avec des feuillets de sable fin	dépôts marins prodeltaïques

Tableau 14: Caractères des dépôts d'exondation

Structures	alignements horizontaux de gros blocs	stratifications variées, oblique parallèle, grano-classement inverse
Granulométrie	gros blocs	on passe progressivement des sables silteux aux sables graveleux
Morphoscopie	blocs usés et non usés	grains usés à non usés
Couleur		progressivement du gris au jaune
Compaction		faible
Lithologie des éléments	régionale	
Fossiles		<u>Hiatella arctica</u> , <u>Mytilus edulis</u> , <u>Mya arenaria</u> à la base
Position stratigraphique		sommet de la série marine
Forme construite	lignes de rivage marquées par ces alignements	littoraux protégés
Localités	rivière Noire	Séminaire de Shawinigan
Faciès, genèse	blocailles résiduelles de till remanié par les actions littorales	faciès d'exondation, passe souvent au sommet à des faciès graveleux
Type de dépôt, référence	dépôts littoraux grossiers	dépôts d'exondation sub-littoraux et littoraux

Tableau 14 (suite): Caractères des dépôts d'exondation

Structures	Stratifications obliques puis entrecroisées
Granulométrie	Sables, sables grossiers et gravier
Morphoscopie	matériel usé
Couleur	claire
Compaction	absente
Lithologie des éléments	régionale
Fossiles	absents
Position stratigraphique	épandages sur les silts marins souvent avec lacune d'érosion
Forme construite	hautes plaines d'épandage
Localités	Sainte-Thècle
Faciès, genèse	exondation disparition de la mer
Type de dépôt, référence	épandages d'exondation marine



Photo 23: Structures synsédimentaires dans les silts marins, rivière au Lard. Ces silts font partie du relief construit de la moraine de Saint-Narcisse.

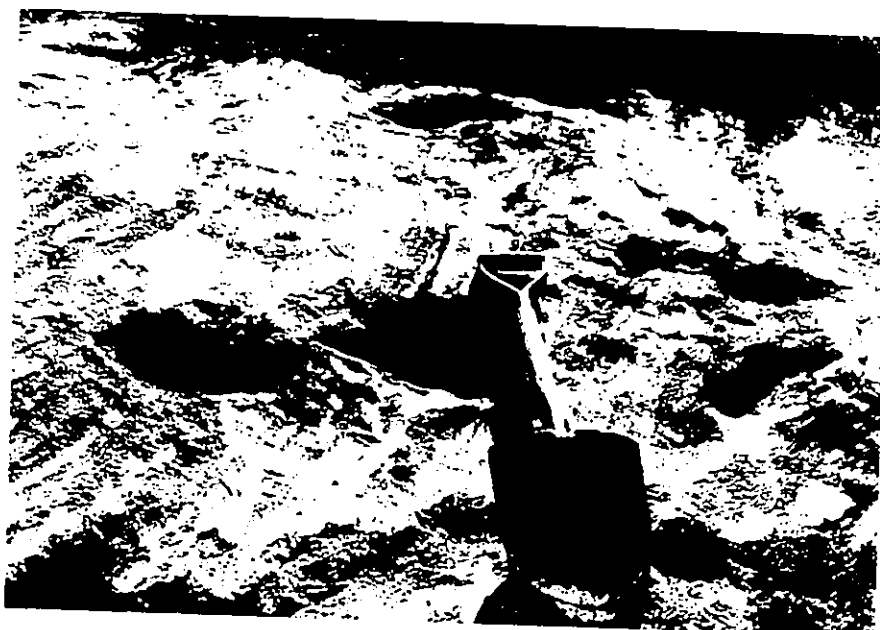


Photo 24: Structures plissées métriques dans les silts marins, rivière au Lard. Ces silts ont été déposés à proximité du front glaciaire. Les structures indiquent une sédimentation extrêmement rapide et des glissements sous-aquatiques.



Photo 25:

Silts stratifiés,
déposés en milieu
para-marin, Notre-Dame-
des-Anges.



Photo 26: Silts marins massifs, Saint-Boniface.

2.6 Dépôts deltaïques et continentaux post-glaciaires

Les dépôts deltaïques de la région sont sableux et présentent les structures sédimentaires classiques, avec notamment les lits frontaux et les lits basaux. Les divers types de deltas, marins, lacustres, fluviatiles, seront étudiés dans les chapitres qui traitent de la stratigraphie et de la morphologie. Pour des raisons de logique cartographique, les dépôts deltaïques ont été groupés avec les dépôts des environnements majeurs auxquels ils étaient associés: fluvioglaciaire ou dépôts d'exondation.

Les dépôts fluviatiles du Saint-Maurice et des rivières de la région ont les caractères suivants: structures sédimentaires variées, à stratifications obliques, parallèles ou entrecroisées, chenaux, lits ondulés, etc., granulométrie variable, souvent grossière (rudites, arénites), parfois fine (silts et silts sableux) selon les régions traversées, absence de fossiles sauf de débris végétaux enfouis par des glissements de terrains postérieurs à la sédimentation fluvatile.

Les dépôts éoliens donnent une morphologie de détail à toutes les plaines et terrasses sableuses au-dessus de 90 m d'altitude, et perturbent notablement le drainage par endroits. Il faut noter que ces dépôts semblent parfois être associés à des cordons littoraux qui marquent l'exondation. Les dépôts de certaines buttes métriques à décamétriques ont une granulométrie très différente d'un lit à l'autre. Ce sont des dépôts nivéo-éoliens (voir Cailleux, 1972).

Les dépôts organiques recouvrent de grandes surfaces sur le feuillet de Shawinigan E, dans la plaine du lac à la Tortue.

2.7 Dépôts remaniés

Par définition, tous les dépôts actuels dont la structure sédimentaire et la texture ne sont pas originelles devraient être classés comme dépôts remaniés. Nous verrons plus loin les cas où cette distinction est vraiment nécessaire. Les agents de remaniement de la région ont été les suivants: la glace, les eaux de fonte glaciaires, les eaux marines littorales, les eaux fluviales, les eaux de ruissellement en surface, le triage et l'ablation par déflation éolienne. Nous n'avons pas observé de remaniement net par des phénomènes périglaciaires. Les remaniements par gravité, en dehors des glissements de terrain dans les dépôts silteux sont négligeables.

a) Les remaniements glaciaires

Etant donné que le glacier est en soi un agent de transport, tout dépôt mis en place par cet agent sera considéré comme du till. Les lambeaux de dépôts ou de roches charriés par le glacier sont considérés comme des éléments constitutifs du till, jusqu'à une limite dimensionnelle arbitraire de 100 m de plus grande longueur (Occhietti, 1973a). Les structures internes dans le till sont des structures primaires glacio-dynamiques.

b) Les remaniements par les eaux de fonte glaciaires

L'action de remaniement de ces eaux est très forte au moment de la fonte sur place de la glace. Les anciennes moraines mouvantes, supraglaciaires, intraglaciaires et à la base du glacier sont délavées et donnent un dépôt résiduel communément appelé "till d'ablation". Sur le front du glacier, de puissantes blocailles s'accumulent en étant fortement délavées, ces dépôts sont appelés "moraines délavées" par Baulig (1956) et ne sont pas à proprement parler des dépôts remaniés, leur structure originelle étant bien celle que l'on observe actuellement.

c) Les remaniements par les eaux marines littorales

Appelé communément "action des vagues", le remaniement par les eaux littorales est de loin celui qui a été le plus actif dans la région. La notion de remaniement littoral ne s'applique bien qu'aux dépôts d'origine glaciaire et fluvioglaciaire. Les faciès varient du dépôt résiduel grossier, parfois fossilifère, au dépôt marin en eau profonde.

En Mauricie, nous n'avons pas observé d'exemple de passage continu entre un till originel et des dépôts marins de remaniement comme celui des collines d'Oka (Hillaire-Marcel, 1972). Néanmoins, sur les versants rocheux, on trouve communément du till résiduel avec, dans les dépressions topographiques, des accumulations de silts transportés par les eaux marines ou les eaux de surface.

Le complexe morainique de Saint-Narcisse est un bon exemple de forme glaciaire remaniée par la mer.

d) Les remaniements superficiels

Le vent et le ruissellement ont pu remanier tous les dépôts antérieurement mis en place. Les dunes sont très fréquentes en Mauricie, entre 150 et 90 m d'altitude. Le ruissellement a délavé très fortement les dépôts dispersés sur les versants rocheux des Laurentides où les coupes de la voirie montrent sur de courtes distances des dépôts très variés: poches silteuses, blocailles, lits sableux, till, dépôts fluvioglaciaires stratifiés, till d'ablation. Les glissements de terrain, liés à la gravité, affectent directement les dépôts silteux et indirectement les dépôts qui leur sont associés lithostratigraphiquement.

En conclusion, les dépôts quaternaires de la région sont très variés. Témoins des environnements qui se sont succédés dans la région, leur identification est essentielle et précède l'analyse de la lithostratigraphie.

Chapitre IV

STRATIGRAPHIE DES DEPOTS QUATERNAIRES

La région étudiée présente deux particularités: d'une part, la série lithostratigraphique représente une grande partie du Wisconsinien, d'autre part, les témoins de la déglaciation de la fin du Wisconsinien sont associés à une transgression marine. Cette dernière particularité entraîne une grande diversité de rapports lithostratigraphiques pendant un court laps de temps, entre 11 500 et 10 000 BP environ.

1. Description des principales coupes de la région

Les affleurements cités dans le texte sont localisés sur la carte hors-texte 4.

1.1 Coupes du Saint-Maurice

Site des Vieilles-Forges

Les coupes du site des Vieilles-Forges exposent la stratigraphie du Wisconsinien la plus complète de la région. Quatre coupes partielles ont permis d'établir une colonne lithostratigraphique composite. La plus importante, la nouvelle coupe des Vieilles-Forges (annexe 5, photos 27, 29, 30) est localisée sur la rive

droite du Saint-Maurice, à 400 m en aval du ruisseau des Forges. La coupe de Mélançon (fig. 2, annexe 6, photo 28), localisée à 700 m plus en aval, a exposé des variations latérales dans le till supérieur (Till de Gentilly). Sur la rive gauche du Saint-Maurice, à 100 m et 350 m en amont du ruisseau en face des Vieilles-Forges, les coupes 1 et 2 de la Pointe à la Hache (fig. 3) complètent la partie inférieure de la colonne composite, avec la présence du till inférieur (Till de Bécancour). Les coupes évoluent très vite, mettant en évidence des variations lithologiques et d'épaisseur importantes dans le till supérieur (Till de Gentilly).

La coupe composite (fig. 4) est fidèle sauf au sujet des épaisseurs des unités qui changent d'une coupe à l'autre. A la base, les affleurements rocheux de schiste décrits en 1852 par Logan, correspondent à un seuil rocheux franchi par le Saint-Maurice, au droit de la Pointe à la Hache. Le till inférieur n'affleure qu'à ce site où il est surmonté de silts argileux. Ces derniers dépôts, non glaciaires, sont en corrélation avec les argiles silteuses à couches organiques de la coupe des Vieilles-Forges, déjà corrélées par Gadd et Karrow (1959) avec les Sédiments de Saint-Pierre. Au-dessus, des varves d'une puissance moyenne de 9 m affleurent sur différentes coupes jusqu'aux abords de Trois-Rivières comme Gadd le signale (1971). Elles ont été corrélées par Gadd et Karrow (1959) avec les varves de Deschaillons. Les sables silteux stratifiés ou massifs qui les surmontent (Sables

des Vieilles-Forges, Occhietti, 1977), épais de plus de 15 m, sont coiffés par un deuxième till très sableux de 3 à 7,5 m d'épaisseur, corrélé avec le Till de Gentilly (Gadd et Karrow, 1959).

La limite entre les Sables des Vieilles-Forges et le till qui les surmonte est indistincte. On observe une lacune d'érosion surmontée de petits chenaux d'érosion. Le sable et le silt situés au-dessus sont compacts et feuilletés, avec quelques petits graviers. On peut considérer ce matériel comme un till local sableux qui marque le début de l'englaciation. Il atteint une épaisseur de 1 m.

Le till franc, avec blocs et matrice, compact, atteint localement une épaisseur de 7,5 m. Il n'est pas massif mais subdivisé en plusieurs couches successives qui marquent des variations sédimentologiques sous le glacier entre le début de l'englaciation (vers 60,000 BP ou plus tard) et la fin de la déglaciation (vers 11 500 BP). Ce till représente donc une histoire sédimentologique de plusieurs dizaines de milliers d'années. La base du till, épaisse de 3 m environ, est massive, à matrice sableuse et à pierres et blocs peu abondants. Elle indique une phase de sédimentation et probablement une dynamique glaciaire homogène. Au-dessus de ce till, un lit de sable intercalé a été observé en juin 1973 et deux lits de sable, séparés par du diamicton, en novembre 1974 (photos 29 et 30). La partie supérieure du till change d'aspect: massive et à matrice dominante vers le bas, moins massive avec une plus grande abondance de galets vers le haut. Du till d'ablation recouvre localement le till.

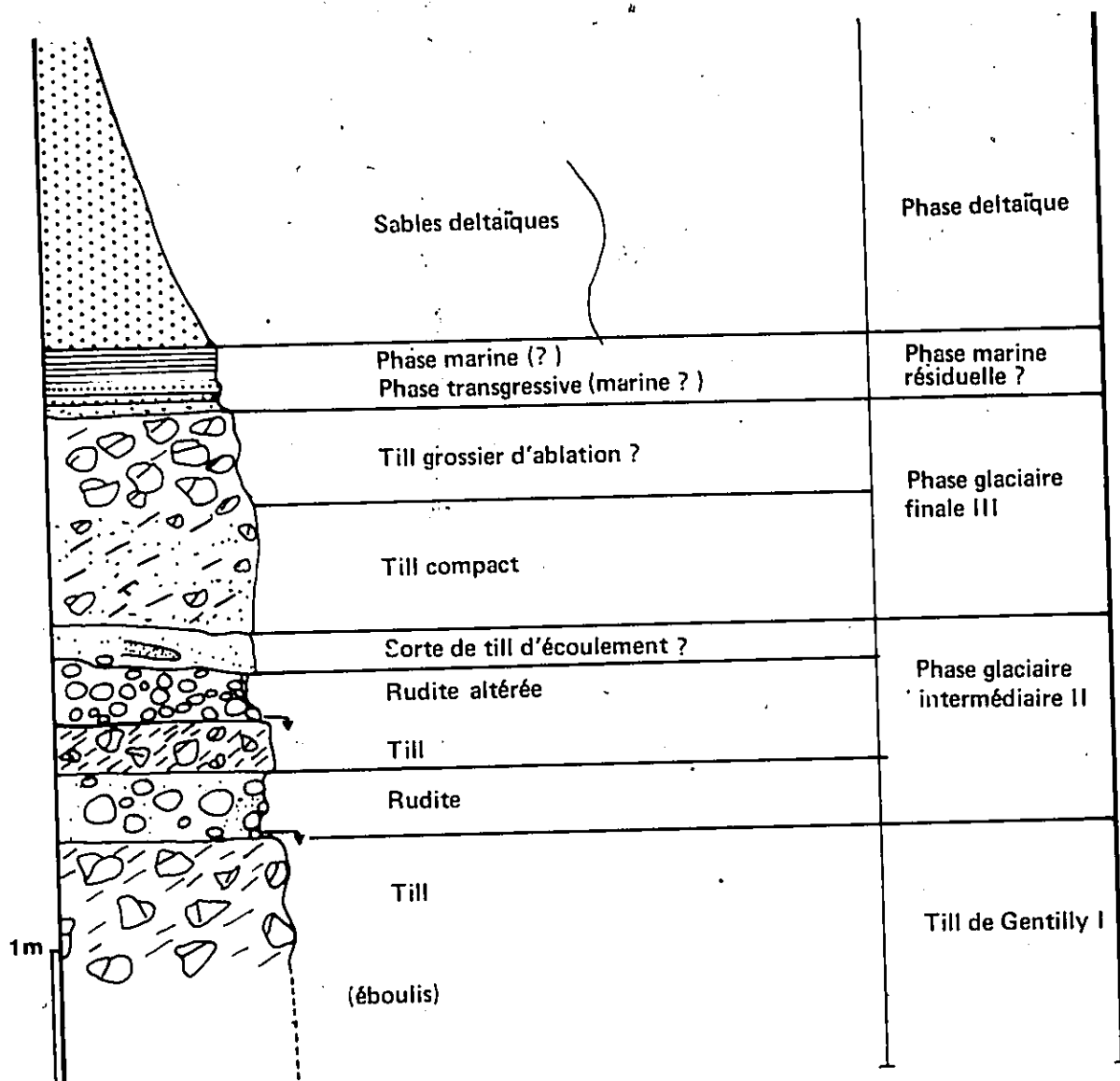


Fig. 2: Détail de la coupe de Mélançon

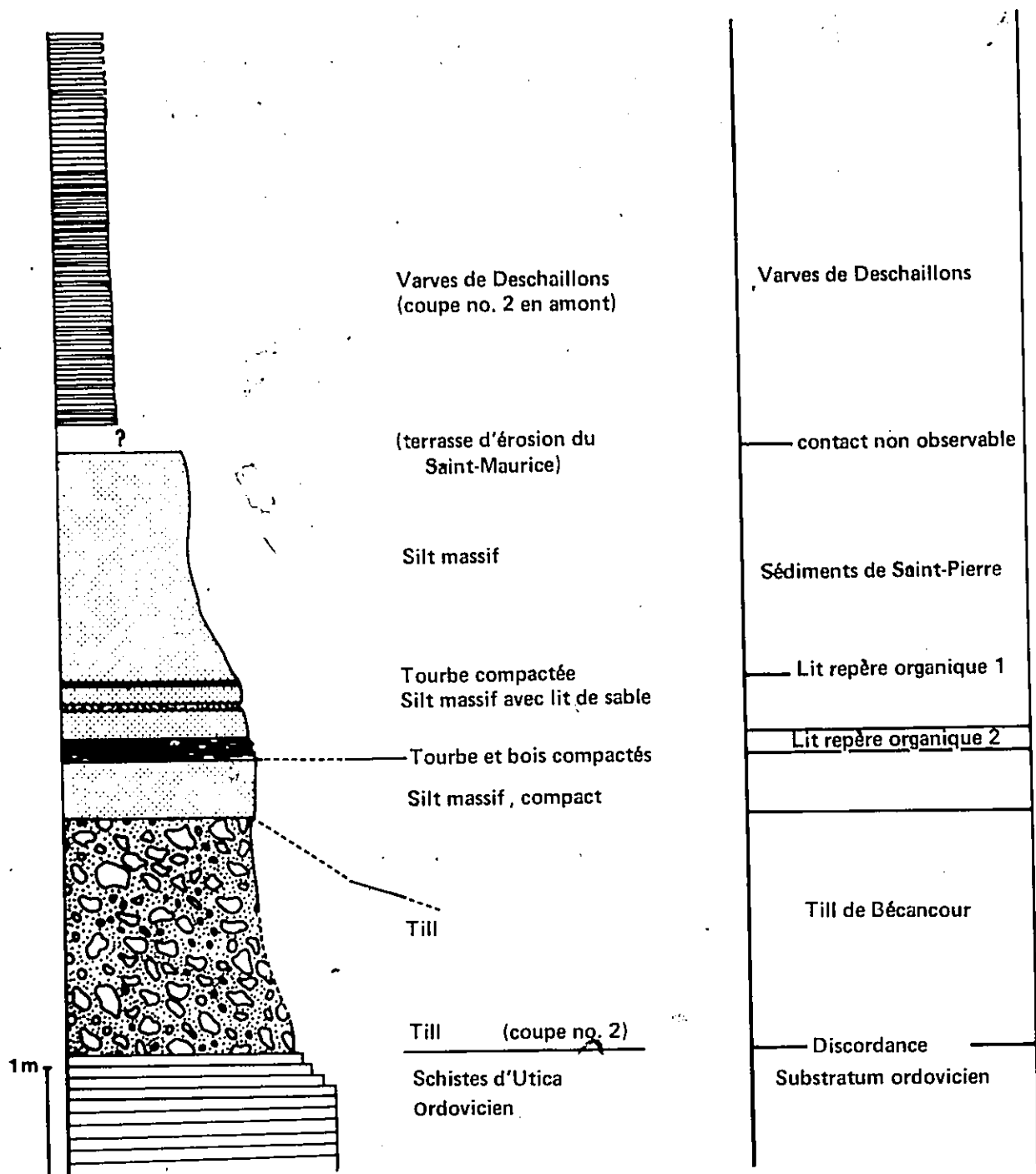


Fig. 3: Coupe composite de la Pointe à la Hache
Les deux coupes sont distantes de 100 m, en amont du ruisseau
face aux Vieilles-Forges, sur la rive gauche du Saint-Maurice.

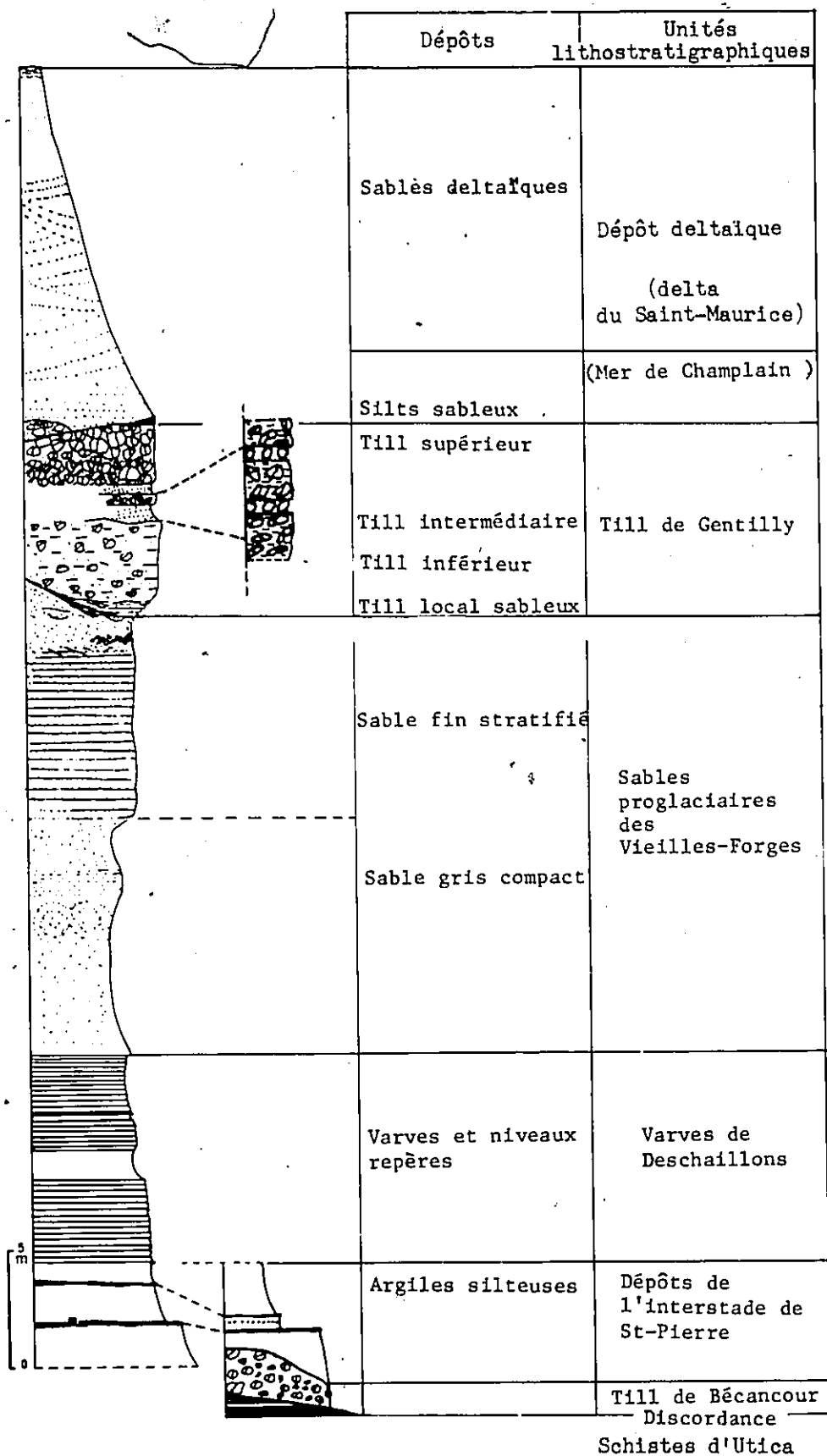


Fig. 4: Coupe composite des Vieilles-Forges

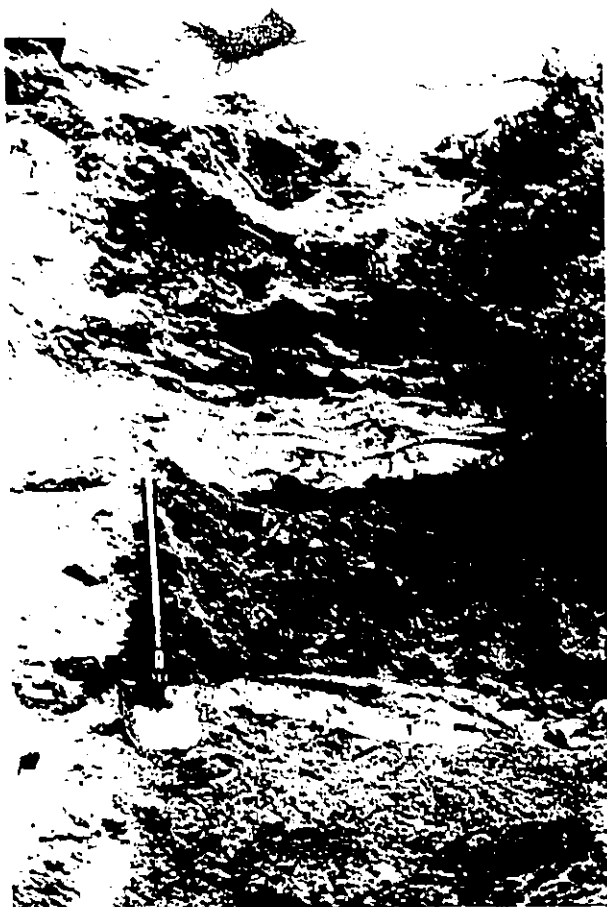


Photo 27: Coupe des Vieilles-Forges, rive droite du Saint-Maurice (novembre 1973). Les deux lits de sable intercalés dans le Till de Gentilly, ou horizons de Mélançon, sont situés à la hauteur des extrémités du manche de la pelle. Noter que le lit inférieur est discontinu. Le lit de sable supérieur, plus épais, montre des stratifications qui manquent de netteté. Il faut signaler que l'aspect des lits de sable change considérablement à mesure que la coupe évolue.

Photo 28: Coupe de Mélançon, rive droite du Saint-Maurice (novembre 1974). Les deux lits de rudite à matrice sableuse sont localisés à la hauteur des extrémités de la pelle. Le lit inférieur est très altéré. Noter la différence de proportion de blocs dans le till en position supérieure: la partie inférieure est presque dépourvue de blocs et de cailloux qui abondent dans la partie sommitale. Les deux horizons de Mélançon reflètent des changements de dynamique glaciaire dans le Till de Gentilly.



Photo 29: Coupe des Vieilles-Forges, sommet du lit de sable intercalé dans le Till de Gentilly observé en juin 1973. Les minéraux sombres du sable montrent un aspect dispersé, sans stratification régulière. Cette disposition "perturbée" est peut-être postérieure à la mise en place du sable.

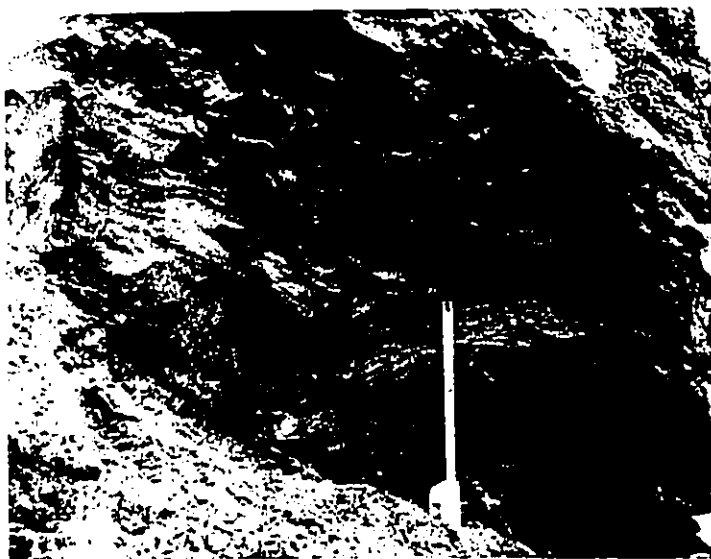


Photo 30: Coupe des Vieilles-Forges, base du lit de sable intercalé dans le Till de Gentilly, observé en juin 1973. Les lits de minéraux sombres sont déformés, avec parfois des étirements faillés.

Des lentilles de silt ou un lit silteux à petit gravier dépourvus de faune signalent un épisode en eaux profondes avant la sédimentation deltaïque. Les silts sont peut-être des résidus d'érosion de dépôts marins enlevés par les eaux du Saint-Maurice au front de son delta.

Les sables deltaïques représentent environ le tiers supérieur de la coupe. La stratigraphie montre que la forme construite appelée delta du Saint-Maurice est en réalité composite. Le delta est construit sur des dépôts interstadias et glaciaires.

Site de la Gabelle

Un deuxième ensemble de coupes, localisées de part et d'autre du barrage de la Gabelle, permet d'établir les relations stratigraphiques entre certains dépôts de front glaciaire associés au complexe morainique de Saint-Narcisse et les dépôts de la mer de Champlain. A la base des coupes, il y a passage progressif, d'aval en amont, d'"argiles" marines caillouteuses fossilifères très distales (coupe de Marchand, fig. 5) à des dépôts glacio-marins distaux fossilifères (coupes au sud de la Gabelle, photo 31) puis à du till compact proximal (coupes face aux Grès, photo 32) qui recouvre et est recouvert par du sable grossier stratifié. Les "argiles" marines fossilifères et finement stratifiées surmontent tous ces dépôts. Leur structure stratifiée évidente, sauf à la coupe de Marchand, les distingue très nettement des dépôts glacio-marins caillouteux et plutôt massifs sous-jacents (photo 31).

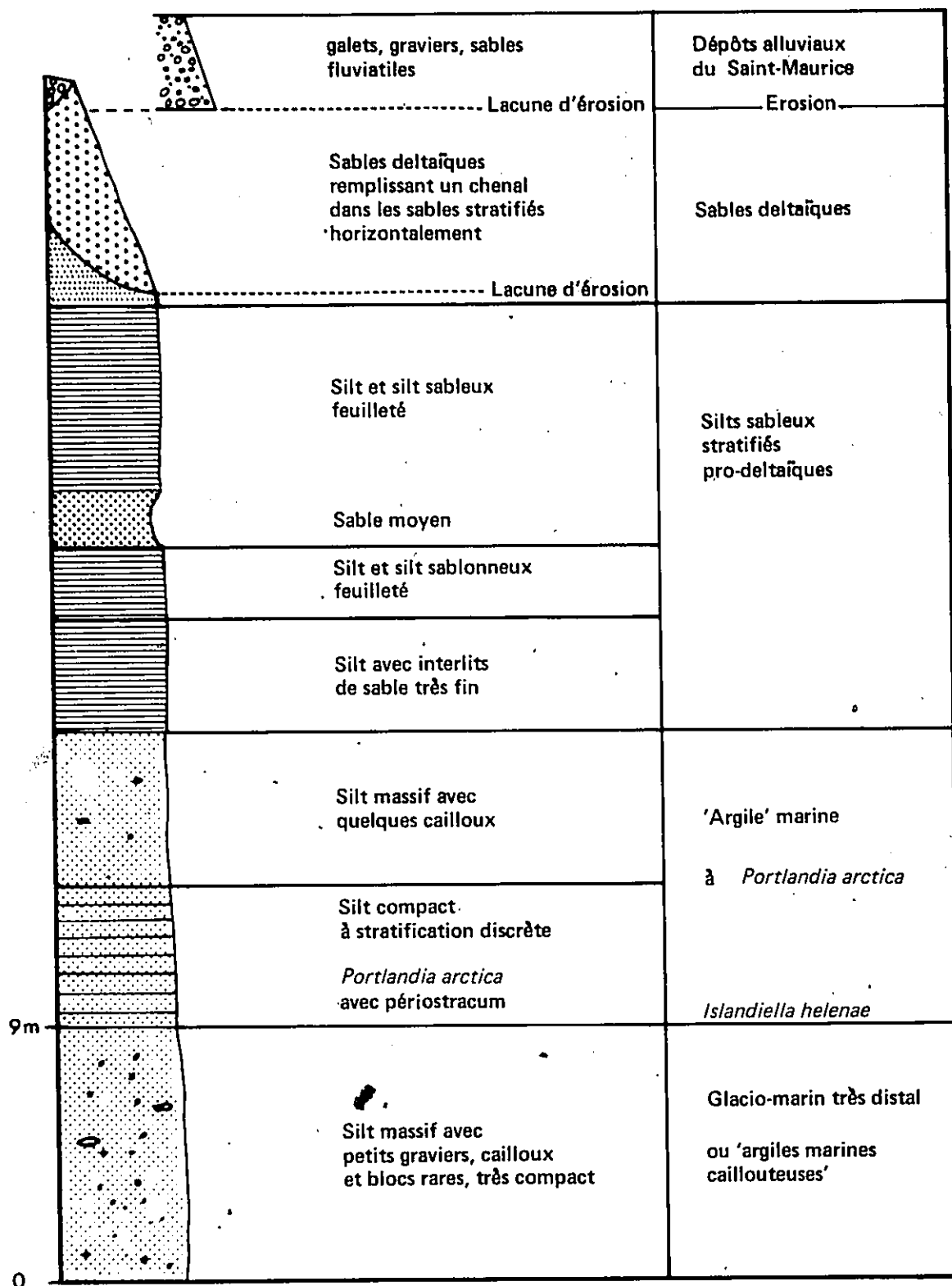


Fig. 5: Coupe de Marchand, rive droite du Saint-Maurice



Photo 31: Coupe en aval de la Gabelle, rive gauche du Saint-Maurice. Les dépôts glacio-marins massifs sont ravinés ou s'affaissent selon des plans de décrochement parallèles à la surface de la coupe. Les coquilles de Portlandia arctica prélevées dans ce dépôt ont été datées de $11\,100 \pm 90$ (GSC-2045). Les argiles et silts marins qui surmontent ce dépôt sont stratifiés.



Photo 32: Base de la coupe face aux Grès, rive gauche du Saint-Maurice. On distingue le till sur la moitié inférieure de la photo et la pente du toit de ce dépôt vers le nord, vers l'amont du mouvement glaciaire. Les sables stratifiés au-dessus précèdent la sédimentation des argiles et silts marins.

Des sables deltaïques ou des alluvions du Saint-Maurice succèdent aux argiles. La même séquence stratigraphique - glacio-marin, marin, deltaïque - a été observée latéralement au Saint-Maurice, sur une coupe de la rivière Cachée située près du pont de la route qui va de Cap-de-la-Madeleine à Shawinigan et sur de nombreuses coupes de la Yamachiche décrites plus loin. Les dépôts glacio-marins, larges de 4 km au moins et épais de 5 à 15 m, sont disposés dans l'axe du complexe morainique de Saint-Narcisse. Le till et les sables associés face aux Grès, sur le rebord proximal des dépôts glacio-marins, sont en corrélation avec les dépôts qui construisent la moraine frontale dont les reliefs apparaissent à Mont-Carmel et au Petit-Saint-Etienne, respectivement à 8 km et 5 km du Saint-Maurice.

La présence de silts marins stratifiés, par-dessus les dépôts glacio-marins ou le till proximal, indique une sédimentation en eaux profondes avec un faible courant. Dans ces conditions, on peut estimer qu'il n'y a pas eu de phase d'érosion précédant la décantation de boues marines et par conséquent qu'il n'y avait pas de forme morainique construite en travers du talweg du Saint-Maurice actuel, à part les accumulations glacio-marines. L'importance des dépôts glacio-marins tend à démontrer la présence d'une baie de vêlage au front de l'inlandsis, pendant une durée relativement longue, de l'ordre de quelques siècles.

Des Grès aux Grandes-Piles

Des Grès aux Grandes-Piles, au nord de la moraine de Saint-Narcisse, la stratigraphie exposée par les coupes est simple: substratum précambrien, silts marins, sables deltaïques. La coupe typique, en amont du pont de Grand'Mère, expose 9 m d'argile silteuse massive à la base, puis 3 m de silt finement stratifié et 15 m de sables deltaïques. Cette série sédimentaire est localement complétée par des témoins du retrait glaciaire antérieurs à la sédimentation marine: till, sables glacio-deltaïques et blocaille fluvioglaciaire (Grand'Mère), galets et sables fluvioglaciaires sous-aquatiques (Saint-Georges). De plus, à son débouché dans la vallée du Saint-Laurent, le couloir du Moyen Saint-Maurice a été au moins partiellement barré par un verrou de dépôts de contact glaciaire et fluvioglaciaires (coupes de Proulx, Saint-Jacques et Saint-Jean-des-Piles no 1 et no 2, annexe 7).

Amont des Grandes-Piles

En amont des Grandes-Piles, la stratigraphie est régulière. Par exemple, sur la rive opposée à celle de Saint-Roch-de-Mékinac, la coupe face à l'île aux Bouleaux (annexe 8) expose une séquence sédimentaire marine ou para-marine continue de sables et silts à gradient granulométrique décroissant (phase transgressive) puis croissant ou inverse (phase régressive). Les sables et graviers sommitaux marquent la construction de la terrasse d'exondation à 170 m d'altitude. La coupe de la rivière la Pêche confirme la

présence de sables transgressifs à la base des silts para-marins. Les coupes de Saint-Roch-de-Mékinac et de Rivière-Mékinac indiquent en plus la présence de dépôts fluvioglaciaires sous les silts para-marins. En aval du rapide Manigance, des galets et graviers d'une épaisseur de 40 m sont les témoins d'une accumulation fluvioglaciaire frontale en travers de la vallée du Saint-Maurice. Au droit de l'île des Cinq, un amas de dépôts juxtaglaciaires de 500 m de large sur environ 60 m d'épaisseur marque une autre accumulation du front glaciaire. A 3 km en amont du débouché de la rivière Matawin, une moraine frontale a été construite en travers de la vallée du Saint-Maurice. On observe sur la rive droite un plan d'épandage perché à kettles. Sur la rive gauche, des coupes fraîches, dégagées par des travaux de voirie, exposent un till massif à cailloux anguleux et à matrice grise sablo-silteuse sur le rebord proximal qui passe latéralement vers l'aval à des galets et blocs fluvioglaciaires dont la granulométrie diminue vers le rebord distal. Tous les bourrelets transversaux cités sont bordés latéralement par les silts para-marins.

1.2 Coupes de la Yamachiche

La coupe à la Grange (annexe 9), à 1 km en aval des Dalles, montre à la base un diamicton massif ou à lits intercalés de sable, silt et cailloux que l'on peut apparenter à un dépôt glacio-marin proximal mais qui peut correspondre également à un dépôt de glissement de terrain. Au-dessus, la séquence marine transgressive,

épaisse de 30 m, est caractérisée par une diminution du diamètre des éléments: sables, puis, sable silteux, silt sableux, argile massive à Portlandia arctica puis argile silteuse à Macoma balthica.

Les coupes de Bournival 1 (annexe 10 et fig. 6) et 2 (annexe 11), à 200 m et 400 m en aval du pont des Dalles exposent des dépôts glaciaires à stratigraphie complexe, sous les silts marins. Il y a une forte présomption que le till gris rougeâtre très compact à la base de la coupe de Bournival 1 soit du Till de Bécancour.

A 4,5 km en amont, la Yamachiche franchit les dépôts glacio-marins associés au complexe morainique de Saint-Narcisse. La coupe Yamachiche 1 (annexe 12), de chaque côté de la piste qui va de Saint-Etienne-des-Grès au Petit-Saint-Etienne, résume la séquence stratigraphique locale. De bas en haut, on observe des dépôts glacio-marins à fragments de coquilles de Portlandia arctica. Leur épaisseur est variable, et peut atteindre 30 m. Ils sont proximaux avec des passées de matériel plus massif et plus distal. Des silts stratifiés à caractère prodeltaïque d'une puissance de 19 m les recouvrent. L'horizon le plus basal de ces silts est caillouteux et fossilifère; les coquilles de Hiatella arctica ont donné un âge de $10\,230 \pm 155$ (QC-463). Les sables d'exondation sommitaux ont 1 m d'épaisseur. Les dépôts glacio-marins ont été observés jusqu'à la coupe Yamachiche 2, à 2 km en amont de la coupe précédente sans toutefois apparaître à la base de tous les affleurements. En

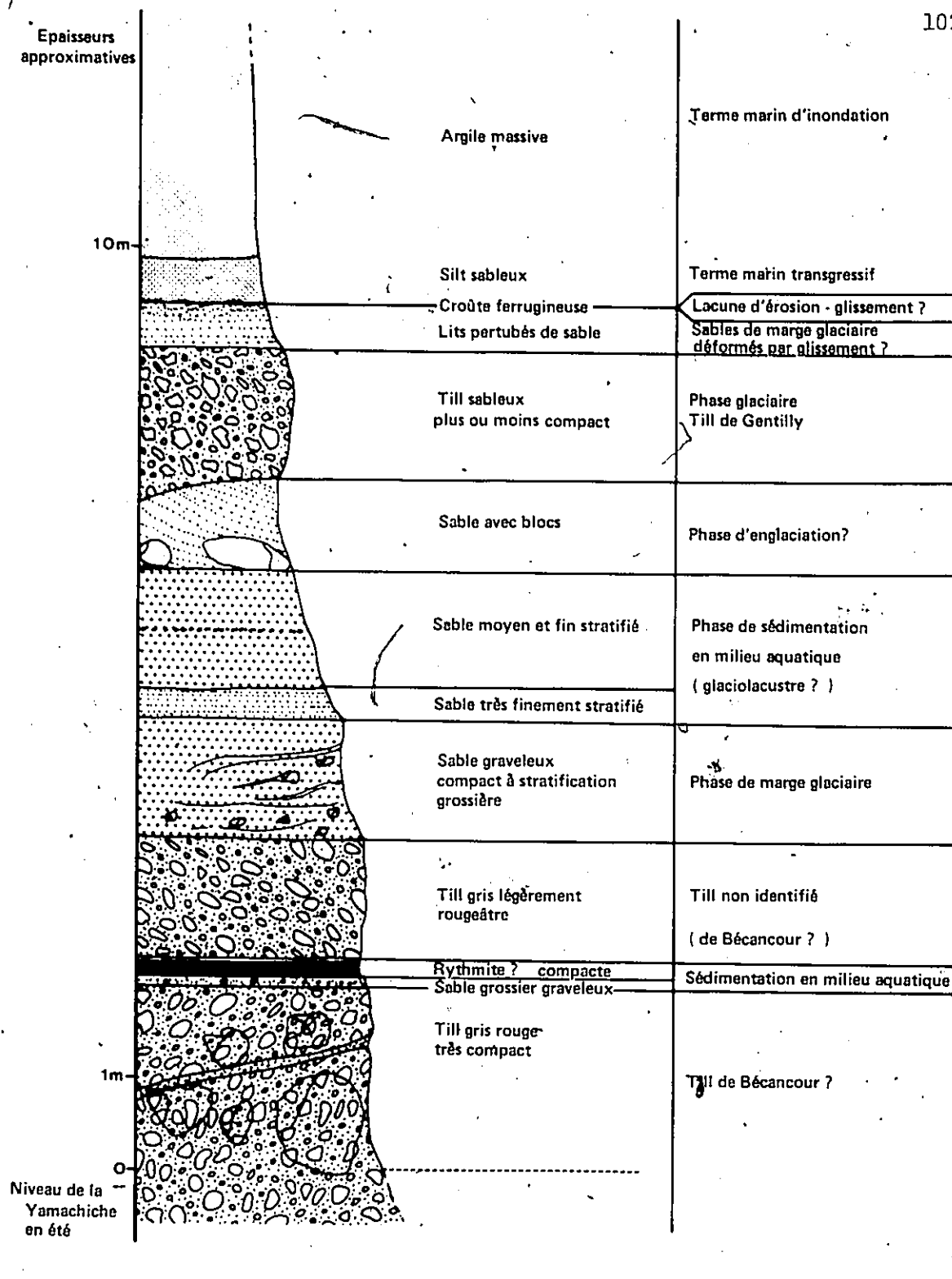


Fig. 6: Coupe de Bournival 1, rive gauche de la Yamachiche, en aval du lieu-dit Les Dalles

tenant compte des méandres de la Yamachiche, les dépôts glacio-marins ont une largeur d'au moins 1 km. Notons que l'on trouve des sables stratifiés sous les silts marins à la coupe Yamachiche 3. Ils sont dans la même position stratigraphique que les sables de la coupe en face des Grès.

La Yamachiche longe ensuite le rebord nord de la moraine de Saint-Narcisse, appelée localement colline de Charette, sur une longueur de 12 km. A côté d'un ancien pont, la coupe de Charette Nord (annexe 13) montre la séquence sédimentaire postérieure à l'épisode glaciaire de Saint-Narcisse: à la base, sables glacio-deltaïques sous-aquatiques puis silts marins d'eau froide à Portlandia arctica, lacune de sédimentation, silts et sables silteux sub-littoraux et littoraux fossilifères, lacune d'érosion et sables d'exondation.

Plus en amont, les coupes mal dégagées de Charette ouest et de Saint-Elie semblent indiquer la présence locale de silts sous les sables d'épandage qui débouchent de l'axe fluvio-glaciaire de Saint-Elie.

1.3 Coupes du Batiscan

Entre 2 et 4,5 km en amont du barrage de Saint-Narcisse, le Batiscan traverse le complexe morainique de Saint-Narcisse. Les coupes latérales au Batiscan (chute des Ailes) exposent des "argiles" caillouteuses fossilifères apparentées à du glacio-marin et à des argiles déposées à proximité du front glaciaire (Gadd, 1955, p. 117).

A Notre-Dame-des-Anges, 42 km plus en amont, le Batiscan coupe 25 m de dépôts fluvioglaciaires grossiers visibles sur la rive droite. Ceux-ci marquent le rebord distal du verrou construit juxtaglaciaire et glacio-deltaïque qui barre la vallée du Batiscan sur une profondeur de 2,5 km. En aval et en amont de ce verrou construit, aux coupes Notre-Dame-des-Anges 1 et 2, on retrouve des silts marins ou para-marins stratifiés horizontalement, tronqués par une lacune d'érosion et recouverts par les alluvions des terrasses fluviatiles récentes à sables et galets stratifiés.

En aval du site précédent, au sud de Lac-au-Sable et sur la rive droite du Batiscan, une coupe expose des silts fins marins. Ces silts stratifiés et à structures en boules sont fossilifères. Les rares petites valves de Portlandia arctica et de Macoma balthica que l'on a pu trouver démontrent la présence d'eaux marines au moins saumâtres jusqu'aux extrémités du rentrant de Sainte-Thècle. Ce sont également les fossiles marins les plus septentrionaux que nous ayons trouvés dans la région. La moyenne terrasse du Batiscan est couverte de sable, gravier et galets (coupe de Notre-Dame-des-Anges 2).

1.4 Coupes de la Sainte-Anne

La Sainte-Anne longe le versant nord de la moraine de Saint-Narcisse à partir de Sainte-Christine, sur le feuillet de Saint-Raymond-de-Portneuf O, et coupe cette forme au bord oriental du feuillet de Montauban E. La rivière est encaissée de 60 m dans

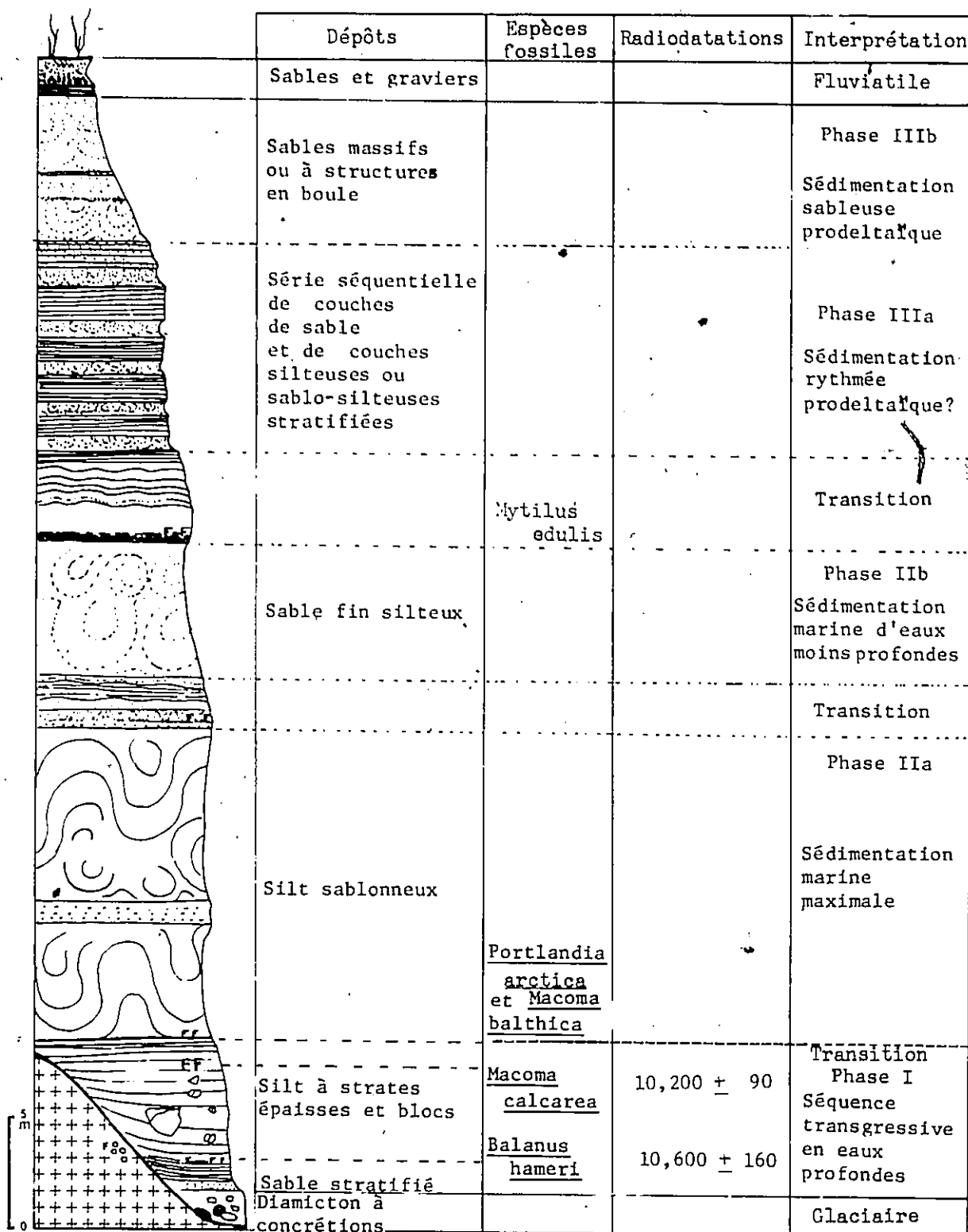


Fig. 7: Coupe de Saint-Alban, rive gauche de la Sainte-Anne.
Les 15 m de sables deltaïques supérieurs ont été tronqués
par la rivière Sainte-Anne.

son propre delta et les silts marins sous-jacents. La coupe située à 10 km au NE de Saint-Alban, en bas de rapides, servira de coupe de référence des dépôts marins de la région étudiée (annexe 14, fig. 7, photo 33). Au-dessus de 0,80 m de till à concrétions calcaires hétérogènes, on trouve une série sédimentaire marine continue, avec phase transgressive légèrement caillouteuse indiquant la proximité d'un front glaciaire (photo 22), phase d'inondation en avant du front du delta de la Sainte-Anne, phases prodeltaïque et deltaïque. Les sables deltaïques sommitaux sont tronqués par une lacune d'érosion surmontée de dépôts de terrasse fluviatile.

1.5 Coupes de la carrière Saint-Louis

Au NE de Saint-Louis-de-France, les coupes dans le mort terrain de la carrière Saint-Louis donnent des indications sur les modalités du retrait glaciaire, au S du complexe morainique de Saint-Narcisse (tableau 15, fig. 8, photo 34). Un bourrelet de till, composé de deux écailles majeures de 24 m de long et inclinées vers le nord, indique une dynamique glaciaire en compression et un glacier ancré à son lit. Le bourrelet est dissymétrique (F. Mayr, communication verbale). Le bord distal est plus riche en blocs que le bord proximal. Il est prolongé vers le sud par un lit de dépôts sablo-caillouteux stratifiés, intercalés entre le Till de Gentilly et les silts marins stratifiés. Ce lit indique un épandage de remaniement en avant du bourrelet. Un pavage de cailloux intercalés dans les silts et daté à $10\ 910 \pm 160$ BP



Photo 33:

Coupe de Saint-Alban, rive gauche de la Sainte-Anne. Noter la surface rocheuse en avant de la coupe, le changement net entre les silts caillouteux des 10 premiers mètres, les silts argileux d'inondation marine, les silts sableux pro-deltaïques nettement stratifiés et leur structure en boules.



Photo 34: Rebord distal du bourrelet de Saint-Louis. On note les lits de matériel délavé surmontés par le silt marin stratifié puis par les sables alluviaux.

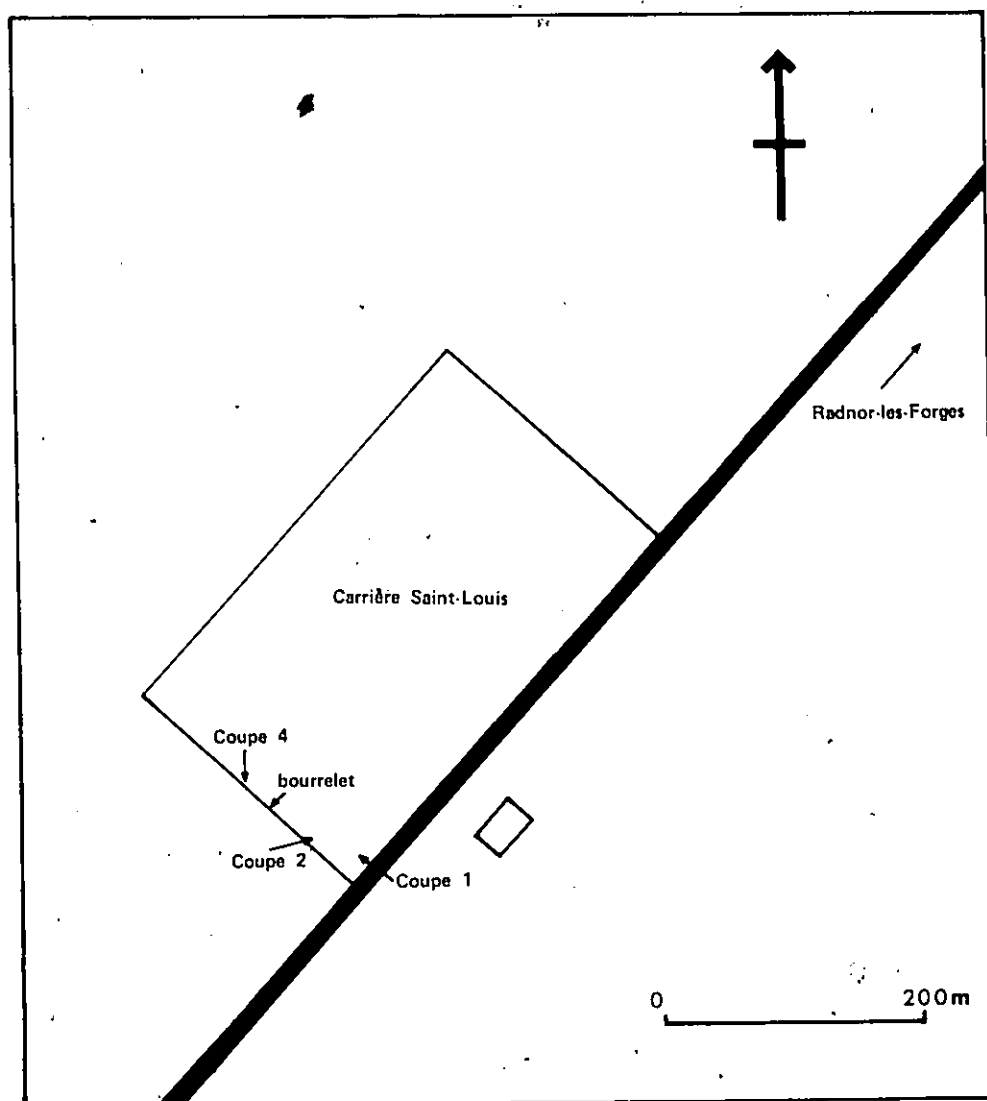


Fig. 8: Croquis de localisation des coupes de la carrière Saint-Louis, sur le rang de Radnor-les-Forges.

Tableau 15: Coupes de la Carrière St-Louis (Bord occidental),
St-Louis-de-France

Coupe 1 (longe la route)		Coupe 2 (au SE du bourrelet)	Bourrelet glaciaire	Coupe 4 (au NO du bourrelet)	Interprétation
50 cm	Sable d'extrondation (rides de clapotis)	Sable moyen à grossier, à stratification parallèle et entrecroisée		Sables, structures sédimentaires entrecroisées	Exondation et terrasse du Proto-St-Laurent
	Galet, lacune d'érosion	Pavage de galets et de gravier		Pavage de galets et graviers	Surface de ravinement des boues marines: blocs, galets, graviers résiduels.
50 cm	Lédon massif, à stratification discrète	Silt finement stratifié avec feuillets sableux parfois intercalés		Silt stratifié	Flémi-marin
200 cm	Dépôt finement stratifié de sable fin et d'argile	Le silt est massif vers le haut			Eaux profondes
	Silt argileux, compact, stratifié				Influence de courants
	Blocs et cailloux glaciaires avec <u>Balmus nuberi</u>	Bloc glaciaire et alignement de cailloux anguleux	Deux écaillés de Till		
50 cm	Silt argileux stratifié	Silt dont les strates épousent à la base la topographie du till sous-jacent			Délestage de blocs par icebergs, et à une réaction de la glace à la hauteur des affleurements des grès de Black River
200 cm	Silt argileux avec petits lits de sable moyen légèrement graveleux				Pacilles transgressives, taux de sédimentation élevé, rythmicité décalcinée
		contact délavé			
100 cm	Till sableux gris, proportion 2/3 de matrice, 1/3 de cailloux glaciaires striés (cailloux décimétriques dominants et composés surtout de calcaire de Trenton)	Till peu compact vers le haut (plus sableux que le till inférieur)			Créagression, sans ravinement
300 cm		Ensemble - gravier (3 cm) - diamicton compact (25 cm) intercalé - silt graveleux (3 cm) - gravier (5 cm) - sable stratifié (10 cm)			Till de Gentilly
		Till gris, sableux, calcaireux			Till à gros blocs dont les stries de la face supérieure sont orientées à 120° (232°).

Substratum: calcaire de Trenton, Ordovicien, surface en plan ou ondulée, plancher glaciaire avec stries et cannelures (azimuts 350°, 15°, 30°), ressauts dissymétriques (abrupt vers le S).

(I-9484) indique une phase de sédimentation par délestage d'icebergs et peut-être une lacune d'érosion. Comme la coupe est située à 5 km en aval du front du complexe morainique de Saint-Narcisse, il est vraisemblable que ce pavage est en corrélation avec une phase de réactivation glaciaire antérieure au complexe morainique. L'abondance, dans ce pavage, de cailloux de grès de Black River qui affleure à la hauteur de la Gabelle, c'est-à-dire au S de l'axe de la moraine, appuie cette hypothèse (voir VII.3).

1.6 Coupes du complexe morainique de Saint-Narcisse

Les coupes observées ont permis de mettre en évidence les types de dépôts du complexe morainique et leurs relations stratigraphiques.

Les dépôts glacio-marins

Ceux-ci sont présents tout au long du front morainique. En plus de coupes déjà décrites de la Yamachiche, du Saint-Maurice, de la rivière Cachée, du Batiscan, les dépôts glacio-marins proximaux ou distaux ont été observés en amont du pont sur la rivière du Loup à l'ouest de Charette, près de l'intersection du rang Saint-Félix avec les rivières du Lard et la Fourche et sur la rive gauche de la Sainte-Anne, à 2 km en aval du pont de Sainte-Christine sur le feuillet de Saint-Raymond-de-Portneuf O. Dans tous les cas, ces dépôts sont mis à jour par l'encaissement de rivières et leur

altitude relative est toujours inférieure à celle de la forme morainique construite. Ils constituent ainsi la racine du complexe morainique et ont été accumulés au contact entre l'inlandsis et la mer de Champlain.

Le till à structure en écailles

On le trouve également tout au long du complexe morainique, à Charette, au Petit-Saint-Etienne, sur les coupes du rang Saint-Félix (photo 10) et à l'extérieur de la région, à Saint-Léonard-de-Portneuf (photo 35) et au nord de Saint-Raymond. C'est I. Lavroushin, de l'Institut des Sciences de Moscou, qui a mis en évidence la nature de ce dépôt dans la région. Ce type de dépôt est caractéristique du complexe de Saint-Narcisse, bien qu'il soit présent au sud et au nord de la moraine, respectivement à Saint-Louis-de-France et à Laganière au NE de Saint-Casimir. Il correspond à d'anciennes moraines de cisaillement indiquant un mode d'écoulement glaciaire en compression, avec fonte in situ de la glace. Sa présence est peu compatible avec une sédimentation glacio-marine avec vêlage d'icebergs. D'après cette restriction sédimentologique et sa position stratigraphique au-dessus ou sur le côté proximal des dépôts glacio-marins, il semble que sa mise en place soit tardive.

Les dépôts de contact glaciaire

Habituellement, le remaniement de la moraine de Saint-Narcisse par la mer a été tellement intense que les gravières

exploitent seulement le matériel de redéposition, sans atteindre le coeur de la structure morainique. La gravière du Petit-Saint-Etienne est la seule à mettre à jour des dépôts juxtaglaciaires caractéristiques (photo 14). On peut penser que ce type de dépôt construisait la plupart des formes en relief de la moraine de Saint-Narcisse.

Le till délavé

Les amas de blocs délavés ou till délavé coiffent le bourrelet morainique sur toute sa longueur, à Saint-Paulin, à Charette, au Petit-Saint-Etienne (bloc de 8 m de long), de part et d'autre de la route de Lac-la-Tortue, dans les grandes gravières de Saint-Narcisse et de Saint-Stanislas et au nord du glissement de Saint-Alban (photos 11 et 36). C'est un faciès classique de moraine frontale, que l'on observe également sur les bourrelets du complexe de Saint-Narcisse au nord de Montréal et de Québec.

Les dépôts glacio-deltaïques et de remaniement

Ces dépôts sont apparemment les éléments constitutifs des collines de Charette et de Mont-Carmel. Comme les dépôts précédents, ils caractérisent le complexe de Saint-Narcisse, impliquant des deltas perchés proglaciaires et le remaniement intense de dépôts disposés sur des reliefs morainiques aujourd'hui disparus. A Charette, le versant nord de la forme construite a été excavé sur 750 m de long, 300 à 400 m de large et 15 à 30 m de profondeur.

A l'extrémité SO de l'excavation, au milieu du front d'exploitation, des sables grossiers à stratification subparallèle, oblique et à pendage nord (photo 18) ont livré des coquilles marines datées au 14 C. A 700 m plus au NE, dans une autre gravière, des lits obliques de sables faiblement limoneux, intercalés entre des lits de galets à matrice de gravier, contenaient des moulages en creux de coquilles marines.

Au mont-Carmel, la gravière Valmont, à l'extrémité ouest de la colline, est exploitée dans des dépôts de sables graveleux à petits galets, épais de 10 m. L'inclinaison à 15° du pendage vers le SSO indique une sédimentation sous-aquatique. Ce dépôt, dépourvu de blocs, peut être soit un épandage proglaciaire perché originel soit le remaniement sous-aquatique d'un épandage fluvio-glaciaire originel. Deux masses sédimentaires de sables grossiers à faible inclinaison, de 3 à 6° , lui sont superposées. Elles marquent deux phases successives de remaniement d'une forme antérieure. Sur le versant nord du Mont Carmel, la grande sablière Landry met à jour des sables moyens à stratification parallèle oblique, à pendage nord. A la base de la coupe, un puits d'exploration de 2 m de profondeur a traversé des sables silteux à stratification horizontale qui indiquent l'existence d'une courte phase de sédimentation marine en eaux à faible courant avant la sédimentation des sables à stratification oblique. Ces derniers sont le résultat du démantèlement du rebord proximal d'un vaste delta glacio-marin perché et de dépôts juxtaglaciaires associés.

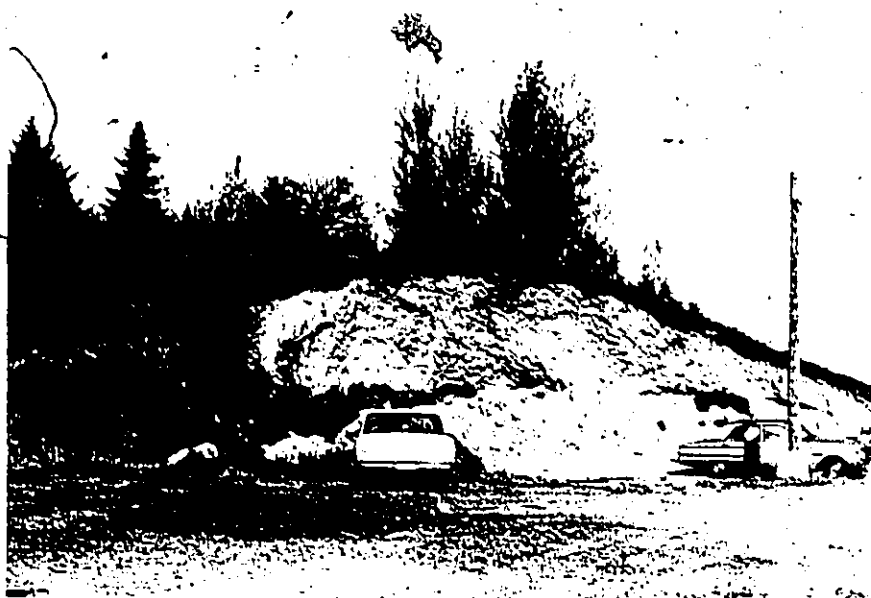


Photo 35: Coupe transversale du bourrelet de la moraine de Saint-Narcisse, à Saint-Léonard-de-Portneuf. Le rebord proximal est à gauche:



Photo 36: Blocs glaciaires, au sommet de la moraine de Saint-Narcisse, au nord de Saint-Alban.

Relations stratigraphiques du complexe morainique de Saint-Narcisse

Le complexe morainique de Saint-Narcisse peut servir d'exemple de corps sédimentaire mixte construit au contact entre un front d'inlandsis et une mer. Les rivières au Lard et la Fourche mettent à jour les rapports lithostratigraphiques de ce type d'environnement (fig. 9).

Sur le rebord proximal, la rivière au Lard coupe des silts sableux stratifiés, déformés et mélangés à un diamicton massif à matrice silteuse contenant des valves entières ou cassées de Portlandia arctica (coupe no 1 de la rivière au Lard, photo 23). Ces dépôts sont interprétés comme le résultat de petites poussées locales de la glace contre le rebord proximal de dépôts marins et glaciaires accumulés en position marginale. Ils sont d'ailleurs recouverts par du till à structure en écaille et bordés localement par du till massif. Plus en aval, au coeur du relief attribué à la moraine de Saint-Narcisse, la rivière au Lard a dégagé une coupe complexe sur la rive gauche. Cette coupe est située entre les deux lignes de haute tension. Elle a déjà été décrite par Karrow (1957, fig. 18) et Gadd (1971). On observe de bas en haut, un dépôt glacio-marin très argileux (60% de particules inférieures à 44 microns, dans la matrice) à blocs disséminés, un diamicton à structure laminée, à blocs et à matrice sablo-silteuse (30% de particules inférieures à 44 microns), une couche irrégulière de sable de moins de 1 m d'épaisseur, des silts d'apparence massive avec des joints de

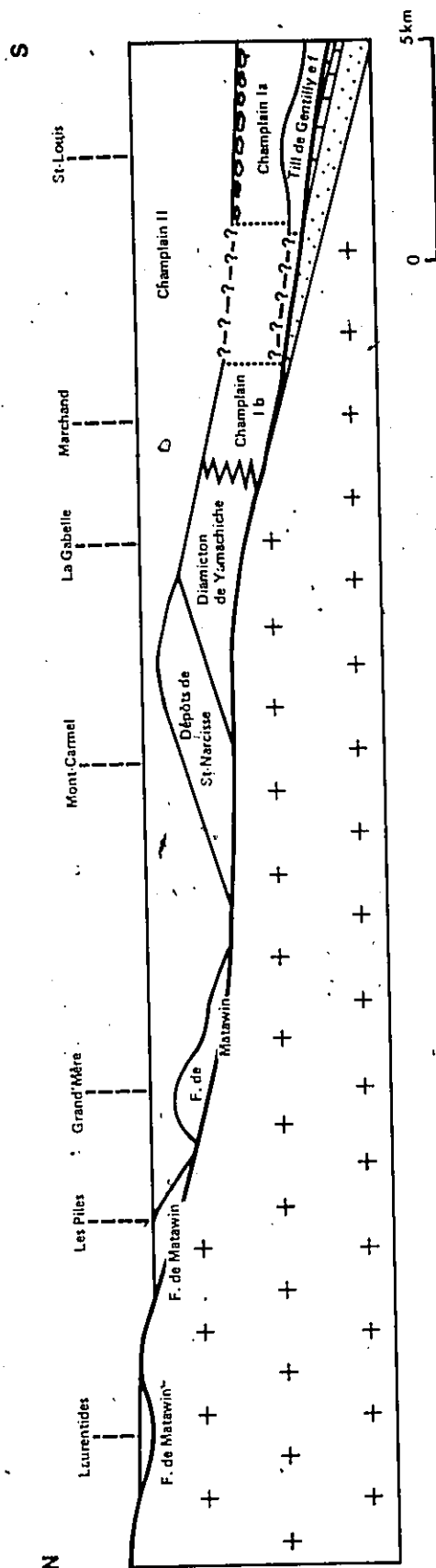


Fig. 9: Relations stratigraphiques du complexe de Saint-Narcisse.

stratification très ténus, un diamicton graveleux sans matrice argileuse, des silts marins puis des pierres et des blocs de remaniement superficiel. Plus en aval, sur la rive droite et sous la ligne de haute-tension la plus méridionale, une autre coupe expose 22 m d'un faciès particulier de silts stratifiés surmontés par 3 m de sables sub-littoraux et de blocs et galets de remaniement ou d'échouage glaciaire qui coiffent le bourrelet morainique dans toute la région. A la base, sur les trois premiers mètres observables, les silts sont intercalés avec des lits de sables, graviers et cailloux, et sont surmontés d'un lit de diamicton. Au-dessus, les silts deviennent progressivement sableux vers le haut où ils sont affectés par des structures de glissement sous-aquatique (photo 24) de plusieurs mètres d'amplitude. Plus en aval, et topographiquement en contrebas, on observe un diamicton très compact à gros blocs et à matrice argileuse.

Les coupes de la rivière la Fourche mettent en évidence la transgression marine avec des silts fossilifères par-dessus le till massif du rebord nord de la moraine. En descendant la rivière, on observe essentiellement des dépôts glacio-marins fossilifères très compacts à blocs et cailloux alternant avec des argiles marines pierreuses. L'échantillon de Portlandia arctica daté de $11\,300 \pm 160$ BP (GSC-1526) a été extrait d'un dépôt glacio-marin caillouteux massif très argileux, distal (photo 21), surmonté d'une argile marine finement feuilletée qui contient quelques rares éléments figurés. Les coquilles de Portlandia arctica sont rares, avec parfois les deux valves accolées et cimentées.

2. Unités stratigraphiques régionales

2.1 Tableau 16: Unités lithologiques régionales

T	Tourbières et accumulations organiques superficielles	
E	Placages de sables éoliens	
9a	Alluvions récentes	
9	Dépôts fluviatiles des moyennes terrasses	
8	Dépôts marins d'exondation: sables d'exondation non fossilifères, dépôts littoraux sableux et grossiers quelquefois fossilifères, deltas marins	
7	Dépôts silteux et argileux marins, faciès transgressifs, d'inondation et prodeltaïques.	
		7g Dépôts marins remaniés par glissement de terrain
6	Formation de Matawin	6 Dépôts fluvioglaciaires et proglaciaires
		6a Till
		6b Dépôts glacio-lacustres
5	Dépôts de Saint-Narcisse: till massif, till en écailles, dépôts juxta-glaciaires dépôts fluvioglaciaires	
		5b Till délavé et dépôts de remaniement
		5a Diamicton de Yamachiche
4	Till de Gentilly	
3	Formation de Deschaillons	3b Sables des Vieilles-Forges
		3 Varves de Deschaillons
2	Sédiments de Saint-Pierre, avec horizons organiques	
-	Varves de Pierreville	
1	Till de Bécancour	
-	Varves du Cap Lévrard	
R	Substratum rocheux: précambrien (R), paléozoïque (Ra)	

2.2 Apport régional à la description du Till de Bécancour

Le till inférieur qui affleure aux coupes de la Pointe à la Hache est situé au-dessous des silts à lits organiques corrélés avec les Sédiments de Saint-Pierre (cf. IV. 1.1). Le till inférieur est par conséquent en corrélation avec le Till de Bécancour, l'hypothèse d'un till plus ancien est plausible mais non démontrée.

Le "Till de Bécancour" a été défini avec précision par Gadd en 1960, bien que sa description soit antérieure (Gadd, 1955), que le nom ait été introduit dans la thèse de Karrow (1957) et que le terme ait été déjà employé dans la légende de la carte de Trois-Rivières (Gadd et Karrow, 1959).¹

Le till porte le nom de la rivière au bord de laquelle se présente la coupe-type, entre le village de Bécancour et le confluent de la rivière Saint-Wenceslas (ou rivière Blanche), sur la rive sud du Saint-Laurent. L'holostratotype est "composé de sable et d'argile rouge brique, d'une dizaine de pieds d'épaisseur en général" (Gadd, 1960, p. 8).

L'étude régionale a permis de mettre en évidence deux nouveaux affleurements de Till de Bécancour sur la rive nord du Saint-Laurent, l'un aux coupes de la Pointe à la Hache, l'autre, non stratigraphiquement démontré; à Bournival. Elle contribue également à élargir la description du Till de Bécancour. A la Pointe à la Hache, la coupe no 1 montre le rebord distal d'un placage de ce

¹ Le nom formel de Bécancour Till est cité comme tel dans Gadd (1971, note infra-paginale, p. 30).

till où il est compact et de couleur gris rosâtre. Les cailloux sont abondants dans une matrice calcareuse. On remarque une variation de la taille des cailloux selon leur nature lithologique. Les cailloux de schiste noir altéré sont petits (2 à 5 cm), pentaédriques, avec des écrasements de sens opposé dûs au transport glaciaire. Les cailloux blancs, anguleux, de 10 à 15 cm de diamètre, sont composés de résidus de décalcification d'un calcaire très fossilifère, probablement du calcaire de Trenton. Les cailloux précambriens sont plus arrondis ou émoussés, leur diamètre varie de 5 à 10 cm. Les blocs sont rares et composés de roches précambriennes. La proximité des premiers affleurements de calcaire de Trenton, à 1,2 km du NO de la coupe (carte hors-texte 2) indique une origine presque locale d'une partie des éléments figurés du till. Le till est surmonté par un mètre de silt compact et massif. Ce silt contient quelques résidus de cailloux décalcifiés de couleur noire. Il est recouvert par un lit de tourbe, ce qui permet de le corrélérer avec les Sédiments de Saint-Pierre. Le contact entre le till et le silt est mis en évidence par la différence lithologique entre les deux unités. Le till change d'aspect sur son toit, sur une épaisseur de 3 cm, ce qui indique peut-être un remaniement superficiel.

2.3 Apport régional à la description des Sédiments de Saint-Pierre

Les argiles silteuses à niveaux organiques qui affleurent à la base des coupes des Vieilles-Forges ont déjà été corrélées par Gadd et Karrow (1959) avec les Sédiments de Saint-Pierre.

Les "sédiments de Saint-Pierre" ont été définis par Gadd (1960, p. 9), sur des coupes de la rive sud du Saint-Laurent. Le stratotype est composé de sables et de niveaux de tourbe à Carex et à Sphaignes, contenant des restes d'insectes du genre Donacia. La formation inclut également des graviers et des concentrations locales de silts et d'argiles sur d'autres affleurements de la vallée moyenne du Saint-Laurent (Gadd, 1971). Les couches de tourbes lenticulaires et discontinues, associées aux autres sédiments fluviatiles "dénotent l'existence d'un réseau hydrographique dans la vallée du Saint-Laurent" (Gadd, 1960, p. 12). Les Sédiments de Saint-Pierre ont été l'objet de nombreuses descriptions et analyses partielles (Keele, 1915; Coleman, 1941; Gadd, 1953 et p.; Karrow, 1957 et 1959; Terasmae, 1957 et 1958; Dreimanis, 1960).

Dans la région, ils affleurent le long du Saint-Maurice, des Vieilles-Forges à Trois-Rivières. Il est possible que les sables finement stratifiés de la coupe de Bournival 1 en fassent partie. Karrow (1957, p. 35) a décrit des sables tourbeux dans une coupe d'interprétation difficile à Grondines.

Aux Vieilles-Forges, les argiles silteuses de Saint-Pierre sont massives et ont plus de 4 m d'épaisseur. Elles indiquent une sédimentation relativement longue dans un plan d'eaux calmes localisé sur la rive nord de l'actuel Saint-Laurent. Le lit de sable intercalé de la coupe de la Pointe à la Hache marque un épisode très bref de courant et peut-être une surface d'érosion. Les

argiles silteuses des Vieilles-Forges constituent un faciès particulier des Sédiments de Saint-Pierre. De plus, elles excluent la présence d'un ancêtre du Saint-Maurice à l'emplacement du lit actuel de ce cours d'eau, soit que celui-ci ait débouché ailleurs dans le réseau hydrographique de l'interstade de Saint-Pierre, soit que le réseau hydrographique de la rive nord ait été très différent de l'actuel avec notamment une calotte glaciaire au nord.

2.4 Contribution à la description de la Formation de Deschaillons

Les expressions lac de Deschaillons et formation de Deschaillons ont été introduites par Karrow (1957) dans sa thèse. La notion de lac de Deschaillons est publiée plus tard (Karrow, 1959). Les varves de Deschaillons sont définies par Gadd (1960, p. 12 et 13) sans qu'il soit fait mention du rang de formation. La coupe-type est située sur "le versant sud de la glaisière de la Montréal Terra Cotta Company". Les varves de Deschaillons reposent apparemment en concordance stratigraphique sur les Sédiments de Saint-Pierre et par l'intermédiaire de couches déformées sous le Till de Gentilly. Elles ont été l'objet de plusieurs observations: Logan (1863), Keele (1915), Gadd (1955 et p.), Karrow (1957 et p.), Terasmae (1957 et p.), Hillaire-Marcel (1977), Occhietti (1977) et Pagé (travaux en cours).

La contribution régionale à l'étude des varves de Deschaillons est basée uniquement sur les coupes du site des Vieilles-Forges, étudiées en partie avec la collaboration d'étudiants de

l'Université de Montréal. La nouvelle coupe des Vieilles-Forges (annexe 5) peut servir de coupe de référence ou d'hypostratotype pour les faciès proximaux au-dessus des varves de Deschaillons proprement dites (fig. 10).

Coupe composite des Vieilles-Forges: les Varves de Deschaillons

Entre le ruisseau des Vieilles-Forges et la coupe de Mélançon, à 1000 m en aval, les varves de Deschaillons proprement dites atteignent 9 m d'épaisseur (fig. 10). Elles incluent deux horizons repères de silt massifs. Leur partie supérieure est composée de varves proximales avec feuillet d'été sablonneux.

L'épaisseur des doublets est relativement régulière et oscille autour de 15 varves/10 cm. Un total minimal de 800 varves a été estimé par Michèle Frappier et Normand Guilbault, anciens étudiants à l'Université de Montréal. Ce total exclut les horizons repères massifs d'un mètre d'épaisseur et 1,40 m de varves observées latéralement (fig. 10). Après vérification, on peut estimer une durée de sédimentation comprise entre 1350 ans et 1000 ans, au cours de laquelle la sédimentation rythmée a été perturbée deux fois pendant environ 200 et 25 ans.

Coupe de référence des Sables des Vieilles-Forges

La coupe de référence est localisée dans la paroisse des Vieilles-Forges, sur la rive droite du Saint-Maurice, à 400 m en aval du ruisseau des Vieilles-Forges, face au no 1555 de la Place

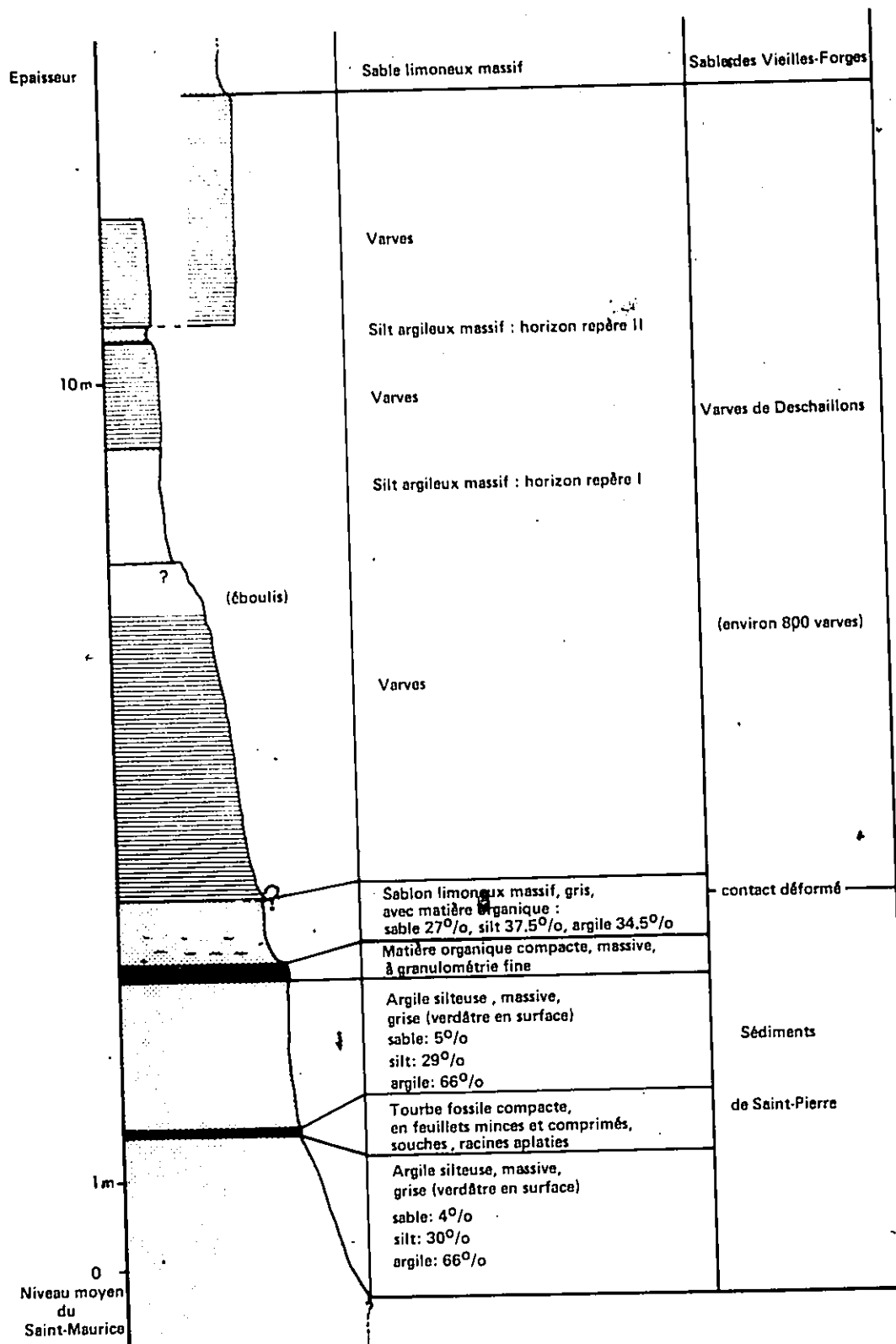


Fig 10: Détail de la coupe composite des Vieilles-Forges.

Jean XXIII. Les coordonnées sont $46^{\circ} 23' 30''$ N et $72^{\circ} 39' 20''$ O.

Les Sables des Vieilles-Forges surmontent les varves de Deschaillons en conformité. Ils sont recouverts par les dépôts glaciaires associés au Till de Gentilly. Ce sont des sables silteux, massifs ou stratifiés, de couleur grise. Ils incluent vers le haut des graviers pro-glaciaires d'englaciation. Leur partie supérieure peut être affectée de microfailles de chevauchement glaciotectioniques. Une surface d'érosion limite le sommet de la coupe de référence. Ils sont surmontés d'un lit discontinu de silt sableux compact et feuilleté, dont l'épaisseur peut atteindre 1 m. Ce lit est interprété comme un till local marquant la transition entre les Sables glacio-lacustres des Vieilles-Forges et le Till de Gentilly proprement dit. Il n'a pas été relevé sur toutes les coupes latérales. Son épaisseur est très variable.

La description détaillée est contenue dans l'annexe 5. Les Sables des Vieilles-Forges sont les témoins d'une sédimentation glacio-lacustre proximale, passant de varves proximales à des sables pro-deltaïques puis à des sables et graviers pro-glaciaires d'englaciation. Sédimentés sur le rebord nord du lac de Deschaillons, ils représentent un membre latéral des Varves de Deschaillons telles que définies sur la coupe-type de Deschaillons.

La Formation de Deschaillons

L'épaisseur des Varves de Deschaillons atteint 27,5 m sur la rive sud du Saint-Laurent (Gadd, 1971). Elles affleurent de part et d'autre du Saint-Laurent et sur une distance de 90 km entre le Saint-François et Leclercville (Gadd, 1971). Elles sont les témoins d'un épisode glacio-lacustre d'une durée minimale de 2000 ans, d'après le nombre de varves non déformées comptées sur le stratotype par P. Pagé (communication personnelle). Il faut ajouter à cette durée le temps mesuré par 9 m de varves déformées sous le Till de Gentilly.

A défaut d'unités lithologiques en corrélation vers le nord, l'ouest et le sud, il y a de nombreux indices en faveur du prolongement de ces varves vers le NE, aux coupes de Beaupré, rivière Jean Larose et Beauport (Gadd et al., 1972a; LaSalle et al., 1977a). Elles ont constitué un corps sédimentaire de la même importance que les Sédiments de Saint-Pierre (cf. VIII). On peut leur attribuer le rang d'une formation lithostratigraphique avec un membre latéral supérieur, les Sables des Vieilles-Forges.

Formation	Unités lithologiques	
Formation de Deschaillons	Varves	Sables des Vieilles-Forges
	de Deschaillons	

Elles marquent le début du stade caractérisé par le Till de Gentilly.

2.5 Dépôts glaciaires postérieurs à la Formation de Deschaillons

Problèmes stratigraphiques

Depuis la fin de l'interstade de Saint-Pierre, la région a été soumise à plusieurs phénomènes glaciaires distribués irrégulièrement dans le temps et dans l'espace: lac de Deschaillons, glaciation du Wisconsinien moyen (?) et supérieur avec des indices de changement de dynamique glaciaire, moraine de Saint-Narcisse et transgression marine post-glaciaire. Les dépôts sont caractérisés par une grande diversité lithologique, morphologique et chronologique. Ils seront classés selon l'application stricte du code stratigraphique (Hedberg, 1972), en évitant toutefois de créer des néologismes inutiles et en respectant le plus possible les unités lithostratigraphiques définies antérieurement par Gadd (1960, 1971, 1976). En particulier, les dépôts seront classés selon des unités définies lithologiquement, ce qui implique parfois une régionalisation des unités, par exemple pour le Till de Gentilly et les "tills des Laurentides". Les limites proposées entre les unités lithologiques tendront à éviter les interdigitations stratigraphiques, dans le but pratique de distinguer facilement les unités sur le terrain. Compte-tenu des inconnues qui subsistent au sujet de la chronologie, les unités chronostratigraphiques continentales et marines porteront des noms indépendants des unités lithologiques. Les précisions ainsi obtenues (tableau 17) ont été imposées par les données de la région (tableau 18). Elles s'appliquent

Tableau 17: Corrélations stratigraphiques de la région de Trois-Rivières - Shawinigan

Stratigraphie marine	Stratigraphie continentale (climatostratigraphie)	Lithostratigraphie					Stratigraphie continentale (climatostratigraphie)
		Vallée du Saint-Laurent rive sud du fleuve	Vallée du Saint-Laurent rive nord du fleuve	Saint-Harcisse	Pré-Laurentides Shawinigan	Laurentides	
Flandrien		Dépôts continentaux non glaciaires		Dépôts continentaux non glaciaires			Post-Glaciaire
		Dépôts d'exondation		Dépôts d'exondation,			
Montagnaisien *	Post-Glaciaire	Argiles marines		Dépôts marins	Formation de Matawin	Formation de Matawin	Stade de Shawinigan
				Dépôts de St-Harcisse			
				Diamicton de Yamachiche			
				Pseudo-varves marines			
			Varves glacio-lacustres	Till de Gentilly			
	Stade de Trois-Rivières	Varves de Deschailions	Sables des Vieilles-Forges Varves de Deschailions				
	Interstade de Saint-Pierre	Sédiments de Saint-Pierre					
	Stade de Nicolet	Varves de Pierreville Till de Bécancour Varves du Cap Lévrard	Till de Bécancour				

* Montagnaisien: terme chronostratigraphique proposé pour englober les transgressions marines post-glaciaires et antérieures à l'Holocène.

128

Tableau 18: Caractères distinctifs des diastémions de la région

Unités lithostratigraphiques	Till de Bécancour	Till de Gentilly	Diastémion de Yamachiche	Groupe du Till des Laurentides
Dépôts	Till de Bécancour	Till de Gentilly (rive nord du Saint-Laurent)	Glacio-marine basal et supérieur	Till de Saint-Marcisse Till de Matawin
Structures sédimentaires	massif	massif et structure fissile	- massif - grossièrement ou pseudo-stratifié	- en écaillés (rudite + sable) - en écaillés fréquentes - lambeau de substratum
Éléments figurés	moins abondants que dans Till de Gentilly	forte variation	- moins abondants que dans till sauf localement - fossiles	ou till massif ou rudite souvent dominants
Grammologie: % particules dans la matrice	25% < 44	36% < 44	75 - 80% < 44 60-64 < 44	42% < 44 30% < 44 31% < 44 44% < 44
Carbonates: matrice	de 0 à 5%	10%	0,5 à 6%	non mesuré ≈ 0
Lithologie des éléments figurés	surtout roches locales	mixte, surtout calcaire et schistes, Précambrien bien représenté	- till local sableux - paléozoïque fréquent	exclusivement Précambrien
Compaction	forte à très forte	très forte à moyenne	forte à moyenne	très forte
Altération chimique	forte	décalcification	presque nulle	nulle
Lithostratigraphie	sur substratum (ou varves)	sur formations quaternaires antérieures ou substratum		exclusivement sur socle
Déposition	3 m d'épaisseur, couverture discontinue	2 à 9 m d'épaisseur, couverture assez continue	racine et front de la moraine de St-Marcisse	placages rares discontinus ombres de relief
Fabriques	SSO-MRE SSS-MRO	NO-SE NE-SO	non significatif	NO-SE non significatif
Sens des tries et éléments directionnels	(NE-SO) Zadd, 1971)	chargeants	NO-SE	NO-SE

également aux autres régions de contact entre les Laurentides et la vallée du Saint-Laurent (tableau 19).

Till de Gentilly

a) Caractères généraux du Till de Gentilly

Cette formation a été définie par Gadd (1960, p. 14) à partir de coupes-types situées près du village de Gentilly. Dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, le Till de Gentilly est le plus souvent gris et sableux. La matrice inclut une forte proportion de sable de quartz et feldspath d'origine précambrienne et une teneur, habituellement élevée, de carbonates d'origine paléozoïque. Elle est sableuse ou sablo-silteuse, l'altération chimique est faible. Les éléments figurés de granite et de gneiss granitique, parfois de forte taille, sont les plus abondants, surtout vers le nord. Les cailloux de calcaire gris ou noir, de calcaire de Trenton notamment, sont présents sur presque toutes les coupes. La couleur grise devient très localement gris rougeâtre, au-dessus de la formation ordovicienne de Rivière-Bécancour. Le Till de Gentilly est habituellement poreux et peu compact. Il repose sur les Varves de Deschaillons; sur les formations du Quaternaire sous-jacentes ou directement sur le substratum. Il est recouvert par les argiles marines et parfois par des varves peu épaisses (Gadd 1971, p. 48) qui passent progressivement aux argiles marines.

b) Le Till de Gentilly dans la région

Le Till de Gentilly observé entre la rive nord du Saint-Laurent et le sud de la moraine de Saint-Narcisse a les mêmes caractères d'ensemble que le Till de Gentilly défini par Gadd: till gris, très sableux, carbonaté, avec éléments figurés de composition lithologique mixte de roches précambriennes et paléozoïques. L'étude régionale contribue à mettre en évidence quelques traits lithologiques supplémentaires. Le till est caractérisé par des changements verticaux de faciès. Aux Vieilles-Forges, le till local, presque uniquement sableux, indique une avancée glaciaire sur un épandage deltaïque glacio-lacustre qui a constitué la roche mère du till. Les deux horizons repères de Mélançon signalent un changement de dynamique glaciaire avec phase aqueuse (Occhietti, 1977). La partie supérieure du till change d'aspect, avec une augmentation majeure de la proportion d'éléments figurés (photo 28). Sur la coupe Saint-Louis, on observe trois variétés de till, l'horizon inférieur compact et à matrice dominante, l'horizon supérieur à éléments figurés plus abondants et l'écaille de till chevauchant. Le Till de Gentilly est caractérisé entre la rive nord du Saint-Laurent et le sud du complexe morainique de Saint-Narcisse, par plusieurs phases de sédimentation successives:

- a) till local sableux
- b) till à matrice dominante sablo-silteuse
- c) horizons de Mélançon indiquant un ou deux phases aqueuses
- d) till à matrice dominante sablo-silteuse

- e) till à éléments figurés abondants
- f) till en écailles et till d'ablation

Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du complexe de Saint-Narcisse et au nord de celui-ci ont une composition lithologique exclusivement précambrienne (tableau 18). Ils sont groupés dans une unité différente: la Formation de Matawin. Les dépôts glacio-marins de Yamachiche, à composition mixte, constituent une unité à part.

c) Le problème de la limite supérieure du Till de Gentilly

Jusqu'à maintenant, la limite supérieure du Till de Gentilly était imparfaitement définie: "Till and related sediments of the St. Narcisse moraine [...] are significantly younger than Gentilly till, but because they are related to a recessional halt of the last Wisconsin ice sheet, they are shown as a subunit of the till unit that is the chief deposit of the Gentilly Stade of the Wisconsin" (Gadd, 1971, p. 34). D'autre part, la relation chronologique entre le till et la mer de Champlain restait ambiguë: "The Gentilly till [...] However, it is older than the Champlain Sea sediments everywhere" (Gadd, 1971, p. 35). Pour clarifier la définition du Till de Gentilly, l'application stricte du code stratigraphique s'impose: un changement lithologique important rend nécessaire la définition d'une nouvelle unité lithostratigraphique. Nous proposons de limiter vers le nord l'extension du Till de

Gentilly à la limite structurale entre le Bouclier et la Plateforme du Saint-Laurent. Le Till de Gentilly a une composition lithologique mixte, de roches sédimentaires paléozoïques et de roches précambriennes. Il n'inclut pas le Diamicton de Yamachiche ni les Dépôts de Saint-Narcisse, définis plus loin. Sur le Bouclier, les tills et dépôts associés forment le Groupe du till des Laurentides et sont composés de débris de roches précambriennes. Le groupe inclut plusieurs unités dont certaines restent à définir dans les autres régions du Québec laurentidien (tableau 19).

Dans la région, le Till de Gentilly, tel que défini ci-dessus, repose stratigraphiquement sur le substratum paléozoïque ou les Sables des Vieilles-Forges. Il est recouvert par des silts d'allure rythmique sur la coupe Saint-Louis, par les argiles de la mer de Champlain, par les sables deltaïques du Saint-Maurice ou par des dépôts fluviatiles. Il y a passage latéral du Till de Gentilly aux argiles marines caillouteuses ou aux dépôts glacio-marins de Yamachiche (fig. 11). Ses faciès récents construisent la butte de Saint-Léon et la colline de l'aéroport de Trois-Rivières.

Le Stade de Trois-Rivières

Conformément au code stratigraphique, la période de temps au cours de laquelle le Till de Gentilly et les dépôts glacio-lacustres associés ont été déposés portera un nom différent: le

Stade de Trois-Rivières¹. L'expression stade de Gentilly (Gadd, 1971) ne devrait plus être employée à cause du double emploi du

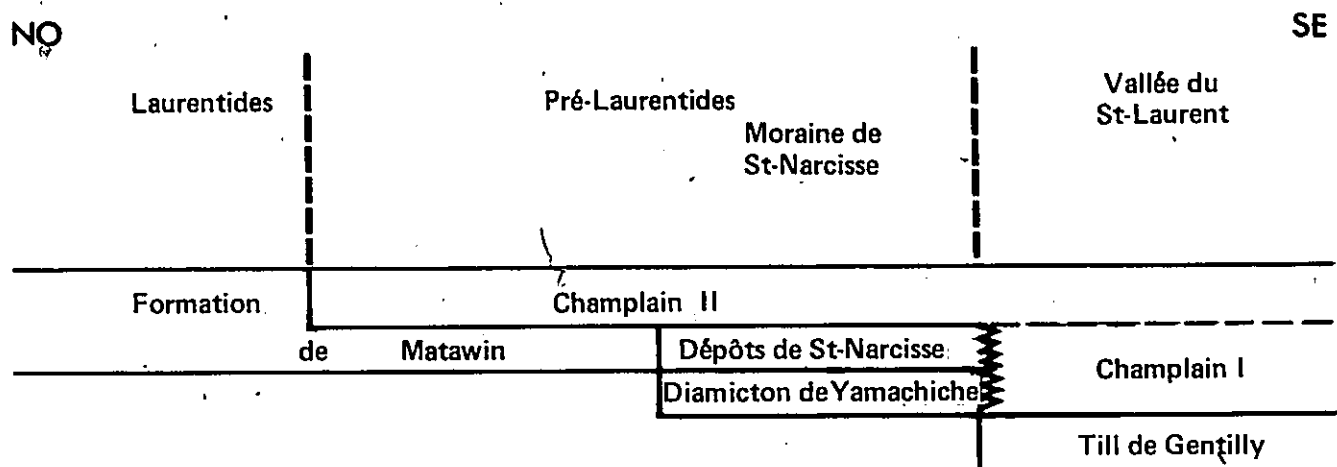


Fig. 11: Corrélations stratigraphiques des unités glaciaires récentes de la région

¹Deux raisons justifient l'emploi du terme stade plutôt que sous-étage ou superstade: 1) on ignore la durée réelle de cette période. Elle est peut-être plus courte que celle admise jusqu'ici, si l'on se fie notamment aux datations des carbonates de concrétions de la Formation de Deschaillons (cf. VIII.3); 2) il nous semble actuellement nécessaire de ne pas multiplier les catégories d'unités de chronostratigraphie et de climatostratigraphie continentales. Elles ne concordent pas nécessairement d'une région à l'autre (cf. IX.3).

mot Gentilly et de l'absence d'une limite supérieure claire. Le Stade de Trois-Rivières est une unité chronostratigraphique ou climatostratigraphique régionale qui débute par le lac proglaciaire de Deschaillons. Sa limite supérieure est fixée, selon le contexte local, par la fin des varves glacio-lacustres supérieures au Till de Gentilly, ou par la fin des dépôts glacio-marins de Yamachiche ou enfin par le début des dépôts glaciaires de Saint-Narcisse, qui marquent soit une stabilisation du front glaciaire (nord de Montréal, Lamothe, 1977, Pagé, 1977), soit une réavancée locale (Charlevoix, Rondot, 1974). Au Stade de Trois-Rivières correspondent les unités lithostratigraphiques indiquées sur le tableau 19. On remarque que le till de Bouchette ou les tills à faciès laurentidien localisés au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse ne correspondent qu'à des épisodes tardifs du stade de Trois-Rivières. La durée du Stade de Trois-Rivières sera discutée au chapitre VIII.

Dépôts du complexe morainique de Saint-Narcisse

En dehors de la région, le complexe morainique de Saint-Narcisse a été surtout construit sur les reliefs laurentidiens, au-dessus de la limite marine. Dans ces conditions, les dépôts du complexe morainique constituent une unité lithologiquement non distincte du Groupe du till des Laurentides. Leur distinction en tant qu'unité morphostratigraphique serait néanmoins utile dans de nombreuses régions dépourvues de dépôts glaciaires continus, comme l'ont fait Aarseth et Mangerud (1974) pour la Moraine Herdla

Tableau 19: Corrélations des unités glaciaires postérieures
à l'interstade de Saint-Pierre, au nord du Saint-Laurent

Colonne stratigraphique inter-régionale	Vallée moyenne du Saint-Laurent (1)	Trois-Rivières	Saint-Marcisse Laurentides	Laurentides hors de la région		Charlevoix
Stade de Shawinigan			Formation de Matawin	équivalent lithostratigraphique de la Formation de Matawin	Groupe du Till	équivalent lithostratigraphique de la Formation de Matawin
Saint-Marcisse			Membre de Saint-Marcisse	Membre de Saint-Marcisse		Membre de Saint-Marcisse
Stade de Trois-Rivières	Varves	Till de Gentilly (avec les horizons de Mélançon)	Diamicton de Yamachiche	équivalent lithostratigraphique du Till de Bouchette	Laurentides	Till de Bouchette (2)
	Till de Gentilly					
	Varves de Deschaillons	Sables des Vieilles-Forges Varves de Deschaillons				

(1) Gadd, 1960, 1971
(2) d'après Rondot, 1974

en Norvège. En Basse Mauricie, il est possible de donner une signification lithostratigraphique aux dépôts qui construisent le complexe morainique. On distingue deux unités: les dépôts glacio-marins fossilifères des coupes de la Gabelle et de la Yamachiche, que nous proposons d'appeler Diamicton de Yamachiche, et les dépôts de marge glaciaire de la forme morainique construite ou Dépôts de Saint-Narcisse. Cette dernière unité pourra être étendue aux autres régions, notamment sur les reliefs laurentidiens, comme un membre lithostratigraphique de la Formation de Matawin.

Diamicton de Yamachiche

Cette unité lithostratigraphique est un faciès mixte entre le Till de Gentilly, les Dépôts de Saint-Narcisse et les "argiles" de la mer de Champlain. Elle marque un épisode de stagnation du front glaciaire en contact avec les mers épicontinentales de Champlain et de Goldthwait.

Sa composition lithologique (tableau 10) inclut une matrice composée de 60 à 80% de particules de diamètre inférieur à 44μ (tableau 18). Les éléments figurés ont une composition lithologique mixte, précambrienne et paléozoïque, en raison de la position des dépôts glacio-marins de part et d'autre du contact entre le Bouclier et la Plateforme sédimentaire. La structure du Diamicton de Yamachiche peut être massive et de caractère distal comme sur la rive gauche du Saint-Maurice, à 1700 m en aval du barrage de

la Gabelle. Elle est partiellement stratifiée et à caractère proximal sur la coupe Yamachiche 1 à l'ouest de Saint-Etienne-des-Grès, considérée comme stratotype. Le stratotype (annexe 12) est facile d'accès (coupe no 6 du Guide d'excursion, Occhietti, 1976). Il est localisé dans le Comté de Laviolette, à 12,5 km à l'ONO de Trois-Rivières, ses coordonnées sont: 46° 26' 20" N et 72° 48' 10" O.

Le Diamicton de Yamachiche est faiblement fossilifère. Il inclut des coquilles brisées ou des valves accolées de Portlandia arctica et quelques autres espèces de mers froides. La micro-faune est caractéristique des mers arctiques actuelles (VI. 1). Il repose sur le substratum rocheux précambrien ou paléozoïque, en particulier sur les Grès de Black River, à la Gabelle. Il est surmonté par du till ou par des épandages proglaciaires des Dépôts de Saint-Narcisse. Sur la coupe-type, il est recouvert par des argiles de la mer de Champlain. Il passe graduellement vers le sud aux argiles marines caillouteuses. Il est en contact franc ou mélangé en structures glaciotectoniques avec les Dépôts de Saint-Narcisse vers le nord.

Le Diamicton glacio-marin de Yamachiche est constitué de débris glaciaires accumulés en milieu marin. Dans la région, il marque la fin de l'influence glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent et par conséquent la fin du stade de Trois-Rivières. Compte-tenu de la faible extension de ses affleurements, il est groupé sur les cartes avec les Dépôts de Saint-Narcisse. Chronologiquement, d'après les radiodatations (cf. VII) et d'après les

relations stratigraphiques, il précède l'épisode de Saint-Narcisse, proprement dit.

Dépôts de Saint-Narcisse

Les coupes-types sont localisées dans la moraine de Saint-Narcisse entre le Mont Carmel et la rivière des Chutes, sur un alignement allant entre 17 km, à l'OSO, et 5 km, à l'ENE du village de Saint-Narcisse (coordonnées: $46^{\circ} 33' 15''$ N, $72^{\circ} 27' 50''$ O). Tous les faciès décrits en IV.1.6 sont représentés sur ces coupes. Les Dépôts de Saint-Narcisse n'incluent pas le Diamicton de Yamachiche. Ils sont composés exclusivement de débris de roches précambriennes: granites, granito-gneiss, gabbro anorthositique, paragneiss et dolomie cristalline. Ils reposent sur le substratum précambrien, sur le Diamicton de Yamachiche et sur des argiles marines (Gadd, 1971; Occhietti, 1972; Denis, 1973). Ils sont recouverts partiellement par les "argiles" de la mer de Champlain. Dans la région, ils sont en continuité lithostratigraphique vers le sud avec la lithozone I des "argiles" de la mer de Champlain (fig. 9). Vers le nord, ils sont en continuité avec la Formation de Matawin (fig. 11).

Latéralement à l'axe morainique, lorsque le complexe de Saint-Narcisse est au-delà de la limite marine, les Dépôts de Saint-Narcisse constituent une unité à caractère morphostratigraphique au sein du Groupe du till des Laurentides. Ils construisent

un alignement de bourrelets discontinus, parfois doubles ou multiples, observés sur un front de 500 km de long (cf. VIII). Leur âge est situé entre 11 000 et 10 600 BP.

Les Dépôts de Saint-Narcisse sont une variété latérale de la Formation de Matawin dont ils marquent la limite géographique sud et la limite chronologique inférieure.

Formation de Matawin

En application du code stratigraphique, les unités glaciaires affleurant de part et d'autre de la limite structurale entre le Bouclier et la Plateforme sédimentaire ont été distinguées exclusivement par leur lithologie. Les notions de till de la province lithologique des Basses Terres du Saint-Laurent et de la province du Bouclier canadien ont déjà été soulignées par Scott (1976). L'usage informel du concept de till laurentide ou till des Laurentides est utilisé aux congrès de l'ACFAS depuis au moins 1972. Les propositions qui suivent ont été l'objet d'échanges fructueux avec P. Pagé et M. Lamothe que je remercie pour leur utile collaboration.

La Formation de Matawin¹ est l'ensemble des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires mis en place à partir de l'épisode

¹En raison de l'antériorité du "Groupe métasédimentaire de Mékinac" (Rondot, 3 août 1976, p. 55), l'expression Formation de Mékinac (Occhietti, 1976, 1977), pour décrire des dépôts quaternaires, est à rejeter.

glaciaire de Saint-Narcisse inclusivement. Les Dépôts de Saint-Narcisse constituent un membre morphostratigraphiquement différencié. La Formation de Matawin est une unité régionale du Groupe du till des Laurentides. Elle est composée de till sableux à texture grossière, de till d'ablation, de divers types de dépôts fluvioglaciaires et glacio-lacustres (tableau 20).

Le nom de la Formation se réfère à la rivière Matawin qui débouche dans le Saint-Maurice à 3 km au sud d'une moraine frontale. Comme les coupes dans cette moraine sont susceptibles d'être aménagées par la voirie, les coupes-types sont choisies dans un site constamment accessible, conformément au code stratigraphique. Les coupes-types sont localisées sur les côtés de la route de Saint-Joseph-de-Mékinac, sur la rive gauche de la rivière Mékinac, entre le lac de Mékinac et le confluent avec le Saint-Maurice. Le faciès proglaciaire sous-aquatique surmonté par des silts stratifiés para-marins affleure sur une coupe à côté du pont de la route de la Tuque, au confluent, localisé dans le village de Rivière-Mékinac. Le till et le faciès glacio-deltaïque affleurent sur le rebord est de la piste menant au lac de Mékinac, à 6 km au NNE de l'église de Saint-Joseph-de-Mékinac, de coordonnées: 40° 55' 8" N et 72° 41' 40" O.

Le till de Matawin est massif, compact et de couleur grise. La matrice est sableuse et non carbonatée. Les éléments figurés sont exclusivement précambriens, principalement du granite, du gneiss et des paragneiss; ils sont très anguleux. Au stratotype,

Tableau 20: Caractères distinctifs du Till de Gentilly
et du faciès till de la Formation de Matawin

142

Till de Gentilly		Formation de Matawin: faciès till
Éléments figurés	Mixtes: Précambrien et Paléozoïque de la Plateforme sédimentaire	Précambrien
Carbonates	Au moins 10% de la matrice	Absents (sauf till local)
Morphoscopie	blocs écrasés de forme régularisée	Blocs très anguleux de forme moins évoluée
Structures	Till de fond massif	Structures glaciodynamiques fréquentes et diverses
Répartition	Couverture relativement continue	Placages discontinus, bourrelets locaux, ombres de reliefs
Extension géographique	Vallée moyenne du Saint-Laurent au sud du contact structural avec le Bouclier	Bouclier canadien, limites méridiennes à fixer
Faciès	Essentiellement till de fond ou till massif	Prédominance des faciès hydro-glaciaires et du till d'ablation
Fabrique	Changement de sens NE-SO à NO-SE	NO-SE homogène au sud puis directions rayonnantes en fonction du déplacement du centre de dispersion glaciaire du segment d'inlandsis du Nouveau Québec
Chronologie	du Wisconsinien moyen (?) au début de l'épisode de St-Narcisse entre 60 000 ou 35 000 BP et 11 000 BP	Wisconsinien supérieur, depuis le début de l'épisode de St-Narcisse jusqu'à l'épisode de Sakami 11 000 à 8 000 BP
Variétés latérales		Till de Bouchette ou équivalent Dépôts de Saint-Narcisse

le till de Matawin est recouvert latéralement par des épandages proglaciaires mis en place dans un bassin para-marin de la mer de Champlain. Il repose sur le substratum ainsi que le faciès proglaciaire sous-aquatique. Ce dernier est composé de sables, graviers et galets stratifiés déposés sur le plancher précambrien et recouvert par les silts para-marins du couloir du Saint-Maurice.

Dans la région, la Formation de Matawin inclut une très grande variété de faciès: notamment une grande variété de tills: till en écaille (Laganière, photo 9), till fissile (Shawinigan), till à lambeau de substratum (Notre-Dame-des-Anges) et till massif (Sainte-Thècle; coupes du Moyen Saint-Maurice). Les dépôts de type fluvio-glaciaire incluent des bourrelets frontaux (bourrelets transversaux du Moyen Saint-Maurice), des deltas proglaciaires (lac Bourdais), des axes fluvioglaciaires avec esker et épandages (Saint-Elie, Sainte-Thècle), des épandages sous-aquatiques (Grand'Mère, Saint-Georges), etc... La Formation de Matawin recouvre de façon très discontinue le substratum précambrien. Elle est recouverte dans la vallée du Saint-Laurent et les anciens bras de mer para-marins par les silts argileux fossilifères ou non de la mer de Champlain, par des dépôts d'exondation marins et par des alluvions fluviales. Les Dépôts de Saint-Narcisse marquent la limite sud de la Formation de Matawin. La limite nord de la formation est arbitrairement et provisoirement fixée à la limite nord de la moraine de Sakami (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977), forme glaciaire continue au nord de la moraine de Saint-Narcisse

et presque synchrone de la transgression de la mer de Tyrrell (Lee, 1960; Hardy, 1976; Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977).

Dans la région, la Formation de Matawin inclut localement des dépôts glacio-lacustres, observés à l'ouest de la limite de la feuille de Shawinigan sur les talus de la route du Parc de la Mauricie. Béland et al. (1974) en signalent également dans le Parc de la Mauricie, sur le feuillet de Matawin O.

La Formation de Matawin, telle que définie, débute vers 11 000 ans BP et se termine vers 8 000 ans BP. Elle débute par l'épisode de Saint-Narcisse et se termine par la fin de la halte de Sakami. Ce laps de temps de 3 000 ans, paléogéographiquement bien délimité, constitue le stade de Shawinigan, dont les caractères paléogéographiques et paléoclimatiques d'ensemble seront présentés au chapitre VIII.

2.6 Dépôts marins, d'exondation et fluviaux

D'un point de vue sédimentologique, l'ensemble des dépôts associés à la mer de Champlain constitue une série sédimentaire en trois termes d'importance inégale, composés chacun d'un ensemble de faciès différents (tableaux 21 et 22). Les trois termes ne sont pas nécessairement présents sur chaque coupe.

D'un point de vue lithostratigraphique, il semble vain d'essayer de différencier des lithozones continues et caractéristiques. Le bassin fermé de la mer de Champlain était un milieu de

sédimentation particulièrement complexe, pendant une durée de 2 000 et 2 700 ans.

C'est donc à l'échelle de l'ensemble du bassin de la mer de Champlain que l'analyse lithostratigraphique a été appliquée. La classification stratigraphique proposée au tableau 23 tient compte des travaux de terrain dans la région, des publications antérieures, des problèmes pratiques de cartographie (Occhietti, 1974) et d'analyse sur le terrain, des problèmes rencontrés pour dresser la carte de synthèse des dépôts quaternaires de la vallée moyenne du Saint-Laurent (carte 6 en VIII.1). La coupe de Saint-Alban sert de coupe de référence régionale (fig. 7, annexe 14).

Argiles et silts marins

Cette unité stratigraphique inclut les termes sédimentologiques de transgression et d'inondation. Elle inclut les faciès prodeltaïques et estuariens où les silts sont présents et tous les faciès cités au tableau 21 et décrits dans les tableaux 12 et 13. Les coupes citées dans le tableau 22 sont des coupes de référence pour les variétés de faciès. Les faciès d'inondation de cette unité ont été appelés "formation d'Hochelaga" par Karrow (1957). D'autres noms leur ont également été attribués (voir tableau 23, et Gadd, 1976).

Tableau 21: Variétés latérales des termes de la série marine et faciès associés

Unités lithostratigraphiques			faciès deltaïque fluvio-lacustre	faciès d'exondation para-marine	faciès de dispersion pro-deltaïque	faciès pseudo-varvé	terme inférieur de transgression	terme médian pléni-marin	terme supérieur de régression	épandages de sables marins fossilifères ou non	faciès sableux deltaïque	faciès d'exondation para-marine	faciès sub-littoraux et littoraux	faciès lacustre	lacunes d'érosion - par vidange des bassins - par érosion fluviale
Alluvions fluviales	3														
Sables marins et d'exondation		terme supérieur de régression	épandages de sables marins fossilifères ou non	faciès sableux deltaïque	faciès d'exondation para-marine	faciès sub-littoraux et littoraux									
Argiles et silt marins	2	terme médian pléni-marin	faciès de décantation finement laminé	faciès de dispersion pro-deltaïque	faciès para-marine	faciès massif									
	1	terme inférieur de transgression	faciès pseudo-varvé	faciès pierreux stratifié	lits de sable et silt alternés	sables, sables graveleux									
		terme mixte		glacio-marin proximal et distal	épandages proglaciaires en milieu marin										

Tableau 22: Localisation régionale des faciès de la série marine

	St-Alban (annexe 10, fig. 10)	Yamachiche St-Etienne (annexe 8)	St-Louis-de France (tableau 21)	La Grange (annexe 5)
	Faciès fluviale		Exondation (Proto-St-Laurent)	
Terme supérieur (régression)	faciès deltaïque (tronqué) faciès prodeltaïque	deltaïque prodeltaïque	lacune d'érosion	
Terme médian pléni-marin (inondation)	faciès lité (au large d'un front deltaïque) à <u>Portlandia</u> <u>arctica</u>	lité (zone de dispersion)	pléni-marin massif ou finement stratifié	silt <u>Macoma</u> pléni- <u>balthica</u> marin massif <u>Portlandia</u> <u>arctica</u>
Terme inférieur (transgression)	faciès pierreux au large d'un front glaciaire <u>Portlandia</u> , <u>Balanus</u> <u>h.</u> , etc... douteux car pas ailleurs		pavage transgressif pseudo-varvé ou lité sable- silt	transgressif stratifié sable et sable- silt
	faciès glaciaire	glaciomarin proximal	glaciaire	silt et cailloux

Tableau 22 (suite): Localisation régionale des faciès de la série marine

Charette-Nord (annexe 13)	St-Jean de Piles (annexe 3)	Butte à Grondin (annexe 12)	Séminaire de Shawinigan (annexe 11)	Ile aux Bouleaux (annexe 4)	rivière du Loup (coupe composite en aval des chutes)	Marchand (fig. 8)
	fluviatile				sables des terrasses fluviatiles	galets, graviers et sables alluviaux
sables d'exondation littoral sub-littoral stratifié silt-sable	lacune	exondation deltaïque récurrentes de silt prodeltaïque	sables, graviers d'exondation littoral à <u>Mya a.</u> puis <u>Mytilus</u>	exondation alluviale régressif sables lités progressivement régressif pléni-sédimentaire para-marin silt et sable	?	sables deltaïques
lacune silt de décantation à <u>Portlandia arctica</u>	décantation silt finement stratifié	décantation silt massif	sub-littorale à <u>Hiatella arctica</u> , puis <u>Macoma balthica</u>		silts massifs	silts et sables lités silt massif ou à stratification tenue
sable stratifié (périphérie d'un épandage proglaciaire)	niveau à blocs associé à la transgression	forage: lité silts-sables	transgressif gravier et silt	sable très fin stratifié	silt pierreux stratifié	argile caillouteuse
	proglaciaire en milieu marin					148

Sables marins fossilifères

Cette unité inclut les sables d'émersion fossilifères abondants sur la rive sud du Saint-Laurent (Gadd, 1971), les dépôts littoraux et les dépôts de remaniement de matériel glaciaire ou fluvioglaciaire contenant des fossiles. La présence de fossiles est un critère facile à utiliser sur le terrain. Les coupes de Charette Nord et du Séminaire de Shawinigan (annexes 13 et 15) constituent des exemples régionaux de cette unité. L'unité correspond aux Sables à Saxicava (Logan, 1863; Dawson, 1893) ou partiellement à la "formation de Montréal" (Ami, 1900) (voir tableau 23 et Gadd, 1976):

Sables d'exondation non fossilifères

Cette unité inclut les sables et graviers non fossilifères des plus hautes terrasses du Saint-Laurent, de l'Outaouais et du lac Champlain. Le matériel des deltas perchés des affluents de ces axes hydrographiques majeurs, sédimenté d'abord dans la mer puis dans la nappe d'eau douce qui lui succède, constitue une sous-unité différente lorsqu'on peut la distinguer sur le terrain. Elle rassemble dans la région les épandages deltaïques du Saint-Maurice, de la Sainte-Anne et les sables d'exondation recouvrant les argiles au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse.

Tableau 23: Unités lithostratigraphiques marines, d'émersion et fluviales

Formations ou groupes lithostratigraphiques	Unités lithostratigraphiques cartographiées	Environnement sédimentaire
Sables de Saint-Maurice et de Sorel = Sables à <i>Stictoceras</i> de Montclair et Grand (gravel) de Beauport Argile et sable Champlain supérieurs de Vermont	Sables de basses terrasses	4 Dépôts fluviaux
	Sables de hautes et de basses terrasses	4C Alluvions des basses terrasses et des deltas du réseau actuel 4B Alluvions des terrasses intermédiaires du St-Laurent et de l'Outaouais 4A Alluvions des hautes et moyennes terrasses des affluents
	Sables de hautes terrasses (incluant les sables doléens)	3B Dépôts d'émersion non fossilifères des hautes terrasses et sables proches du St-Laurent, du lac Champlain et du lac Beauport 3A Deltaux proches des affluents
	Argiles de la mer de Champlain	2 Sables marins fossilifères Dépôts littoraux fossilifères Dépôts de remaniement fossilifères
	Argiles et sables marins	1 Argiles et sables marins, massifs ou laminaux, parfois sableux 1B Facies rubané 1C Facies remanié par glissement 1A Facies pierreux ou glacio-marin
Champlain clay	Argiles de la mer de Champlain	Marin puis lacustro-fluvial non différencié de l'ancien réseau fluvial, lacustre et estuarien
Champlain clay	Argiles de la mer de Champlain	Marin, facile Transgressif et d'émersion, y compris les facies pro-deltaïques et estuariens
Kitchcock 1862	Logan (1863)	Propositions de cette thèse
	Darwin 1893	
	Woodworth, 1905	
	Karrow, 1957	
	Cadd, 1971	

Alluvions fluviatiles

Les alluvions fluviatiles comprennent trois catégories morphostratigraphiques distinctes dont la cartographie permet d'exprimer le relief de la vallée du Saint-Laurent.

- Les alluvions fluviatiles et deltaïques récentes ("Sables des basses terrasses", Gadd, 1971), sont faciles à mettre en évidence sur le terrain et par photo-interprétation.

- Les alluvions fluviatiles des hautes et moyennes terrasses emboîtées des affluents du Saint-Laurent, de l'Outaouais et du lac Champlain.

- Les alluvions des terrasses sableuses fluviatiles et deltaïques intermédiaires du Saint-Laurent et de l'Outaouais. Elles marquent l'exondation continue de la fin de la mer de Champlain au Lac Saint-Pierre actuel. La limite supérieure de cette sous-unité peut être difficile à mettre en évidence sur le terrain. Elle varie selon les régions en raison de relèvements isostatiques différents (Hillaire-Marcel, 1974). Des dépôts lacustres peuvent être associés à cette sous-unité.

Dans la région, les terrasses des rivières sont bien développées. On peut suivre en particulier la terrasse de 168 m d'altitude du Saint-Maurice, entre les Grandes Piles et La Tuque. Les terrasses intermédiaires du Saint-Laurent sont disposées au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse.

Les sables deltaïques, d'exondation et fluviatiles sont recouverts par des placages très discontinus de matière organique et de dépôts éoliens décrits au chapitre suivant.

En conclusion, les faciès marins proprement dits sont très diversifiés. Ils indiquent un milieu de sédimentation soumis à un grand nombre de facteurs locaux: front glaciaire en retrait, affluents, bassins secondaires, milieux para-marins et fjords, relèvements isostatiques régionaux, courants, reliefs barrière submergés, etc. Ils recouvrent presque totalement les dépôts glaciaires et interstadias définis antérieurement. Ils sont recouverts localement, en concordance ou par l'intermédiaire d'une lacune d'érosion par des dépôts d'exondation, des dépôts fluviatiles et des placages organiques.

CHAPITRE V

MORPHOLOGIE DES DEPOTS QUATERNAIRES

La région cartographiée prolonge vers le nord les cartes de Karrow (1959) et de Gadd et Karrow (1959). Elle est limitée aux secteurs de la plaine du Saint-Laurent et des Pré-Laurentides des feuillets de Shawinigan E et O, Montauban E et O et Matawin E, et porte localement sur le secteur des Laurentides de la feuille de Shawinigan. Le secteur des Laurentides des autres feuillets n'a pas été étudié en raison de la difficulté d'accès et de la pauvreté des données de terrains de ce secteur. Celui-ci nécessiterait une analyse de terrain particulière, basée sur la morphologie de détail.

La carte hors-texte 1 rend compte de l'étendue spatiale des dépôts où les affleurements d'argile marine et de dépôts d'exondation prédominent.

1. Morphologie des dépôts glaciaires

1.1. Les constructions glaciaires au sud du complexe morainique de Saint-Narcisse

Entre la rive nord du Saint-Laurent et le complexe morainique de Saint-Narcisse, les dépôts glaciaires sont enfouis sous les silts de la mer de Champlain, à l'exception de trois formes:

la colline de l'aéroport de Trois-Rivières, la colline située à 5 km à l'O de Saint-Léon et le bourrelet de Saint-Louis-de-France, toutes situées sur le feuillet de Trois-Rivières (carte hors-texte 5). Compte tenu de l'épaisseur des dépôts marins qui atteignent dans ce secteur jusqu'à 131 m (puits Verchères no 2, Clark et Globensky, 1976a), il n'est pas possible pour l'instant de savoir si ces reliefs sont isolés ou font partie d'un ensemble. La colline morainique de l'aéroport de Trois-Rivières est sub-circulaire et caractérisée à son sommet par des dépôts grossiers délavés. Une auréole de silts de remaniement l'entoure (coupes de l'autoroute Trois-Rivières-Shawinigan).

La colline de Saint-Léon, longue de 4,5 km, est en fait un ensemble de bourrelets parallèles orientés N-S. Ils sont composés à leur sommet de dépôts grossiers délavés incluant de nombreux blocs et parfois des masses de matériaux de type diamictique. L'orientation parallèle à l'écoulement de la glace pose le problème de l'origine de cette forme construite: est-ce une moraine interlobaire?

Le bourrelet de Saint-Louis (tableau 15) a été découvert sur le front SO de la carrière Saint-Louis, à 10 km au N de Trois-Rivières. Son sommet a été remanié et émerge partiellement des autres dépôts d'exondation du Proto-Saint-Laurent. Il était donc totalement enfoui sous les silts marins avant cette phase d'érosion. Sa structure en écaille indique que la glace était active et que

l'inlandsis qui l'a construit avant $10\,910 \pm 160$ ans BP (I-9484), était ancré à son substratum.

1.2 Morphologie du complexe morainique de Saint-Narcisse, dans la région

En Basse Mauricie, le système morainique de Saint-Narcisse est constitué par les éléments morphosédimentologiques suivants, d'ouest en est :

- Carte de
Trois-Rivières (O-E)
- Moraine appuyée contre le rebord NO des Petites Laurentides de Renversy.
 - Discontinuité de la rivière du Loup, avec des silts massifs caillouteux glacio-marins sous les silts marins.
 - Bourrelet morainique étroit, sur la rive gauche de la rivière du Loup, qui s'ennoie ensuite dans des buttes de dépôts proglaciaires sableux au sud des collines rocheuses des Petites Laurentides de Saint-Elie.
 - Bourrelet étroit à gros blocs jusqu'à Charette.
 - Colline morainique et épandage proglaciaire de Charette.

- Massif morainique, large de 1,5 km, qui rétrécit jusqu'au Petit-Saint-Etienne puis disparaît à la rivière Yamachiche.
- Discontinuité entre la rivière Yamachiche et le Mont-Carmel. Le toit du Diamicton de Yamachiche présente des ondulations amples et parallèles au front glaciaire. Les parties basses de ces ondulations sont complées de silts à stratification très bien marquée.

Trois-Rivières-
Shawinigan (E)

- Vaste delta proglaciaire en forme de triangle déposé en milieu marin à Mont-Carmel (fig. 12). Sur le sommet, à 185 m d'altitude moyenne, un réseau de chenaux et de kettles proglaciaires a été préservé de l'érosion marine. Une série de terrasses marines domine la plaine du Saint-Laurent sur le rebord distal. On peut estimer l'altitude relative de la mer à ce moment à 192 m. La terrasse la plus basse du versant morainique se termine par un talus de 50 m de haut qui indique la forte érosion latérale exercée par la mer de Champlain puis par le Proto-Saint-Laurent sur le rebord sud de la moraine de Saint-Narcisse.



Fig. 12: Croquis morphologique du Mont-Carmel:

- | | |
|--------------|---------------------|
| talus | cordons littoraux |
| dunes fixées | dépressions fermées |
| ravins | mur de glissement |

La trame grise représente les dépôts du complexe moranique de Saint-Narcisse.

- La colline de Mont-Carmel est prolongée vers l'ENE par un bourrelet morainique étroit (200 m) construit par du till à structure en écailles.
- Le bourrelet s'élargit sur 1 à 2 km à partir de la rivière au Lard.

Feuille de
Grondines (O-E)
(Karrow, 1959)

- Le bourrelet coiffé de blocailles de till délavé s'infléchit vers le NE au sud du village de Saint-Narcisse. Il borde de nombreux affleurements rocheux près des chutes de la rivière Batiscan. Les rives de cette rivière montrent des dépôts glacio-marins fossilifères étudiés par Karrow (1959) et Gadd (1971).
- Le bourrelet se rétrécit à partir du Batiscan et longe le rebord sud des Petites Laurentides batiscanaises.
- A la traversée de la rivière Charest, le bourrelet s'infléchit légèrement plus au sud (SSE) et devient composé: quelques bourrelets et collines de till parallèles ou perpendiculaires à l'axe principal sont noyées dans les silt marins et séparés par des petits cours d'eau.

- A partir de Saint-Thuribe, le bourrelet se subdivise selon deux axes, l'un dans le prolongement de l'axe principal orienté SO-NE, l'autre rejoint vers le nord le rebord des Laurentides, de part et d'autre de la rivière Blanche. Le premier axe est relativement continu bien qu'il se subdivise en 2 ou 3 crêtes parallèles séparées par les silts. Il est disposé de 3 à 4 km en aval du rebord des Laurentides. L'axe interne de la rivière Blanche est discontinu et constitué de collines émergeant de la plaine argileuse.

Feuillet de
Montauban (E)

- L'axe morainique interne rejoint les Laurentides. L'axe principal externe longe les Laurentides, coupe la vallée de la rivière Noire qu'il bloquait et traverse la rivière Sainte-Anne.

Feuillet de
Saint-Raymond
(O)

- Les accumulations morainiques sont longées provisoirement par la Sainte-Anne puis forment un bourrelet qui domine le delta de cette rivière à partir de Sainte-Christine.

Le complexe morainique de Saint-Narcisse est un ensemble composite qui comprend des bourrelets morainiques, des deltas perchés fluvioglaciaires fortement remaniés sur le rebord proximal et des épandages glacio-marins enfouis.

Il est possible que des bourrelets secondaires, parallèles de part et d'autre de l'axe principal soient ennoyés sous les silts marins ou aient été érodés par la mer de Champlain et le Proto-Saint-Laurent.

En Mauricie, le complexe de Saint-Narcisse a pour trait particulier d'être localisé le long du premier contrefort des Laurentides, au contact structural entre le Bouclier et la Plateforme du Saint-Laurent. Ce contrefort est exprimé aux chutes de la rivière du Loup, aux anciennes chutes de la Gabelle, à la chute à Jimmy du Batiscan qui est dans ce cas le deuxième contrefort. La rupture de pente du contrefort alliée à la présence de la mer explique très certainement cette disposition dépendante de la topographie sous-jacente. L'hypothèse d'un réseau de fractures parallèles au front glaciaire, à l'origine de la disposition du bourrelet morainique (Gadd, communication verbale), est plausible pendant la phase de vélage où fonctionnait un système d'écoulement en extension.

La disposition des stries et la direction d'écoulement donnée par les fabriques des tills (avec les réserves citées) donnent le sens général de l'écoulement de la glace vers le SE-SSE. On remarque que le front de l'inlandsis s'écarte peu du rebord majeur des Laurentides. Il a buté contre les Petites Laurentides de Renversy, a faiblement dépassé les Petites Laurentides de Saint-Elie. Dans l'embaïement de Shawinigan, il descend à 25 km du rebord topographique majeur. Il dépasse à peine les Petites

Laurentides de Batiscau qui prolongent en fait l'embaïement et remonte vers le NNE en contrebas des Laurentides à Saint-Alban. L'embaïement de Shawinigan représente une zone où la glace a flué plus facilement et plus loin que les autres secteurs de la Basse Mauricie contrôlés par les reliefs laurentidiens.

1.3 Les formes glaciaires de la Formation de Matawin

Le till de fond est rare au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse. Cette rareté est liée aux propriétés de la glace qui devait être proche de l'état de fonte, avec beaucoup d'eau intersticielle. La présence de masses de matériel hydroglaciaire est en faveur de cette interprétation. On peut en conclure que les Laurentides de la région ont surtout constitué une zone d'érosion de la part de l'inlandsis actif. Pendant le retrait glaciaire, la glace restait active dans les vallées où l'on trouve des bourrelets transversaux. Elle était stagnante sur les hauteurs où le till d'ablation est discontinu et peu épais.

Les formes et accumulations des dépôts de Matawin sont classées en trois catégories: les positions du front glaciaire, les formes glaciaires non différenciées et les axes fluvioglaciaires.

Les positions du front glaciaire

Elles sont construites surtout par des dépôts de contact glaciaire et parfois de till massif. D'ouest en est, on note les positions frontales suivantes.

- Bourrelet de Saint-Elie à la sortie de la vallée du même nom

Ce bourrelet est une forme construite par des rudites stratifiées ou en vrac, que l'on peut observer dans les gravières au N de Charette. Le rebord distal est modelé par une succession de terrasses creusées par la mer en régression. Le rebord proximal est suivi d'une dépression remplie partiellement de silts marins et d'accumulations organiques.

- Verroux proglaciaires des lacs à la Pêche et des Piles (photo 37)

Ils bloquent la sortie de dépressions occupées anciennement par de la glace. Ils sont construits par des dépôts de type fluvioglaciaire, avec des blocs et parfois des masses de diamicton. Le verrou du lac à la Pêche présente des kettles.

- Verrou des Grandes Piles

Celui-ci apparaît de part et d'autre du Saint-Maurice. A Saint-Jacques-des-Piles, des gravières de 30 m de haut exposent des rudites en vrac ou grossièrement stratifiées. Entre cette masse de rudites et la paroi rocheuse, on observe des dépôts

sableux à stratification parallèle et oblique sédimentés, soit dans un petit lac de contact glaciaire, soit plus tardivement dans la mer. Sur la rive droite du Saint-Maurice, les coupes de Saint-Jean-des-Piles montrent des dépôts de type fluvioglaciaire recouverts par des silts marins.

- Verrous du couloir du Saint-Maurice

Les positions frontales dans le couloir du Saint-Maurice sont marquées par le même type de dépôt fluvioglaciaire qu'aux Grandes Piles. On note une érosion différentielle entre ces verrous et les silts para-marins. La route de la Tuque monte et redescend de 30 m de dénivelée à l'emplacement des verrous.

- Verrou du bassin de Saint-Joseph-de-Mékinac

Un verrou de till massif à gros blocs barre la sortie de ce bassin comblé d'argiles et de silt. Le lac Mékinac qui y débouche, à 15 km plus au NNE, est également barré par un ensemble de till et de dépôts fluvioglaciaires.

- Bourrelets transversaux de l'exutoire du lac du Missionnaire

Une série de petits bourrelets barrent partiellement ou complètement l'exutoire du lac du Missionnaire, jusqu'au lac à la Puce. Ils sont orientés NE-SO, perpendiculairement au sens d'écoulement général de la glace. Ils marquent une déglaciation tardive dans les vallées.

- Delta proglaciaire de la rivière Mékinac du Nord

Ce delta domine la plaine argileuse des bassins de Saint-Tite (photo 38). Le delta est construit avec du sable et des bancs de blocs intercalés qui attestent la présence de la glace sur le rebord proximal. Sur le bord distal, en contrebas du verrou-delta, des lits de sable graveleux sont intercalés avec des lits de silt contenant des moulages internes de coquilles marines (Hiatella arctica?).

- Les bourrelets de Cossetteville (photo 39)

Les bourrelets de Cossetteville ont été signalés par Béland (1961). Nous avons compté 19 axes de bourrelets parallèles, appuyés ou non sur des reliefs rocheux ou des amas de contact glaciaire. Les bourrelets sont discontinus. Ils émergent des silts marins. Leur partie supérieure observable, composée de blocs et cailloux anguleux ou peu émoussés sans matrice ou emballés dans une matrice sableuse, a été remaniée. Ils sont espacés d'une centaine de mètres. Ils marquent la position périodique, peut-être annuelle du front glaciaire en retrait. L'hypothèse du remplissage de fractures parallèles au front glaciaire est peu compatible avec la présence constante du front marin. Des petites collines de matériel fluvioglaciaire émergent également à Hérouxville, dans l'axe des bourrelets, à 4 km plus à l'ouest. Nous pensons qu'ils marquent la même position frontale. Les bourrelets rappellent les formes mineures de part et d'autre du complexe de Saint-Narcisse près de Saint-Faustin-Saint-Jovite (Lamothe, 1977; Prichonnet, 1977).



Photo 37: Verrou proglaciaire barrant l'extrémité sud du lac la Pêche.

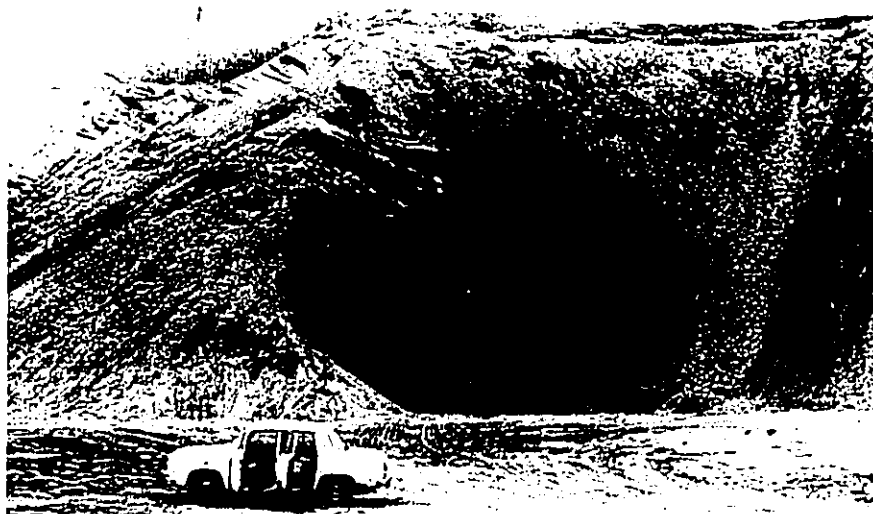


Photo 38: Delta glaciaire, au débouché de la rivière Mékinac du Nord dans la vallée du Saint-Laurent. On remarque le lit de rudites intercalé dans les sables et galets. Le NE est vers la gauche.



Photo 39: Vue aérienne des bourrelets de Cossetteville. Les bourrelets émergent de la plaine argileuse. Leur espacement moyen dans une série est de 100 m.



Photo 40: Failles normales d'affaissement sur le rebord d'un lac de kettle, Lac Bellemare. Les sables d'exondation ont été affectés par l'appel au vide après la fonte tardive, postérieure à l'exondation, du culot de glace morte.

Ils sont peut-être l'équivalent des bourrelets intermédiaires du Charlevoix (Rondot, 1974), où l'arc morainique sud serait l'équivalent de la moraine de Saint-Narcisse et l'arc morainique nord équivaldrait aux verrous proglaciaires du piémont laurentidien.

- Complexe proglaciaire de Notre-Dame-des-Anges

En amont du village et surtout sur la rive droite, la vallée du Batiscan est traversée par un épandage proglaciaire à kettles et paléo-chenaux. Un bourrelet axial de matériel grossier longe la rive droite de la rivière du côté proximal, tandis qu'un épandage de sable bien trié s'étend en aval du verrou proglaciaire. Une masse de till de fond borde chaque côté de la vallée, notamment vers le lac Georges.

Les formes glaciaires indifférenciées

Ces formes apparaissent sur la carte hors-texte 1 des dépôts quaternaires de la région.

- Ensemble glaciaire du lac Souris

Cet ensemble est localisé à l'ouest de la vallée de Saint-Elie. Il comprend une colline de 1,5 km de long, orienté NO-SE entre les lacs Picard et Goulet. Cette colline rejoint des reliefs rocheux à ses deux extrémités. Elle est apparemment construite avec des rudites et des sables. Elle marque soit une moraine interlobaire, soit le rebord latéral d'une langue glaciaire disposée dans la vallée du côté est. La surface entre cette colline et le lac

Souris est jonchée d'un till d'ablation épais associé à des poches de silt et de graviers. Cette accumulation reste à expliquer. A 7,5 km au NNE du lac Souris, un autre amas de blocs et pierres raccordé au relief laurentidien borde la petite vallée de la Shawinigan. Cet amas est prolongé par une masse sableuse, de type deltaïque dont l'écoulement allait apparemment vers l'E.

- Rebord nord du massif de Saint-Gérard-des-Laurentides

Un placage important de till de fond et de till d'ablation recouvre le versant nord du massif rocheux au sud de Saint-Gérard-des-Laurentides.. Cette accumulation est probablement due à la disposition parallèle du front glaciaire au rebord rocheux.

- Petites masses glaciaires à l'ouest de Saint-Jean-des-Piles

Deux petites masses de matériel grossier, partiellement ennoyées par les silts marins reposent au fond de dépressions débouchant sur le Saint-Maurice. Le remaniement de leur partie superficielle est intense et il est difficile de reconstituer le mécanisme de leur mise en place.

- Constructions glaciaires sur le rebord des Laurentides, des Grandes Piles à Sainte-Thècle et de Saint-Thuribe au N de Saint-Alban.

Le rebord sud des Laurentides est fréquemment recouvert de placages épais de till de fond et de rudites fluvioglaciaires et de remaniement à gros blocs. On les observe en particulier dans les vallées à l'est des Grandes Piles, à la sortie de la rivière

Mékinac du Sud, au NE du delta proglaciaire perché de la rivière Mékinac du Nord, le long du rebord qui domine la rivière des Envies. Plus loin vers l'E, le même type d'accumulations a été observé au nord de Saint-Thuribe. Ces accumulations sont associées aux discontinuités topographiques. Elles constituent des ombres morainiques aval par décompression de la glace, et des masses d'obturation entre la glace résiduelle et les reliefs rocheux.

- Ombres morainiques et fluvioglaciaires.

Quelques buttes rocheuses sont entourées complètement ou partiellement par des accumulations morainiques ou fluvioglaciaires, notamment à l'est de Sainte-Thècle et au nord de Saint-Adelphe. Il est probable que toutes les zones d'ancrage morainique ou fluvioglaciaire n'ont pas été inventoriées, faute de coupes et à cause du couvert végétal. Signalons que les érablières occupent parfois des versants rocheux à couverture peu épaisse et discontinue de till d'ablation.

- Complexe morainique du lac Blanc

Au nord de Saint-Ubald, un ensemble de buttes est construit avec du matériel de type fluvioglaciaire et des placages épais de till sableux massif ou en écaille typique (lac Blanc et lac Perreault). Faute de données continues, ce complexe reste difficile à interpréter. Il est probable que les alignements de till marquent des positions frontales ou latérales de la glace. Ce complexe est associé à l'axe fluvioglaciaire de Saint-Ubald, il est comparable

par sa position à l'ensemble glaciaire du lac Souris.

Les axes fluvioglaciaires

- Axe fluvioglaciaire de Saint-Elie

Cet axe a déjà été partiellement décrit par Gadd (1971) et Béland (1961). Il est localisé dans une dépression des Laurentides orientée presque nord-sud sur le rebord O du feuillet de Shawinigan. Il mesure 20 km de long environ. Il est prolongé en dehors de la région par un axe de dépôts fluvioglaciaires et d'eskers qui atteint la rivière Matawin. L'axe de Saint-Elie marque le remplissage de la dépression laurentidienne par des dépôts fluvioglaciaires pouvant être localement très grossiers. Il est caractérisé par un esker de 7,5 km de long qui traverse les lacs Garrot et Brûlé ou longe les lacs Long, Vert et Bellemare. L'axe de Saint-Elie est caractérisé par des kettles presque toujours occupés par des lacs. Les structures d'effondrement qui affectent les sables d'exondation, à environ 30 m du bord du lac Bellemare (photo 40), indiquent une fonte tardive des culots de glace morte enfouie.

- Axe fluvioglaciaire de Saint-Tite-Sainte-Thérèse

Il s'agit d'un alignement de dépôts fluvioglaciaires et de formes diverses, alignées sur 15 km de long de Saint-Tite au lac en Coeur, et prolongé par le delta de la Tawachiche. Les buttes de sables, graviers et galets fluvioglaciaires émergent des argiles marines. L'alignement inclut le delta proglaciaire du lac

à la Peinture, la butte de galets apparentée à un esker et bordée de deux lacs de kettle, les lacs et le delta de Sainte-Thècle (fig. 13 et photo 41).

Les lacs alignés, lacs à la Perchaude, Bourdais, des Chicots (fig. 13), Croche et en Coeur, sont disposés au fond de dépressions bordées par des argiles marines ou des dépôts fluvio-glaciaires. Leur profondeur immergée atteint 25 m. Des dépressions fermées sèches, de type kettle, bordent le lac des Chicots. Les lacs alignés sont interprétés comme le résultat de la fonte tardive, postérieure à l'exondation, d'un culot allongé de glace morte, enfoui au moins en partie sous des dépôts fluvioglaciaires ou des argiles marines. L'altitude de la plaine argileuse environnante à 168 m ou du delta de Sainte-Thècle, vers 183 m, suggère que l'exondation a succédé rapidement à la sédimentation marine. D'autre part, les eaux de la mer de Champlain, tièdes en surface, avaient une température en profondeur proche de 0°C et ont de ce fait isolé la glace morte des apports calorifiques atmosphériques. Tous ces faits, ainsi que le cas de l'axe de Saint-Elie, confirment la validité de l'hypothèse d'une fonte tardive de glace morte. Des alignements identiques de lacs de kettle existent au lac Saint-Jean et près de Fort-Coulonge dans la vallée de l'Outaouais (Gadd, communication verbale).

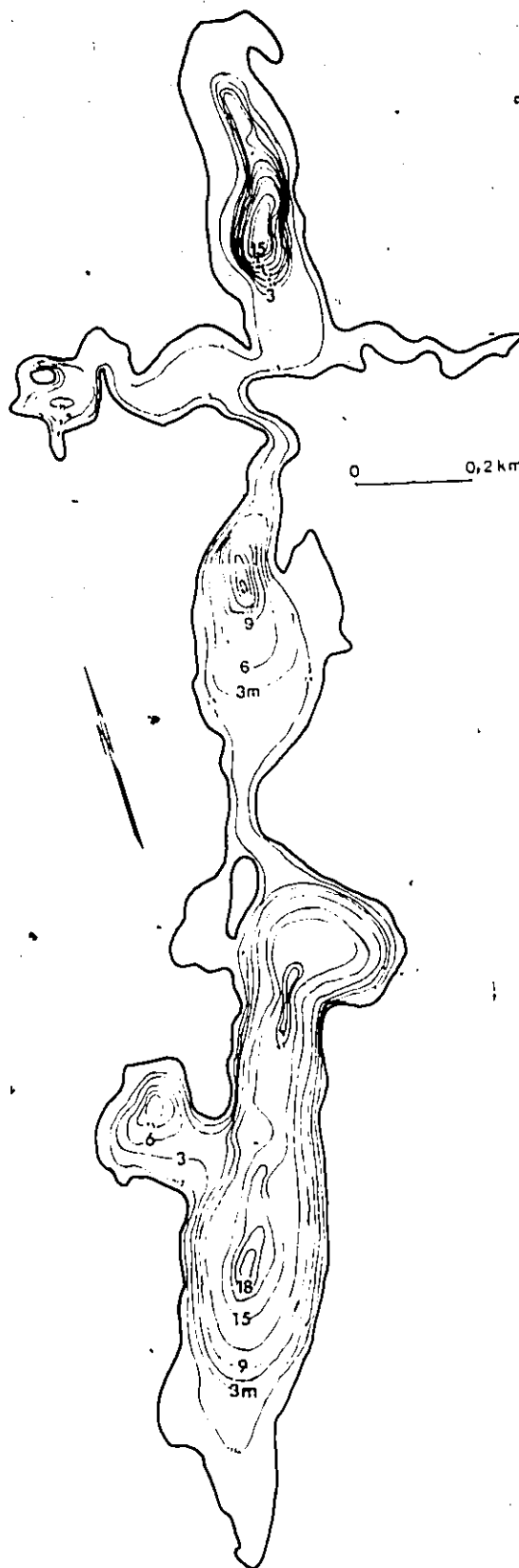


Fig. 13: Bathymétrie du Lac des Chicots, Ste-Thècle (d'après G. Rivard, ancien étudiant de l'UQTR).

- Axe fluvioglaciaire de Saint-Ubald

De Saint-Ubald à Montauban, des sables, galets et blocs de type fluvioglaciaire au sens large affleurent selon un alignement de 10 km de long orienté dans le sens de l'écoulement de la glace. Ces accumulations de retrait glaciaire sont accotées à des collines rocheuses structurales de même direction ou bordées par des silts et argiles marines fossilifères qui les recouvrent. L'extrémité nord de l'axe, à 1 km à l'est de Montauban, est un épandage proglaciaire à kettles.

L'origine de cet axe est moins évidente que celle des axes de Saint-Elie ou de Sainte-Thècle. Il y a un contrôle structural évident qui pourrait être à l'origine d'une série de crevasses de décompression dans la glace favorables à la circulation d'eaux sous-glaciaires.

L'âge des axes fluvioglaciaires est contemporain de la déglaciation, en raison des deltas proglaciaires qui se succèdent notamment sur l'axe de Sainte-Thècle.

2. Morphologie associée aux dépôts marins

La morphologie d'ensemble de la région est commandée par la régression marine et l'exondation: du Saint-Laurent aux Laurentides, on remonte progressivement de la basse terrasse du Saint-Laurent à des terrasses et plaines d'altitude croissante,

ráccordées entre elles par des talus de hauteur variable (voir Bélanger, 1953). Les formes glaciaires et proglaciaires ressortent localement. A cet ensemble, résultant directement du relèvement isostatique, sont associées des formes marines plus caractéristiques.

Terrasses et cordons littoraux

Ces formes de régression relative sont rares. On les trouve surtout sur les rebords de la moraine de Saint-Narcisse, à Charette, au Mont-Carmel (fig. 12) et sur le rebord sud du tronçon morainique transversal à la rivière Noire (feuillet de Montauban E). Des ressauts littoraux marins ou d'exondation lacustro-fluviale caractérisent le front du delta de la Sainte-Anne et du delta proglaciaire du lac Bourdais. Nous avons observé très peu de cordons littoraux sur les versants laurentidiens: les seuls alignements de blocs dignes d'être signalés sont disposés sur le rebord laurentidien qui prolonge vers le SO le tronçon morainique de la rivière Noire, à 122 m d'altitude. Au Mont Carmel, les plus hauts replats sont disposés vers 197,5 m d'altitude. Faute de formes littorales évidentes au nord du complexe morainique, la limite marine dans les Laurentides est difficile à évaluer. Cette absence de formes littorales marines est un indice de relèvement isostatique rapide entre 200 m et 122 m d'altitude.

Deltas et épandages deltaïques

Les tableaux 24, 25 et 26 présentent les divers types de deltas et d'épandages observés dans la région. Il est certain que le relief de la moraine de Saint-Narcisse a protégé l'embaïement de Shawinigan de l'érosion latérale du Proto-Saint-Laurent. Une autre caractéristique régionale est le grand nombre de deltas perchés, de l'ordre de 20. Ceci a permis de distinguer quatre types d'épandages sableux différenciés par un ensemble de critères. Faute de coupes, il n'est pas toujours possible de distinguer les deltas construits au moment de la transgression marine, immédiatement après la déglaciation, et les deltas de régression construits après une sédimentation marine de silts et d'argiles. Les altitudes mesurées d'après les cartes topographiques ne marquent pas nécessairement la limite marine supérieure. Un remaniement régressif est possible, toutefois il ne peut guère affecter les deltas adossés aux contreforts laurentidiens. Le sommet du Mont Carmel présente des paléo-chenaux et un lac fermé, le lac Lambert, profond de 8,2 m. Son altitude maximale, à 192 m, devrait correspondre à l'altitude du plan d'eau dans lequel a été construit le sandur du Mont Carmel. Le sandur a pu être construit à quelques mètres au-dessus de la mer; mais il est possible également que la partie proximale du sandur ait été démantelée et n'apparaisse plus aujourd'hui.

Les secteurs les plus hauts des deltas de la région atteignent une altitude comprise entre 183 et 200 m. L'altitude

atteinte par la mer de Champlain sera estimée pour la région à 197,5 m au minimum dans l'axe de la moraine de Saint-Narcisse et à 200 m au minimum sur le rebord des Laurentides, à 15 km plus au nord. A 40 km au nord de la moraine, au sud de Saint-Joseph de Mékinac, Rondot (1976) situe la limite marine supérieure à 213,5 m. Cette limite semble acceptable d'après les nombreuses petites dépressions en bout de baie qui sont disposées au-dessous de 213,5 m, au fond des vallées tributaires de l'ancien fjord du Saint-Maurice. Compte tenu du temps de retrait de la glace entre la position morainique et ces régions laurentidiennes, de l'ordre de 200 à 400 ans, les limites marines citées ne sont pas synchrones. La courbe de relèvement isostatique régionale sera établie plus loin (cf. VII. 6).

Les deltas de la région, et par extension ceux de la vallée du Saint-Laurent, représentent un type supplémentaire de deltas par rapport à ceux définis par Reineck et Singh (1975). Lorsque le plan de la masse d'eau dans laquelle les sédiments s'accumulent est stable, le front du delta avance (progradation) selon une séquence lithostratigraphique classique: plateforme boueuse, argiles silteuses sous-aquatiques, lits basaux et frontaux et nappe sableuse deltaïque souvent couverte de marécages, nappes d'inondation silteuses, dépôts lacustres de faible profondeur et levées alluviales (Reineck et Singh, 1975, p. 268). Lorsque des phénomènes de subsidence ou de remontée eustatique interviennent, cette séquence lithostratigraphique est inversée et donne une séquence

de rétrogradation (Reineck et Singh, 1975, p. 276). Le troisième cas, lorsque le niveau relatif s'abaisse par relèvement glacio-isostatique ou par abaissement du niveau marin mondial, ne semble pas avoir été analysé comme tel.

La séquence lithostratigraphique des deltas de la région montre un gradient granulométrique inverse, des argiles à la base à des graviers voire des galets au sommet. Ce type de deltas pourrait s'appeler delta de régradation (régression et progradation) avec pour caractéristique la construction de deltas emboîtés successifs et d'altitude décroissante. Le système deltaïque du Saint-Maurice en est un exemple. Ces deltas ont d'autres caractéristiques: les levées alluviales sont absentes ou rares, le lit du cours d'eau s'enfonce dans ses propres sédiments par un chenal simple et des méandres. Le lit peut s'encaisser dans certains cas dans les dépôts sous-jacents et le substratum, par surimposition. Les deltas de "régradation" remobilisent leurs propres sédiments et forment ainsi des masses sédimentaires plus étendues, à volume de sédiments égal, que les deux premiers types. Sur la rive nord du Saint-Laurent, on peut ainsi distinguer les deltas proglaciaires, les deltas fluviomarins à la sortie des vallées des Laurentides et enfin les deltas majeurs de régression et d'exondation du Saint-Maurice, du Maskinongé, de l'Assomption, de la Sainte-Anne, du Jacques-Cartier et de la Montmorency.

Tableau 24: Deltas du Saint-Maurice

178

Altitude	Localisation	Type
206 m	La Tuque	Terrasse (Klugman, 1956)
215, 5 m	St-Joseph de Mékinac	Littoral marin (Rondot, 1976)
168 m	Terrasse de la Tuque aux Grandes Piles	Terrasse d'exondation du Moyen Saint-Maurice
152 m (à 168 m)	Grandes Piles Pépinière de Proulx Grand' Mère	Terrasse deltaïque Delta digité Terrasse deltaïque perchée
137 m (à 152 m)	Hérouxville Carneau Junction Plaine du lac à la Tortue	Epandage deltaïque Lambeaux de terrasses deltaïques Epandage deltaïque
122 m (à 137 m)	St-Boniface	Epandage d'exondation
114 m (à 122 m)	Terrasses de Shawinigan Terrasse à l'ouest de Mont-Carmel	Epandages deltaïques
107 à 114 m	Terrasse de St-Etienne	Epandage deltaïque
91,5 à 96 m	Terrasse discontinue de chaque côté du Saint-Maurice	Terrasses deltaïques
88,5 m 76 m 58-61 m 53 m, 38 m, 23 m, 15 m	Terrasses de part et d'autre du St-Maurice	Deltas emboîtés du St-Maurice (Bélanger, 1953)

Tableau 25: Deltas et épandages deltaïques de la région
autres que ceux du Saint-Maurice.

Altitudes limites	Localisation	Type
198 - 183 m	Nord de ND-des-Anges	Delta transgressif (?)
192 m	Mont Carmel	Delta fluvioglaciaire avec kettle
183 - 177 m	Mont Carmel	Delta fluvioglaciaire avec 3 chenaux venant du nord et digitations
183 - 168 m	Rivière McLaren Axe de Sainte-Elie	Delta de régression (delta sous-jacents) Épandages fluvioglaciaire et régressif
183 m	MNO de St-Tite, débouché de l'exutoire du lac Archange	Petit delta perché
198 m	N de St-Tite, lac Bourdaie Mikinaac du sud	Delta proglaciaire à kettles Épandages sableux
183 m	Rivière Mikinaac du Nord Sud du lac au Sabie	Delta proglaciaire Épandages fluvioglaciaires
183 m	Saint-Gérard des Laurentides Ste-Thécle	Épandage de régression Delta fluvioglaciaire distal associé au delta de la Tawachiche
183 à 198 m	Lac Mongrain (Shawinigan O)	Deltas associés à un com- plexe proglaciaire
183 à 190 m	Lac Perron	Delta transgressif (?)
198 - 213,5 m	Lac du Missionnaire, sortie du lac à l'Ours	Delta perché en kame ?
198 - 190 m	Rivière Tawachiche	Delta et épandage deltaïque, peut-être emboîté au fluvio- glaciaire
198 - 183 m	ND-des-Anges	Delta proglaciaire à kettles
183 m	ND-des-Anges	Delta distal du delta précédent
168 - 152 m	Rivière Noire	Delta régressif
195 - 168 m	Lac la Pêche	Épandage proglaciaire à kettles
152 m	Sainte-Anne	Delta régressif
168 m	Lac Montauban les Mines	Delta proglaciaire à kettles

Tableau 26: Caractères distinctifs des deltas et des épandages régressifs

Type	Sédimentologie	Structures sédimentaires	lithostratigraphie	Formes associées	Exemples
Delta proglaciaire	- sables avec des lits de rudites	- pendages forts	sur till	- kettles	- lac Bourdais
	- hétérométrie	- lits obliques	ou	- paléo-chenaux	- rivière Mékinac du Nord
	- peu émousés	- grandes épaisseurs, de plus de 15 m	roc	- deltas souvent adossés au roc	- ND-des Anges
Delta transgressif et fluvio-glaciaire distal				- talus distal	
				- remaniement	
	- sables, et parfois graviers	- pendages faibles	sur till ou roc	- deltas plats, faiblement inclinés	- lac Perron
Delta régressif		- lits obliques	ou fluvio-glaciaire	- talus distal	- Tawachiche
		- structures entrecroisées en surface			
	- silts stratifiés surmontés par les sables parfois graveleux	- lits obliques et horizontaux dans les sables	sables sur silts	- deltas plats, faiblement inclinés	- rivière McLaren
Epandage d'exondation		- strates sub-horizontales dans les silts		- terrasses emboîtées	- St-Maurice
		- structures entrecroisées en surface		- méandres	- rivière Moire
	- sables parfois graveleux	- lits obliques et structures entrecroisées	au-dessus d'une lacune d'érosion dans les silts	- hautes plaines et terrasses	- région de Montauban
		- épaisseur faible, de l'ordre de 1 m		- hautes terrasses du Batiagar	- sortie du lac au Sabie

Plaines argileuses

Les surfaces où affleurent les argiles et silts marins ne sont pas à proprement parler des formes marines. Elles correspondent en fait à des surfaces d'érosion de la mer en régression et du Proto-Saint-Laurent. Elles forment des plaines et terrasses étagées d'altitude croissante du Saint-Laurent aux Laurentides, séparées par des talus d'érosion. Les plaines argileuses et bassins comblés d'argile ont été définis au chapitre II. 2.

Mouvements en masse dans les argiles

La région a été particulièrement touchée par les glissements de terrain depuis l'exondation. Chagnon (1968) signale 77 glissements dans la région de Trois-Rivières et 69 glissements dans la région de Grondines (voir également Karrow, 1972). Les principaux glissements sont identifiés dans le tableau 27. Une étude de détail du glissement du Saint-Alban de 1894 (Chalmers, 1900) a été menée sur le terrain (Occhietti, 1975). Les causes de ce glissement ont été identifiées en collaboration avec N. Gadd, P. Lasalle et G. Tremblay. L'argile marine s'est liquéfiée sous les sables du delta de la Sainte-Anne. Elles se sont écoulées brutalement vers la dépression relative que constituait à ce moment le lit de la Sainte-Anne, déplaçant celui-ci latéralement à un seuil rocheux. Les sables deltaïques se sont effondrés en blocs et ont été progressivement remaniés par la suite. L'enfoncement du niveau

Tableau 27: Principaux glissements de terrain de la région cartographiée

Feuille	Localisation	Caractères	Age approximatif	Références consultées
Shawinigan O	St-Boniface et	glissements polygéniques, vers le St-Maurice;	postérieur à l'enfoncement du St-Maurice dans sa basse terrasse actuelle	travaux étudiants UQAM
	Baie de Shawinigan	avec recul de tête par ravinement.		
Shawinigan E	Shawinigan Sud	glissement polygénique, vers le St-Maurice		Journal des Jésuites, février 1663 R. Desjardins (1977)
	rivière Shawinigan	glissements et coulées argileuses de chaque côté de la rivière	pendant l'encaissement de la rivière	
	Golfe au NE d'Almaville	amphithéâtre de glissement	inconnu, probablement récent	
	Séminaire de Shawinigan	polygénique vers le St-Maurice	pré-historique	
	Route de Ste-Flore à St-Jean-des-Piles	petits glissements polygéniques, vers le St-Maurice ou les vallons affluents		
Mattawin E	Rivière des Envies	glissements remaniés liés à la rivière		
	St-Joseph de M ^é kinac	nombreux glissements dans le bassin, liés à la rivière M ^é kinac		
Montauban O	Rivière Tawachiche, est de Ste-Th ^é cle	glissements polygéniques commandés par le niveau de base du Batiacan		
	St-Ubalde	glissements secondaires coalescents, liés à la rivière		
Montauban E	Rivière Noire	amphithéâtres de glissement		
	St-Alban, rivière Ste-Anne	amphithéâtre de 4 km de long sur 1 km et plus de large	1894	Chalmers, 1900 (cf. réf. dans ce texte), Occhietti, 1975



Photo 41: Epannage deltaïque perché et paléochenaux au sud du lac en Coeur, près de Sainte-Thècle. Le lac était occupé par le glacier ou de la glace morte. Le delta était soit proglaciaire, soit fluvioglaciaire distal. Il fait partie du grand delta de la Tawachiche.



Photo 42: Petite coulée argileuse, au sud de Saint-Boniface, sur le rebord nord de l'amphithéâtre du glissement de Saint-Boniface (photo prise en novembre 1975).

de base local de la Sainte-Anne a provoqué l'abandon d'un magnifique méandre que l'on peut voir actuellement en amont de la coupe de Saint-Alban. La saturation des argilés est due à deux facteurs: la percolation verticale de l'eau à travers les sables deltaïques et les infiltrations latérales par l'intermédiaire de la moraine de Saint-Narcisse construite avec des rudites juxtaglaciaires perméables.

Les argiles et silts marins sont également affectés par des processus d'érosion moins spectaculaires: le ravinement qui engendre un recul de tête parfois dangereux pour les routes et les exploitations agricoles, les coulées argileuses (photo 42), les pieds de vaches sur les versants.

3. Terrasses fluviatiles, formes éoliennes et accumulations de matières organiques

La succession de plaines et de terrasses sableuses ou argileuses engendrées par le relèvement isostatique constitue le bâti morphologique de la région. Il a été retouché depuis le retrait glaciaire et l'exondation par l'érosion fluviatile, les mouvements en masse, les remaniements éoliens et secondairement par les processus généraux de météorisation.

Erosion fluviatile

Compte tenu du relèvement isostatique, le niveau de base des affluents du Saint-Laurent s'est continuellement abaissé, engendrant une succession de terrasses emboîtées et des glissements de terrain dans les argiles marines sensibles. Les terrasses sont bien délimitées le long du Saint-Maurice, du Batiscan et de la Sainte-Anne. Le même processus explique les terrasses du Proto-Saint-Laurent. Une succession de terrasses de galets, graviers et sables bordent, en contrebas, le rebord sud des collines attribuées au complexe morainique de Saint-Narcisse. Ces terrasses sont attribuées à l'action du Proto-Saint-Laurent.

Phénomènes éoliens

Ceux-ci ont affecté toutes les surfaces sableuses, de la moraine de Saint-Narcisse (Osborne, 1950; Clark et Elson, 1961) jusqu'aux terrasses de 90 mètres d'altitude. Les formes éoliennes fixées forment un réseau de dunes paraboliques simples ou enchevêtrées (photo 43 et fig. 14). Elles indiquent des vents efficaces venant du NE. Des cailloux facetés par la matière projetée par le vent ont été trouvés au Mont-Carmel, à Charette et sur le tronçon de moraine mis en évidence à l'ouest de Charette. Ces dunes et les zones de déflation qui leur sont associées indiquent l'absence de couvert végétal et une activité éolienne intense jusqu'au moment de l'exondation des terrasses de 90 m d'altitude. Sur

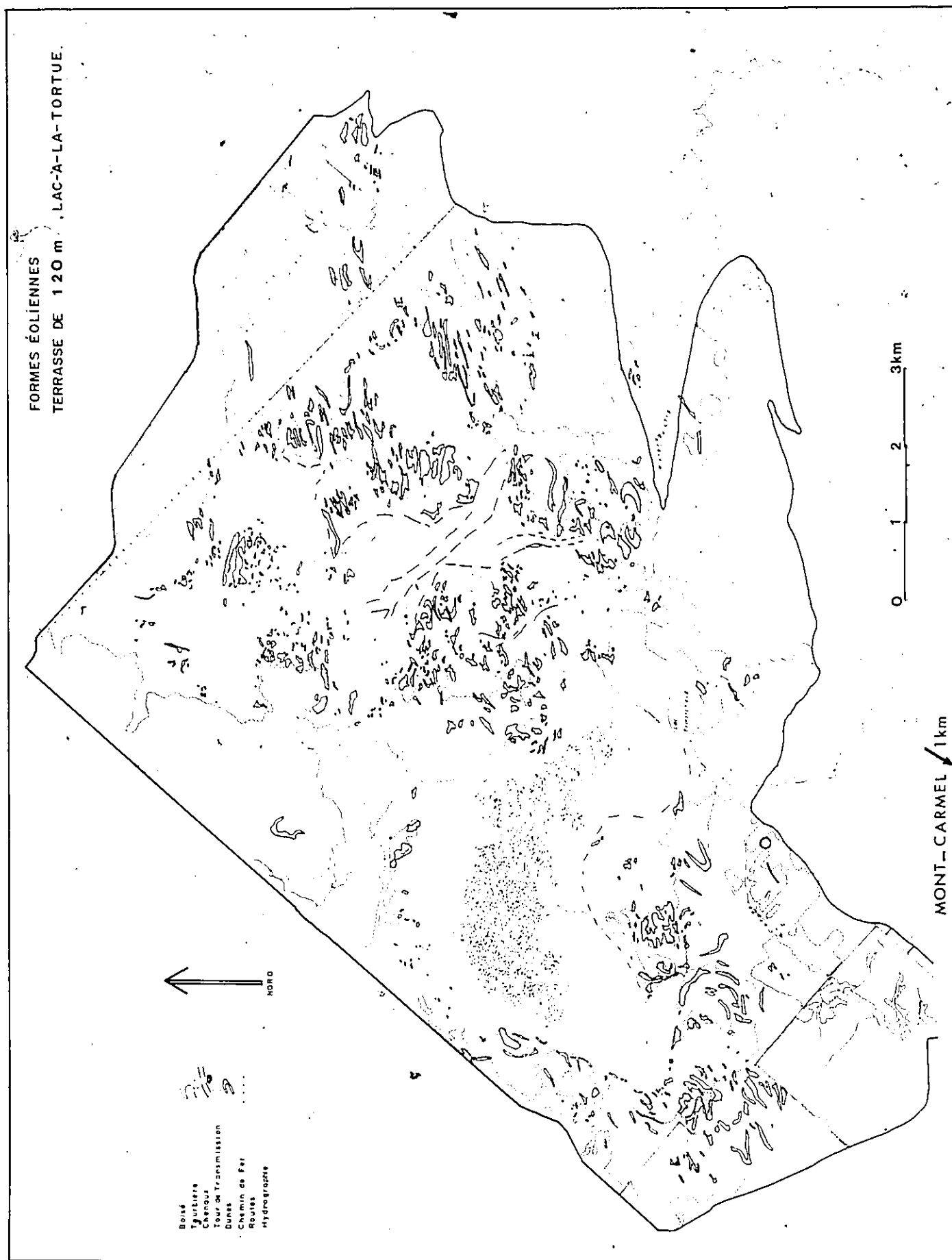


Fig. 14: Formes éoliennes fixées, au N du Mont-Carmel (carte dessinée par des étudiants de l'UQTR)



Photo 43: Dunes paraboliques fixées de la plaine du lac à la Tortue. Le vent efficace venait du secteur NE. La topographie de la plaine du lac à la Tortue est caractérisée par un réseau de dunes fixées et de cuvettes de déflation. (Vue vers le S).



Photo 44: Tourbières structurées de la plaine du lac à la Tortue, près du lac Trotochaud.

cette dernière terrasse, les formes éoliennes et littorales forment des crêtes atypiques ou alignées, que l'on voit parfaitement en coupe de chaque côté de l'autoroute transquébécoise, au sud de Saint-Etienne-des-Grès. Les sables de ce dernier réseau de formes métriques à décamétriques sont fins, moyens et grossiers. Leur origine est polygénique, superposition de phénomènes éoliens, nivéo-éoliens (Cailleux, 1972) et littoraux.

Accumulations organiques

Les tourbières de la région se sont développées dans les dépressions relatives mal drainées délimitées par des dunes fixées (photo 43) ou dans les anciennes aires de déflation. Elles occupent également la faible dépression des anciens chenaux et anciens bras deltaïques du Saint-Maurice, du Batiscan, de leurs affluents et du Saint-Laurent. Elles comblent presque entièrement des lacs peu profonds de la plaine du lac à la Tortue: lac des Atocas et lac sans nom à 1 km plus à l'est. Une vaste tourbière structurée (photo 44) étudiée par Risi et al. (1953) s'étend au nord du Mont Carmel. P. Richard, que je remercie pour sa collaboration, a analysé les pollens de la base d'une carotte prélevée avec lui dans un des secteurs les plus profonds de cette tourbière. Les premiers sédiments organiques sont tourbeux et indiquent la présence d'un milieu ouvert avec des mares peu profondes.

Des auréoles de matière organique entourent de nombreux petits lacs dans les Laurentides. Certains sont entièrement colonisés par la végétation.

Conclusion

L'analyse des dépôts et des formes construites associées permet de définir des ensembles morphosédimentologiques. Ces corps sédimentaires s'imbriquent ou se superposent spatialement. Ils conduisent de ce fait à la reconstitution de la séquence des événements morphogénétiques du Quaternaire continental et des processus qui leur sont associés. En raison des nombreux passages latéraux de faciès qui compliquent l'analyse lithologique et stratigraphique, la compréhension de la distribution spatiale et morphologique des dépôts est essentielle aux reconstitutions paléogéographiques.

Chapitre VI

PALEONTOLOGIE ET PALEOECOLOGIE MARINE

1. Paléontologie du Quaternaire de la région

1.1 Coquilles marines

Les espèces de coquilles marines peu communes ont été aimablement déterminées par Frances Wagner. Les espèces classiques ont été déterminées à l'aide de l'ouvrage de cet auteur (Wagner, 1970). L'analyse des coquilles marines de la région (tableaux 28 et 29) met en évidence la grande diversité des communautés types, telles que définies par Hillaire-Marcel (1977) et par conséquent des environnements marins. On note également, d'après le tableau 30, une succession verticale des communautés types. Les faciès transgressifs et glacio-marins sont caractérisés par Portlandia arctica et Balanus hameri, espèces euryhalines d'eaux froides et profondes. Portlandia arctica vit actuellement au front marin des glaciers. Les faciès d'inondation contiennent habituellement Portlandia arctica à la base, puis Macoma calcarea et enfin Macoma balthica. Les faciès sub-littoraux à silts stratifiés et le début des faciès de régression sont caractérisés par une séquence récurrente Hiatella a. + Mytilus e. — Macoma b. —

Tableau 28: Macrofossiles des dépôts marins de la région

Pélicypodes:

- Astarte montagui striata (Dillwyn)
- * Lyonsia arenosa (Müller)
- Macoma balthica (Linné)
- Macoma calcarea (Gmelin)
- * Musculus niger (Gray)
- Mya arenaria Linné
- * Mya truncata Linné
- Mytilus edulis Linné
- Nucula tenuis (Montagu)
- Nuculana pernula (Müller)
- * Nuculana tenuisulcata (Couthovv)
- Portlandia arctica (Gray)
- ** Thyasira flexuosa (Verrill et Bush)

Gastropodes

- * Buccinum hancoki Mörch
- * Buccinum tenue Gray
- ** Buccinum totteni (?) (Stimpson)
- Haminoea solitaria (Say) ?
- Lepeta caeca (Müller)
- Lunatia pallida (Broderip et Sowerby)
- * Natica clausa Broderip et Sowerby
- * Neptunea despecta tornata (Gould)

Cirripèdes

- Balanus balanus (Linné) (?)
- Balanus crenatus Bruguière
- Balanus hameri (Ascanius)

Démosponges

- * Tethya logani Dawson

* Espèces non retrouvées au cours de l'étude.
Elles avaient été déterminées par Wagner (1970)
et échantillonnées par Karrow ou Wagner, notamment
dans le territoire de la feuille de Grondines.

** Nouvelles espèces déterminées par Wagner (avril 1978)
sur des échantillons de la région étudiée.

Tableau 29: Communautés types observées sur les coupes des dépôts marins de la région.

Les conditions écologiques des espèces dominantes sont tirées de Hillaire-Marcel (1977) et de Wagner (1970). (• biocénose; x thanatocénose).

Communautés types	<u>Portlandia arctica</u>	<u>Macoma calcaria</u>	<u>Hiatella arctica</u>	<u>Macoma balthica</u>	<u>Mya arenaria</u>		
			zone à <u>Balanus hameri</u>	zone à <u>Mytilus edulis</u> <u>Balanus crenatus</u>			
Ecologie	eaux profondes, froides, 0 - 60 m, front glaciaire	eaux profondes,	eaux profondes - 50 m	zone sublittorale et littorale 0 - 15 m	zone intertidale 0 - 6 m	zone intertidale 0 - 6 m	
Température	0°	eaux froides	larves <u>Hiatella</u> 10°	larves 10°	larves 12°		
Salinité	5 à 33‰		8‰	3,5‰	5‰		
Coupes						Age	Altitude
La Gabelle	X					11 000 ± 90	11 m
Rivière La Fourche 1	X					11 300 ± 160	81 m
St-Alban (1)	• <u>Balanus hameri</u>					10 600 ± 160	71,5
(2)		X avec <u>Portlandia arctica</u>				10 200 ± 90	70 m
(3)	X avec <u>Macoma balthica</u>						
St-Jouin de France						10 910 ± 160	60 m
Charette				• avec <u>Hiatella arctica</u> , <u>Mytilus edulis</u> , <u>Balanus crenatus</u>	X rare latérale	10 200 ± 160 10 100 ± 150	128 m 137 m
Yamachiche 0 de St-Etienne			X zone à <u>Macoma calcaria</u>			10 230 ± 155	90 m
Shawinigan 1 Séminaire				•			
2				•			
3				•	•	10 300 ± 100	129 m
4				•			
Charette N 1	X			•			
2				•			
3				• avec <u>Mytilus edulis</u> (décalcifiés)	X rares		
Yamachiche petit pont		X <u>Balanus crenatus</u> <u>Hiatella arctica</u>					
La Fourche 1 amont du pont (2)				•		10 000 ± 150	98 m
2				•			
3							
4				•		X rares	

Tableau 30: Corrélation des suites verticales de communautés types

	St-Alban	Charette N	Shawinigan Séminaire	La Fourche Pont
	<u> </u>	<u> </u>	<u> </u>	<u> </u>
eaux peu profondes	<u>Mytilus e.</u>	<u>Macoma b.</u>	<u>Mytilus</u>	<u>Macoma b.</u>
tièdes l'été	? ?	<u>Hiatella</u> + <u>Mya a.</u>	<u>Mya a.</u>	<u>Mya a.</u>
			<u>Macoma b.</u>	<u>Macoma b.</u>
eaux peu profondes	? ?	<u>Hiatella</u> + <u>Mytilus</u>	<u>Hiatella</u> + <u>Mytilus</u>	<u>Hiatella</u> + <u>Mytilus</u>
eaux	<u>Portlandia a.</u> + <u>Macoma b.</u>	<u>Portlandia a.</u>	<u>Portlandia a.</u>	
froides	<u>Portlandia</u> + <u>Macoma c.</u>			
profondes	<u>Portlandia a.</u> + <u>Balanus h.</u>			

Mya arenaria — Macoma b. qui indique une dessalure finale très forte mais peut-être aussi un refroidissement mineur à la fin de l'inondation marine. Nous avons vu que les faciès sableux de régression sont dépourvus de fossiles dans la région. Une première ébauche de l'évolution des faunes macroscopiques, avait déjà été proposée (Occhietti, 1973b).

L'évolution verticale des communautés types reflète un changement des conditions écologiques, notamment de la température des eaux de surface l'été, de la salinité et de l'épaisseur de la tranche d'eau. Pour fins de comparaison latérale, la nécessité de distinguer les communautés benthiques des communautés littorales et sub-littorales est évidente. L'analyse verticale de la séquence littorale montre la fugacité de la communauté à Mya arenaria et remet sérieusement en question les phases de la mer de Champlain indiquées par les mollusques littoraux d'Elson et Elson (1959). La distinction établie par ces auteurs d'une phase à Hiatella et d'une phase à Mya constituait une intéressante contribution pour essayer de subdiviser l'épisode de la mer de Champlain. Néanmoins, cette distinction s'appuyait seulement sur des faunes littorales, dans la seule région de Montréal. Le critère de l'altitude était prépondérant: phase à Hiatella (salinités littorales de 23 à 28‰, températures d'été de 0 à 5°C) sur des plages au-dessus de 60 m, et phase à Mya (salinités plus faibles, températures d'été plus élevées) sur les plages au-dessous de 60 m (jusqu'à 42 m). Ces phases ne sont pas des biozones dans le sens stratigraphique, elles

ne marquent pas un niveau de plage constant puisqu'on trouve Mya arenaria vers 130 m d'altitude à Charette et à Shawinigan. En attribuant ces différences d'altitude de Mya arenaria à un relèvement isostatique différent entre Montréal et Shawinigan, l'isochronie de l'espèce n'en reste pas moins douteuse. Les datations au ^{14}C (tableau 31) s'échelonnent entre $10\,870 \pm 100$ (GrN-2031) et $10\,300 \pm 100$ (GSC-2101), variations chronologiques qui s'expliquent mal par des variations géochimiques, le biotope de Mya arenaria étant très spécialisé (Hillaire-Marcel, 1972). Enfin, aux coupes de Charette Nord et de Shawinigan, Mya arenaria est associée à Hiatella arctica. Pour ces raisons, il est donc préférable d'éviter de se référer aux phases citées dont la signification n'est ni stratigraphique, ni biostratigraphique, ni chronologique.

L'examen des tableaux 28, 29 et 30 et des fiches paléontologiques (annexes 16 à 19) montre que l'évolution verticale et latérale des coquillages marins est complexe, à l'image des lithofaciès décrits dans les parties antérieures.

Nous avons remarqué une pauvreté en espèces fortuites au nord de la moraine de Saint-Narcisse, alors que les dépôts glacio-marins de la Gabelle ou les argiles pierreuses de Saint-Alban en contiennent 6 ou 7. Cette pauvreté reflète la précarité des conditions de vie dans la baie de Shawinigan où le taux de relèvement isostatique était très rapide (cf. VII. 6), le taux de sédimentation très élevé, l'apport d'eaux douces très fort (silts laminés) et le seuil morainique défavorable à l'introduction tardive des

Tableau 31: Radiodatations de Mya arenaria

Age	Laboratoire	Altitude	Localité	Auteur
10 590 $\pm$ 100	GrN 2034	80,9 $\pm$ 1,5 m	Duncan Station	Elson, 1962
10 450 $\pm$ 80	GrN 2032	53,3 $\pm$ 2,1 m	Mont Johnson	Elson, 1962
10 330 $\pm$ 100	GrN 2035	97,6 $\pm$ 1,5 m	St-Joseph du Lac	Elson, 1969
10 870 $\pm$ 100	GrN 2031	42,7 $\pm$ 1 m	Ste-Philomène	Elson, 1962
10 300 $\pm$ 100	GSC 2101	129 m	Shawinigan	Öcchietti, 1977
10 500 $\pm$ 270	QU 50	96 m	St-Joseph du Lac	Hillaire-Marcel, 1974

espèces fortuites. On peut présumer que les eaux marines profondes, salées et venant de l'Atlantique n'ont pas pu pénétrer dans la baie, ce qui est susceptible d'entraîner des anomalies de composition isotopique et par conséquent des âges au ^{14}C surprenants.

1.2 Foraminifères et Ostracodes

Les Foraminifères et Ostracodes de la région ont été déterminés aimablement par T. Cronin du Musée national de Washington (tableau 32). Il a également interprété le milieu de vie de ces microfossiles. Toutefois, l'interprétation proposée ci-dessous a été repensée dans le cadre général de la région et de la mer de Champlain, notamment à l'aide des travaux de Wagner (1970), Cronin (1977) et Hillaire-Marcel (1977).

Trois phases micropaléontologiques ont été mises en évidence par Cronin (1977) dans la mer de Champlain (tableau 33). Nous avons vu que l'appellation des deux dernières phases est controversée, d'autant plus que l'on ne trouve pas d'Ostracodes caractéristiques de la "phase à Mya arenaria" dans des horizons fossilifères contenant ce fossile sur les coupes du Pont de la rivière la Fourche (annexe 19). Nous utiliserons une terminologie informelle descriptive, sans signification chronologique: phase de transition, phase marine et phase saumâtre. On remarque que les conclusions de Cronin reflètent l'évolution de faciès transgressifs, d'inondation et de régression.

Tableau 32: Liste des microfossiles marins de la région,
déterminés par T. Cronin, Musée National des
Etats-Unis, Washington

Foraminifères

- Cassidulina crassa d'Orbigny
- Elphidium incertum (Williamson)
- Elphidium excavatum (Terquem) forma clavatum Cushman
- * Elphidium barletti Cushman
- Elphidium albiumbilicatum (Weiss)
- * Elphidium frigidum
- * Elphidium subarcticum Cushman
- Elphidium asklundi Brotzen
- Islandiella helenae Feyling-Hanssen et Buzas
- * Islandiella islandica Norvang
- Nonion labradoricum Dawson
- Protelphidium orbiculare (Brady)
- Pseudopolymorphina novangliae (Cushman)
- Pyrgo williamsoni (Silvestri)
- Quinqueloculina seminulum (Linné)

(* Espèces déterminées par Wagner (1970) à partir d'échantillons
prélevées dans la région par cet auteur et par P. Karrow).

Tableau 32 (suite): Liste des microfossiles marins de la région,
déterminés par T. Cronin, Musée National des
Etats-Unis, Washington

Ostracodes

(1 = phase de transition, non observés dans la région;

2 = phase marine arctique ou sub-arctique;

3 = phase saumâtre, non observés dans la région;

4 = non significative

- <u>Acanthocythereis dunelmensis</u> (Norman)	2
- <u>Cytheromorpha macchesneyi</u> (Brady et Crosskey)	2
- <u>Cytheropteron</u> cf. <u>C. Alatum</u> Sars	?
- <u>Cytheropteron inflatum</u> Brady, Crosskey et Robertson	?
- <u>Cytheropteron latissimum</u> (Norman)	4
- <u>Cytheropteron montrosiense</u> Brady, Crosskey et Robertson	?
- <u>Cytheropteron nodosum</u> Brady	?
- <u>Cytheropteron paralatissimum</u> Swain	?
- <u>Eucytheridea bradii</u> (Norman)	4
- <u>Eucytheridea macrolaminata</u> (Elofson)	?
- <u>Eucytheridea punctillata</u> (Brady)	4
- <u>Heterocyprideis sorbyana</u> (Jones)	4
- <u>Jonesia simplex</u> (Norman)	?
- <u>Palmanella limicola</u> (Norman)	?
- <u>Xestoleberis</u> sp. ?	?

Tableau 33: Phases micropaléontologiques de la mer de Champlain,
d'après Cronin (1977).

Noms utilisés dans ce texte	Cronin 1977	Âges	Salinité	Température
Phase saumâtre tempérée	"Mya arenaria phase"	11 000 - 10 600 à 10 000 BP	faible mésohaline 3 - 18 ⁰ /oo	tempérée froide
Phase marine arctique - sub-arctique	"Hiatella artica phase"	11 600 à 11 000 - 10 600 BP	élevée polyhaline euhaline 18 - 35 ⁰ /oo	très froide à froide arctique, sub-arctique
Phase de transition eau douce - eau salée	"Transitional phase"	12 500 à 11 600 BP	faible ou très variable	très froide arctique

En conclusion, tous les Foraminifères de la région indiquent un milieu arctique ou sub-arctique, comme tous les Foraminifères de la mer de Champlain (Cronin, 1977). Un groupe d'Ostracodes caractérise la phase marine arctique à sub-arctique, euhaline à polyhaline. Un autre groupe n'est pas significatif. Sur la coupe de Saint-Alban, (annexe 16), on ne note pas d'évolution marquée de la salinité ni de la température à la base de la coupe, les espèces euhalines sont présentes dans les horizons repères à Balanus hameri et à Macoma balthica - Portlandia arctica. Certaines espèces d'Ostracodes des coupes du Pont de la rivière la Fourche sont d'euhalines à méso-pliohalines, ce qui est conforme à la tolérance de Mya arenaria pouvant vivre à une salinité plus basse encore (cf. fig. 6 de Cronin, 1977). Leur présence indique la dessalure de l'eau marine sans toutefois atteindre la phase saumâtre définie par Cronin.

1.3 Vertébrés

Un fragment d'os pelvien d'eider, probablement d'eider commun (Somateria ^{cf} mollissima) a été déterminé par C.R. Harington du Musée national des Sciences naturelles à Ottawa. Cet échantillon provient de la coupe du Séminaire de Shawinigan (annexe 15). L'animal a été enfoui dans des conditions sub-littorales, il y a environ 10 300 ans BP d'après l'âge des coquilles de Mya arenaria provenant de la même coupe ($10\ 300 \pm 100$, GSC-2101) (Harington et Occhietti, en préparation). C'est le premier oiseau de la mer de

Champlain qui ait été déterminé (Harrington, communication écrite).

2. Analyses isotopiques, paléotempératures et paléosalinités marines

L'analyse des isotopes stables n'aurait pu être introduite dans la présente étude sans la collaboration de C. Hillaire-Marcel qui a suscité cette approche et bien voulu effectuer les analyses isotopiques.

Méthode d'analyse isotopique

Le détail de la méthode d'analyse isotopique du carbone et de l'oxygène des carbonates est présenté dans un document préparé par le Laboratoire d'analyse isotopique de l'Université du Québec à Montréal, établi notamment à partir de l'ouvrage de Pilot, 1974. Hillaire-Marcel (1977) a exposé le cadre géochimique dans lequel s'applique cette méthode ainsi qu'une première série de résultats parmi lesquels figurent ceux de la Basse Mauricie.

Signification géochimique des carbonates

Un carbonate qui précipite en équilibre isotopique avec l'eau océanique moyenne à 16,9°C est caractérisé par un $\delta^{13}\text{C} = 0$ et un $\delta^{18}\text{O} = 0$ (Hillaire-Marcel, 1977). La composition isotopique en ^{18}O et ^{13}C d'un carbonate augmente lorsque la température

de l'eau du bassin où il précipite s'abaisse. Elle diminue avec l'apport d'eaux continentales dans un bassin, donc avec l'abaissement de salinité. Les écarts isotopiques obtenus nous donneront donc une idée de la température et de la salinité des eaux de la mer de Champlain ou plus exactement du milieu géochimique dans lequel vivait chacun des échantillons analysés. Au moment de l'interprétation, il faudra tenir compte en particulier des variations verticales synchrones de température des eaux marines, des composantes géochimiques des eaux du bassin marin et de l'évolution dans le temps de ce bassin. Des variables biologiques interviennent également: période de croissance différente d'une espèce à l'autre, fractionnement isotopique différent entre les Lamellibranches et les Balanomorphes et activité biologique pour le ^{13}C . Ainsi, près des îles Ottawa, dans la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel, 1977), les valeurs moyennes des eaux marines sont les suivantes: à la surface, la température estivale est de 8°C et la salinité de $25^{\circ}/\text{oo}$; à -20 m: 1°C et $30^{\circ}/\text{oo}$ et à -50 m: $-0,5^{\circ}\text{C}$ et $32^{\circ}/\text{oo}$. Les eaux marines sont donc géochimiquement stratifiées.

La fig. 15 illustre la proportion très grossière des composantes hydrologiques de la mer de Champlain, par rapport au temps. Il faut y ajouter les variations locales dues à la présence du front glaciaire, au déversement de lacs, etc... Nous verrons plus loin l'importance des variables biologiques. Pour conclure, l'analyse détaillée du site fossilifère échantillonné est essentielle et doit porter sur l'altitude, les dépôts, la stratigraphie, le type

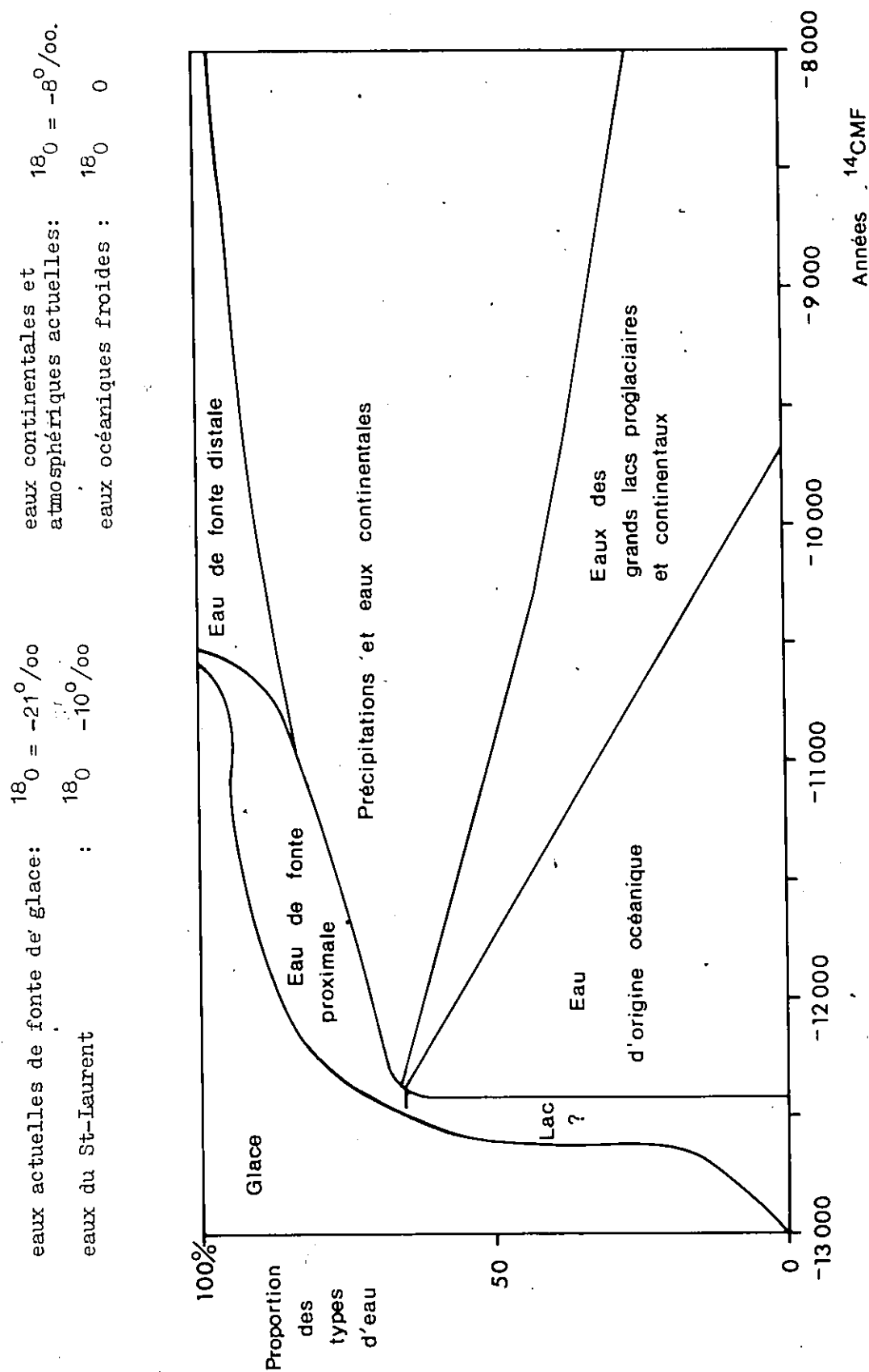


Fig. 15: Illustration des composantes géochimiques approximatives des eaux dans le bassin de la mer de Champlain.

de communauté de préférence en biocénose, la profondeur évaluée approximativement, etc...

Résultats et interprétation

La figure 16 dressée à partir des tableaux 34 et 35 illustre bien la différence entre les espèces d'eau profonde et les espèces littorales. Le cas le plus frappant est celui de Macoma balthica où selon la position profonde (coupe de Saint-Alban) ou littorale (coupes de Shawinigan et de Charette), la composition isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ varie considérablement. Les enveloppes de chaque groupe et de l'ensemble correspondent bien aux enveloppes mises en évidence par Hillaire-Marcel pour la mer de Champlain (1977, fig. 3 et 6). La composition isotopique de l'échantillon 18, une concrétion calcaire entre deux valves accolées de Portlandia arctica, s'écarte des valeurs des coquillages: $\delta^{13}\text{C} = 20,34$; $\delta^{18}\text{O} = 3,01$. Elle diffère également de celles des concrétions calcaires de la mer de Champlain analysées par Hillaire-Marcel (1977, fig. 7). Elle se rapproche beaucoup de celles des mers de Tyrrell et de Golthwait.

On remarque également sur la figure 16, l'individualisation de trois ensembles géochimiques différents. Le plus évident est le milieu littoral des coupes de Charette et Shawinigan, fortement déficitaire en ^{18}O . Le milieu glacio-marin profond, apparaît avec les coupes de la Gabelle et de la Fourche où les $\delta^{18}\text{O}$ positifs indiquent une température froide ($\approx 0^\circ\text{C}$), avec une salinité

Tableau 34: Compositions isotopiques des échantillons de la Mauricie

LOCALISATION	ALTITUDE	ENVIRONNEMENT	ESPECE	No	DATE	REFERENCE DES DATACTIONS
A: la Gabelle (Saint-Maurice)	11 m	Eaux profondes 180 à 200 m glacio-marin	<u>Portlandia arctica</u>	3,66 1/	GSC 2045 11 100 ± 90	Oschietti, 1976
			<u>Balanus hameri</u>	3,84 4/		
			<u>Nucula tenuis</u>	3,02 17/		
			Concrétion calcaire (dans valves de <u>Portlandia arctica</u>)	-3,01 15/		
B: Riv. la Fourche (Moraine de Saint-Marcisse)	81 m	Eaux profondes 120 m environ glacio-marin	<u>Portlandia arctica</u>	2,83 2/	GSC 1729 11 300 ± 160	idem
			<u>Balanus hameri</u>	3,50 5/		
C: Saint-Alban (Sainte-Anne)	71 m	Eaux profondes 130 m environ, icebergs Fin des icebergs	<u>Portlandia arctica</u>	-2,5 3/	GSC 2090 10 600 ± 160	idem
			<u>Balanus hameri</u>	3,19 6/		
			<u>Macoma calloarea</u>	1,55 13/	GSC 2150 10 200 ± 90	idem
			<u>Macoma balthica</u>	-2,69 7/		
D: Shawinigan (séminaire)	129 m	Littoral	<u>Macoma balthica</u>	-7,66 8/	GSC 2101 10 300 ± 100	idem
			<u>Hiatella arctica</u>	-5,09 14/		
			<u>Mytilus edulis</u>	-8,13 12/		
			<u>Mya arenaria</u>	-7,40 10/		
			<u>Balanus crenatus</u>	-7,07 16/		
E: Charette	137 m	Sub-littoral dans moraine remaniée	<u>Macoma balthica</u>	-9,36 9/	GSC 1444 10 100 ± 150	idem
			<u>Hiatella arctica</u>	-2,99 15/	GSC 1700 10 200 ± 160	Gadd et al., 1972b
			<u>Mya arenaria</u>	-10,27 11/		

Tableau 35: Composition isotopique selon les espèces de coquilles et les environnements sédimentaires

[illegible]

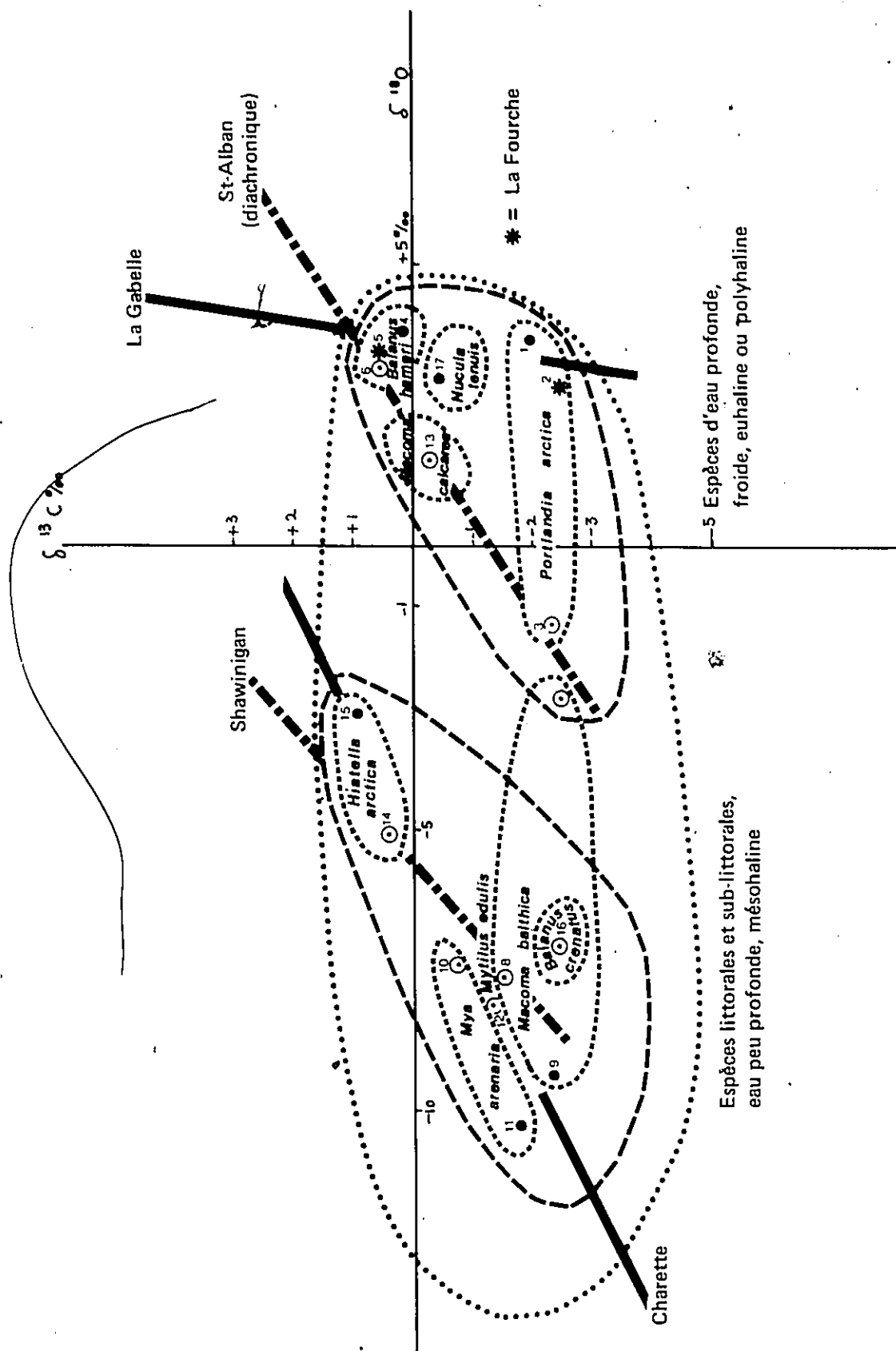


Fig. 16: Compositions isotopiques des carbonates des coquilles marines de la région, en fonction des espèces et des coupes.

de type arctique. L'ensemble de Saint-Alban, métachronique, montre une évolution vers des conditions plus chaudes, à profondeur et salinité décroissantes. Il ressemble en fait à l'évolution des conditions géochimiques de l'ensemble de la mer de Champlain affectée progressivement par une exondation, une augmentation des températures et une diminution de la salinité.

Shawinigan:

La sédimentologie de la coupe du Séminaire de Shawinigan (annexe 15) montre le développement de conditions littorales jusqu'à l'émersion complète. Les coquilles littorales sont extrêmement déficitaires en isotopes lourds, tant pour le $\delta^{13}\text{C}$, qui varie entre 0,45 et -1,63 pour les Lamellibranches et atteint -2,59 pour Balanus crenatus, que pour le $\delta^{18}\text{O}$ qui varie entre -5 et -8.

On observe les écarts de $\delta^{18}\text{O}$ suivants: Mytilus edulis (-8,13) < Macoma balthica (-7,66) < Mya arenaria (-7,40) < Balanus crenatus (-7,07) << Hiatella arctica (-5,09).

Cette distribution est proche de la distribution verticale des profondeurs moyennes où vivent ces espèces actuellement. Du peu profond au plus profond, Mytilus edulis, Mya arenaria, Macoma balthica vivent dans la zone de balancement des marées (Hillaire-Marcel, 1977). Balanus crenatus et Hiatella arctica peuvent vivre à une profondeur identique, mais leur période de croissance est plus longue; leur fractionnement isotopique reflète des températures moyennes plus froides.

Les données de Shawinigan mettent en évidence le danger de comparer les compositions isotopiques du ^{14}C des espèces littorales et des espèces d'eau profonde. Les compositions isotopiques des espèces littorales reflètent des températures qui varient en fonction de la durée de la période annuelle de croissance. Les compositions isotopiques des espèces d'eau profonde reflètent des températures stables où la durée de la période de croissance n'intervient pratiquement pas.

Charette:

Les $\delta^{18}\text{O}$ augmentent selon les espèces: Mya arenaria < Macoma balthica << Hiatella arctica.

La composition en ^{18}O des espèces littorales montre une très forte variation, Mya arenaria et Macoma balthica sont très appauvries, en rapport avec la température élevée de l'eau au moment de leur croissance. En comparaison, Hiatella arctica est relativement enrichie, en raison de sa durée de croissance qui s'étend sur toute l'année et qui enregistre donc des eaux en moyenne beaucoup plus froides. La figure 16 montre la grande similitude des compositions isotopiques, en fonction de l'espèce, des coupes de Charette et de Shawinigan.

La Gabelle:

Les coquilles marines ont été prélevées à la base du dépôt glacio-marin, à 11 m d'altitude. Les carbonates reflètent donc

les conditions géochimiques d'eaux marines profondes à proximité du front glaciaire subissant une ablation par vêlage, à la différence de la coupe de Saint-Alban qui reflète une ablation mixte eau de fonte et un peu de vêlage d'icebergs. Les compositions isotopiques en ^{18}O des différentes espèces sont toutes nettement positives, de l'ordre de +3, et indiquent une température froide de l'eau $\leq 0^\circ\text{C}$ vers 11 100 BP. On peut donc dire que c'est la composante océanique presque inchangée avec une salinité proche des 33‰ des eaux arctiques qui circulait au fond du bassin, en contact avec l'inlandsis. L'espèce Nucula tenuis confirme les données isotopiques de Portlandia arctica et Balanus hameri.

Saint-Alban:

Balanus hameri vivait à une profondeur d'environ 130 m. Les valeurs isotopiques sont positives: $\delta^{18}\text{O} = +3,19$, $\delta^{13}\text{C} = +0,58$. Les eaux étant très probablement à 0°C avec une composante océanique à salinité de 33‰, la composition isotopique de l' ^{18}O est proche de celle que l'on obtiendrait par le calcul théorique, selon la formule de Craig (in Hillaire-Marcel, 1977). Par contre, on devrait avoir en principe un $\delta^{13}\text{C}$ en équilibre avec l'atmosphère de l'ordre de +4‰ selon l'équation de Fontes et Pouchan (in Hillaire-Marcel, 1977). Il y a un déficit de ≈ 3 ‰ du ^{13}C , ce qui indique un appauvrissement du carbone en général. Cet appauvrissement est dû à la décomposition de matière organique ($\delta^{13}\text{C} \approx -26$ ‰ par l'activité biologique oxydante des faunes

vivantes et par réduction dans le sédiment. Le CO_2 dégagé par l'activité biologique, abaisse la composition isotopique du carbone dissout dans l'eau de mer. L'appauvrissement est confirmé par la composition isotopique de la concrétion calcaire où le déficit en ^{13}C est très marqué avec $\delta^{13}\text{C} \simeq -20\text{‰}$ alors que $\delta^{18}\text{O} \simeq 3\text{‰}$. La concrétion serait composée presque uniquement de carbone d'origine organique. En résumé, à Saint-Alban, le ^{13}C était en équilibre avec deux composantes, le CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}\text{C} \simeq -7\text{‰}$) et la composante provenant de la dégradation de la matière organique où $\delta^{13}\text{C} = -26\text{‰}$ en moyenne. Une troisième composante, le CO_2 venant des eaux de fonte glaciaire, a été négligée compte tenu de la faible teneur de la glace en CO_2 (Oeshger et al., 1972).

On observe deux cas similaires, sur les échantillons de la Gabelle et la Fourche, où les différences isotopiques entre Balanus hameri et Portlandia arctica sont faibles pour $\delta^{18}\text{O}$ de 0,18 à 0,67, et très marquées pour $\delta^{13}\text{C}$, de 2,42 à 3,37. Ces différences pour le ^{13}C s'expliquent en partie par la différence de fractionnement isotopique entre les Balanomorphes (Crustacés) et les Lamellibranches (Mollusques), évaluée empiriquement par Hillaire-Marcel (1977) à $\simeq 1,5\text{‰}$. Ce phénomène n'explique pas l'écart isotopique constant entre les deux espèces (voir enveloppes de la fig. 16) qui vivent en profondeur, à une température et une salinité pratiquement constantes et identiques.

Généralisation et conclusion

Nous avons vu que la composition isotopique en ^{18}O dépend de la température et de la salinité et, pour les espèces littorales, de la durée de la période de croissance. En tenant compte de ces variables, les eaux glacio-marines profondes au front de l'inlandsis, avec $\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de $+3\text{‰}$ étaient froides ($\approx 0^\circ\text{C}$) et salées ($\approx 33\text{‰}$). On assiste ensuite à un réchauffement et à une dessalure progressive des eaux marines, soit instantanément sur une même verticale, soit diachroniquement (fig. 17 et 18). La coupe de Saint-Alban peut servir, à cet égard, d'exemple de l'évolution géochimique de la mer de Champlain (Hillaire-Marcel, 1977).

La composition isotopique en ^{13}C dépend également de la température et de la salinité. D'autres composantes interviennent, l'appauvrissement en carbone par l'activité biologique, le fractionnement isotopique différent entre les Balanomorphes et les Lamellibranches et la durée de croissance pour les espèces littorales. Les compositions isotopiques en ^{13}C de la région montrent également l'évolution d'un bassin marin où la composante océanique diminue progressivement puis assez brutalement vers la fin.

Sur la base des données de la région et des travaux d'Hillaire-Marcel (1977), la mer de Champlain était une mer épicontinentale froide, saumâtre en surface, où le mélange des eaux

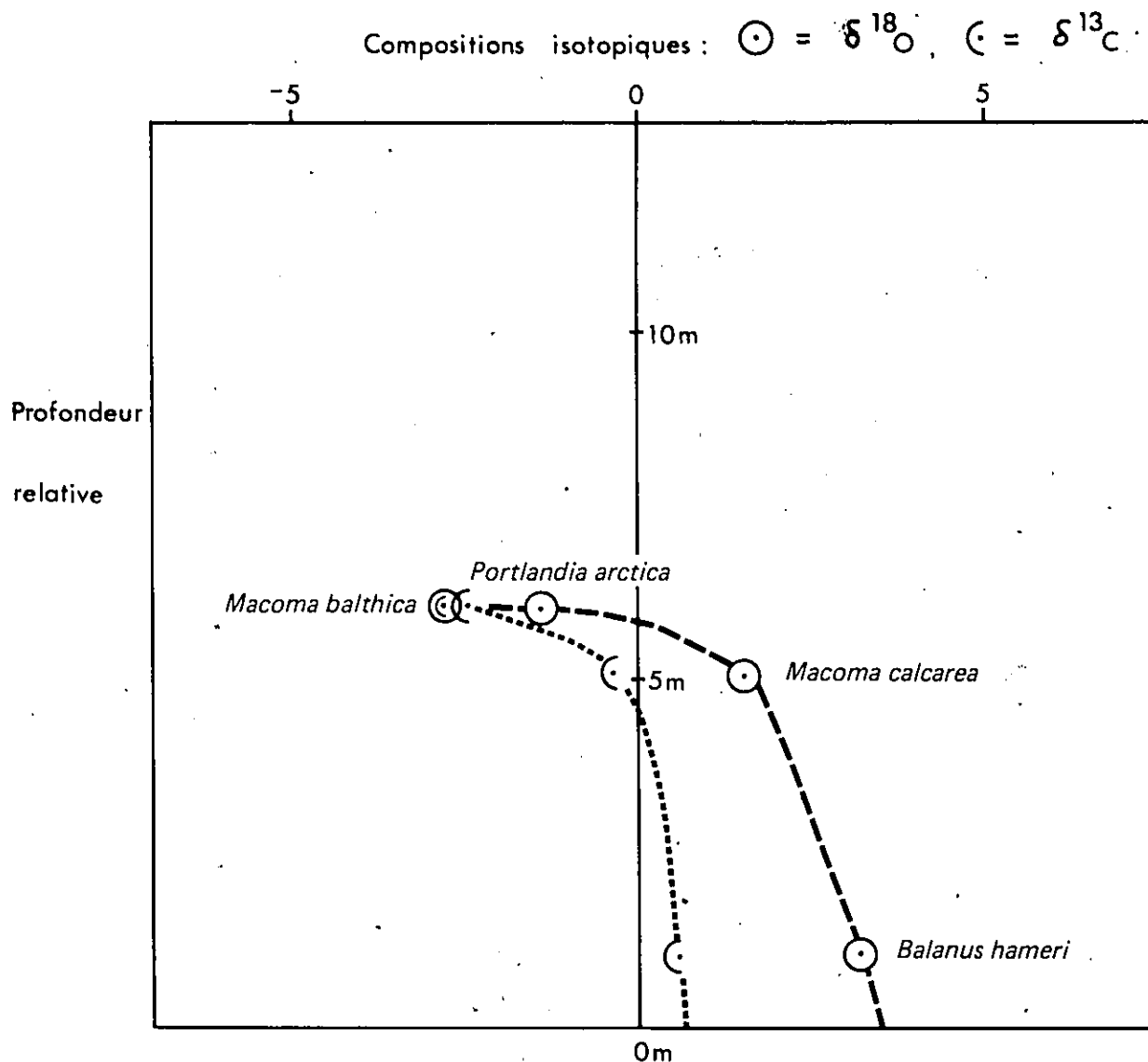


Fig. 17: Compositions isotopiques en fonction des espèces et de la position sur la coupe de Saint-Alban

La diminution très rapide des compositions isotopiques coïncide avec un changement sédimentologique du faciès pierreux, interprété comme synchrone de la fin de l'épisode de Saint-Narcisse, au faciès d'inondation marine.

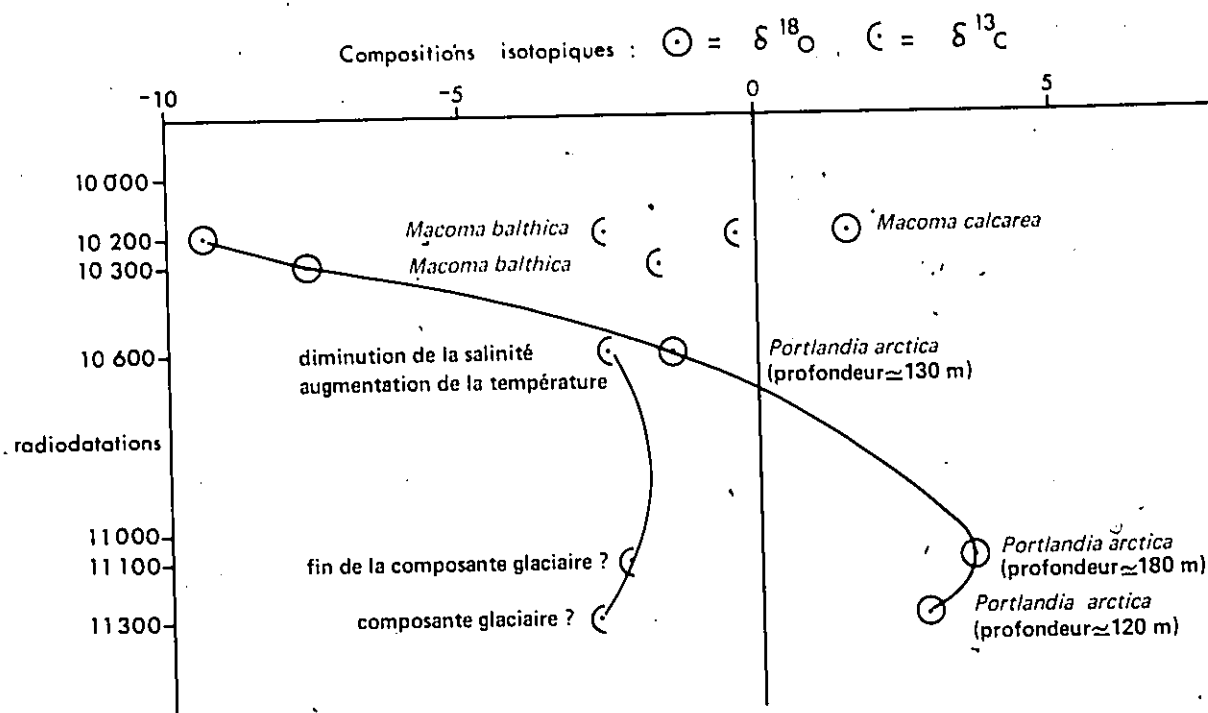


Fig. 18: Variations isotopiques en fonction du temps. Les données extraites du tableau 34 sont brutes et dépendent des autres variables: fractionnement isotopique différent selon les espèces et profondeurs différentes.

pouvait être localement mal réalisé et où les variations de température ont affecté surtout les eaux superficielles. Il existe une corrélation entre la suite des communautés de macrofaune, les phases des Ostracodes (Cronin, 1977), les phases climatiques et chronologiques (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977) et l'évolution géochimique de la mer de Champlain (cf. VIII).

Une dernière conclusion importante concerne la validité des radiodatations au ^{14}C . Les anomalies de composition isotopique du ^{13}C montrent que le CO_2 contenu dans le bassin de la mer de Champlain n'est pas toujours en équilibre total avec le CO_2 atmosphérique. Dans ces conditions, on peut donc prévoir que le ^{14}C n'était pas non plus nécessairement en équilibre avec le ^{14}C atmosphérique. Ceci pourrait expliquer les anomalies chronologiques enregistrées dans la région (chapitre suivant). Pour la même raison, la comparaison entre les datations des espèces d'eau profonde, comme Portlandia arctica, Balanus hameri, Macoma calcarea et les datations des espèces prélevées en position littorale comme Mya arenaria, Mytilus edulis et Macoma balthica devra être faite avec une extrême prudence.

Chapitre VII

CHRONOLOGIE ET ISOSTASIE

1. Age des Sédiments de Saint-Pierre

Le tableau 36 contient les datations publiées sur le matériel organique des Sédiments de Saint-Pierre (Gadd, 1954 et 1971; Gadd et al., 1972a; Karrow, 1957; Stuiver et al., 1978). Les âges sont normalement plus grands que la limite de la méthode au ^{14}C . Trois datations significatives ont été obtenues par enrichissement. Deux d'entre elles, mesurées avant 1967 au laboratoire de Groningen, sont relativement convergentes: $64\,000 \pm 2\,000$ (Gro-1766) équivalente de $65\,300 \pm 1\,400$ (GrN-1799), et $67\,000 \pm 1\,000$ (Gro-1711) équivalente de $67\,000 \pm 2\,000$ (GrN-1711). La troisième, mesurée au laboratoire du Centre de recherches quaternaires de Seattle, donne un âge nettement plus vieux: $74\,700 \pm \begin{smallmatrix} 2\,700 \\ 2\,000 \end{smallmatrix}$. Stuiver et al (1978) estiment que les âges de Groningen sont trop jeunes. Ces auteurs invoquent une contamination de laboratoire, en se référant à Grootes (1977).

Ces trois datations sont proches de la limite de la méthode au ^{14}C par enrichissement qui atteint 75 000 ans (Stuiver et al., 1978). A cet âge, une simple contamination par du matériel actuel

Tableau 36: Radiodatations de la matière organique
des Sédiments de Saint-Pierre

Ages	Laboratoire et numéros	Lieu	Matériel	Auteurs
> 40 000	W-189	St-Pierre		Rubin et Suess, 1955
> 30 840	Y-242	St-Pierre	bois	Preston <u>et al.</u> , 1955
> 29 630	Y-254	Les Vieilles-Forges	bois	Preston <u>et al.</u> , 1955
> 30 840	Y-255	Les Vieilles-Forges	tourbe	Preston <u>et al.</u> , 1955
> 29 630	Y-256	Pierreville	tourbe et bois	Preston <u>et al.</u> , 1955
> 40 000	L-190A	St-Pierre	3	Broecker et Kulp, 1957
> 44 000	L-369A	St-Pierre		Olson et Broecker, 1959
> 44 470	Y-463	Donnacona		Deevey (Karrow, 1957, p. 35)
67 000 $\pm$ 1.000 * =67 000 $\pm$ 2 000 *	Gro-1711 GrN-1711	Pierreville	bois	Dreimanis, 1960 (de Vries) Terasmae (Vogel) *
64 000 $\pm$ 2 000 * =65 300 $\pm$ 1 400 *	Gro-1766 GrN-1799	St-Pierre	bois	Dreimanis, 1960 Muller, 1964 * (Vogel)
74 700 $\pm$ 2 700 2 000	QL-198	Pierreville	bois	Stuiver <u>et al.</u> , 1978

* Voir la discussion dans Gadd et al., 1972a, p. 66-67

de 0,1⁰/oo entraîne une variation de 5 600 ans, alors qu'à 56 000 ans BP la même variation est causée par une contamination de 1⁰/oo de matériel actuel et de 1⁰/o à 37 000 BP (Stuiver et al., 1978). Dans ces conditions, il est logique d'invoquer des contaminations de laboratoire pour expliquer les écarts observés. Toutefois, la datation de Seattle est unique et il serait préférable qu'elle soit confirmée avant de vieillir de 10 000 ans l'intervalle de Saint-Pierre. De plus, au laboratoire de Seattle, des écarts de 2 600 ans et de 6 600 ans séparent des datations obtenues sur le même matériel par comptage direct et par enrichissement (57 000 $\pm$ 2 400 et 59 600 $\pm$ 700, QL-199; 56 000 $\pm$ 2 000 et 62 600 $\pm$ 1 300, QL-61; Stuiver et al., 1978), avec une tendance au vieillissement relatif dans les résultats de la méthode par enrichissement. Cet exemple illustre la nécessité de classer à part les datations obtenues par cette méthode.

Apparemment, d'après les descriptions de Gadd et al. (1972a, p. 59), et de Stuiver et al. (1978, p. 21), les échantillons Gro-1711 et QL-198 ont été collectés sur la rive E du Saint-François, respectivement par de Vries et par Skinner et Blake. Il n'est pas précisé si les échantillons proviennent du même horizon ni de la même coupe.¹ Dans ces conditions, compte-tenu du fait que l'on ne connaît pas la durée de l'intervalle de Saint-Pierre, la comparaison des deux datations ne peut être faite directement. Enfin, les âges obtenus au ¹⁴C sont des âges géochimiques. Comme on ignore totalement le taux d'activité du ¹⁴C atmosphérique pendant

¹ Les échantillons ont été prélevés tous les deux sur l'horizon organique supérieur (W. Blake, communication verbale).

l'intervalle de Saint-Pierre, il est possible que les âges calculés s'écartent de façon significative de l'âge sidéral ou des âges obtenus par des méthodes radiométriques indépendantes de l'activité atmosphérique et solaire.

En conclusion, l'âge des échantillons organiques des Sédiments de Saint-Pierre est compris entre $64\,000 \pm 2\,000$ et $74\,700 \pm 2\,700$ BP. L'intervalle de Saint-Pierre, de durée inconnue, a un âge de l'ordre de $70\,000 \pm 8\,000$ BP.

2. Age des fossiles marins de la région

Les datations sur matériel marin de la région sont présentées dans le tableau 37 et sur la carte hors-texte 6. W. Blake Jr, de la Commission géologique, a daté sept échantillons dans le cadre de cette étude et nous a aimablement communiqué les autres datations de la région obtenues dans son laboratoire.

Les datations au ^{14}C sont soumises aux limites de précision signalées dans des publications antérieures (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977; Hillaire-Marcel, 1977; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1977) et au chapitre sur les isotopes stables. En résumé, en dehors de toute contamination sédimentaire ou anthropique, l'âge calculé reflète l'activité ^{14}C originelle au moment de la mort de l'organisme radiodaté. Cette activité dépend du taux d'activité du ^{14}C dans la haute atmosphère de l'époque, ce que l'on ne peut pas

TABLEAU 37

Radiodatations au ^{14}C du Wisconsinien récent
de la région de Trois-Rivières/Shawinigan

221

N de lab.	Age, erreur	Site	Altitude	Matériel daté	Auteurs	Références
GSC-1526	11 600 $\pm$ 630	Coupe sur le Batiscan	91 m	Foraminifères, dépôts glaciomarins	Gadd, N. R.	Lowdon & Blake, 1975
GSC-1729	11 300 $\pm$ 160	Rivière la Fourche, St-Narcisse	81 m	<i>Portlandia arctica</i> dépôt glacio-marins	Occhietti, S.	Occhietti, 1976
GSC-2045	11 100 $\pm$ 90	Barrage La Gabelle sur le St-Maurice	11 m	<i>Portlandia arctica</i> dépôts glacio-marins	Occhietti, S.	Idem
I-9484	10 910 $\pm$ 160	St-Louis-de-France	60 m	<i>Hiatella arctica</i>	Occhietti, S.	En préparation (Radiocarbon)
GSC-2090	10 600 $\pm$ 160	St-Alban, 2 km au S moraine de St-Narcisse	71 m	<i>Balanus hameri</i> silt marins pierreux	Occhietti, S.	Occhietti, 1976
GSC-2101	10 300 $\pm$ 100	Shawinigan	129 m	<i>Mya arenaria</i> dépôts littoraux	Occhietti, S.	Idem
QC-463	10 230 $\pm$ 155	Rivière Yamachiche St-Etienne-des-Grès	90 m	<i>Hiatella arctica</i> sommet des dépôts glacio-marins	Occhietti, S.	
GSC-2150	10 200 $\pm$ 90	St-Alban (même site que GSC-2090)	78 m	<i>Macoma calcarea</i> sommet des silt marins pierreux	Occhietti, S.	Occhietti, 1976
GSC-1700	10 200 $\pm$ 160	Charette	128 m	<i>Macoma balthica</i> moraine de St-Narcisse remaniée	Occhietti, S.	Idem
GSC-1444	10 100 $\pm$ 150	Charette	137 m	<i>Hiatella arctica</i> et <i>Macoma balthica</i>	Gadd, N. R.	Lowdon & Blake 1975
GSC-1739	10 000 $\pm$ 150	Rivière la Fourche	98 m	<i>Hiatella arctica</i> silt marins	Occhietti, S.	Occhietti, 1976
GRN-1922	8 720 $\pm$ 80	St-Adelphe	126 m	Base de la tourbière	Terasmae, J.	Vogel et Waterbolk, 1972
I-8496	9 730 $\pm$ 140	Lac Wapizagonke, parc de la Mauricie	230 m	Gyttja, profondeur: 570-560 cm	Richard, P.	communiqué par l'auteur
I-8495	6 080 $\pm$ 135	Lac Wapizagonke, parc de la Mauricie		Gyttja, profondeur: 400-390 cm	Richard, P.	communiqué par l'auteur
I-8497	9 760 $\pm$ 190	Sud du lac du Noyer, parc de la Mauricie	270 m	Gyttja, sableuse profondeur: 455-448 cm	Richard, P.	Idem
I-8842	9 205 $\pm$ 385	Idem		Gyttja sableuse profondeur: 445-440 cm	Richard, P.	Idem
I-8825	8 230 $\pm$ 270	Idem		Gyttja, profondeur: 430-425 cm	Richard, P.	Idem
I-8824	5 745 $\pm$ 235	Idem		Gyttja, profondeur: 325-320 cm	Richard, P.	Idem
I-8823	5 145 $\pm$ 155	Idem		Gyttja, profondeur: 230-225 cm	Richard, P.	Idem
I-9280	9 540 $\pm$ 185	Lac Castor	221 m	Gyttja légèrement silteuse	Richard, P.	Idem
GSC-1022	3 960 $\pm$ 130	Rivière Chacoura, Louiseville		profondeur 820cm Bois enfoui par un glissement de terrain	Karrow, P. F.	Lowdon et al., 1972
QU-231	3 910 $\pm$ 90	Shawinigan-Sud	100 m	Bois enfoui par un glissement de terrain	Desjardins, R.	communiqué par l'auteur
GSC-142	390 $\pm$ 140	Batiscan		Charbon de bois	Lévesque, R.	communiqué par l'auteur
QU-392	390 $\pm$ 100	Shawinigan-Sud	35 m	Bois enfoui par un glissement de terrain	Desjardins, R.	
GSC-1855	340 $\pm$ 80	St-Louis-de-Champlain	53 m	Rostre d'un poisson: <i>Xiphias gladius</i>	Ribes, R.	communiqué par W. Blake Jr (Comm. géol. Can.)

estimer antérieurement aux courbes dendrochronologiques ou varvaires. Elle dépend également du fractionnement isotopique des organismes. Ainsi, par exemple, les coquilles marines, toutes les autres variables étant égales, donneraient un âge calculé plus jeune que les végétaux. Enfin, l'activité originelle en ^{14}C dépend de la composition isotopique du réservoir où vivait l'organisme. Nous avons vu combien les propriétés géochimiques du bassin de la mer de Champlain pouvaient varier à la fois dans l'espace et dans le temps. Aux variables déjà signalées s'ajoute l'effet de vieillissement mis en évidence par Mangerud et Guliksen (1975): l'équilibre isotopique du ^{14}C entre l'atmosphère et les mers froides peut être incomplet, notamment par la circulation de courants de vieilles eaux déficitaires en ^{14}C dans les régions arctiques. Cet effet atteint entre 340 et 540 ans en Norvège, 600 ans au Groenland et de 690 à 840 ans à l'île Ellesmere. Il dépasse par conséquent le rajeunissement apparent que pourrait donner les coquilles marines par fractionnement isotopique différent des végétaux. L'effet semble s'appliquer aux coquilles de la région, puisque Hillaire-Marcel (1977) a démontré l'appauvrissement en isotopes lourds de la mer de Champlain par rapport à la mer de Goldthwait.

Pour ces raisons, les âges obtenus sur des coquilles marines seront étalonnés en années ^{14}C de coquilles de mers froides (ans ^{14}C -MF) pour rappeler les écarts possibles entre ces âges et les âges obtenus sur du matériel continental (Occhietti et

Hillaire-Marcel, 1977). Il est très probable que certaines datations de la mer de Champlain ont un âge apparent plus vieux que l'âge ^{14}C normal, par exemple dans la région de Hull-Ottawa, à l'extrémité NO. du bassin marin, où l'on a obtenu des âges supérieurs à 12 000 BP (Richard, 1976).

En résumé, des corrélations établies sur des radiodatations isolées ou sélectionnées arbitrairement sont inévitablement douteuses. En conséquence, lors des reconstructions paléogéographiques, l'argument chronologique doit venir en dernier et être convergent avec les autres données de terrain.

3. Age radiochronologique de l'épisode de Saint-Narcisse

La figure 19 résume la position stratigraphique des neuf datations qui encadrent l'épisode de Saint-Narcisse, dans la région.

L'âge du Diamicton de Yamachiche varie entre 11 300 et $11\,100 \pm 150$ ans ^{14}C -MF, ce qui ne contredit pas la datation de $11\,600 \pm 630$ ^{14}C -MF de l'échantillon de Gadd (Lowdon et Blake, 1975). L'âge du pavage à Hiatella arctica, de Saint-Louis: $10\,910 \pm 160$ ans ^{14}C -MF est corrélé avec une réactivation de la glace. Celle-ci est accompagnée d'une reprise d'érosion de la formation gréseuse de la Gabelle, du Groupe de Black River, qui affleure

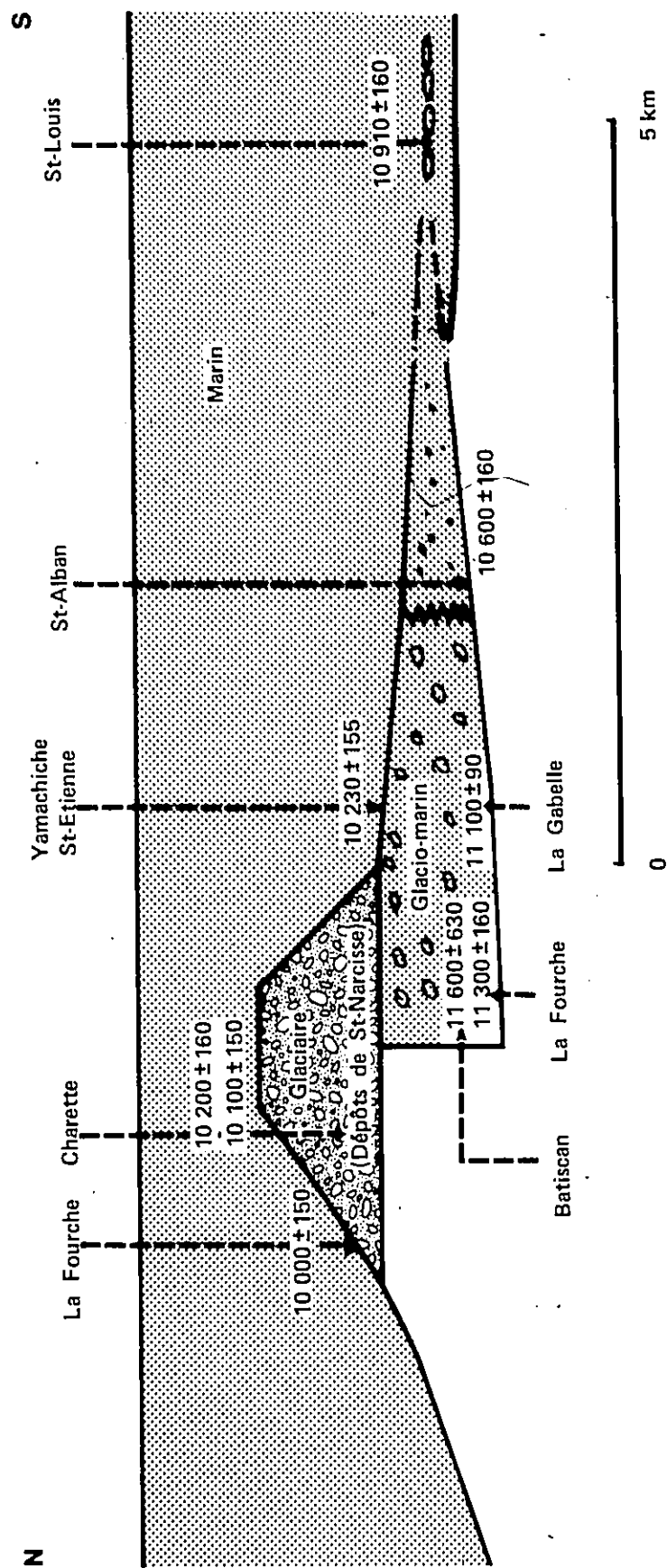


Fig. 19: Corrélations géochronologiques du complexe de St-Narcisse, dans la région de Trois-Rivières-Shawinigan.

entre 2000 et 3500 m au NO de la coupe. Ces affleurements sont à 2000 m au sud du rebord distal du Mont-Carmel, c'est-à-dire que la phase glaciaire datée est antérieure à l'épisode de Saint-Narcisse. Si la colonisation par Hiatella arctica est synchrone de la mise en place du cailloutis, 10 910 BP (années $^{14}\text{C-MF}$) serait l'âge maximal de l'épisode de Saint-Narcisse.

Les âges jeunes de la Fourche, $10\ 000 \pm 150$ ans $^{14}\text{C-MF}$, et de Saint-Etienne-des-Grès-Yamachiche, $10\ 230 \pm 155$ ans $^{14}\text{C-MF}$, sont les plus surprenants puisque les coquilles marines échantillonnées surmontent directement le till ou le glacio-marin. Au même moment, les eaux marines du Golfe de Laflamme auraient occupé la région aval du lac Saint-Jean, vers $10\ 250 \pm 350$ (Gif-424), $10\ 060 \pm 350$ (Gif-400), 9650 ± 350 (Gif-423) à 100 km du NO du front de Saint-Narcisse. Les âges de la Fourche et de la Yamachiche remettent en cause la limite chronologique supérieure de la mer de Champlain. Hiatella arctica de la Fourche, à $10\ 000 \pm 150$ ans $^{14}\text{C-MF}$, repose sous 15 m de silts marins et estuariens contenant Mya arenaria en leur milieu (annexe 19).

La date $10\ 600 \pm 160$ de Saint-Alban donne l'âge de la colonie de Balanus hameri accrochée au substratum et celui du début approximativement de la sédimentation marine représenté par un faciès d'argile légèrement pierreuse. Ce faciès marquerait une sédimentation marine synchrone de la fin de l'épisode de Saint-Narcisse dont la moraine construite est localisée à 2 km plus au nord.

A Charette, le remaniement des sédiments encaissant la biocénose de Macoma balthica date de $10\,200 \pm 160$. Plus haut sur le même site, les coquilles de Hiatella arctica ont donné un âge de $10\,100 \pm 150$ ans ^{14}C (Gadd et al., 1972b). L'âge de Mya arenaria de Shawinigan à 15 km au nord de la moraine donne un autre âge minimum: $10\,300 \pm 100$ BP.

Pour résumer, l'âge géochimique marin de l'épisode est compris entre 11 300 et 10 300 BP (^{14}C -MF), l'âge des dépôts en corrélation varie entre 10 910 et 10 600 BP (^{14}C -MF). Il y a un hiatus entre les datations du Diamicton de Yamachiche et celles des argiles marines associées ou corrélées avec le complexe morainique. Ce hiatus est attribuable en partie à la durée de l'épisode glacio-marin, au moins égale à deux siècles et probablement plus d'après la largeur de 4 km des dépôts glacio-marins à la Gabelle. Il est même possible que des oscillations mineures aient affecté localement la marge glaciaire, d'après les ondulations topographiques du toit des dépôts glacio-marins au site de la Gabelle. Le retard de la colonisation animale postérieure au retrait glaciaire et l'effet des vieilles eaux marines peuvent également être à l'origine du hiatus, dans des proportions inconnues.

Les données radiochronologiques mènent aux conclusions suivantes:

1) Un épisode glacio-marin a caractérisé le rebord laurentidien dans la région, vers 11 300 - 11 000 ans ^{14}C -MF BP. Il

n'est pas impossible qu'il marque une récurrence locale dans l'embaïement de Shawinigan, mais aucune preuve stratigraphique n'appuie cette hypothèse.

2) L'épisode de Saint-Narcisse proprement dit serait tardif et aurait eu lieu entre 10 910 et 10 600 BP (ans ^{14}C -MF). Il est nettement postérieur à 10 910 BP (ans ^{14}C -MF, le temps que le front glaciaire se retire des affleurements du grès de la Gabelle jusqu'au Mont Carmel. Il est proche de 10 600 BP (ans ^{14}C -MF), âge du début de la colonisation de Balanus hameri, après le retrait de la glace au sud de la moraine de Saint-Narcisse.

3) Les datations proviennent de deux groupes d'échantillons, l'un de faunes d'eaux marines profondes et soumises à l'effet de vieillissement isotopique, l'autre d'espèces d'eaux nettement moins profondes et littorales. Il y a donc deux familles isotopiques différentes donnant deux groupes de datations séparées par un hiatus chronologique. Ce hiatus peut être partiellement d'origine géochimique et tendrait à démontrer que la phase glacio-marine a un âge apparent plus vieux que celui que l'on obtiendrait avec des faunes littorales. Une partie du hiatus est cependant attribuable à la durée de la phase glacio-marine.

4) L'échelle chronologique d'ensemble des datations de coquilles marines de la région est peut-être étirée par l'effet de vieillissement, notamment par rapport à la mer de Goldthwait.

5) Avec les réserves signalées ci-dessus, on peut estimer que le front glaciaire a stagné ou fluctué sur place pendant plusieurs siècles, entre 11 300 et 10 600 BP. Une durée de quatre siècles, entre 11 200 et 10 800 BP est vraisemblable pour la région du Saint-Maurice.

4. Vitesse de sédimentation des dépôts marins et para-marins

Dans l'embalement de Shawinigan, des épaisseurs de 30 à 60 m de lutites marines sont fréquentes, ce qui donne des taux moyens minimaux de 30 mm par an dans l'hypothèse d'une déglaciation "précoce", vers 11 000 BP et de 100 mm par an dans l'hypothèse d'une déglaciation "tardive", vers 10 600 BP.

A Saint-Alban, le taux de sédimentation entre les horizons repères à Balanus hameri (10 600 BP) et Macoma calcarea (10 200 BP) est de 10mm/an et caractérise le terme transgressif déposé, selon notre interprétation, au large du front glaciaire en retrait. Le taux moyen de sédimentation de la phase d'inondation est énorme, entre 185 mm/an si l'on date la limite inférieure des sables deltaïques à 10 000 BP et à 92 mm/an si l'on recule cette date à 9 800 BP.

Sur le côté nord de la route de Saint-Joseph-de-Mékinac, des rythmites de 200 mm d'épaisseur totale ont été observées à la

base d'une coupe, à 2 km environ du confluent avec le Saint-Maurice. L'épaisseur des rythmites diminuait vers le haut de la coupe pour atteindre 50 mm. La coupe face à l'île aux Bouleaux expose 57 m, de silts sédimentés en un laps de temps compris entre 200 et 600 ans, soit des taux compris entre 285 mm/an et 95 mm/an.

5. Age des dépôts organiques post-glaciaires

La base de la tourbière de Saint-Adelphe a été datée à $8\,720 \pm 80$ ans ^{14}C BP. L'altitude de l'échantillon est de 123,5 m. Compte-tenu d'une inflexion transversale possible de 15 m, au maximum, entre ce site et le front de la moraine de Saint-Narcisse, à 15 km plus au sud, on peut comparer le plan d'exondation du plancher de la tourbière à l'altitude $123,5 - 15 = 108,5$ m de la courbe isostatique de la moraine de Saint-Narcisse (fig. 20). La surface à 108,5 m d'altitude aurait été exondée il y a $10\,000 \pm 200$ ans, il y a donc un hiatus chronologique minimal de $9\,800 - 8\,720 = 1\,080$ ans ^{14}C entre la fin du retrait de la mer de Champlain et le début de l'accumulation de matière organique. Ce hiatus minimal n'est pas dû aux effets géochimiques décrits antérieurement, puisque l'effet de vieillissement n'affecte probablement pas les coquillages littoraux. Il est possible, par contre, que le taux d'activité en ^{14}C à la base de la tourbière n'ait pas été parfaitement en équilibre avec le ^{14}C atmosphérique. Un tel hiatus est général à la base des tourbières de la rive nord du Saint-Laurent.

Il indique un retard à l'accumulation organique des hautes plaines de la vallée du Saint-Laurent, lié peut-être à la présence du système lacustro-fluvial du Proto-Saint-Laurent et aux activités éoliennes intenses qui ont modelé superficiellement ces hautes plaines.

La datation de la base de la matière organique prélevée dans des lacs peu profonds des Laurentides permet de réduire considérablement ce hiatus. Ainsi, Richard (1975) a obtenu trois datations dépassant 9 500 ans BP dans le parc de la Mauricie (tableau 37). Ces dates, obtenues sur de la gyttja des lacs du Noyer, Wapizagonke et Castor, fixent l'âge minimal de la déglaciation du rebord sud des Laurentides, au nord de Shawinigan, à plus de $9\,760 \pm 190$ BP (I-8497).

L'analyse palynologique permet d'établir une chronologie relative de l'évolution végétale. Terasmae (1960) a analysé les pollens de tourbières localisées sur les feuilles de Trois-Rivières, Grondines et Bécancour. P. Richard (1975) a obtenu des résultats concordants à partir des pollens contenus dans la gyttja des lacs du Parc de la Mauricie (tableau 38).

Tableau 38: Reconstitution du climat du Parc de la Mauricie

(P. Richard, 1975)

	reconstitution	indicateurs
actuel		
	plus frais et plus humide	la forêt boréale est de mieux en mieux représentée, le pin régresse
- 2,000		
	chaud et humide	le hêtre et la pruche sont abondants, le bouleau (jaune) devient important
- 3,500 ?		
	plus chaud et plus sec que maintenant	le pin blanc envahit même les stations mésiques; les essences thermophiles atteignent la région; l'érablière s'installe
- 5,500		
	moins frais	pessière et sapinière
- 6,000		
	plus froid ?	pessière et phase à aulne vert
- 8,000		
	froid	les herbacées et les arbustes sont abondants; une tremblaie se constitue, à la fin
- 10,000		
	périglaciaire	le glacier libère le territoire

âges très approximatifs

6. Relèvement isostatique

La courbe d'émersion de la région (fig. 20) repose sur deux points distants de 20 km dans l'axe du complexe morainique de Saint-Narcisse. Le niveau marin relatif maximal au moment de la construction du delta proglaciaire de Mont-Carmel, vers 10 800 $\pm$ 200 BP, est estimé à 197,5 m. Cette altitude relative reflète à la fois l'enfoncement du socle, le niveau eustatique de l'époque et l'effet d'attraction par gravité de l'inlandsis (Clark, 1976) sur la marge septentrionale de la mer de Champlain. L'altitude du niveau marin à Macoma balthica et Hiatella arctica de Charette a été estimée à 137 m par Gadd (Gadd et al., 1972a), avec un âge de 10 000 $\pm$ 150 ans BP (GSC-1444). Sur le même site, une biocénose à Macoma balthica, prélevée à 128 m d'altitude, a été datée de 10 200 $\pm$ 160 ans ^{14}C MF BP (GSC-1700, Occhietti, 1976). Il convient d'ajouter une marge de 0 à 6 m à ces deux altitudes pour tenir compte de la profondeur de croissance de Macoma balthica. Le relèvement différentiel entre Charette et Mont Carmel peut atteindre 20 m, en tenant compte d'une inflexion maximale de 1°/oo. La région de Charette se serait davantage relevée (Occhietti, 1977) si l'on tient compte des limites marines maximales observées dans les régions de Montréal (Prichonnet, 1977) et de Québec (La Salle et al., 1977a). L'enveloppe proposée sur la figure 20 tient compte de ces variables. Elle contient la courbe régionale d'émersion ou de relèvement isostatique apparent, dans les limites des données disponibles.

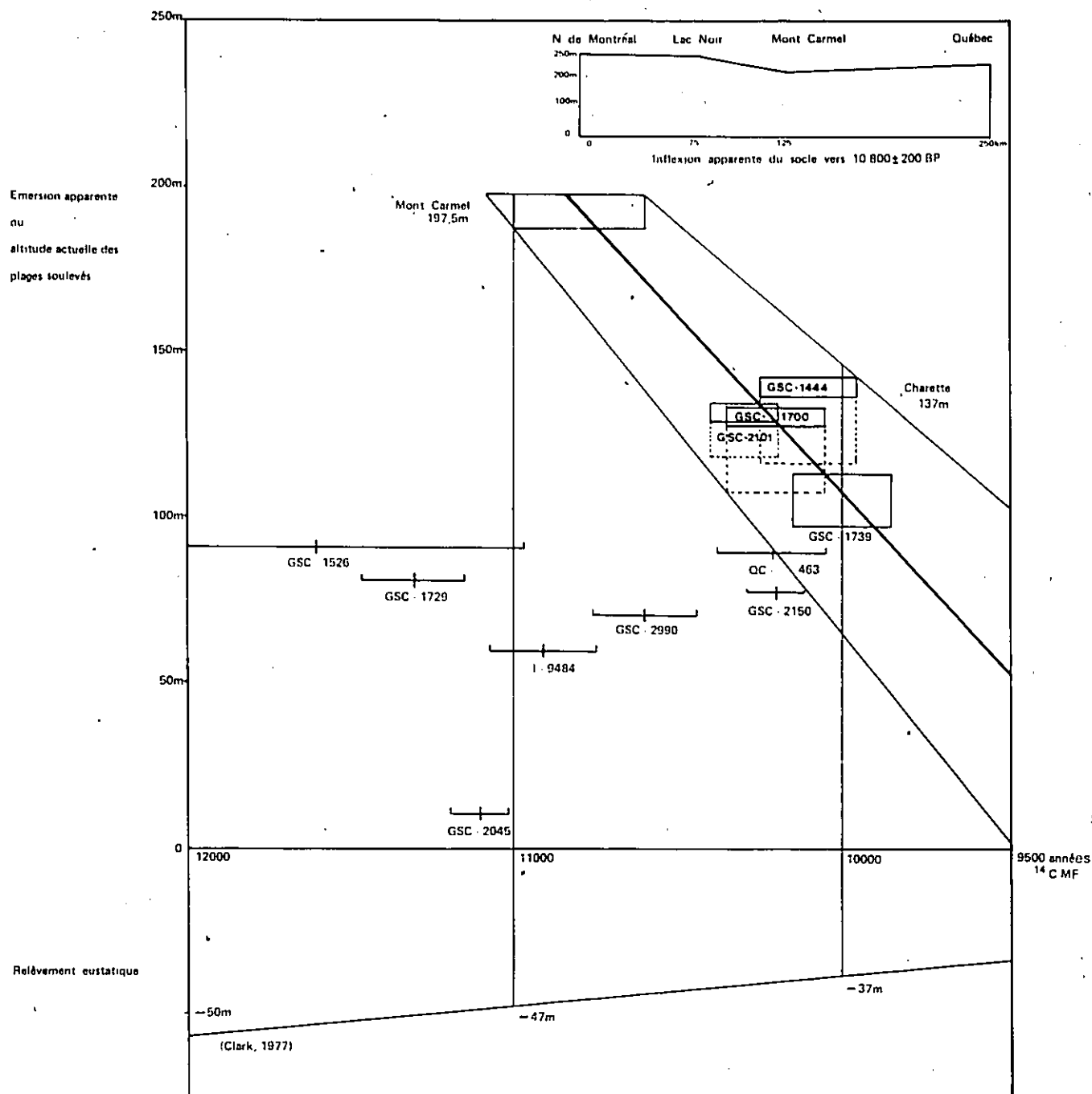


Fig. 20: Courbe d'émersion à Mont-Carmel.

Les dernières lignes de rivage de la mer de Champlain n'ont pas été identifiées dans la région. Compte-tenu de la déglaciation tardive de la Basse Mauricie et d'un retard du relèvement isostatique qui a pu en découler, leur altitude devrait être au moins égale à 80 m, altitude de la ligne de rivage de Rigaud, au nord de Montréal (MacPherson, 1967) et de l'ordre de 91,5 m, altitude des dépôts littoraux de Saint-Nicolas, près de Québec, datés de $10\ 000 \pm 150$ BP (GSC-1451) et de $9\ 960 \pm 150$ BP (GSC-1508), (LaSalle et al., 1977a). L'âge de la fin de la mer de Champlain reste également à préciser. Il est évalué à plus de 9 500 BP (Gadd, 1971) et à 9 800 BP (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977). En fait, l'âge de la des-salure doit être métachronique et décroissant de l'Outaouais à Québec, la mer de Champlain devenant progressivement un vaste estuaire à caractère lacustre. Des coquilles d'eau douce datées de 10 200 BP (Gadd, 1976) vont dans le sens de ce modèle de régression marine. Dans la région, le dernier rivage influencé par des eaux saumâtres date d'un âge moyen, vers 9 800 BP. On le trouverait perché entre 80 m et 90 m d'altitude. La courbe d'émersion moyenne (fig. 20) corrobore cette interprétation.

Le taux de relèvement isostatique régional est calculé en tenant compte de la courbe de relèvement du niveau marin moyen de Clark (1977). Cette courbe récente est proche de celle de Curray (1965) et tient compte de celles de Mörner (1971) et de Milliman et Emery (1968). En fait, Clark (1977) a montré que la réponse de la croûte terrestre à la rééquilibration glacio-isostatique et à

la remontée glacio-eustatique diffère spatialement, à l'échelle de la planète. Ce caractère régional de la rééquilibration ne remet toutefois pas en cause l'ordre de grandeur de la remontée eustatique mondiale due à la fonte des masses de glace. Il conduit néanmoins à attribuer une valeur seulement indicative aux taux de relèvement isostatique calculés régionalement. En Basse Mauricie, le taux moyen de relèvement isostatique est de l'ordre de 10 cm/an, entre la fin de l'épisode de Saint-Narcisse, vers $10\,800 \pm 200$ BP et le retrait de la mer de Champlain vers $9\,800 \pm 200$ BP. La courbe régionale de relèvement isostatique, comparée à celle de Montréal (Hillaire-Marcel, 1974) et aux données de Québec, confirme le retard du relèvement isostatique de la Basse Mauricie par rapport aux autres secteurs de la rive nord du Saint-Laurent (fig. 21).

Dans la région, le relèvement isostatique le plus rapide s'est exercé pendant la période froide du Dryas III où la remontée eustatique s'est stabilisée. Les processus morphogénétiques d'érosion littorale sont par conséquent plus accentués dans ces conditions d'émersion rapide que dans les cas où la remontée eustatique compense partiellement ou totalement le relèvement isostatique. La rareté des formes marines littorales de la région est ainsi expliquée pour la période comprise entre l'épisode de Saint-Narcisse et la ligne de rivage de 122 m. Cette dernière est très bien marquée dans l'axe du Saint-Maurice et au nord de Saint-Alban (cf. V.2). Elle exprime une période de stabilisation relative de la ligne de rivage, qui débute vers $10\,200 - 10\,100$ BP au moment du réchauffement

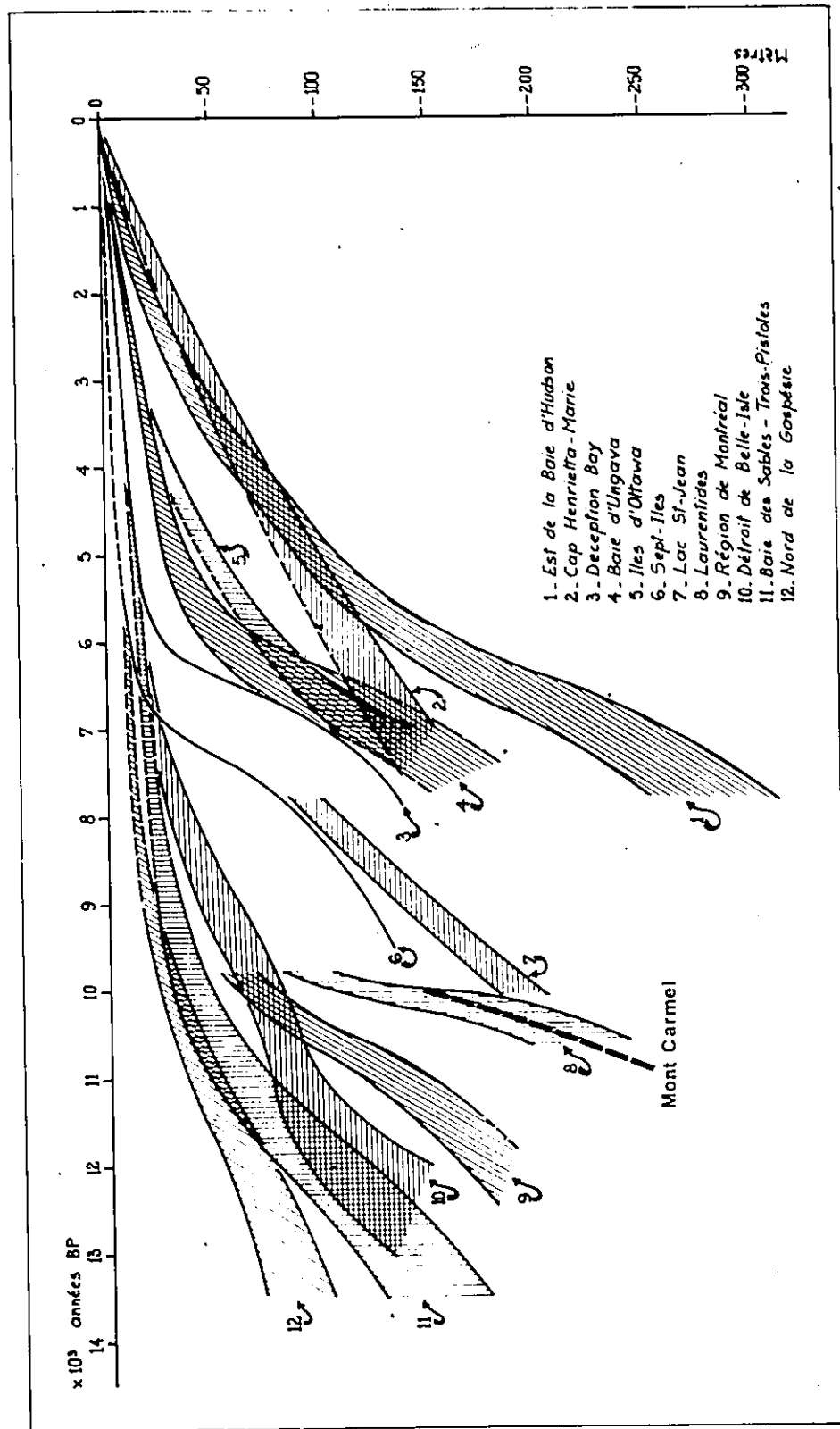


Fig. 21 Courbes de relèvement isostatique au Québec (d'après Hillaire-Marcel et Occhietti, sous presse).

climatique généralisé du Préboréal. Ce changement a été observé sur les courbes eustatiques de Fairbridge (1961) et de Möner (1971). Il ressort également sur la courbe chronologique d'Hilaire-Marcel et Occhietti (1977) et correspond au début de la phase Champlain 3b. Le point 122 m - 10 150 BP est situé exactement sur la courbe d'émersion moyenne de la région (fig. 20).

Enfin, la courbe moyenne d'émersion de la figure 20, utilisée comme courbe chronologique, tend à situer la fin de l'épisode de Saint-Narcisse, dans la région, vers 10 850 BP. Un âge plus ancien, par exemple 11 000 BP, impliquerait un taux de relèvement isostatique plus faible entre cet âge et 10 100 qu'entre 10 100 et 9 800, ce qui est peu vraisemblable. Sans que cet exemple puisse être considéré comme une démonstration, l'âge de 10 800 BP (années ^{14}C MF) attribué à la fin de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région est conforme à la courbe d'émersion moyenne locale.

En conclusion, l'analyse des données chronologiques aboutit à une situation paradoxale. D'une part, on dispose d'une grande diversité de documents pour mesurer la durée des phénomènes du Quaternaire. Ainsi, en plus des six types de données citées dans ce chapitre, les résultats de trois autres types seront utilisés ultérieurement: la chronologie varvaire, l'âge ^{14}C de concrétions calcaires et les mesures radiométriques au $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et au $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{V}$. D'autre part, malgré leur précision théorique, les données chronologiques se contredisent parfois et leur marge

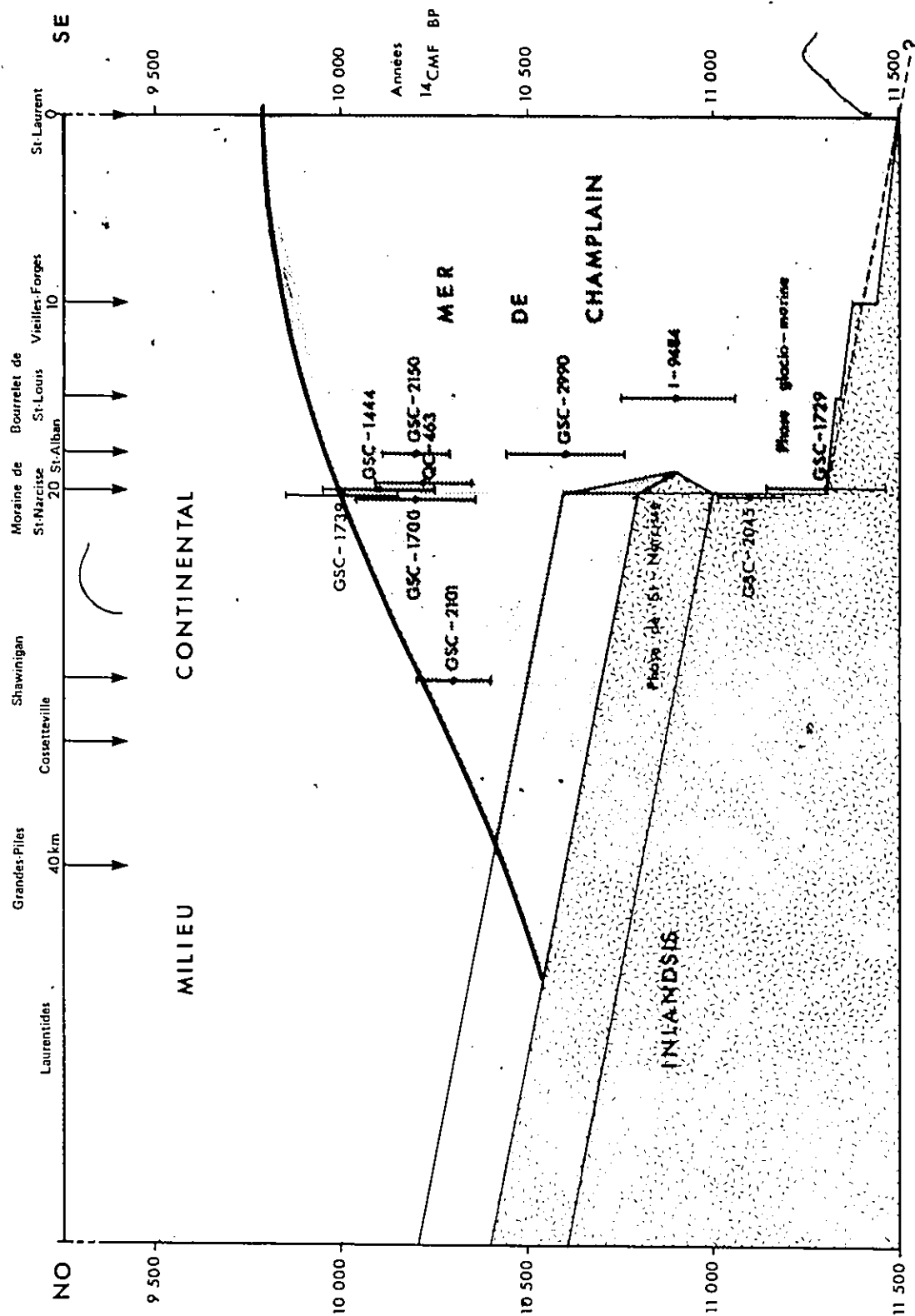


Fig. 22: Diagramme chrono-spatial de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, depuis 11 500 BP

d'erreur est souvent supérieure au degré de précision recherché. Les échelles de mesure sont élastiques. En conséquence, il convient de réduire la portée des données isolées et de tendre à intégrer les données chronologiques dans leur contexte sédimentologique et paléogéographique global. Le diagramme chrono-spatial de la figure 22 résume l'évolution des environnements sédimentaires qui se sont succédés depuis 11 500 BP dans la région de Trois-Rivières-Shawinigan.



Chapitre VIII

PALEOGEOGRAPHIE REGIONALE ET CORRELATIONS AU QUEBEC MERIDIONAL

Dans ce chapitre, les données de la région de Trois-Rivières-Shawinigan (fig. 23) sont comparées et intégrées aux données d'une partie du SO du Québec, en tenant compte du code international de stratigraphie (Hedberg, 1972) et des problèmes et méthodes de la paléogéographie exposés dans l'annexe 20.

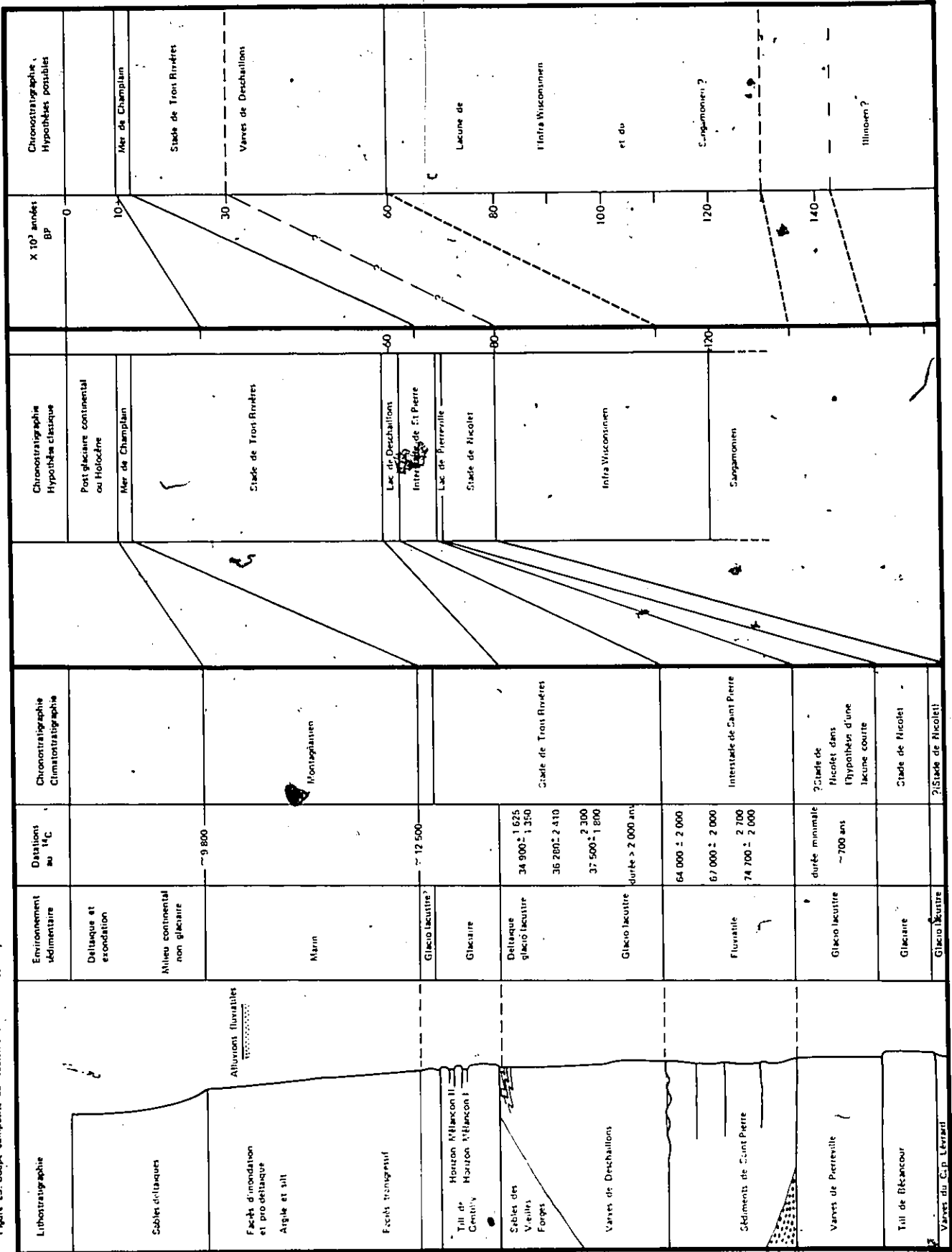
1. Paléogéographie du Stade de Nicolet

1.1 Caractères lithologiques du Till de Bécancour



Les éléments figurés du Till de Bécancour sont composés de fragments du substratum local ou régional et de fragments étrangers provenant du Bouclier canadien (Gadd, 1960, 1971). Ce caractère a été confirmé à la Pointe à la Hache. La matrice est composée en majeure partie de fragments du substratum paléozoïque. Elle est presque partout carbonatée, sauf localement lorsque le substratum ne l'est pas (Gadd, 1971, p. 31). Sa couleur rouge vif est due au schiste argileux Queenston sous-jacent à la formation de Rivière-Bécancour (Gadd, 1960, p. 9) et probablement à un début

Figure 23: Coupe composite du Quaternaire de la vallée moyenne du Saint-Laurent



d'altération. Les axes des cailloux de quelques coupes sont orientés préférentiellement vers le S-SO (Gadd, 1971, p. 34) et confirment l'orientation de quelques stries glaciaires sur la feuille de Bécancour (Gadd, 1971, p. 83).

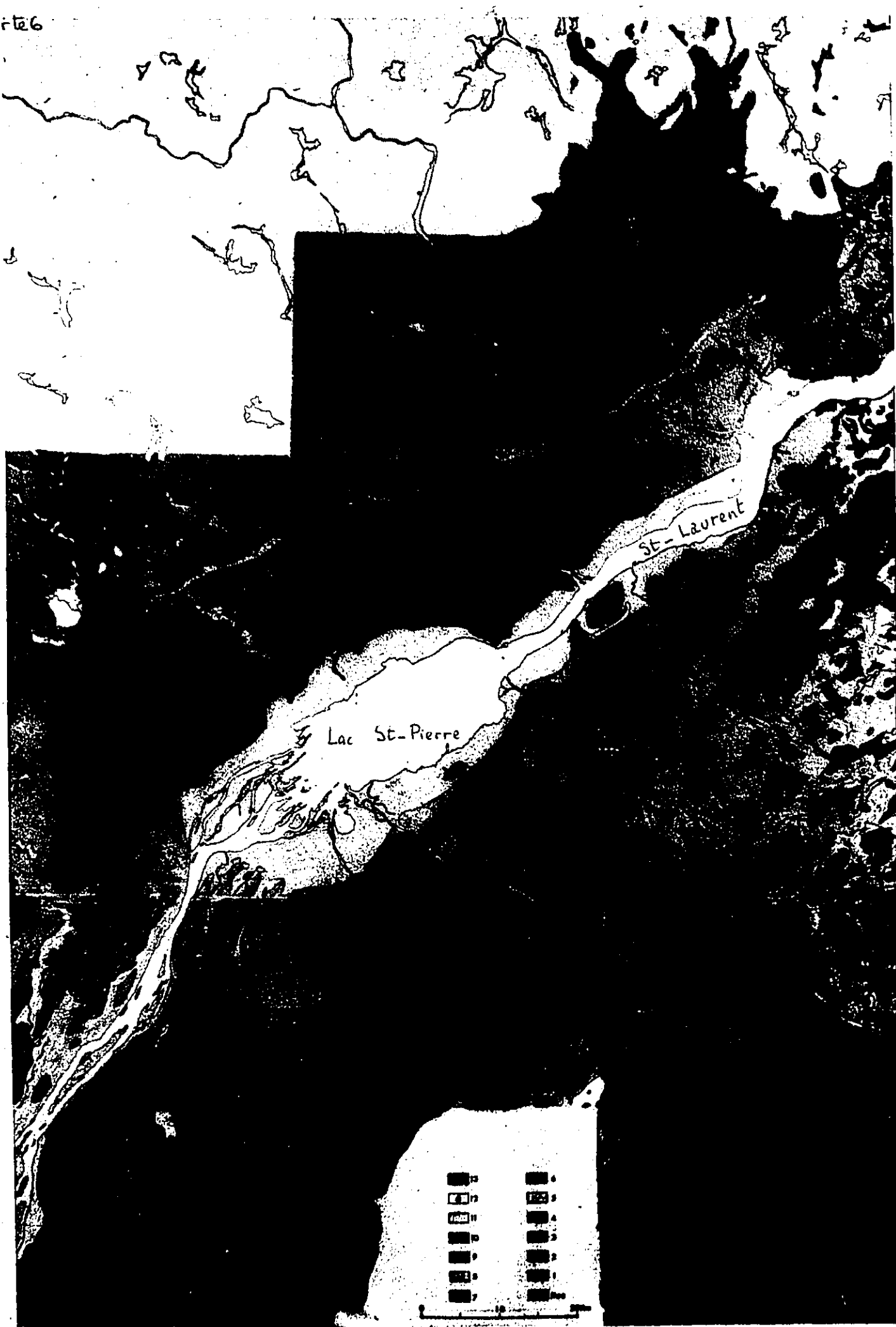
D'un point de vue strictement lithostratigraphique, nous proposons de respecter à la lettre les normes du code stratigraphique international et de limiter la définition du Till de Bécancour aux tills anciens où prédominent les fragments de toute taille du substratum de la Plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, à l'exclusion des débris d'origine appalachienne. Nous appellerons provisoirement Till de Bécancour à faciès appalachien les tills anciens signalés par Gadd (1971) sur les feuilles d'Aston et d'Upton et situés au delà de la faille de Logan (carte 6). Ce faciès est lithologiquement identique à un des tills de l'Estrée définis par McDonald et Shilts (1971), apparemment celui de Johnville.

La composition du Till de Bécancour indique l'érosion du substratum paléozoïque local dans la vallée du Saint-Laurent. Par opposition, le Till de Gentilly, gris et riche en cailloux de calcaire de Trenton, indique une érosion intense sur la rive nord du Saint-Laurent et le chevauchement par la glace des formations quaternaires antérieures, telles que le Till de Bécancour, les Sédiments de Saint-Pierre et les Varves de Deschaillons.

Carte 6: Synthèse des cartes des dépôts quaternaires
de la vallée moyenne du Saint-Laurent

- 13 Accumulations de matière organique
- 12 Dépôts éoliens
- 11 Alluvions fluviatiles récents
- 10 Alluvions fluviatiles des hautes et moyennes terrasses
- 9 Sables deltaïques
- 8 Sables marins fossilifères
- 7 Argiles et silts marins
- 6 Formation de Matawin: dépôts fluvioglaciaires et proglaciaires
- 5 Dépôts du complexe morainique de Saint-Narcisse
- 4 Dépôts glacio-lacustres récents
- 3 Tills récents: Till de Gentilly, Till de Lennoxville et till de la Formation de Matawin
- 2 Sédiments de Saint-Pierre et Formation de Deschaillons
- 1 Tills anciens: Till de Bécancour, Till de Bécancour à faciès appalachien

La carte intègre les données de Denis (1976), Gadd (1971), LaSalle (1963), LaSalle et Elson (1962), McDonald (1966 et p.), Tessier (1953 et p.), etc., et les données de cette étude.



1.2 Extension spatiale et épaisseur du Till de Bécancour

Au nord du Saint-Laurent, un till en corrélation stratigraphique avec le Till de Bécancour, a été décrit par Coleman (1941, p. 97) près de Donnacona sur la feuille de Portneuf, à environ 32 km à l'ouest de Québec: "interglacial beds of sand are charged with peat... The peat contains mosses, seeds and beetles... The sand rests on 18 feet of hard and old-looking boulder clay and probably belongs to an earlier interglacial period..." Le sable interglaciaire avec de la tourbe est corrélié avec les Sédiments de Saint-Pierre et le till inférieur avec le Till de Bécancour. Karrow (1957, p. 46 et fig. 6 et 12) décrit un till inférieur sur la rive ouest de la Chevrotière sur le feuillet de Portneuf O, à l'est de Grondines. Selon l'auteur, ce till de 6 m d'épaisseur, qui inclut à sa base des masses irrégulières déformées de varves grises et roses, pourrait être ("might be") corrélié avec le Till de Bécancour.

Vers l'ouest, Gadd (1960) signale du Till de Bécancour jusqu'au Richelieu, que l'on peut considérer comme une limite ouverte faute d'études stratigraphiques dans cette région. Le till ancien à faciès appalachien affleure vers le sud jusqu'au piémont appalachien.

D'après les données de Gadd (1971), l'épaisseur moyenne du Till de Bécancour est de 3m, avec un maximum de 15,5 m; elle est équivalente à celle du Till de Gentilly de 2 à 3 m d'épaisseur

moyenne, avec un maximum de 18 m. Par son extension et son épaisseur, le Till de Bécancour est le témoin d'un épisode glaciaire majeur, de l'ordre d'importance du Till de Gentilly.

1.3 Corrélations stratigraphiques, au Québec méridional

Si la position stratigraphique du Till de Bécancour sous les Sédiments de Saint-Pierre est bien claire, les corrélations latérales sont jusqu'à maintenant purement hypothétiques. Elles souffrent en particulier de ne pas être démontrées directement sur le terrain.

Vers le nord, il n'y a pas, à notre connaissance, de till ancien dans les Laurentides. On peut en conclure que ces hautes terres ont été sérieusement décapées par l'épisode glaciaire postérieur à l'Interstade de Saint-Pierre. Ceci est confirmé par l'absence d'altération du substratum fraîchement mis à jour et la rareté des affleurements profondément altérés. En Mauricie, un seul cas d'altération profonde, de l'ordre du mètre, a été observé sur le bord de la route de la rive nord du lac Souris, à 20 km à l'OSO de Shawinigan.

Vers l'est, dans la région de Québec et de la Chaudière, la stratigraphie est particulièrement complexe. Les affleurements manquent entre Donnacona et les coupes de Saint-Augustin, Cap-Rouge et Pointe-Saint-Nicolas (LaSalle et al., 1977a). Dans ces

conditions, toute tentative de corrélation semble vaine actuellement. La région de Québec marque le rétrécissement le plus marqué de la plateforme sédimentaire, entre les hauteurs des Laurentides et des Appalaches. De plus, son ouverture sur le golfe est favorable aux baies de vélage et à un écoulement glaciaire périodique dans l'axe de l'estuaire. En conséquence, les phénomènes glaciaires s'y chevauchent alors que dans l'axe du lac Michigan, les fluctuations sont de l'ordre de la centaine de kilomètres, comme par exemple la réavancée du Greatlakien (Evenson et al., 1976).

A l'ouest de l'axe du Richelieu, Priest et Hode Keyser (1962) ont observé, sur l'île de Montréal, trois épisodes glaciaires séparés par des sables et graviers ou par des sédiments varvés. Ces auteurs attribuent à l'ensemble de la série une chronologie très courte, en corrélant deux des tills observés au Till de Malone et au Till de Fort-Covington. En l'absence de données chronologiques et de corrélations latérales, l'emploi de ces termes masque peut-être une chronologie plus longue qui n'excluerait pas la corrélation du till inférieur avec le Till de Bécancour ou avec une lithozone à la base du Till de Gentilly.

Vers le sud, dans les Cantons de l'est, McDonald et Shilts (1971) ont défini trois tills différents (fig. 24).

La Formation de Massawipi, plus vieille que 54 000 ans BP et avec une flore plus fraîche que celle d'aujourd'hui, semble en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre. Le Till de

Johnville qui la précède pourrait donc être corrélé provisoirement avec le Till de Bécancour comme le proposent McDonald et Shilts (1971) et tel que repris avec précaution par Gadd (1976). D'un point de vue strictement chronologique, la Formation de Massawipi et les Sédiments de Saint-Pierre peuvent correspondre au même interstade ou à deux interstades différents plus vieux que 54 000 ans ^{14}C BP. D'autre part, la corrélation est difficile entre le Till de Bécancour épais et les quelques rares affleurements de Till de Johnville dans des fonds de vallées appalachiennes où la topographie influe nécessairement sur l'orientation des éléments figurés. D'un point de vue paléogéographique, les fabriques de la base du Till de la Chaudière, postérieur à la Formation de Massawipi, montrent sans équivoque une phase d'englaciation venant de l'ENE, c'est-à-dire d'un centre de dispersion glaciaire localisé au sud de la Beauce et dans le Maine. La région appalachienne a donc été soumise à des mouvements glaciaires locaux, périodiquement, ce que confirment les blocs erratiques de roches ultra-basiques observés à l'ouest des Montagnes vertes (McDonald et Shilts, 1971, fig. 2). Les affleurements de till rangés sous le terme de Till de Johnville peuvent très bien marquer différents épisodes glaciaires, appalachiens ou laurentidiens antérieurs à la Formation de Massawipi. Par exemple, la fabrique à deux dimensions du Till de Johnville, sur l'holostratotype (Gadd et al., 1972a), indique apparemment un écoulement glaciaire NE-SO, en contradiction avec la provenance NO attribuée aux éléments lithologiques. A cette

Figure 24: Comparaison de la série régionale et de quelques séries continentales de l'Amérique du Nord

A. Données régionales brutes	B. Courbe isotopique marine	C. Lac Ontario	D. Lac Erie	E. Appalaches, Québec	F. Nouvelle Écosse	G. Colombie britannique	H. Baie d'Hudson	I. Arctique
Mer de Champlain Till de Gaulty Mélangeon 1 Mélangeon 2 F. de Deschallons		Till Leaside c glacier s sable, gravier a glacier m. supérieur 28 300 ± 600 32 000 ± 690 Till Meadowcliffe m. moyen Till Seminary 48 600 ± 1 200 48 600 ± 480 45 000 ± 480 m. inférieur Fluviolacustre 38 800 ± 1 000 45 000 ± 800 F. Thornecliffe Lacs glaciaires Till Sunnyside F. de Pottery Road chenaux d'inondation F. de Scarborough delta lacustre 54 340 ± 500 >40 000 ~52 000 ~49 700 ~49 000 ~50 800 Lacune surface d'utilisation de l'après-Wisconsinien	Till Trumille et Southfield continental F. de Tyroneel 47 600 ± 400 46 700 ± 1 400 42 700 ± 1 200	Till de Lenoireville F. de Gayhurst lac glaciaire 32 900 ± 1 450 -1 225 Till de Chaudière	Chapôts marins Till 31 900 ± 630 (Nelson) 32 100 ± 900 38 600 ± 1 300 Inventade 44 000 (Th/N)	Sédiments pontiglacières Kamloops Lake "Drift" Sédiments de Bassette Drift de l'Okanagan Centre >43 800 >51 000 Sédiments de Westwold >60 000	Mer de Tyrrell Lac Barlow Ojibway Till Keping F. de Friday Creek ? F. de Missinabi Mer de Ball	Sariford glaciaire Complexe inventadiare ? Intervale de Quisen L'Ayr glaciaire Intervale de Cap Broughton Clyde glaciaire Interglaciaire Cap Charlotte

coupe-type, le Till de Johnville peut aussi bien marquer une réavancée appalachienne de la fin du stade du Till de Bécancour qu'une fluctuation laurentidienne de même âge sur des dépôts fluviaux ou fluvioglaciaires remaniés du début du même stade.

En résumé, une partie des Appalaches semble fonctionner sur un mode de dispersion glaciaire mixte appalachien et laurentidien (voir Lebuïs et David, 1977), à la différence de la vallée du Saint-Laurent de mode glaciaire laurentidien. En l'absence de passage latéral continu entre le Till de Bécancour à faciès appalachien et le Till de Johnville, en raison de la spécificité régionale des Appalaches et de l'âge non fini de la Formation de Massawipi, nous estimons que la corrélation entre les deux tills n'est pas définitivement démontrée.

1.4 Paléogéographie du Till de Bécancour

Les varves inférieures au Till de Bécancour affleurent au Cap Lévrard et au Cap Charles, sur la rive S du Saint-Laurent (Gadd, 1971). Nous les appellerons varves du Cap Lévrard. Elles impliquent un lac glaciaire dont l'extension et la profondeur sont inconnues. Ce lac est le résultat soit d'un barrage glaciaire en aval de Leclercville, soit d'une inflexion du socle en avant du front glaciaire ou peut-être même des deux phénomènes associés. Le niveau marin était plus bas qu'aujourd'hui, compte-tenu de la présence de l'inlandsis du Stade de Nicolet. L'altitude de ces

varves, de part et d'autre du niveau actuel du fleuve (cf. Planches V et XI in Gadd, 1971), est un important indicateur paléogéographique. En effet, elle signifie que la surface d'érosion sur le substratum du système fluviatile de la Plateforme du Saint-Laurent avant le Stade de Nicolet était déjà pratiquement identique à celle du fleuve actuel.

L'inlandsis du Nicolet a chevauché les varves du Cap Lévrard, très déformées sous le Till de Bécancour. Il n'est pas possible d'attribuer une durée chronologique à ce contact qui masque peut-être une longue lacune d'érosion. Comme l'environnement glaciaire succède à un environnement glacio-lacustre, il est néanmoins plausible d'attribuer à cette lacune la durée d'un grand lac glaciaire dont les seuls témoins résiduels seraient les varves du Cap Lévrard.

Le Till de Bécancour indique le passage prolongé d'un inlandsis venant, au moins pendant un certain temps, du NE. La glace a surtout érodé les schistes de l'axe synclinal paléozoïque. A part quelques dépôts fluvioglaciaires sur une coupe de la Bécancour (Gadd, 1971), les dépôts de retrait glaciaire semblent peu abondants.

1.5 Varves et lac de Pierreville

Les sédiments lacustres supérieurs au Till de Bécancour atteignent 9 m d'épaisseur à l'embouchure de la rivière aux Vaches (Gadd, 1971, coupe 109). Nous proposons de les appeler Varves de

Pierreville, avec comme stratotype la coupe 109 décrite par Gadd (1971, p. 109). Sur cette coupe, la taille granulométrique des rythmites augmente vers le haut, et passe, en concordance, aux sables stratifiés des Sédiments de Saint-Pierre. Dans la partie inférieure, les varves sont silteuses sur plus de 4,80 m, leur épaisseur augmentant progressivement de 6 à 12 mm (Gadd, 1971, p. 43). En prenant comme hypothèse que chaque couplet correspond à la sédimentation d'une année, cette première phase lacustre aurait duré environ 500 ans. Les rythmites de la partie supérieure, à feuillets sableux, ont vraisemblablement de 12 à 25 mm d'épaisseur chacune, d'après celles de la coupe de Pierreville, à 2 km de là (Terasmae, 1958), ce qui donne environ 200 ans de sédimentation. Le lac de Pierreville, postérieur à la mise en place du Till de Bécancour, a au minimum inondé la basse vallée de l'ancêtre du Saint-François et le bassin du lac Saint-Pierre. Cette inondation a duré au moins 700 ans. D'après la sédimentologie, le lac se serait ensuite progressivement vidangé et intégré dans le système fluvial de l'Interstade de Saint-Pierre.

Le changement sédimentologique net entre le Till de Bécancour et les Varves de Pierreville pose le problème de la durée de la lacune entre les deux unités. Il est possible que le lac de Pierreville ait succédé directement au retrait de l'inlandsis du Nicolet. La lacune serait alors de quelques années au maximum. Il est également possible que le hiatus chronologique soit très grand, comme le suggère la lacune d'érosion qui sépare habituellement

le Till de Bécancour et les Sédiments de Saint-Pierre (Gadd, 1976). Dans ce cas, les rythmites de Pierreville marqueraient le début de l'Interstade de Saint-Pierre, tandis que la position chronologique du Till de Bécancour pourrait être beaucoup plus ancienne. Pour ces raisons, les Varves de Pierreville sont considérées provisoirement comme une unité lithostratigraphique séparée du Till de Bécancour et des Sédiments de Saint-Pierre. L'hypothèse la plus plausible semble être celle d'une lacune courte, l'environnement glacio-lacustre succédant directement à l'environnement glaciaire.

1.6 Chronologie du Till de Bécancour

A la Pointe à la Hache, le Till de Bécancour est altéré. A Bournival, le till inférieur de la coupe no 1 est presque consolidé. Ces caractères sont en faveur de l'ancienneté du till.

En chronologie absolue, le till est antérieur à la matière organique des Sédiments de Saint-Pierre âgée de $70\ 000 \pm 8\ 000$ BP. Il précède l'accumulation de cette matière organique, des Sédiments de Saint-Pierre sous-jacents et des 700 varves de Pierreville. Son âge minimum est donc plus grand de quelques millénaires que $70\ 000 \pm 8\ 000$ BP. Dans l'hypothèse d'une lacune supérieure courte, le Till de Bécancour daterait d'un stade précoce du Wisconsinien. Dans l'hypothèse d'une lacune longue, l'épisode glaciaire peut être attribué aussi bien à un stade du Wisconsinien inférieur qu'à l'Illinoien.

Conformément au code stratigraphique, nous utiliserons l'expression Stade de Nicolet (Dreimanis, 1960) plutôt que Stade de Bécancour (Gadd, 1971) pour décrire l'unité chronostratigraphique correspondant au Till de Bécancour. Compte-tenu de l'épaisseur du till, de son ampleur paléogéographique, nous proposons d'attribuer au Stade de Nicolet une durée minimale de 10 000 ans (fig. 23), plus grande que celle implicitement attribuée dans les tableaux chronologiques (par ex. Dreimanis, 1977, p. 40 et 41). Cette durée est aussi arbitraire que celle communément admise, elle reflète cependant l'ampleur du Stade de Nicolet.

2. Paléogéographie de l'Interstade de Saint-Pierre

2.1 Lithologie et corrélations

D'après Gadd (1971), les Sédiments de Saint-Pierre affleurent à l'intérieur d'une bande de terrain comprise approximativement entre les moraines de Drummondville et de Saint-Narcisse et dépassant vers l'ouest le Saint-François et vers l'est la Grande Rivière du Chêne. Cette bande de terrain est axée au sud de l'axe actuel du Saint-Laurent, sur moins de 30 km de large. Aucun dépôt à lits organiques n'a été corrélé jusqu'ici avec les Sédiments de Saint-Pierre à l'ouest du Saint-François, ni au nord des Vieilles-Forges.

Vers le sud, la corrélation avec les sables silteux à matière organique disséminée de la Formation de Massawipi, en Estrie (McDonald et Shilts, 1971), reste soumise à des réserves. Les études palynologiques de Terasmae, Sirkin et Mott citées par McDonald et Shilts (1971, p. 693) indiquent la présence d'une forêt boréale et probablement d'espèces sub-arctiques qui évoquent un climat plus froid que celui d'aujourd'hui. Le critère palynologique est le plus favorable à la corrélation. Les mesures radiochronologiques, au ^{14}C donnent des âges au-delà de la limite de la méthode: > 54,000 BP (Y-1683), > 41,500 BP (GSC-507), > 40,000 BP (GSC-1084). La corrélation chronologique est possible, par défaut.

La nature lithologique des quatre affleurements cités par McDonald et Shilts semble correspondre à des sédiments lacustres et à une lentille de chenal fluviatile. Ces affleurements sont éloignés les uns des autres et il n'est pas tout à fait sûr qu'ils soient tous attribuables au même épisode. D'un point de vue paléogéographique, les Sédiments de Saint-Pierre impliquent une morphogénèse à l'air libre sur les Cantons de l'Est, avec pédogénèse, érosion et sédimentation fluviatiles et accumulations lacustres. La présence de calottes glaciaires résiduelles dans d'autres régions appalachiennes peut être envisagée. Dans ces conditions, la formation continentale interstadiaire que l'on obtiendrait en Estrie est inévitablement discontinue et difficilement comparable aux Sédiments de Saint-Pierre qui représentent un corps sédimentaire continu avec une surface minimale de l'ordre de 3 000 km².

Vers le NE, les sables de Donnacona sont nettement en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre. Dans la région de Québec, la coupe de Beauport, et plus à l'est les coupes de Beaupré et de la rivière Jean Larose près du Mont Sainte-Anne exposent à leur base des sables et graviers sous-jacents ou intercalés à des varves (LaSalle et al., 1977a). Les âges obtenus à partir de Bryophytes échantillonnées au sommet des varves (coupe Beaupré) ou d'un morceau de bois dans les varves (Beauport) dépassent la limite de la méthode au ^{14}C .

Dans la vallée de la Chaudière, des Bryophytes extraites de sédiments glacio-lacustres, près de Vallée Jonction, ont donné un âge $>39,000$ BP (QU-327, LaSalle et al., 1977a). Plus près de Québec, ces auteurs proposent l'interprétation suivante de la base de la coupe de Pointe Saint-Nicolas (LaSalle et al., 1977a, p. B-10-3):

"Ces deux unités (lit de matière végétale et sable stratifié) représenteraient l'intervalle Saint-Pierre. Deux datations au ^{14}C ont cependant donné des âges significatifs ($28\,375 \pm 775$ ans BP, VGa-463 et $36\,560 \pm 4\,690$ ans BP, QU-439), sans doute à cause de contaminations par des racines récentes".

Aucune des cinq coupes citées ci-dessus ne présente une unité lithologique qui puisse être corrélée avec rigueur aux Sédiments de Saint-Pierre. Les données contradictoires ne permettent pas non plus de déduire le nombre d'interstades qui ont affecté la région de Québec au cours du Wisconsinien. Un modèle très

hypothétique sera présenté à propos de l'épisode du lac de Deschaillons (cf. VIII 3.1).

2.2 Contexte paléogéographique

Le modèle fluviatile avec des méandres et des bras morts marécageux périodiquement asséchés ou drainés, proposé par Gadd (1971) intègre le mieux les données de terrain. Les zones délaissées sont colonisées par des Carex, des Joncs et même une forêt boréale. Le modèle peut inclure l'équivalent d'un ou de plusieurs lacs fluviatiles locaux et peu profonds où se seraient décantées des argiles, sur le modèle, toutes proportions gardées, de l'actuel lac Saint-Pierre. Les structures sédimentaires indiquent un sens d'écoulement identique à celui du Saint-Laurent actuel (Gadd, 1971). L'origine des lits organiques, in situ ou remaniés, n'est pas totalement résolue. Les souches en place et l'altération des argiles en milieu réducteur (Terasmae, 1958) seraient des arguments en faveur de l'origine in situ ou avec faible transport de la matière organique. L'absence de racines et d'horizons pédologiques dans les horizons sous-jacents aux horizons organiques contredit l'hypothèse précédente.

Les études palynologiques de Terasmae (1958) montrent un cycle végétal complet d'interstade avec une flore sub-arctique au début, échantillonnée dans les varves de Pierreville, une flore atteignant progressivement la forêt boréale dans les Sédiments de

Saint-Pierre et de nouveau une flore sub-arctique à la base des varves de Deschaillons.

Le fleuve de l'interstade de Saint-Pierre a divagué dans une vallée alluviale de 20 à 30 km de large, avec une variation du plan de base entre 8 et 22 m au-dessus du niveau marin actuel, d'après les témoins qui subsistent (tableau 39). Son action morphogénétique est inégalement répartie. Ainsi, dans le bassin de l'actuel Saint-François, les Varves de Pierreville ont été préservées de l'érosion. Leur toit (coupe 109 du tableau 39) est à 19 m environ d'altitude, tandis que le plancher des graviers attribués au Sédiments de Saint-Pierre, à 4,3 km plus à l'ESE est à une altitude de 8,4 m environ (coupe 101). Ces graviers marquent une érosion intense, déjà signalée par Gadd (1971, p. 53) et localisée surtout sur la bordure S du réseau hydrographique de la Plateforme sédimentaire.

2.3 Position chronostratigraphique

Les Sédiments de Saint-Pierre sont considérés comme postérieurs au Sangamonien pour les raisons suivantes:

1) Trois datations significatives au ^{14}C par enrichissement convergent dans $70\ 000 \pm 8\ 000$ BP.

2) La fin du Sangamonien est antérieure à 110 000 BP, d'après Shackleton et Heusser (1977); l'optimum climatique du Sangamonien étant daté vers 125 000 BP (Broecker et al., 1968;

Tableau 39: Altitudes du plancher et du toit des Sédiments de Saint-Pierre,
d'après les coupes de Gadd (1971).

Coupes	Altitude du plancher	Altitude du toit	Altitude du toit des Varves de Deschaillons
Coupe 50 Saint-Laurent près de la rivière des Orignaux	≈ 12,3 m	≈ 18,6 m	
Coupe 57 Saint-Laurent			≈ 30 m (épaisseur: 25 m)
Coupe-type 58 des Sédiments de Saint-Pierre	10 m	14 m	34 m (épaisseur: 20 m)
Coupe 59 près de Saint-Pierre- les-Becquets	10,2 m	17,5 m	38,5 m
Coupe 99 rivière Saint-François	≈ 16 m (≈ 12,3 m: base des Varves de Pierreville)	≈ 21 m	
Coupe 101 rivière Saint-François (graviers en position inférieure)	≈ 8,4 m	≈ 22 m	
Coupe 123 rivière Nicolet Sud-Ouest	≈ 8 m	≈ 12 m	
Vieilles-Forges (données personnelles)	≈ 9 m ?	≈ 13 m	
Coupe 109 rivière Saint-François et aux Vaches	≈ 19 m	≈ 20 m	

Shackleton et Matthews, 1977). L'écart entre les datations significatives et cet âge est difficilement concevable. De plus, la durée de l'Interglaciaire du Sangamonien est au-delà de la durée apparente de l'intervalle de Saint-Pierre, évaluée par Terasmae (1958) à 6 000 ou 7 000 ans.

3) L'interprétation paléoclimatique de Terasmae (1958), basée sur les pollens, prouve de façon irréfutable que l'intervalle de Saint-Pierre est un interstade plus frais de 1 à 2°C que le Post-Glaciaire actuel.

4) Les réserves prudentes et nuancées de Gadd (1976) peuvent être définitivement écartées: le climat frais observé est bien celui d'un interstade. Si les Sédiments de Saint-Pierre dataient du Sangamonien qui était plus chaud qu'aujourd'hui (Blake, 1974; Andrews et Barry, 1978), la forêt climacique aurait été différente de celle reconstituée par les pollens. De plus, cette forêt aurait eu largement le temps de s'installer. Enfin, l'hypothèse de masses de glace à proximité de la vallée du Saint-Laurent pour expliquer la présence d'une forêt boréale est inconcevable au Sangamonien.

5) Alam et Piper (1977) ont mis en évidence une succession de quatre périodes de refroidissement et de trois interstades pendant le Wisconsinien. Ces données paléoclimatiques sont le résultat de l'analyse sédimentologique et micropaléontologique de carottes prélevées sur le plateau continental atlantique, au large des Grands Bancs. Le premier interstade, attribué au Saint-Pierre,

a un caractère plus doux que les deux suivants. Il y a convergence entre ces données marines et les données continentales.

En conclusion, les données disponibles confirment le caractère interstadiaire de l'intervalle de Saint-Pierre. Son âge le situe du Wisconsinien. Des corrélations plus précises seront proposées au chapitre suivant.

2.4 Niveau de base et niveau marin au cours de l'Interstade de Saint-Pierre

D'après le tableau 46, on peut estimer que le niveau de base du système fluvial de l'interstade de Saint-Pierre a oscillé entre 8 et 22 m au-dessus du niveau marin actuel, ce qui ne tient pas compte de l'anomalie isostatique résiduelle de la vallée actuelle du Saint-Laurent.

Les conditions qui prévalaient pendant l'Interstade de Saint-Pierre sont les suivantes:

a) Le niveau marin était certainement plus bas que celui d'aujourd'hui, compte-tenu du caractère interstadiaire de l'intervalle. D'après Bloom et al. (1974), à 85 000 BP et à 61 000 BP, les niveaux marins étaient à -13 m et -28 m. L'Interstade de Saint-Pierre correspond probablement à l'un d'entre eux (cf. fig. 25 en IX.2). Par ailleurs, Möner (1971) évalue à -30 m le niveau marin moyen de l'Interstade de Saint-Pierre. En prenant l'hypothèse la plus faible, un niveau eustatique de -13m correspond à

peu près à un volume de glaces résiduelles mondiales identique au volume qui subsistait pendant la phase de Sakami, à 8 000 BP, d'après la courbe de Clark (1977). Un niveau marin de -13m est par conséquent très plausible au cours de l'optimum de l'Interstade de Saint-Pierre, c'est un minimum.

b) L'influence glacio-isostatique est à considérer.

L'absence de formes associées au relèvement isostatique, comme les terrasses, lignes de rivage et deltas que l'on observe actuellement, rend impossible l'évaluation de cette variable. Toutefois, entre le Till de Bécancour et le Till de Gentilly, on observe un cycle sédimentaire:

- Les rythmites de Pierreville représentent une série régressive relative avec augmentation de la taille granulométrique et de l'épaisseur des couplets vers le haut: le socle se relève. Ce modèle simple implique néanmoins un niveau marin bas et un barrage du lac de Pierreville d'origine glaciaire.

- Les Sédiments de Saint-Pierre, de 10 m d'épaisseur, marquent un épisode sédimentologique où se superposent des sédiments fluviatiles et organiques. La série sédimentaire correspond plutôt à une phase légèrement transgressive où le niveau de base s'élève progressivement de 10 m environ, ce qui implique un relèvement du niveau eustatique plus rapide que le relèvement isostatique. A la fin de l'interstade, ce mouvement se renverse, d'après l'altitude vers 10 m du toit des Sédiments de Saint-Pierre entre Deschaillons et Leclercville.

- Les varves de Deschaillons marquent un changement sédimentologique immédiat sur des sables à ripple-marks contenant des fragments de bois (Gadd et al., 1972a, p. 60). Elles coïncident avec la naissance d'un lac engendré par un barrage glaciaire en aval de Québec. L'extension du lac a peut-être été favorisée par une inflexion transversale du socle en avant de la marge de l'inlandsis en progression, accompagnée d'un abaissement du niveau marin.

c) Si l'on se rapporte aux inflexions parallèles et transversales indiquées par les rivages de la mer de Champlain dans la vallée du Saint-Laurent (voir par exemple Elson, 1969; Hillaire-Marcel, 1974), ces phénomènes sont loin d'être négligeables et ont dû intervenir pendant l'Interstade de Saint-Pierre. Logiquement, leur ampleur et leur répartition spatiale diffèrent selon qu'elles répondent à l'englaciation ou à la déglaciation. Elles contrôlent aussi l'extension des lacs glaciaires qui encadrent l'Interstade de Saint-Pierre, sans qu'il soit encore possible de les quantifier.

En conclusion, le système hydrographique de l'Interstade de Saint-Pierre était contrôlé par deux facteurs qui ont évolué dans le temps: la compensation glacio-isostatique positive et les variations eustatiques d'abord positives puis négatives. A l'optimum climatique de l'Interstade, le niveau de base était à une altitude comprise entre +8 et +22 m avec un niveau marin de -13 m (ou -28 m). Il restait donc un enfoncement glacio-isostatique résiduel compris entre 21 et 50 m par rapport au niveau du socle

actuel, si l'on accepte que la réponse régionale de la croûte terrestre est restée égale. L'absence de sédiments marins reste à expliquer.

3. Paléogéographie du Stade de Trois-Rivières

Le Stade de Trois-Rivières est caractérisé par un long épisode glaciaire précédé et suivi d'un épisode glacio-lacustre, entre environ 65 000 $\pm$ 5 000 et 11 000 BP.

3.1 Paléogéographie du lac de Deschaillons

Le lac de Deschaillons (Karrow, 1957) était localisé dans l'axe de la vallée du Saint-Laurent (Gadd, 1971). Ses anciens littoraux n'ont pas été observés sur le terrain. L'idée d'une obstruction, probablement un front glaciaire localisé entre Donnacona et Québec, a été avancée par Gadd avec toutefois beaucoup de réserves sur la localisation de l'obstruction (Gadd, 1971, p. 84).

Le niveau relatif minimal du lac est au moins égal à +36 m d'altitude, d'après le toit des Sables des Vieilles-Forges. En acceptant cette donnée, l'extension minimale du lac de Deschaillons dans la vallée moyenne du Saint-Laurent (carte hors texte 3) a été établie en utilisant la courbe de niveau 38 m sur la carte du toit du substratum de Prévôt (1972).

La limite orientale correspond à l'obstruction glaciaire. Elle est probablement localisée à l'est de Québec (Gadd et al., 1972a; LaSalle et al., 1977a). Il est possible en effet que les varves à la base des coupes de Beaupré, de la rivière Jean Larose et de Beauport soient en corrélation avec l'un des termes de la série de non englacement constituée par les Varves de Pierreville, les Sédiments de Saint-Pierre et les Varves de Deschaillons. Deux preuves chronologiques par défaut vont dans le sens de cette hypothèse: l'âge radiométrique et la nature ancienne des mousses. L'âge au ^{14}C de débris organiques contenus dans des sables intercalés entre les varves à Beaupré, et dans des varves à Beauport (LaSalle et al., 1977a) est supérieur respectivement à 39 000 BP (GSC-1539) et à 37 000 BP (GSC-1473). La nature ancienne des mousses de Beaupré "qui ne poussent probablement plus au Canada" (Kuc in LaSalle et al., 1977a), est en faveur d'un intervalle ancien, antérieur au Wisconsinien "classique" moyen et supérieur. Leur environnement originel semble varier: arctique-alpin, toundra, forêts et régions continentales ouvertes, ce qui est en faveur d'un interstade. La présence d'un seul till au-dessus des varves de Beaupré, par analogie au Till de Gentilly, constitue un autre argument par défaut en faveur de la corrélation. Le contexte topographique des varves de Beaupré, au-dessus de l'estuaire du Saint-Laurent, implique la présence d'un vaste lac barré en aval par un obstacle glaciaire. Le barrage est constitué soit par la rencontre de deux masses glaciaires d'origine laurentidienne et appalachienne, soit

par l'avancée de l'inlandsis laurentidien (ou d'une calotte appalachienne) à travers le chenal du moyen estuaire¹ du Saint-Laurent. D'après les cartes bathymétriques, la profondeur maximale de ce chenal est faible, 15 m en face du Cap Tourmente, 81 m en aval de la Malbaie, 183 m très localement face à Port-au-Saumon, 128 m au large du Saguenay. Le barrage glaciaire entre le Cap Tourmente et le Saguenay est donc parfaitement possible, d'autant plus que le niveau marin était déjà beaucoup plus bas. Chronologiquement, cette occlusion glaciaire a pu théoriquement se répéter au cours du Wisconsinien, au début et à la fin des divers interstades. Or, d'après la stratigraphie observée en amont dans la vallée du Saint-Laurent et dans les Appalaches, le seul cas de déglaciation complète date de l'interstade de Saint-Pierre. La corrélation entre les varves de Beaupré et du groupe de la vallée moyenne du Saint-Laurent est donc très plausible. Le lac de Deschaillons serait alors une masse d'eau majeure, ce qui est conforme par ailleurs à sa durée minimale de 2 000 ans. L'importance du lac a peut-être été accentuée par une inflexion transversale.

Une telle corrélation a des implications paléogéographiques importantes. Par exemple, elle signifie qu'en phase d'englaciation, l'inlandsis et ses calottes marginales mettent au moins

¹Le moyen estuaire du Saint-Laurent est compris entre l'extrémité aval de l'île d'Orléans et approximativement l'embouchure du Saguenay, selon les définitions de Dionne (1963) et Hamelin (1966).

2 000 à 3 000 ans de plus pour envahir la vallée moyenne du Saint-Laurent que pour barrer le moyen estuaire. D'autre part, Montréal étant à une latitude plus basse et plus éloignée du ou des centres de dispersion glaciaire, on peut imaginer que le lac de Deschaillons s'étendait très loin vers l'ouest (carte hors texte 3).

L'âge maximal du début du lac de Deschaillons est inférieur à $70\,000 \pm 8\,000$ BP. Trois datations au ^{14}C sur les carbonates de concrétions échantillonnées dans les varves de Deschaillons ont donné des âges concordants:

- $36\,280 \pm 2410$, QU-279, Hillaire-Marcel, 1977
- $37\,500 \pm \begin{smallmatrix} 2300 \\ 1800 \end{smallmatrix}$, QC-357, Hillaire-Marcel, communication personnelle
- $34\,900 \pm \begin{smallmatrix} 1625 \\ 1350 \end{smallmatrix}$, QC-559, Hillaire-Marcel, communication personnelle

Ces datations donnent normalement l'âge de la précipitation des carbonates des concrétions et ne datent pas nécessairement les varves. Cependant, les concrétions ont soit une forme régulière soit des déformations et des cassures qui épousent les structures secondaires des varves. Ces déformations tardives ont été provoquées en grande partie ou en totalité par le chevauchement de la glace à l'origine du Till de Gentilly. Elles démontrent que les concrétions sont antérieures au début de l'englacement, c'est-à-dire contemporaines du lac de Deschaillons. L'âge de $36\,000 \pm 4\,000$ BP est géochimiquement valide. Il remet en question la chronologie de toute la série régionale (IX.1). Il est comparable à l'âge des concrétions prélevées au Barrage de Gayhurst: 32 900

+ 1450, QC-508 (Hillaire-Marcel, communication personnelle), et - 1225, avec réserve, à l'âge de la matière organique de Pointe-Saint-Nicolas: $36\ 560 \pm 4690$; QU-439, et $28\ 375 \pm 775$, UGa-463 (LaSalle et al., 1977a). Toutes ces datations sont des indices significatifs d'une période glacio-lacustre vers $36\ 000 \pm 4\ 000$ BP, à la fois dans la vallée du Saint-Laurent et les Appalaches..

3.2 Paléogéographie du Till de Gentilly

a) Caractère sédimentologiques

Le till sableux local aux Vieilles-Forges et les varves déformées à Gentilly sont les témoins de l'avancée glaciaire au début du Stade de Trois-Rivières. Il est très vraisemblable que les eaux du lac de Deschaillons, gelées ou non, ont servi de couche protectrice face à l'érosion glaciaire de la période d'englaciation. La composition du till gris et calcareux reflète une érosion concentrée principalement sur les affleurements paléozoïques de Black River et de Trenton. La glace s'écoulait vers le SSO, d'après des stries à Rivière-du-Moulin orientées entre 188° et 207° (Gadd, 1971, p. 36). Les stries et rainures observées sur le calcaire de Trenton de la carrière Saint-Maurice sont orientées plein S ainsi que des cannelures de la carrière Saint-Louis. A ce dernier endroit, les stries glaciaires indiquent un écoulement majeur vers le SSO (210°), recoupé par des stries plus fines comprises entre les azimuts 172° et 194° (SSE à SSO).. Ces formes

décimétriques d'érosion glaciaire sont normalement sous un mètre de till.

b) Données stratigraphiques

Le Till de Gentilly repose sur le substratum paléozoïque, le Till de Bécancour, les Sédiments de Saint-Pierre ou la Formation de Deschaillons. Il est recouvert par des varves peu épaisses, par les argiles marines, les sables d'exondation ou les dépôts continentaux de l'Holocène: fluviatiles, éoliens et organiques.

Faute de descriptions de détail dans le Till de Gentilly de la rive sud du Saint-Laurent, il n'est pas possible actuellement de généraliser l'extension des lithozones "a" à "f" observées au nord du fleuve. Seul le corps sédimentaire de la moraine de Drummondville décrite par Gadd (1971, p. 36 et 37) est susceptible de constituer une sous-unité bien individualisée du Till de Gentilly, apparentée aux lithozones e ou f.

c) Corrélations latérales

Dans la région de Trois-Rivières-Shawinigan, la limite nord du Till de Gentilly est soit le Diamicton de Yamachiche, soit les Dépôts de Saint-Narcisse. En dehors de la région étudiée, le passage du Till du Gentilly au Groupe du Till des Laurentides est progressif. La limite est arbitrairement fixée près du contact géologique entre le Bouclier et la Plateforme sédimentaire. Le

Till de Gentilly est donc, par définition, le till supérieur de la vallée moyenne du Saint-Laurent.

Pour donner une définition lithostratigraphique claire, la limite sud du Till de Gentilly est fixée à l'emplacement de la faille de Logan. Le till récent à faciès appalachien localisé au sud de cette limite est en corrélation avec la série appalachienne Till de Chaudière - Formation de Gayhurst - Till de Lennoxville. Dans le cas où il ne comporterait pas de subdivisions lithologiques observables, il devrait être considéré comme le till le plus récent de la série, c'est-à-dire le Till de Lennoxville. D'un point de vue théorique, ce till récent comprend une zone supérieure mise en place au cours de la déglaciation. Cette lithozone inclut les formes glaciaires, proglaciaires et glacio-lacustres construites par le front de l'inlandsis en retrait. La corrélation entre le Till de Gentilly et la série appalachienne n'est pas démontrée directement sur le terrain. Elle repose sur la corrélation entre les Sédiments de Saint-Pierre et la Formation de Massawipi.

Les données sur le sens d'écoulement de la glace dans les différentes zones du Till de Gentilly sont insuffisantes pour comparer celles-ci à la série appalachienne.

Vers le SO et le NE, les tills récents sont en corrélation au moins avec la partie supérieure du Till de Gentilly. Il n'est pas possible actuellement d'établir des corrélations plus précises. On note, dans la région de Québec, des rapports

lithostratigraphiques complexes entre les différents faciès glaciaires, glacio-marins, proglaciaires, glacio-lacustres de la période de déglaciation. Ils indiquent vraisemblablement des oscillations du front glaciaire dans un contexte marin et non marin.

d) La déglaciation

Le mode de retrait glaciaire est inconnu entre le système morainique des Hautes Terres et la moraine de Drummondville, distants de 20 à 30 km sur l'axe NO-SE d'écoulement de la glace passant par Shawinigan.

Entre la moraine de Drummondville et le complexe de Saint-Narcisse, distants de 50 à 60 km sur le même axe, il semble que le front glaciaire se soit retiré progressivement, d'après la coupe Saint-Louis et l'exemple de la région de Montréal (Prichonnet, 1977, fig. 2). Dans cette région, on observe en particulier une série de bourrelets parallèles (ouest de Montréal), l'alignement de Sainte-Thérèse-Joliette (carte 6) et divers bourrelets du Groupe du Till des Laurentides, à Rawdon et Harrington. Plus à l'ouest, deux positions du front de l'inlandsis en retrait sont marquées par des accumulations abondantes de dépôts de type fluvio-glaciaire, entre l'Outaouais et les bourrelets de Saint-Narcisse, notamment au S du lac Simon. L'action des eaux de fonte était prédominante dans ce secteur, avant l'épisode de Saint-Narcisse.

Les taux moyens de retrait glaciaire, dans l'axe régional perpendiculaire au complexe de Saint-Narcisse (fig. 22), sont probablement plus lents que ceux des régions de Québec et de Montréal. Si l'on accepte les fluctuations froides établies par l'étude statistique (Hillaire-Marcel et Oechietti, 1977), le front glaciaire aurait reculé de 20 km entre 12 500 (Hautes-Terres 2) et 12 000 BP (Drummondville) puis de 50 km entre 12 000 et 11 300 BP (Diamicton de Yamachiche), soit des taux moyens de 40 à 70 m par an. Dans un axe passant par Montréal, les taux moyens seraient le double, de l'ordre de 100 m par an.

4. Episode glaciaire de Saint-Narcisse

4.1 Définition et historique

Le complexe morainique de Saint-Narcisse représente le dernier épisode glaciaire majeur du Wisconsinien supérieur de la région. Le nom de moraine de Saint-Narcisse a été introduit dans la région de la Basse Mauricie par Osborne (1951). Le nom sera conservé pour décrire l'ensemble du complexe morainique observé, apparemment, sur plus de 500 km de long, de la rive nord de l'Ouataouais au Charlevoix (carte hors texte 7). Rappelons toutefois que l'interprétation paléogéographique originelle d'Osborne n'est plus acceptée aujourd'hui et que l'isochronie des différents tronçons n'a pas été démontrée. Les autres noms utilisés tels que

moraine de Saint-Faustin - Saint-Narcisse (Parry et Mc Pherson, 1964) ou moraine d'Adrien Robert (Laverdière, 1968) sont signalés pour mémoire. Mawdsley (1927) avait déjà signalé un tronçon morainique dans la région de Charlevoix (LaSalle, 1966). Faessler (1948) avait reconnu au nord de Saint-Raymond-de-Portneuf une moraine frontale et l'équivalent d'un sandur. Son interprétation, la glace au nord de la moraine, est conforme aux interprétations paléogéographiques actuelles. De nombreuses études ultérieures ont porté sur ce système morainique, notamment sur divers tronçons entre Saint-Siméon au NE de Québec et le lac Simon à l'ouest de Montréal ou sur l'ensemble: Bélanger (1953), Lundé (1953), Karrow (1957), Gadd et Karrow (1959), Laverdière et Courtemanche (1961), Elson (1962), Parry et Mc Pherson (1964), LaSalle (1966), Rondot (1966, 1974), Dionne, Jurdant et Beaudien (1968), Dufour (1969), Hardy (1970), LaSalle, Hardy et Poulin (1972), Gadd et al. (1972a), Gadd, McDonald et Shilts (1972b), Denis (1972, 1973, 1974), Occhietti (1972, et p.), Denis et Prichonnet (1973), LaSalle et Elson (1975), Lamothe (1977), Pagé (1977), Prichonnet (1977), etc.

4.2 Conclusions de l'étude régionale

Le système morainique de Saint-Narcisse traverse l'ensemble de la région étudiée à proximité du contrefort laurentidien, sur une longueur de 120 km, entre Saint-Paulin à l'ouest et Saint-Raymond à l'est. C'est une forme composite constituée par une racine discontinue de dépôts glacio-marins et des bourrelets construits

avec du till en écaillés, du till massif, de dépôts juxtaglaciaires et proglaciaires, du till délavé. La forme construite originale a été soumise à un intense remaniement par la mer de Champlain et érodée sur le rebord sud par le Proto-Saint-Laurent.

Le complexe morainique a été construit en contact avec la mer de Champlain, entre 11 600 BP et 10 230 BP, vraisemblablement entre 11 300 et 11 100 pour la phase de stabilisation glacio-marine et vers 10 800 pour la phase de réactivation de la glace.

Dans la région, la glace à l'origine du complexe morainique s'écoulait vers le SE (140 à 160°), d'après le sens indiqué par les formes d'érosion glaciaires mineures et par les fabriques de till (carte hors texte 5).

La présence de dépôts glacio-marins fossilifères, d'argiles marines caillouteuses plus distales et de deltas perchés indique que l'inlandsis laurentidien était en contact avec la mer de Champlain sur au moins 120 km. La racine discontinue de dépôts glacio-marins, large parfois de 4 km, indique une position stable d'un front de vêlage glaciaire, pendant une durée inhabituelle pour un front glaciaire en récession.

Cette stabilisation du front glaciaire est interprétée comme la réponse à plusieurs variables aussi bien locales que générales:

1. Contrôle local de la topographie du lit glaciaire au contrefort des Laurentides sur le processus d'ablation par vêlage qui est plus efficace puisque les zones frontales sont soumises à la poussée d'Archimède (Borns et Hughes, 1977; Thomas, 1977; Occhietti, 1976 et 1977).

2. Existence d'un courant de glace d'importance générale, dans l'axe topographique en dépression relative qui débouche dans la vallée du Saint-Maurice. L'axe est bordé à l'E par les hauteurs du Parc des Laurentides et à l'O par le massif du Mont-Tremblant où, dans les deux cas, la moraine de Saint-Narcisse est en retrait (carte hors texte 7). L'origine de ce courant de glace peut être double, d'une part, un courant dû à la dynamique propre de la bordure sud de l'inlandsis où il est aminci et plus sensible à la topographie et aux pentes, d'autre part, une réponse à un taux d'ablation par vêlage plus fort que dans les régions latérales à ablation par fonte et sublimation selon l'hypothèse des moraines de rééquilibration exposée plus loin et déjà décrite (Hillaire-Marcel et Occhietti, sous presse). En conséquence, le front glaciaire a fonctionné en extension, entre 11 300 et 11 100 BP années ^{14}C -MF. Sa stabilisation est liée à la dynamique de rééquilibration au front de l'inlandsis. Elle ne fait pas appel à une fluctuation climatique qui serait d'ailleurs difficile à justifier par rapport à la tendance mondiale au réchauffement entre 12 000 et 11 000 BP.

Le till en écaillés et les petites structures plissées sur le rebord proximal sont les témoins d'une ancienne moraine de cisaillement et de la réactivation très locale de la glace qui passe d'un écoulement en extension à un écoulement en compression. La glace était très proche du point de congélation comme l'indique le caractère très délavé du till en écaillés. Une moraine de cisaillement ne favorise pas habituellement l'ablation par vêlage d'icebergs (Lavroushin, communication verbale). Dans la région, elle succède bien à une phase glacio-marine. L'épisode tardif, en compression, semble être à l'origine du bourrelet morainique des régions latérales au-dessus du niveau de la mer de Champlain, notamment dans le Parc des Laurentides et au N de Montréal. Son âge varie autour de 10 800 BP années ^{14}C -MF (Occhietti, 1976). Stratigraphiquement, le till proximal en amont de la Gabelle, face aux Grès, repose sur un lit de sable fluvioglaciaire qui recouvre lui-même le dépôt glacio-marin. On peut en déduire qu'un court épisode avec prédominance des eaux de fonte est intercalé entre la phase glacio-marine et la phase de la moraine de cisaillement.

Les accumulations abondantes de dépôts proglaciaires, juxtaglaciaires ou glacio-deltaïques indiquent la prédominance de l'ablation par fonte de la glace et par écoulement liquide pendant la phase ultime du complexe morainique.

4.3 Moraines de rééquilibration et moraines d'origine climatique

Les moraines frontales n'ont pas nécessairement une origine climatique. (Andrews, 1973, 1977 in Occhietti et Hillaire-Marcel, 1977 ; Hillaire-Marcel et Occhietti, sous presse) au cours de la régression générale du front d'un inlandsis. On peut imaginer au moins trois types de réavancées ou de haltes du front glaciaire d'une dimension de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres:

1) Une récurrence ou une halte d'origine climatique, où le bilan global de l'inlandsis, ou au moins d'une très grande partie de sa marge, est modifié. La notion d'origine climatique inclut plusieurs possibilités. Il peut s'agir d'un refroidissement climatique général qui augmente le bilan de l'inlandsis. Une récurrence ou ~~au~~ moins une halte sont la réponse normale sur les marges, avec un retard possible dans le temps. Il peut s'agir d'un accroissement des précipitations solides, d'une diminution nette de l'absorption de chaleur solaire dans le cas d'un accroissement très marqué de la nébulosité ou d'un changement radical du régime des vents sur l'inlandsis à la suite soit d'une modification de la zonalité climatique en période de déglaciation, d'une modification de la topographie de la surface de l'inlandsis après la séparation par exemple de divers segments ou encore de l'apparition d'un courant marin chaud comme le Gulf Stream ou la disparition d'un courant froid. L'hypothèse d'une moraine frontale résultant d'un

refroidissement climatique devrait être démontrée.

2) Une crue ou plus exactement une coulée glaciaire due uniquement au changement de la dynamique de l'inlandsis. Ce changement peut être lié à une inversion du sens d'écoulement, au déséquilibre provoqué par la séparation de l'inlandsis en plusieurs segments ou à un changement de viscosité de la masse de glace. Ainsi, la séparation des segments hudsonien et du Nouveau-Québec a entraîné un déséquilibre de la masse de l'inlandsis compensé par les coulées glaciaires de Cochrane (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel, 1978).

3) Une crue en réponse au déséquilibre engendré par l'ouverture d'une baie de vélage (Borns et Hughes, 1977; Thomas, 1977). La marge de l'inlandsis passe brutalement d'un régime en compression à un régime en extension où l'ablation est plus forte. La baie de vélage engendre un courant de glace dont la largeur est fonction de la topographie et du niveau de la mer ou du lac. Dans ce cas, l'hypothèse de moraines de rééquilibration peut être avancée: a) l'ablation par vélage entraîne un retrait accéléré du front glaciaire (par rapport aux autres secteurs de la marge glaciaire) jusqu'à une limite où la glace est ancrée au lit glaciaire; b) le front glaciaire est alors en déséquilibre positif, son profil change, ce qui entraîne une stabilisation de la position du front glaciaire sans contrôle climatique et, en même temps, un courant de glace dans l'inlandsis.

4.4 Caractéristiques du complexe de Saint-Narcisse à l'échelle du Québec méridional

Région du lac Simon

Dans une étude régionale, à 120 km à l'ONO de Montréal, nous avons suivi le bourrelet à l'est, au sud puis au sud-ouest du lac Simon. La forme construite disparaît ensuite vers le nord ou le nord-ouest. Une ligne d'arbres feuillus visible à la photo aérienne mais difficile à situer sur le terrain correspond peut-être à la suite du bourrelet. Au sud de Val-des-Bois, 40 km plus à l'ouest, un complexe fluvioglaciaire important est attribuable à la moraine. Une position frontale traverse la Gatineau, sur la feuille de Kazabazua (Allard, 1977; Lagarec, A. Dumont, communications personnelles). Plus à l'ouest, les études de terrain manquent. Enfin, il est possible que l'axe morainique qui traverse l'Outaouais à Petawawa, à 290 km à l'ouest de Montréal (Gadd, 1963; Pagé, 1977), fasse partie du système de Saint-Narcisse.

Le complexe morainique à l'est du lac Simon est composé de deux bourrelets de till frontal à matrice sableuse, parfois légèrement silteuse. Le bourrelet distal est le plus important, de 19 à 40 m d'épaisseur. Il est associé à un vallum morainique. Il est continu au sud et sur le côté ouest de l'extrémité méridionale du lac Simon; ce qui permet de le considérer comme un verrou glaciaire construit, traversé seulement par un étroit déversoir. Une plaine d'épandage fluvioglaciaire, à blocs et galets arrondis

et non stratifiés s'étend en aval du bourrelet, surtout au nord de Chénéville. La granulométrie de ces dépôts proglaciaires diminue progressivement vers le sud, il y a passage de rudites à des galets, à du sable puis aux sables fins et aux silts et argiles marins. Des masses de silt ont comblé des dépressions dans les dépôts fluvioglaciaires à l'extrémité SO du lac.

Le delta de Duhamel, au nord du lac, coupe en réalité la même dépression structurale occupée au nord par le lac Gagnon et au sud par le lac Simon. L'altitude de ce delta, entre 210 et 230 m, marque soit l'altitude maximale des eaux du lac Simon avant le creusement du déversoir, soit la limite atteinte par la mer de Champlain. Un petit delta latéral perché, construit sur le bord ouest du lac Simon avec des sédiments silteux confirme l'abaissement ultérieur du plan d'eau du lac.

Tracé du complexe morainique de Saint-Narcisse

Le tracé indiqué sur la carte hors texte 7 est une extrapolation entre des bourrelets parfois discontinus localisés par les auteurs cités. Nous en avons vérifié une partie sur le terrain ou par photo aérienne: du lac Simon à Saint-Rémi-d'Amherst, à Saint-Jean-de-Matha, de Sainte-Christine au nord de Saint-Raymond. Cette corrélation morphologique semble acceptable, sauf dans la région du Charlevoix où se pose un problème.

Région de Charlevoix

Dans la région de la Malbaie, Rondot (1974) a mis en évidence une moraine frontale orientée approximativement E-O. Au sud du lobe principal de cette moraine, dans la dépression périphérique de l'astroblème de Charlevoix, les formes plus anciennes d'érosion glaciaire et la dispersion de blocs d'anorthosite indiquent un écoulement glaciaire vers l'est. Au nord, la glace à l'origine de la construction de la moraine frontale s'écoulait vers le sud ou légèrement SO, comme le prouvent les stries glaciaires, la dispersion des blocs d'anorthosite et les formes construites. On peut invoquer sans hésiter une récurrence glaciaire dans cette région, surtout dans l'axe de la rivière Malbaie où un lobe a réavancé sur au moins 17 km vers le sud, d'après la carte hors texte de Rondot (1974). Cette récurrence est caractérisée par une moraine frontale externe presque continue, puis au moins 26 bourrelets concentriques ou parallèles, une autre moraine frontale interne, moins continue que la première, suivie de 7 bourrelets internes mineurs et locaux. Les deux moraines principales sont distantes de 5 à 21 km et les bourrelets intercalaires de 200 à 400 m l'un de l'autre dans l'axe du lobe principal. Les bourrelets sont moins nombreux au nord, les formes et dépôts caractérisent la fonte sur place de glace immobile (Hardy, 1970). L'écart chronologique entre les deux formes majeures peut être de 26 ans en attribuant une signification annuelle aux bourrelets mineurs ou être compris entre 50 et 210 ans, si on accepte un taux

moyen de retrait glaciaire de 100 m par an. Il serait tentant de comparer les bourrelets de Cossetteville à ceux du Charlevoix. Après vérification sur le terrain, conduite aimablement par J. Rondot, il semble artificiel d'essayer de raccorder un des bourrelets au complexe morainique. Il est préférable d'associer l'ensemble des formes frontales à l'épisode de Saint-Narcisse.

Caractères généraux du complexe morainique

On remarque, à l'échelle de la carte hors texte 7, que le front de l'inlandsis est influencé par la topographie. Le front est en retrait de 20 km au nord de Val-David et de 30 km dans le Parc des Laurentides par rapport à une ligne frontale qui rejoindrait le lac Simon, Saint-Narcisse et la Malbaie où il est au contraire saillant.

Le front glaciaire était en contact avec la mer sur au moins 30% des 500 km attribués au complexe morainique, si l'on accepte les limites supérieures marines régionales des mers de Champlain et de Goldthwait. Les silts du lac Simon, le delta proglaciaire de Saint-Gabriel-de-Brandon, les dépôts glacio-marins du Saint-Maurice, le sandur de Saint-Raymond-de-Portneuf le confirment sur le terrain ainsi que les dépôts marins déposés au nord de la position morainique comme à Sainte-Émélie (Pagé, 1977) et à Saint-Faustin (Lamothe, 1977). Le complexe de Saint-Narcisse marque ainsi la limite sud des dernières régions envahies par la mer de Champlain.

Le front glaciaire actif occupe une partie de l'estuaire du Saint-Laurent en aval de Saint-Siméon (bourrelet interne) alors qu'au même moment, si l'on accepte le synchronisme, il est à 80 km au nord de Montréal. Cette observation conforte l'hypothèse d'un barrage glaciaire dans le moyen estuaire du Saint-Laurent pour expliquer les varves de Beaupré et de Deschaillons, après l'Interstade de Saint-Pierre.

Les stries orientées E-O au sud du bourrelet externe, en Charlevoix (Rondot, 1974), indiquent un éventuel courant de glace dans l'axe de l'estuaire, en conformité avec des stries observées sur la rive sud, près de la Pocatière (carte hors texte 7), avant la récurrence de Saint-Narcisse.

La déglaciation du sud du Charlevoix, avant cette récurrence, implique l'ouverture précoce du bassin de la mer de Champlain (LaSalle et al., 1977b).

4.5 Chronologie de l'épisode de Saint-Narcisse

L'isochronie des différents éléments du complexe de Saint-Narcisse n'est pas démontrée. Il est possible que des écarts non négligeables existent d'une région à l'autre.

D'après les datations sur du matériel marin de la Mauricie, l'épisode de réactivation de la glace semble à l'intérieur de l'écart 10 910 - 10 600 BP (ans ^{14}C -MF). L'analyse statistique

des datations au ^{14}C d'échantillons marins de l'est du Canada et de la Nouvelle-Angleterre met en évidence un creux de fréquence centré sur 11 000 BP (ans ^{14}C -MF) et prolongé jusque vers 10 800. Enfin, d'après les datations du lac Saint-Jean, LaSalle et Rondot suggéraient, dès 1967, un âge compris entre 11 000 et 10 500 BP. En conclusion, l'âge radiochronologique au ^{14}C sur des coquilles marines serait de l'ordre de $10\,800 \pm 200$ BP, sans tenir compte d'un décalage possible entre l'Outaouais et le Charlevoix.

Toutes les datations de matériel organique post-glaciaire au nord du complexe de Saint-Narcisse sont inférieures à 10 000 ans BP, sauf au nord de Montréal. En effet, à Sainte-Agathe, une datation de $10\,820 \pm 160$ (I-10 094) a été obtenue sur la matière organique de la base du lac "SAV-2", à 404 m d'altitude (Louise Savoie, thèse de maîtrise en cours). Elle daterait la phase paléo-écologique à toundra. Les dates de deux sites, SAV-1 et lac Saint-Germain, situés au sud du complexe morainique, ont livré des dates également anciennes: $10\,830 \pm 235$, GX-5231; $10\,420 \pm 430$; GX-5233 (L. Savoie, communication personnelle). L'âge de 10 800 obtenu au nord du complexe morainique est par conséquent plausible et serait un âge minimum pour l'épisode glaciaire.

Les séquences palynologiques analysées au sud du complexe morainique (Richard, 1977; Mott, 1977; Terasmae, 1960) n'ont pas montré de phase de refroidissement marqué attribuable à l'épisode de Saint-Narcisse. Un seul indice a été exposé par Terasmae et LaSalle (1968): le diagramme pollinique du mont Saint-Hilaire

montre un maximum de pollens de Salix dans la zone pollinique VI. Cet horizon pollinique est daté de $10\ 880 \pm 260$ ans BP (GSC-482) et interprété par les auteurs comme pouvant être corrélé avec l'épisode de Saint-Narcisse.

\ Des âges paléogéographiques peuvent également être considérés. La dimension du bourrelet sur le plateau laurentidien est habituellement de l'ordre de 20 m de haut sur 100 m de large. Les dimensions sont beaucoup plus imposantes perpendiculairement à l'axe des vallées, jusqu'à 60 m de haut sur plusieurs centaines de mètres de large. Ces dimensions restreintes indiquent une période de réactivation courte, peu marqué sur les hauteurs où le front de l'inlandsis s'est apparemment stabilisé, et plus évidente dans les dépressions où la glace a pu légèrement réavancer.

Entre le débouché du Saguenay et Métabetchouane, en aval du lac Saint-Jean, les 150 km du fjord du Saguenay auraient été déglacés entre $10\ 800 \pm 200$ et $10\ 250 \pm 350$ (Gif-424, LaSalle et Rondot, 1967). Le taux de retrait moyen, si on acceptait cet écart chronologique, serait de l'ordre de 200 m par an, ce qui est plus fort que le taux moyen de retrait au cours du Stade de Shawinigan avec 167 m par an, entre environ 11 000 et 8 000 BP (ans $^{14}\text{C-MF}$) et sur une distance de 500 km. Compte-tenu également du fait que le taux de retrait atteignait 500 m à la fin du stade (Vincent et Hardy, 1977), le taux moyen devrait être inférieur à 167 m au début du stade, ce qui est confirmé par le resserrement

des positions marginales du Dryas récent (Hillaire-Marcel et Occhietti, sous presse; carte 7), entre 11 000 et 10 000 BP, et par la distance entre les bourrelets de Cossetteville. Par conséquent, dans cette logique chrono-paléogéographique, le taux de retrait du Saguenay est soit fort, en raison d'une ablation par vêlage dans le golfe de Laflamme, ce qui reste à démontrer, soit de l'ordre de 100 m par an, ce qui impliquerait un épisode de Saint-Narcisse très précocé, vers 11 500 BP. Enfin, il est possible que l'âge apparent des coquillages du lac Saint-Jean soit trop grand par l'effet des vieilles eaux.

Un dernier argument paléogéographique a tendance à rajeunir la fin de l'épisode de Saint-Narcisse. En effet, nous avons vu que le taux de relèvement isostatique en Basse Mauricie est très fort, même après 10 100 BP (ans ^{14}C -MF) et qu'il ne peut être moins fort antérieurement, après la déglaciation. La fin de l'épisode de Saint-Narcisse est alors située nécessairement entre 10 800 et 10 600 BP (ans ^{14}C -MF), dans la logique du relèvement isostatique et avec toutes les limites de ce type d'analyse.

En conclusion, au premier abord, l'âge de la fin de l'épisode de Saint-Narcisse diffère selon que l'on considère un argument chronologique ou un autre. Les écarts enregistrés masquent peut-être un diachronisme de plusieurs siècles entre les différentes parties du complexe. Des datations supérieures à 12 000 BP (ans ^{14}C -MF) dans l'Outaouais, au S de l'emplacement présumé du

complexe morainique, seraient en faveur d'un épisode ancien. Les datations de la Mauricie indiquent le contraire. En fait, les mêmes contradictions chronologiques ont été rencontrées par Aarseth et Mangerud (1974) dans l'étude des moraines frontales du Dryas récent de la côte ouest de la Norvège. Dans cette région, la glace aurait recouvert des sédiments glacio-marins et glaciaires âgés entre $10\ 050 \pm 250$ et $11\ 930 \pm 140$ (Aarseth et Mangerud, 1974, fig. 1). Les âges attribués au front de la Moraine Herdla, prolongement de la moraine Ra, varient entre $10\ 790 \pm 110$ (T-752) et $10\ 050 \pm 250$ (T-304). Les auteurs estiment que la date de $10\ 540 \pm 130$ (T-1049) est représentative de l'âge de la réavancée glaciaire placée ainsi au milieu du Dryas récent, tout en mettant en évidence une métachronicité de la moraine selon la localisation. En s'appuyant sur cet exemple, il est possible d'affirmer que la fin de l'épisode de Saint-Narcisse est située dans la période de refroidissement du Dryas récent. Il semble que l'inlandsis laurentidien ait répondu plus vite à cette détérioration climatique puis ait subi une ablation lente, de l'ordre de 100 m par an pendant la durée de cette période plus froide. Un âge de $10\ 800 \pm 200$ pour le complexe morainique de Saint-Narcisse doit donc être très proche de l'âge réel.

4.6 Signification paléogéographique du complexe morainique de Saint-Narcisse et corrélations

Actuellement, on peut affirmer que le complexe de Saint-Narcisse marque une interruption du processus de décrépitude

générale de l'inlandsis laurentidien, au début du Stade de Shawinigan, vers la fin du Wisconsinien supérieur. Les preuves de récurrence glaciaire sont limitées au Charlevoix. Dans les autres régions, en Mauricie, à Saint-Gabriel-de-Brandon, au Lac Noir (Denis et Prichonnet, 1973), des structures glaciotectioniques ou des variations sédimentologiques indiquent des fluctuations tardives et mineures du front glaciaire avant la phase fluvioglaciaire ultime. Aucune preuve stratigraphique ne démontre une réavancée. Dans les secteurs en contact avec la mer, en dehors du Charlevoix, la position du front glaciaire coïncide avec la ligne de stabilisation de vêlage induite par le contrefort des Laurentides. Dans les secteurs en relief, l'effet du profil de la marge de l'inlandsis se fait sentir et les formes construites n'indiquent pas une stabilisation prolongée antérieure au bourrelet. On peut en déduire que la stabilisation antérieure à la phase de réactivation correspond à un effet local de rééquilibration par vêlage, tandis que la réactivation de la glace est un phénomène général, dont la signification paléoclimatique n'a jamais été directement démontrée.

Nous considérons que la réactivation de la glace de l'épisode de Saint-Narcisse est une réponse globale à la tendance au refroidissement du Dryas III qui succède au réchauffement mondial du millénaire précédent. Le passage d'une marge d'inlandsis tempérée où les eaux de fonte prédominent à une marge d'inlandsis où la glace dépose du till implique un changement thermique de cet ordre, abstraction faite des processus de rééquilibration. Cette

hypothèse n'écarte pas l'éventualité d'un métachronisme des différents tronçons morainiques ni d'une rééquilibration liée à la dynamique de l'inlandis. Elle inclut la possibilité de réponses locales différentes, comme on peut l'observer entre le Charlevoix affectée par une récurrence, la Mauricie caractérisée par une rééquilibration et l'Outaouais où le front morainique perd sa continuité et où les formes frontales sont construites presque exclusivement par les eaux de fonte. Le complexe morainique de Saint-Narcisse n'est pas la réponse à un coup de froid momentané mais le résultat d'un processus long. Dans cette hypothèse de réponse globale, il est vain de chercher l'indice d'un coup de froid sur les diagrammes polliniques du tardiglaciaire. A proximité du complexe morainique, une telle fluctuation courte serait incluse chronologiquement et palynologiquement dans la période de colonisation végétale caractérisée par un désert périglaciaire puis par une toundra. Dans les régions au S de la mer de Champlain, il ne semble pas y avoir de preuves de refroidissement climatique caractéristique sur les diagrammes polliniques (P. Richard, 1977; Mott, 1977). Elles seraient de toute façon à l'échelle de plusieurs siècles et masquées par le processus général de colonisation végétale.

Le complexe morainique de Saint-Narcisse peut être provisoirement corrélé avec le début du Stade Algonkin de Saarnisto (1974) tel que déjà proposé (Occhietti, 1976, Dreimanis, 1977, Pagé, 1977). Saarnisto situe ce stade entre 11 000 et 10 000 BP

et Dreimanis (1977) entre 11 000 et 10 500 BP. Faute d'avoir corrélié sur le terrain les formes frontales du nord des Grands Lacs et celles de l'Outaouais, cette corrélation doit garder un caractère provisoire. Chronologiquement, dans les limites de la méthode au ^{14}C , il y a corrélation entre le complexe de Saint-Narcisse et la moraine de Sands-Turgeon, âgée de 11 000 ans BP (Evenson et al., 1976).

A l'est du Saguenay, les positions frontales dont l'âge varie entre 11 000 et 10 500 BP peuvent être en corrélation avec le complexe de Saint-Narcisse; notamment la moraine de Bradore, près de Blanc-Sablon (Boutray et Hillaire-Marcel, 1977; Dubois, 1977), sur la côte nord du golfe du Saint-Laurent et la moraine de Ten Mile Lake à Terre-Neuve (Grant, 1969; Dubois, 1977).

Les corrélations entre les moraines attribuées au Dryas III de l'Amérique du Nord et de la Scandinavie sont possibles (Occhietti, 1976, 1977), à l'intérieur toutefois d'un écart métachronique de 1 000 ans, entre 11 000 et 10 000 BP. Ainsi, les Salpausselka de Finlande, les moraines de la Suède centrale et les moraines de Ra et de Herdla en Norvège expriment toutes un arrêt ou une réavancée de l'inlandsis scandinave en décrépitude, en réponse au refroidissement global du Dryas III.

5. Le Stade de Shawinigan dans les Laurentides

5.1 Retrait glaciaire après l'épisode de Saint-Narcisse, dans la partie laurentidienne de la région étudiée

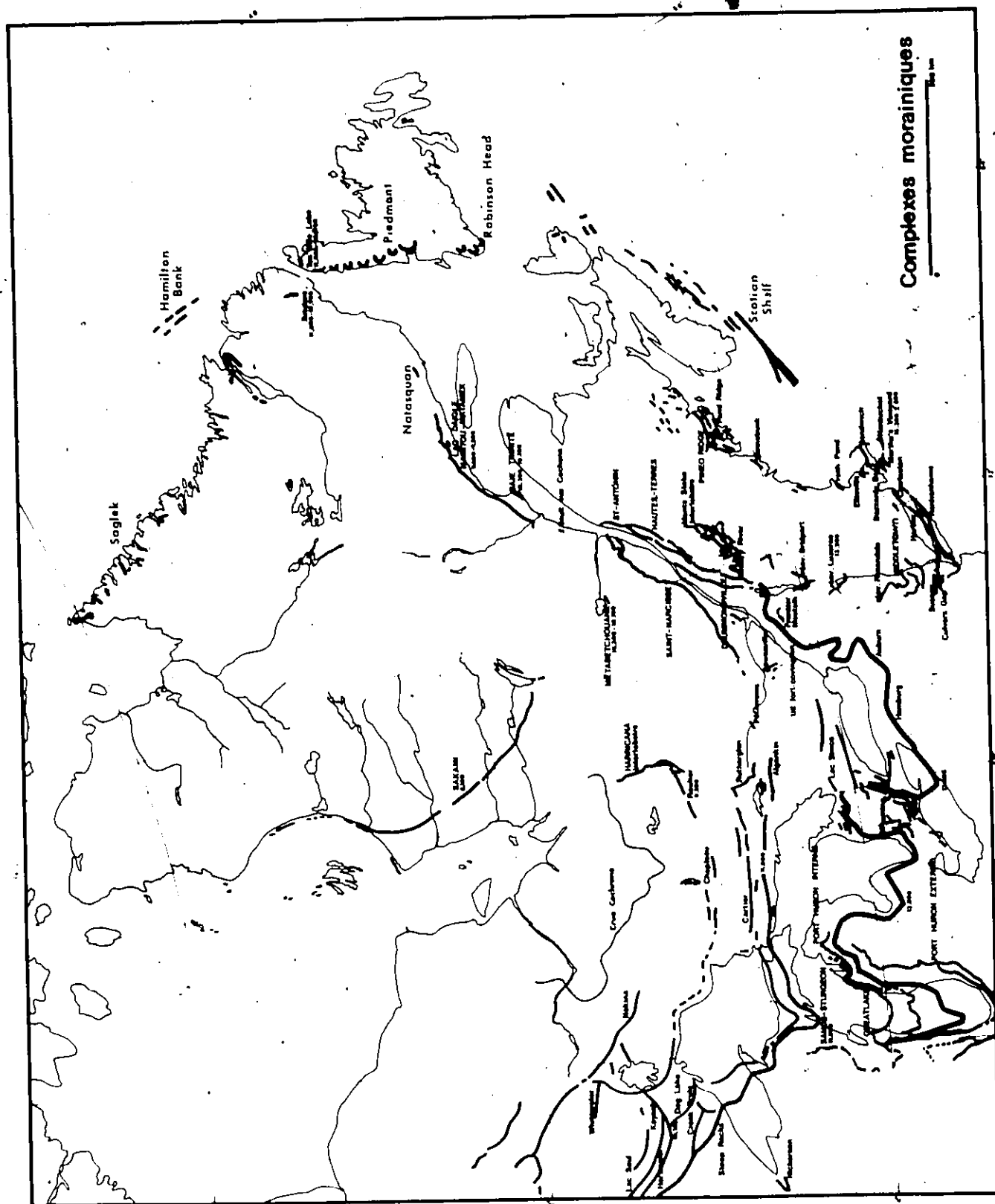
Les principales étapes du retrait glaciaire de la région sont indiquées sur la carte hors texte 5. Le front glaciaire était en contact avec la mer de Champlain dans les parties basses, d'après les deltas proglaciaires perchés. La glace en retrait est restée active au moins jusqu'au nord des limites régionales, d'après les bourrelets de till en aval du lac de Mékinac. Si l'on accepte un taux de retrait moyen de 100 m par an, l'embalement de Shawinigan aurait été déglacé en 200 ans et le bassin de Sainte-Thècle en 250 ans. Les verrous construits en travers des vallées et des exutoires de lacs indiquent le maintien de langues de glace tardives dans les dépressions de même direction que l'écoulement glaciaire. Dans la phase suivante, des culots résiduels de glace épaisse sont restés dans quelques dépressions profondes. Ce phénomène expliquerait que certains lacs de la marge laurentidienne, en communication topographique avec la mer de Champlain, n'ont pas été comblés par les silts marins. Dans la région, ce cas s'applique au lac au Sable, et dans la région de Québec, au lac Saint-Joseph. La glace active synchrone et postérieure à l'épisode de Saint-Narcisse s'écoulait vers le SE. Son action a été suffisamment longue pour effacer les empreintes décimétriques glaciaires antérieures. L'analyse de détail des stries montre une certaine influence de la

topographie sur le sens d'écoulement de la glace. La faible abondance de till de fond et des tills et dépôts de retrait glaciaire semble indiquer que la glace était peu chargée de débris.

5.2 Le Stade de Shawinigan

Le Stade¹ de Shawinigan est l'unité chronostratigraphique ou climato-stratigraphique caractérisée par la déglaciation des régions à socle précambrien au nord de la vallée du Saint-Laurent, entre le début de la phase de Saint-Narcisse vers 11 000 BP et la fin de la phase de Sakami, vers 7 900 BP (carte 7). Le Stade de Shawinigan est précédé localement par un intervalle Pré-Saint-Narcisse, caractérisé par une unité du Groupe du Till

¹L'attribution du rang de stade au laps de temps écoulé entre les deux phases glaciaires les plus marquantes du Bouclier du Québec-Labrador n'est pas parfaite. Compte-tenu de sa durée, environ 3 000 ans, il serait excessif de lui attribuer le rang de sous-étage. D'autre part, lui donner le rang de phase, telle que définie par Dreimanis et Karrow (1972) masquerait sa signification. Sur le plan climatostratigraphique, cette unité est caractérisée par la présence de la glace et un recul du front glaciaire ponctué d'intervalles de déglaciation et de phases de stabilisation. Ce n'est donc pas à proprement parler un stade ni un interstade, qui ont habituellement une connotation chronologique verticale, mais plutôt un épisode de déglaciation à connotation horizontale, méta-chronique et spatiale. La qualité de stade (sous-entendu de déglaciation) a été choisie car ce laps de temps est matérialisé par des unités lithostratigraphiques et morphostratigraphiques glaciaires, glaciolacustres et fluvioglaciaires. La distinction de cette unité chronostratigraphique dans la région au nord de la vallée du Saint-Laurent s'imposait pour établir des comparaisons avec les régions des Grands Lacs. Conformément au code stratigraphique, elle constitue une subdivision régionale pratique.



Carte 7: Principales moraines de retrait de la marge SE de l'inlandsis laurentide, depuis 16 000 BP (d'après Hillaire-Marcel et Occhietti, sous presse).

des Laurentides. La phase finale de décrépitude glaciaire de la calotte résiduelle du Nouveau-Québec lui succède. Le stade de Shawinigan est subdivisé en phases glaciaires où le front de l'inlandsis s'est momentanément stabilisé et en intervalles glaciaires où le front glaciaire a reculé. En plus de ces phases glaciaires, le Stade de Shawinigan est caractérisé paléogéographiquement par les lacs glaciaires Barlow et Ojibway (Vincent et Hardy, 1977), les coulées glaciaires d'origine non climatique de Cochrane I et de Rupert (cf. Hardy, 1976) et par un retrait glaciaire accompagné de moraines de de Geer (M. Bouchard, thèse en cours).

Les stries glaciaires au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse (carte hors texte 7) montrent le déplacement progressif du centre de dispersion glaciaire centré sur le Nouveau-Québec et un écoulement de la glace en spirale (voir Hillaire-Marcel, thèse en cours). Le déplacement du centre de dispersion a été mis en évidence par des taux différentiels de retrait glaciaire dans la région de la Baie de James (Hardy, 1976): les taux varient entre 170 m par an au lac Matagami, 500 m par an à la latitude de l'Eastmain et 900 m par an à la latitude de la Grande Rivière.

En conclusion, le Stade de Shawinigan a duré environ 3 000 ans. Il caractérise le dernier épisode glaciaire sur le bouclier au Québec. Il est partiellement en corrélation avec des subdivisions de la région du lac Michigan (cf. Evenson et al., 1976) et des lacs Erié et Ontario (cf. Dreimanis, 1977). Les dépôts du

Post-Glaciaire lui succèdent.

6. Paléogéographie de la mer de Champlain

Gadd (conférence à l'UQAM, 1976) a rappelé que le nom de mer de Champlain est attribuable à W. Upham (1895) cité par Fairchild (1916).

6.1 Synthèse régionale

Les principaux éléments paléogéographiques de l'épisode marin ont été présentés dans les parties précédentes. L'arrivée de la mer de Champlain est tardive au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse et constitue la troisième et dernière phase transgressive de la mer (Hillaire-Marcel et Occhietti, sous presse). Dans cette région, on peut distinguer plusieurs zones paléogéographiques marines. Le relief morainique de Saint-Narcisse constituait un île soumise à un fort remaniement. De nombreux bassins para-marins secondaires se sont étendus dans les Laurentides. Les zones prodeltaïques, deltaïques, de marge glaciaire et estuariennes se sont réparties pendant les phases de transgression, d'inondation et de régression marine. L'exondation est caractérisée en particulier par la fermeture de bras de mer communiquant vers le Moyen Saint-Maurice: axe des lacs Isale - la Pêche - des Piles, axe du lac Perchaude, et l'abandon de bassins para-marins: bassin du lac

Long - lac Montauban, bassin de Saint-Joseph-de-Mékinac, etc...

La présence de la mer de Champlain dans l'ensemble de la Basse Mauricie est courte par rapport aux autres régions de la vallée du Saint-Laurent: entre environ 11 500 et 9 800 BP (ans $^{14}\text{C-MF}$).

6.2 Corrélation de différentes données sur la mer de Champlain

Le tableau 40 présente les différentes données chronologiques et métachroniques que l'on peut obtenir sur la mer de Champlain. On note, après la phase transgressive, une évolution continue d'eaux froides et salées à des eaux saumâtres et tièdes en été.

L'extension maximale de la mer de Champlain, établie à partir des publications les plus récentes figure sur la carte hors texte 7. Compte-tenu de la disposition des bourrelets glaciaires parallèlement à l'axe du Saint-Laurent, on peut considérer que la transgression marine était approximativement de type latitudinal. Nous distinguons provisoirement trois phases transgressives majeures associées à trois chronozones. La chronozone 1 correspond au premier bras de mer qui s'est introduit entre le front glaciaire en retrait et le piémont appalachien. La moraine de Drummondville, vers $12\,100 \pm 100$ BP, marque la fin de cette première phase transgressive. La deuxième chronozone entre 12 000 et 10 800 BP (ans $^{14}\text{C-MF}$) date la période de transgression majeure du bassin de la

Tableau 40: Corrélations des données stratigraphiques de la mer de Champlain

Années BP 14 C-MP	Chronologie (Hillaire-Marcel et Oechietti, 1977)	Lithostratigraphie (métachronique)	Coquillages biocénoses	Ostracodes (Cronin, 1977)	Géochimie (Hillaire-Marcel, 1977)
9 200				Phase saumâtre tempérée	Eaux saumâtres
9 500	-----?		<u>Macoma balthica</u> <u>Nytilus edulis</u> <u>Nya arenaria</u>	(Phase intermédiaire espèces non caractéristiques)	tides en été
9 800	-----?		<u>Hiatella arctica</u> + <u>Macoma balthica</u> + <u>Nytilus edulis</u>		
10 000		Terme régressif			
10 100	Métabetchouane				
	Chronozone III				
	Champlain 3a	Silts + sables	<u>Macoma balthica</u>		Température d'été
11 000	St-Marcisse	Terme d'inondation		Phase de mer arctique salée	Eaux froides salées
	Chronozone II	Argiles	<u>Macoma calcareo</u>		
11 700	Champlain 2b Moraines intermédiaires		<u>Portlandia a.</u>		Salinité
12 000	Champlain 2a Drummondville				
	Chronozone I	Terme transgressif	<u>Portlandia arctica</u> et <u>Palanus hameri</u>		
12 500	Champlain 1b Hautes Terres 2				
	Champlain 1a				
12 800	St-Antoine			Phase de transition	

mer de Champlain. Il est probable que le début de cette période est caractérisé par le mélange des eaux marines avec les eaux du lac glaciaire Vermont qui occupait l'emplacement du lac Champlain actuel. La mer s'étend vers le nord en suivant le front de l'inlandsis en retrait progressif. L'appel au vide exercé sur la glace a engendré une virgation finale de l'écoulement glaciaire vers le SO par rapport au sens d'écoulement majeur vers le SE (Prichonnet, 1977). La chronozone 3, entre 10 800 et 9 800 (ans $^{14}\text{C-MF}$) succède à l'épisode de Saint-Narcisse. La mer de Champlain envahit les dépressions des Laurentides. La chronozone est caractérisée par l'exondation progressive du bassin du Saint-Laurent - Outaouais - lac Champlain.

En conclusion, indépendamment de la chronologie, le niveau de base de la vallée du Saint-Laurent est le facteur paléogéographique le plus déterminant pendant les périodes non directement englacées de cette région. Il est contrôlé selon des proportions variables par la glacio-isostasie, les fluctuations eustatiques et les lobes glaciaires. Par opposition, la présence de la glace est le facteur paléogéographique dominant dans les Laurentides. À l'échelle sub-continentale, l'axe du Saint-Laurent draine les Grands Lacs de l'Amérique du Nord. Son occlusion représente un phénomène paléogéographique fondamental qui affecte à la fois le drainage de l'E de l'Amérique du Nord et la sédimentation marine dans le Golfe de Mexico (cf. Farrand et Evenson, 1976). À cette échelle, on mesure mieux l'importance de l'apport différé des eaux du lac Agassiz dans la vallée du Saint-Laurent ainsi que la dimension potentielle de lacs glaciaires tels que le lac de Deschailons.

Chapitre IX

COMPARAISON DE LA SERIE REGIONALE AVEC LES SERIES CONTINENTALES ET LES COURBES CHRONOLOGIQUES MARINES

1. Caractéristiques de la série stratigraphique régionale et problèmes en suspens

L'analyse stratigraphique de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, étendue à la vallée moyenne du Saint-Laurent et au secteur des Laurentides au N de cette région, met en évidence deux séries stratigraphiques continentales distinctes: la série simple des Laurentides et la série complexe de la vallée moyenne du Saint-Laurent.

La série simple des Laurentides, entre le complexe morainique de Saint-Narcisse et la moraine de Sakami, succède à une longue discordance entre le socle précambrien et la base des dépôts attribués au Stade de Shawinigan. Certains placages de till de fond ont un âge indéterminé entre le Wisconsinien sensu stricto et le Stade de Shawinigan à cheval sur cet étage et l'Holocène (cf. IX.4). La chronologie de la déglaciation repose surtout sur l'étude de la morphostratigraphie et de la chronologie varvinaire (voir Hardy, 1976). Les résultats de l'étude du Quaternaire de la région du lac Mistassini par M. Bouchard (thèse de doctorat en

cours) contribueront à préciser la série des Laurentides. Sur un plan plus général, l'échelle de temps de la déglaciation au Québec est courte: environ 5 500 ans entre la moraine de la Frontière définie par Gadd et al. (1972b) et la moraine de Sakami (carte 7), auxquels s'ajoutent environ 1 500 ans pour la fonte de la calotte résiduelle postérieure à la moraine de Sakami. Le tardiglaciaire sensu lato constitue par conséquent une entité distincte des longues séries stratigraphiques antérieures.

La série de longue durée de la vallée moyenne du Saint-Laurent, que nous appellerons série régionale, est caractérisée par deux épisodes glaciaires majeurs, encadrés apparemment par des lacs glaciaires et séparés par un interstade continental; une phase marine coiffe la série (Gadd, 1971 et 1976). La coupe lithostratigraphique composite est illustrée sur la figure 23. Sur le plan chronologique, la série remonte au-delà de 70 000 $\pm$ 8 000 BP (années ^{14}C par enrichissement), âge apparent de l'interstade. Le lac de Deschaillons, qui précède le deuxième épisode glaciaire, aurait un âge de l'ordre de 36 000 $\pm$ 4 000 BP (années ^{14}C de concrétions calcaires). Le front de l'inlandsis en retrait atteint le piémont appalachien vers 12 500 BP (Gadd et al., 1972b; Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977) et le rebord sud des Laurentides vers 11 000 BP. La mer éphémère de Champlain dure environ 2 500 ans, entre 12 500 $\pm$ 300 et 10 000 $\pm$ 200 BP (années ^{14}C -MF). Sur le plan paléogéographique, les épisodes lacustres impliquent une occlusion glaciaire de l'estuaire du Saint-Laurent et peut-être une

inflexion du socle. Ils indiquent également un niveau marin relatif plus bas qu'aujourd'hui. Au cours des deux phases glaciaires majeures, l'inlandsis a chevauché en partie ou en totalité les Appalaches, d'après la composition mixte des Tills de Johnville et de Lennoxville.

L'étude de cette série a laissé trois problèmes en suspens: la durée des lacunes, la contradiction apparente des données chronologiques et la signification des horizons de Mélançon.

D'un point de vue théorique, chaque fois qu'un inlandsis chevauche une région, ou qu'un système fluvial érode une vallée, il peut effectivement y avoir une longue lacune d'érosion. Par exemple, la discordance entre le substratum et le Till de Bécancour, localement interrompue par les varves du Cap Lévrard, montre que l'inlandsis du stade Nicolet a le plus souvent déblayé totalement les dépôts quaternaires antérieurs. En fait, l'existence de tills locaux incluant du matériel proglaciaire observé latéralement, comme aux Vieilles-Forges, ou de séries lacustres préservées sous les sédiments fluviaux de Saint-Pierre, comme à Pierreville, démontrent la continuité entre les unités respectives. Faute de pouvoir observer la séquence proglaciaire antérieure au Till de Bécancour, le hiatus entre les varves du Cap Lévrard et le Till de Bécancour peut être très long. Parallèlement, le hiatus entre le toit du Till de Bécancour et la base des Varves de Pierreville a potentiellement la même signification.

La contradiction entre les données de chronologie absolue des Sédiments de Saint-Pierre ($70\ 000 \pm 8\ 000$ BP) et des Varves de Deschaillons ($36\ 000 \pm 4\ 000$ BP) s'ajoute au problème précédent car il n'y a apparemment pas de lacune majeure entre les deux unités lithostratigraphiques.

Les horizons de Mélançon, sur certaines coupes des Vieilles-Forges, sont les indices d'un changement de dynamique glaciaire, d'âge et de durée inconnus (Occhietti, 1977). Sur les coupes du Saint-Maurice où ils ne sont pas présents, on note une discontinuité dans le Till de Gentilly qui peut correspondre à ces horizons.¹ On peut donc envisager, au cours du Stade de Trois-Rivières, un ou deux épisodes glacio-lacustres courts dont les traces ont été ensuite effacées par l'inlandsis. Ce ou ces épisodes ne peuvent pas être synchrones du lac de Gayhurst qui implique un front glaciaire sur le rebord nord des Appalaches (Gadd, communication personnelle). Ils peuvent le précéder ou lui succéder, ou marquer simplement une ou des fluctuations du tardiglaciaire.

En présence de ces problèmes en suspens, la série régionale de la vallée moyenne du Saint-Laurent peut être interprétée de plusieurs façons. Le modèle d'une série continue est le plus simple et le plus conforme à la succession des environnements sédimentaires. Il masque peut-être de longues discontinuités représentées sur les modèles de la figure 25. Il n'explique pas l'écart chronologique entre les Sédiments de Saint-Pierre et les Varves de

¹Un horizon non diamictique a déjà été décrit par Gadd (1971, coupe 65).

Deschaillons. Les problèmes de lacunes et de chronologie s'appliquent également aux séries des Appalaches et de Montréal, sans qu'il y ait nécessairement une convergence entre la durée et la position des hiatus, d'une série à l'autre.

2. Corrélation entre la série régionale et les courbes chronologiques marines

Nous nous sommes inspiré de certains éléments de la thèse en cours de C. Hillaire-Marcel pour traiter des relations entre les séries marines et continentales.

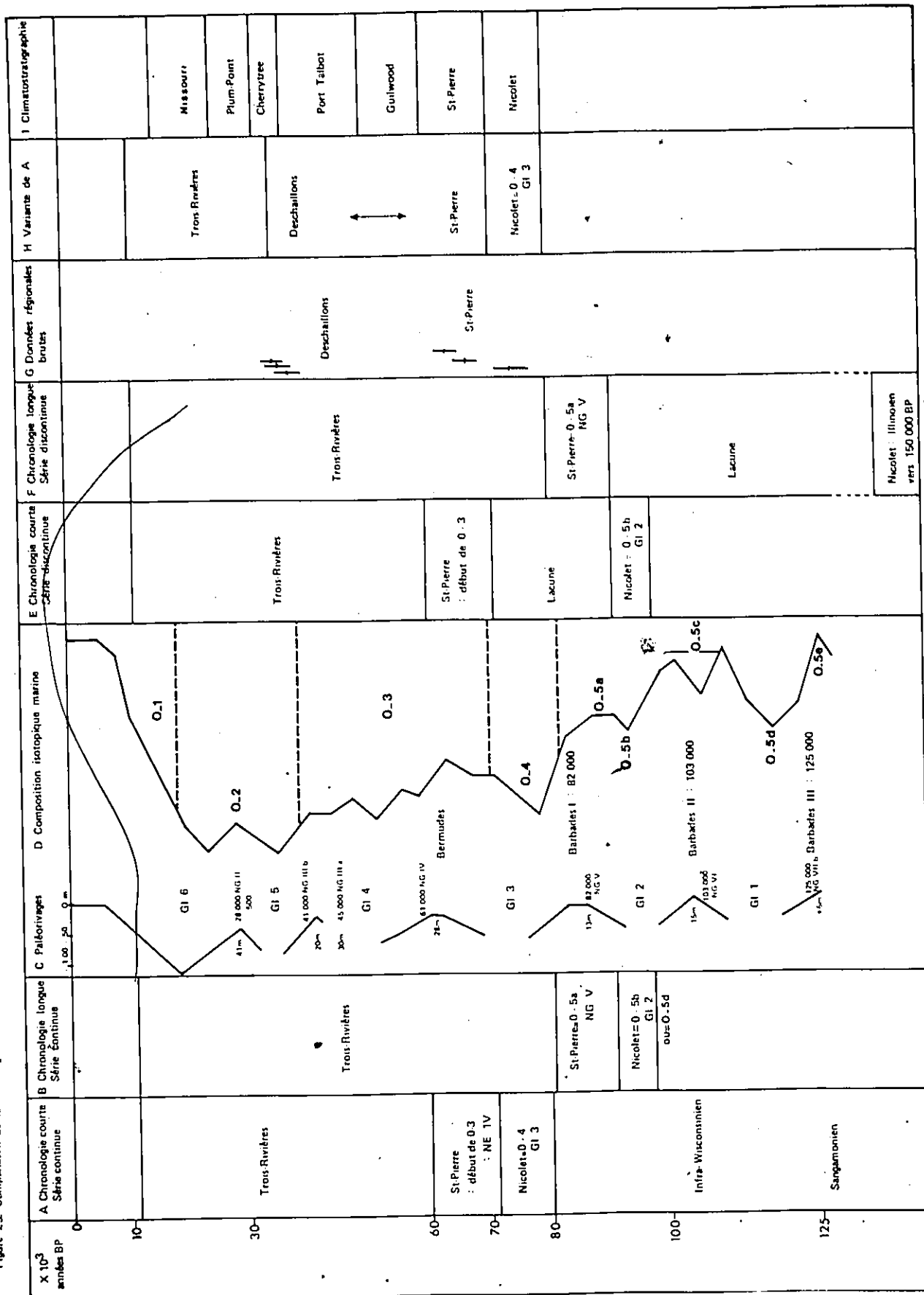
Depuis Emiliani (1955), les sédiments et littoraux marins ont permis d'établir des séries chronologiques continues, à partir soit des variations isotopiques de 1^{18}O (Emiliani, 1955; Dansgaard et Tauber, 1969; Shackleton et Opdyke, 1973; Shackleton et Matthews, 1977), soit du niveau marin mondial (Bloom et al., 1974) ou de la sédimentologie et micropaléontologie (Alam et Piper, 1977). En dépit de certaines incertitudes, ces courbes ont l'avantage de montrer des fluctuations convergentes et de permettre une étude de stratigraphie dynamique.

Au cours de cette discussion, nous retiendrons la courbe de chronologie isotopique de Shackleton et Matthews (1977) et la courbe des anciens niveaux marins modifiée d'Andrews et Barry (1978), de Shackleton et Opdyke (1973), Bloom et al. (1974) et de Harmon et al. (1978). La chronologie isotopique longue proposée

par Shackleton et Matthews (1977) est basée sur l'âge de 125 000 BP des terrasses Barbades III obtenu par les méthodes au $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et au $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$. Ces terrasses, corrélées avec la phase 5e de la chronologie isotopique marine, sont attribuées à l'Interglaciale Sangamonien/Eémien au cours duquel le niveau marin était à environ + 6 m et la température moyenne supérieure à celle de l'Holocène. La validité de la courbe est renforcée par le fait que les auteurs ont corrélié la composition isotopique de Foraminifères calcaires du forage marin profond de référence avec celle des coraux des terrasses récifales des Barbades. Cette courbe semble actuellement la plus conforme aux données connues. La série des hauts niveaux marins depuis le Sangamonien (fig. 25) la complète utilement.

La corrélation entre ces deux séries marines synthétiques et la série continentale glaciaire régionale est basée sur la concordance entre les faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, les hauts niveaux marins et les intervalles, interstades et interglaciaires. Inversement, lorsque $\delta^{18}\text{O}$ croît, le niveau marin correspondant est habituellement bas, en relation avec une période d'accumulation glaciaire. Cette concordance ne s'applique pas nécessairement à l'échelle des fluctuations secondaires régionales, en raison de la grande sensibilité continentale aux fluctuations climatiques et de l'inertie du milieu océanique. D'autre part, une fluctuation solaire ou thermique positive à l'échelle de la planète n'entraîne pas nécessairement un relèvement immédiat du niveau marin

Figure 25: Comparaison de la série régionale avec les courbes chronologiques marines.



ou une diminution immédiate du volume des glaces¹ (cf. Dansgaard et Tauber, 1969). Les écarts chronologiques impliqués sont vraisemblablement très secondaires à l'échelle de la planète et des stades et interstades. Enfin, faute d'étalonnage systématique, les âges sur matériel marin obtenus par les méthodes au $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et au $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ ne sont pas directement comparables aux âges des séries continentales obtenus par la méthode au ^{14}C . Cette limite chronologique n'est pas négligeable.

L'Interstade de Saint-Pierre

Sur la figure 25, l'Interstade de Saint-Pierre est situé presque en face de la phase d'accumulation glaciaire G1 3 (courbe des niveaux marins) et à cheval sur la deuxième moitié de la phase "froide" 0-4 et le début de la phase 0-3 (courbe isotopique). Selon les datations de Gronigen, il correspondrait plutôt au début de la phase 0-3 et au haut-niveau marin NG IV de Nouvelle-Guinée vers 61 000 BP. La série régionale serait courte. Au contraire, selon la datation de Seattle, il serait en corrélation avec le haut niveau NG V - Barbades I, vers 82 000 BP. La série régionale serait

¹Un réchauffement atmosphérique général accompagné d'une plus forte humidité peut favoriser provisoirement l'augmentation du volume de neige précipité sur les surfaces glaciaires, par effet de paroi froide de la masse de glace au-dessous de 0°C accentué par la libération de chaleur due à l'augmentation de la fonte, de l'évaporation et de la sublimation de la glace.

longue. Une troisième hypothèse, le Saint-Pierre en opposition de phase, signifierait que les phases continentales majeures sont aléatoires. Elle est donc rejetée. La corrélation chronologique de l'Interstade de Saint-Pierre implique une analyse à l'échelle de la série. Quatre échelles chronologiques sont possibles si l'on tient compte ou non d'une lacune entre le Till de Bécancour et le groupe Varves de Pierreville-Sédiments de Saint-Pierre (fig. 25). La signification paléogéographique du Stade de Nicolet est déterminante pour choisir l'une de ces quatre échelles.

Le Stade de Nicolet

Dans l'hypothèse d'une série continue, conforme à l'enchaînement des environnements sédimentaires, l'échelle chronologique courte semble mieux convenir aux connaissances actuelles que l'échelle longue. Le Till de Bécancour marque un épisode glaciaire majeur où l'inlandsis a recouvert au moins la bordure nord des Appalaches. Il signifie nécessairement un abaissement majeur du niveau marin effectivement connu:

"The change in global sea level (Figure 2A) involved a drop of 40 to 60 m in 10 000 to 15 000 years. This rapid fall is commensurate with the greater change in ^{18}O between marine isotope stages 4/5 compared with any other interstadial to glacial transition of the last Glaciation (Shackleton and Opdyke 1976, Table 3)... In summary, the middle Wisconsinan stage comprises a major glacial

advance dated between 70 000 and 80 000 BP, followed by a long and complex interstadial". (Andrews et Barry, 1978, p. 217 et 218). Ces mêmes auteurs (1978; p. 222) parlent d'un minimum de radiation solaire à 72 000 ans BP d'après les travaux de L.D. Williams (1975). Ils concluent (p. 224) que l'abaissement le plus rapide du niveau marin (60 m en 7 000 ans) et le changement climatique le plus extrême ont eu lieu entre 80 000 et 70 000 BP. Ces arguments sont en faveur d'une corrélation entre le Stade de Nicolet et la phase marine isotopique 0-4. Notons toutefois que les arguments cités ne s'appliquaient pas au Stade de Nicolet, dans l'esprit des auteurs. Ces derniers placent le Stade de Nicolet vers 90 000 - 100 000 BP, en se basant sur le tableau chronologique "long" de Dreimanis (1976) que les données régionales ne démontrent pas actuellement. Sur le plan des fluctuations paléoclimatiques, le Stade de Nicolet est en concordance avec le premier épisode froid postérieur au Sangamonien qui apparaît sur les courbes de tendance thermique établies par Alam et Piper (1977, p. 17). Sur ces courbes, un interstade bien marqué lui succède, corrélé avec le Saint-Pierre suivi de trois phases de refroidissement séparées par deux intervalles plus frais que le premier et corrélés avec les Interstades de Port Talbot et Plum Point. L'absence d'une quatrième et cinquième phase froide sur cette courbe démontre que les deux plus anciennes périodes de construction glaciaire G1 1 et G1 2, ou 0-5d et 0-5b, sont secondaires, conformément aux variations isotopiques de $1^{18}O$. Ces phases ou seulement la phase G1 2 sont observées dans l'Arctique, notamment sur la Terre de Baffin (Miller et al., 1977,

cité par Andrews et Barry, 1977). Un Stade de Nicolet récent s'intègre mieux à l'évolution paléogéographique de la marge sud de l'inlandsis et réduit le hiatus entre la série régionale et celle du lac Ontario.

Le Stade de Trois-Rivières

Le Stade de Trois-Rivières correspondrait dans l'hypothèse d'une série continue courte, aux périodes d'accumulation glaciaire G1 4, G1 5 et G1 6. Les deux intervalles plus doux entre ces périodes n'auraient pas permis la déglaciation de la vallée du Saint-Laurent, à moins que leurs témoins n'aient été effacés par l'inlandsis. Cette absence de déglaciation contredit les données actuellement connues sur les niveaux marins NG III et NG IV évalués à -30 et -41 m environ par Bloom et al. (1974) ou vers -45 et -50 m par Andrews et Barry (1978), qui équivalent à des masses de glace mondiale identiques à celles d'il y a 8 000 à 10 500 ans BP, périodes où la vallée du Saint-Laurent était totalement libre de glace. En accord avec Andrews et Barry (1978, p. 220), il convient de s'interroger sur cette absence de retrait glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent et dans la baie d'Hudson.

Une variante de la série continue courte consiste à intégrer les datations des concrétions de la Formation de Deschaillons et d'allonger l'ensemble Interstade de Saint-Pierre - phase glacio-lacustre de Deschaillons. Cet ensemble équivaldrait alors à un

long interstade complexe défini par Andrews et Barry (1978) entre 70 000 et 45 000 BP. Cette hypothèse va à l'encontre des données stratigraphiques de la région de Toronto.

En résumé, l'hypothèse d'une série régionale continue et remontant à 80 000 ans semble le mieux s'accorder avec les séries marines et la paléogéographie connue. La série régionale est précédée d'un long Infra-Wisconsinien (voir IX.4), entre 120 000 et 80 000 BP environ, sans témoins lithologiques. Le Stade de Nicolet correspondrait à la première phase majeure d'accumulation glaciaire Gl 3, entre 80 000 et 70 000 BP, confirmée à l'échelle mondiale par un abaissement brutal du niveau marin et par une augmentation de la composition isotopique de l' ^{18}O . L'Interstade de Saint-Pierre, à l'intérieur de l'écart 58 000 - 71 000 BP correspond à un intervalle majeur au cours duquel les conditions climatiques des régions scandinaves non englacées et de la région des Prairies nord-américaines étaient identiques à celles d'aujourd'hui, d'après Andrews et Barry (1978). Le niveau marin lui correspondant, -28 m, équivaut au niveau marin vers -8 000 BP, d'après les courbes de Clark (1977) et d'Aloisi et al. (1977). Le Stade de Trois-Rivières a duré au moins 47 000 ans (ou seulement 21 000 ans si l'on tient compte de l'âge des concrétions de Deschaillons).

Cette interprétation de la durée de la série régionale .
(tableau 41) modifie le tableau de corrélation chronologique entre
la région des Grands Lacs, les basses terres du Saint-Laurent et
les hautes terres appalachiennes de l'Estrée proposé par Dreimanis
(1977, fig. 3). Elle allonge et précise la chronologie "courte"

LONG TIME SCALE 1000 YR B.P. 10	E GREAT LAKES REGION DREIMANIS & RANNOU, 1972		ST LAWRENCE LOWLAND GADD, 1971	SE QUEBEC UPLAND McDONALD & SMITH, 1971	SHORT TIME SCALE 1000 YR B.P. 10	vallée moyenne du Saint-Laurent	10 ³ années BP
20	LATE WISCONSINIAN	SEVERAL STADIALS AND INTERSTADIALS	CHAMPLAIN SEA PHASE	POST LENNOXVILLE SEDIMENTS	10		11
30		PLUM POINT INTERSTADIAL	GLACIAL PHASE	LENNOXVILLE TILL	20		
40		CHERRYTREE STADIAL		GAYHURST FM (14000 YARVES)	30		
50				?	40		
60	MIDDLE WISCONSINIAN	PORT TALBOT INTERSTADIAL		CHAUDIERE	50	Stade de Trois-Rivières	
70			ALL DECHAILLONS PHASE	TILL	60		60
80	EARLY WISCONSINIAN	GUILDWOOD STADIAL	ST PIERRE INTERVAL	MASSAWIPPI FM (NONGLACIAL SED)	70	Interstade de Saint-Pierre	70
90		NICOLET STADIAL	BÉCANCOUR STADE	JOHNVILLE TILL	80	Stade de Nicolet	80
100	CHRONOSTRATIGRAPHY	CLIMATE UNITS	LITHOSTRATIGRAPHY			Infra-Wisconsinien	
						Chronostratigraphie	

Tableau 41: Echelle chronologique de la série composite régionale, comparée
avec les tableaux de Dreimanis (1977).

de Dreimanis en allongeant notamment l'Interstade de Saint-Pierre et le Stade de Nicolet. Elle modifie la chronologie longue, en remplaçant le début du Stade de Guildwood (Till de Sunnybrook et Till de Gentilly) vers 60 000 BP, ce qui semble plus conforme aux données chronologiques et paléogéographiques actuellement disponibles. L'Interstade de Saint-Pierre est peut-être l'équivalent du groupe d'intervalles européens Odderade, Brørup et Amersfoort datés respectivement de $60\,500 \pm 600$, $64\,400 \pm 800$ et $68\,200 \pm 1\,100$ BP (d'après Grootes, 1977, cité par Stuiver et al., 1978). Le manque de sensibilité de la série régionale ne permet pas actuellement d'approfondir davantage les corrélations avec les séries détaillées d'Europe comme par exemple celles de Woillard (1978), van der Hammen et al. (1971), Mörner (1972), Chéline (1973).

3. Comparaison de la série régionale avec quelques séries continentales d'Amérique du Nord

Les données brutes de quelques séries continentales d'Amérique du Nord sont reportées sur la figure 24 (cf. VIII.1). Leur comparaison est souvent hypothétique en raison du manque de passages latéraux sur le terrain (chapitre VIII), des problèmes chronologiques et de la différence d'ordre de grandeur des témoins. Ainsi, les âges obtenus sur la matière organique des Sédiments de Saint-Pierre, de la Formation de Massawipi et de la partie continentale de la Formation de Missinaibi (Skinner, 1973) sont

respectivement de $70\ 000 \pm 8\ 000$ BP, $> 40\ 000$ à $> 50\ 000$ BP (McDonald et Shilts, 1971) et $> 72\ 500$ BP par la méthode d'enrichissement (Stuiver et al., 1978). Les données palynologiques concordantes de ces formations s'appliquent peut-être à des interstades différents. La Formation de Missinaibi, en particulier, semble correspondre au Sangamonien et à son prolongement à la base du Wisconsinien.

Les corrélations proposées par Dreimanis (1960 et p.), Gadd (1971 et p.), McDonald et Shilts (1971 et p.), Grant (1976), Evenson et al. (1976), Prest (1975) semblent les plus conformes aux données actuellement disponibles, compte-tenu des corrélations chronologiques proposées en IX.2 et de quelques remarques formulées plus loin. La comparaison des séries continentales glaciaires permet de distinguer trois types de région sur la marge sud de l'inlandsis: les régions soumises aux fluctuations de l'inlandsis principal, à l'exemple de la vallée du Saint-Laurent, les régions mixtes où alternent les fluctuations de l'inlandsis principal et de calottes régionales, à l'exemple de la Gaspésie, et les régions à calotte autonome, à l'exemple de l'extrémité NE de la Nouvelle-Ecosse (Prest et Grant, 1969; Grant, 1977). Chaque région serait caractérisée par un seuil de réponse aux fluctuations climatiques directes ou aux fluctuations de l'inlandsis. Par exemple, si l'on accepte provisoirement les données dont on dispose, la vallée moyenne du Saint-Laurent serait restée englacée pendant la deuxième moitié du Wisconsinien. Le seuil de déglaciation n'aurait pas été atteint

pendant les Interstades de Port-Talbot, de Plum Point, de Mackinaw et de Two-Creeks, à moins que leurs traces n'aient été totalement oblitérées par les réavancées glaciaires ultérieures comme les horizons de Mélançon le suggèrent.

La notion de style régional, qui élargit la notion de style glaciaire de Grant (1977), implique des décalages chronologiques et des réponses différentes à la même cause climatique. De plus, l'origine non climatique de certaines fluctuations de la marge glaciaire en retrait, à l'exemple des coulées de Cochrane (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel, 1978) laisse entrevoir l'importance de la dynamique propre de l'inlandsis. Cette remarque s'applique peut-être à la région du lac Michigan où les récurrences glaciaires du tardiglaciaire sont beaucoup plus accentuées qu'au Québec méridional.

En résumé, différentes régions périphériques à l'inlandsis laurentide montrent la présence d'une longue période non glaciaire succédant au Sangamonien sensu stricto, comme par exemple au centre sud de la Colombie britannique (Fulton et Smith, 1978), dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, dans la région du lac Ontario et même au sud de la baie de James. Cette période a duré selon la région jusque vers 80 000 BP et correspond à la totalité ou à une partie de la phase marine isotopique 0-5 (fig. 25). Un épisode glaciaire, probablement le Stade de Nicolet, lui succède, de 80 000 à 70 000 BP. De 70 000 à 20 000 - 18 000 BP, on observe selon la région un long interstade, comme en Colombie britannique, un interstade frais

suivi d'un long stade, comme dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, deux ou trois intervalles séparés par des phases glaciaires, comme dans les Cantons de l'Est¹ et la région de Toronto, ou enfin une longue phase glaciaire, comme au sud de la baie de James si on corrèle le Till de Kipling de cette région (Skinner, 1973) au Till de Cochrane. Le paroxysme glaciaire est atteint pendant le Wisconsinien supérieur.

4. Le Sangamonien, le Wisconsinien et l'Holocène

Le Wisconsinien, l'Holocène et le Post-Glaciaire

Par définition, l'étage glaciaire continental du Wisconsinien a une durée variable selon les régions. Par exemple, le Stade de Shawinigan se prolonge dans l'Epoque de l'Holocène qui couvre, par définition, les derniers 10 000 ans. Le début de la Série Holocène est essentiellement défini par un changement dans les dépôts océaniques profonds et par des formes et accumulations littorales. D'après ces deux définitions, la position chronologique à 10 000 ans du passage continu entre une série glaciaire continentale et l'Holocène n'est que le résultat d'une coïncidence régionale, lorsque la marge de l'inlandsis ou d'un glacier atteint la position de retrait âgée de 10 000 ans. Les séries stratigraphiques glaciaires ne montrent pas de zone repère caractéristiques vers 10 000 BP. Par conséquent, il est vain de plaquer le concept marin de l'Holocène

¹Shilts (1978) distingue deux membres dans le Till de Lennoxville séparés par des sédiments lacustres. Le Stade de Trois-Rivières incluerait deux intervalles en Estrie, si on accepte la corrélation Sédiments de Saint-Pierre - Formation de Massawipi.

aux séries continentales glaciaires. Dans les régions continentales englacées au cours du Wisconsinien, selon la logique de la stratigraphie continentale et pour des raisons pratiques, nous proposons de qualifier de Post-Glaciaire le temps écoulé depuis le retrait de la glace. Le Post-Glaciaire a le rang d'un interglaciaire et n'implique pas nécessairement l'absence de futures glaciations. Ce rang est justifié par la disparition des inlandsis scandinave et laurentide et un niveau marin conséquent proche de celui du Sangamonien. Sa durée diminue des anciennes marges aux dernières calottes résiduelles de l'inlandsis.

Le Sangamonien, le Wisconsinien et l'Infra-Wisconsinien

Symétriquement par rapport au Post-Glaciaire, un laps de temps variable peut s'être écoulé entre la fin du Sangamonien et le début du premier stade glaciaire d'une région. Ce laps de temps est représenté apparemment par la partie supérieure, continentale, de la Formation de Missinaibi au sud de la baie de James, ou par une surface d'altération et deux formations continentales intercalées entre la Formation sangamonienne de Don et le Till de Sunnybrooke, dans la région de Toronto. Au cours de ce laps de temps, les régions de haute latitude étaient déjà affectées par une ou deux phases glaciaires, synchrones des phases marines O-5b ou G1 2 et O-5d ou G1 1 (fig. 25). Si l'on accepte la corrélation du Sangamonien avec la phase isotopique marine 5e qui se termine vers 120 000 BP, un Infra-Wisconsinien de durée variable sépare

l'optimum climatique continental des premières manifestations glaciaires. L'Infra-Wisconsinien est en fait l'équivalent climatique d'un interstade et prolonge le Sangamonien sur les colonnes chronostratigraphiques et climatostratigraphiques.

En conclusion, la durée de la série observée dans la région de la vallée moyenne du Saint-Laurent reste hypothétique. Si l'on accepte un modèle d'accroissement progressif de l'inlandsis vers le sud, d'un stade du Wisconsinien à l'autre, il est logique de corréler le Stade de Nicolet avec la première phase isotopique marine froide (0-4), entre environ 80 000 et 70 000 BP, et l'Interstade de Saint-Pierre avec le début de la phase isotopique 0-3, entre 70 000 et 60 000 BP. Le Stade de Nicolet peut néanmoins correspondre aux phases isotopiques de construction glaciaire 0-5d ou 0-5b.

CONCLUSION

Au terme de cette étude, nous voudrions faire ressortir les éléments originaux obtenus en suivant la démarche globale définie dans l'introduction.

Conclusion à l'échelle de la région de Trois-Rivières-Shawinigan

A l'échelle locale, en plus du levé cartographique, notre contribution personnelle porte à la fois sur la stratigraphie d'ensemble et sur la paléogéographie de la région de Trois-Rivières - Shawinigan, et insiste notamment sur le mode de retrait glaciaire et sa chronologie au nord du Saint-Laurent.

Le Till de Bécancour a été identifié par sa position stratigraphique sur la rive gauche du Saint-Maurice et par les caractères lithologiques sur les rives de la Yamachiche, ce qui étend la distribution connue de cette formation.

Les argiles silteuses que l'on observe à la base de certaines coupes du Saint-Maurice et attribuées aux Sédiments de Saint-Pierre ont été déposées sur la marge nord d'un lac peu profond associé au système fluvial de l'Interstade de Saint-Pierre. Ce milieu de sédimentation réducteur diffère totalement de celui du Saint-Maurice actuel, soit que le Saint-Maurice interstadiaire ait débouché ailleurs qu'aux Vieilles-Forges, soit que la glace ait occupé les Laurentides au cours de l'interstade.

La séquence glaciaire du Stade de Trois-Rivières a été l'objet d'une étude critique détaillée. Elle semble complète dans cette région limitrophe entre les reliefs laurentidiens et la vallée du Saint-Laurent. Elle rend possible la définition d'une stratigraphie continue et détaillée du stade glaciaire. La phase d'englaciation est caractérisée par une sédimentation varvaire de plus de 1 000 ans dans le lac de Deschaillons puis par l'accumulation, sur la marge N de ce dernier, de la séquence progradante d'un delta proglaciaire, matérialisée par les Sables des Vieilles-Forges. L'inlandsis a incorporé ces sables dans un till local à la base du Till de Gentilly, comme la matrice sableuse et les minéraux lourds en témoignent aux Vieilles-Forges. Le Till de Gentilly est composé localement de plusieurs lithozones diamictiques, séparées parfois par les deux horizons de Mélançon ou l'un d'entre eux. D'après ces discontinuités, il est possible que le Stade de Trois-Rivières ait été interrompu par un ou deux épisodes glacio-lacustres ou des intervalles courts, effacés ultérieurement par le paroxysme glaciaire du Wisconsinien supérieur. La glace s'est écoulée vers le SSO pendant une grande partie de l'épisode glaciaire et peut-être au moment de l'englaciation.

La déglaciation de la région a duré environ 1 000 ans, de la rive du Saint-Laurent, vers 11 600 BP, aux contreforts des Laurentides, vers 10 600 PB. Avant l'épisode de Saint-Narcisse, au cours de la phase finale du Stade de Trois-Rivières, elle est ponctuée par des accumulations glaciaires discontinues associées aux Moraines intermédiaires (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977) suivies d'un retrait jusqu'au bourrelet à structure en écaille de Saint-Louis-de-France. Ce dernier indique un inlandsis ancré à son lit.

La lithologie et la stratigraphie locales du complexe de Saint-Narcisse, étudiées en détail, mettent en évidence une phase de stabilisation du front de l'inlandsis, à l'emplacement du contrefort structural entre le Bouclier et la Plateforme, et antérieure à l'épisode de Saint-Narcisse. Cette phase est caractérisée par des dépôts glacio-marins: le Diamicton de Yamachiche. Elle correspond à un écoulement en extension de la glace et dure au moins deux siècles, entre environ 11 300 et 11 100 BP (années ^{14}C -MF). Sa genèse est interprétée comme le résultat d'une rééquilibration de l'inlandsis sur une marge en contact avec la mer de Champlain et affectée d'une ablation intense par vêlage d'icebergs. La zone de délestage est contrôlée par la topographie du substratum.

L'épisode de Saint-Narcisse est caractérisé dans la région par des moraines de cisaillement. Il indique une réactivation de la glace, avec écoulement en compression et chevauchement local de dépôts marins et glacio-marins antérieurs. L'âge de la fin de l'épisode est évalué à environ 10 800 BP (années ^{14}C -MF) d'après l'ensemble des radiodatations obtenues dans la région.

La Formation de Matawin inclut l'ensemble des dépôts glaciaires et de marge glaciaire, à faciès laurentidien, mis en place depuis le début de l'épisode de Saint-Narcisse. Elle caractérise, dans la région, le début du Stade de Shawinigan. Après la fin de l'épisode de Saint-Narcisse, le front de l'inlandsis a reculé de 100 m/an environ, d'après les bourrelets de Cossetteville. Des chenaux sous-glaciaires sont à l'origine d'eskers et d'axes fluvioglaciaires. Les verrous et deltas proglaciaires, construits au débouché des vallées laurentidiennes dans la mer de Champlain, puis les bourrelets transversaux à ces vallées, marquent les étapes du retrait de l'inlandsis dans les Laurentides de la région.

La glace s'écoulait vers le SE au cours de la déglaciation.

La transgression marine succède immédiatement à la déglaciation dans les régions au-dessous de 200 m environ d'altitude. Des rythmites apparemment azoïques sous les silts argileux franchement marins indiquent peut-être une phase glacio-lacustre ou de transition marine, au S du complexe de Saint-Narcisse. Au N de ce dernier, la transgression a été de courte durée, en raison du relèvement isostatique rapide de l'ordre de 10 cm/an. Les longs bras de mer enfoncés dans les Laurentides ont constitué des bassins para-marins à forte dessalure et à sédimentation extrêmement rapide.

Conclusion à l'échelle de la vallée moyenne du Saint-Laurent

C'est à l'échelle de la vallée moyenne du Saint-Laurent que les différentes variables du milieu naturel ont été intégrées, sous forme d'une synthèse paléogéographique appliquée à chaque phase et intervalle climatiques du Quaternaire de cette région exemplaire. Le chapitre VIII constitue en soi une unité logique d'exposé du raisonnement paléogéographique dont certaines règles sont présentées dans l'annexe 20. Nous présentons seulement, dans cette conclusion, les principaux résultats originaux qui découlent de la synthèse paléogéographique.

Ainsi, il est clair que le Till de Bécancour, par son épaisseur et son extension, marque un épisode glaciaire majeur qui a également affecté les Appalaches de l'Estrie. La compaction et l'altération locales du till lui confèrent un âge ancien, au début du Wisconsinien régional et antérieur à l'Interstade de

Saint-Pierre. L'hypothèse d'un âge Pré-Sangamonien et d'une lacune longue entre le till et les Varves de Pierreville qui le surmontent est très peu probable, compte-tenu de la succession des environnements sédimentologiques.

Dans l'hypothèse la plus plausible d'une lacune courte, le lac de Pierreville succède directement à l'inlandsis du Stade de Nicolet. Le lac a duré au moins 700 ans dans un bassin étendu au minimum à la basse vallée du Nicolet et à la dépression du lac Saint-Pierre actuel. Ce lac est peut-être très local et passe progressivement, vers le haut, au système fluvio-lacustre de l'Interstade de Saint-Pierre. Il implique soit un barrage en aval de Nicolet, soit une inflexion du socle ou les deux phénomènes.

Les Sédiments de Saint-Pierre ont été accumulés par un réseau lacustro-fluvial dont le niveau de base a oscillé entre + 8 m et + 22 m au-dessus du niveau marin actuel. Le niveau de base semble indiquer un enfoncement glacio-isostatique résiduel de 20 à 50 m par rapport au niveau de compensation actuel. En raison de sa durée apparente, des données palynologiques, de l'âge apparent de 75 000 ans BP environ et de l'analyse du contexte paléogéographique, l'intervalle de Saint-Pierre est sans aucun doute un interstade du Wisconsinien. Cette conclusion lève les derniers doutes formulés notamment par Gadd (1976).

Le Stade de Trois-Rivières débute par l'épisode du lac glaciaire de Deschailons qui a duré au minimum 2 000 ans et probablement 3 000 ans. Ce lac s'étendait très vraisemblablement jusqu'à l'estuaire moyen du Saint-Laurent barré par un lobe glaciaire. L'âge jeune des concrétions des Varves de Deschailons vers 36 000 BP peut remettre en question la durée attribuée à l'Intersta-

de de Saint-Pierre et au Stade de Trois-Rivières. La durée de la phase englacée du Stade de Trois-Rivières, représentée par le Till de Gentilly, est longue, de l'ordre de 50 000 - 45 000 ans, ou de 30 000 - 25 000 ans si l'on tient compte des datations de Deschaillons. Le stade, qui est probablement composite, se termine par le début de l'épisode de Saint-Narcisse, vers 11 000 BP.

La transgression de la mer de Champlain succède à un épisode court de type apparemment glacio-lacustre. Cette mer post-glaciaire est caractérisée par une série ternaire de faciès lithologiques très variés auxquels sont associés des communautés types de coquilles et des assemblages d'Ostracodes et de Foraminifères. La transgression s'est faite en trois étapes chronologiques majeures: au S de la moraine de Drummondville, avant environ 12 000 BP (années $^{14}\text{C-MF}$), entre cette moraine et le complexe de Saint-Narcisse, entre 12 000 et 10 800 BP (années $^{14}\text{C-MF}$), et au N de ce complexe morainique, après 10 800 BP (années $^{14}\text{C-MF}$). Les Ostracodes et les mesures géochimiques montrent une évolution diachronique relativement constante dans les deux premières étapes: une phase de transition courte d'eau douce à saumâtre suivie d'une phase aux eaux froides et salées, de durées variables selon les régions. Cette deuxième phase passe progressivement à des eaux estuariennes de plus en plus saumâtres et tièdes l'été. La régression marine semble également être métachronique, la dessalure a progressé de l'ouest du bassin, dans la région d'Ottawa, vers 10 200 BP jusqu'au détroit de Québec, vers 9 800 BP (années $^{14}\text{C-MF}$). L'âge de la mer de Champlain est compris entre environ 12 500 et 9 800 BP (années $^{14}\text{C-MF}$), si l'on considère les limites chronologiques extrêmes de la transgression. En réalité, l'évolu-

tion verticale et spatiale du bassin est métachronique d'une région à l'autre, à l'intérieur de cet écart chronologique.

Un vaste réseau lacustro-fluvial puis fluvial a succédé à la transgression marine.

Sur la bordure sud des Laurentides, les témoins du Quaternaire sont réduits à la Formation de Matawin qui construit en particulier les formes de retrait du front glaciaire, échelonnées du complexe de Saint-Narcisse à la moraine de Sakami, localisée au Nouveau Québec, entre 11 000 BP et 8 000 BP (années $^{14}\text{C-MF}$).

Le tracé du complexe morainique, avec ses saillants convexes dans l'axe du Saint-Maurice et des dépressions relatives du lac Simon et du Charlevoix qui contrastent avec ses rentrants concaves dans l'axe des hauteurs du Parc des Laurentides et du Mont Tremblant, permet d'affirmer que l'écoulement de la glace sur la marge de l'inlandsis, au moment de l'épisode glaciaire, était notablement influencé par la topographie du substratum. La phase de stabilisation glacio-marine et le caractère imposant des accumulations du complexe de Saint-Narcisse formant un saillant convexe à la sortie de la dépression axiale du Saint-Maurice expriment très clairement l'existence d'un important courant de glace canalisé entre les hauteurs du Parc des Laurentides et du Mont Tremblant. L'isochronie des différentes parties de l'ensemble du complexe morainique n'est pas démontrée. De plus, il semble que la réactivation de la glace ait été plus accentuée vers l'extrémité orientale du complexe morainique, avec notamment une réavancée locale dans le Charlevoix, et nettement moins marquée vers l'extrémité occidentale, où le complexe morainique devient discontinu et difficile à suivre,

au nord de Hull. Le complexe morainique de Saint-Narcisse marque un ralentissement du retrait glaciaire lié à la fois à une rééquilibration de la marge de l'inlandsis, après une ablation rapide par vèlage dans les mers de Champlain et de Goldthwait, et au refroidissement généralisé du Dryas III qui débute vers 11 000 BP.

Contribution aux modèles généraux sur le Quaternaire

Par la généralisation de la série de la vallée moyenne du Saint-Laurent et l'analyse comparée, le chapitre IX contribue à poser plus explicitement le problème de la chronologie de cette série et à apporter des éléments originaux aux modèles d'englaciation et de déglaciation des régions marginales de l'inlandsis wisconsinien.

La comparaison de la série de référence de la vallée moyenne du Saint-Laurent, obtenue au terme de la synthèse paléogéographique, avec les courbes isotopiques et chronologiques marines, tend à mettre en corrélation le Stade de Nicolet avec la phase isotopique 0-4 (phase 4 de Shackleton et Opdyke, 1973). Cette phase marine d'enrichissement isotopique indique apparemment un refroidissement mondial marqué, entre 80 000 et 70 000 BP, en années de la courbe chronologique marine. Dans la logique de cette hypothèse, l'Interstade de Saint-Pierre aurait un âge compris entre 70 000 et 60 000 BP environ, en années de la courbe chronologique marine. La datation de $74\,700 \pm \frac{2700}{2000}$ BP (QL-198), en années ^{14}C par enrichissement, du niveau supérieur de matière organique des Sédiments de Saint-Pierre, montre que cette corrélation chronologique demeure hypothétique. L'interstade de Saint-Pierre peut également remonter à l'une des deux phases marines

0-5a ou 0-5c, datées respectivement à 82 000 et 103 000 BP, en années de la courbe chronologique marine. Ces deux hypothèses sont moins conformes au contexte paléogéographique et paléoclimatique mondial indiqué par les compositions isotopiques marines. Notre contribution est de démontrer ainsi qu'il est encore prématuré d'attribuer un âge à l'Interstadé de Saint-Pierre placé dans la partie inférieure de la série wisconsinienne. Nous soulignons également la possibilité d'écarts chronologiques entre les trois types d'étalons utilisés chacun à leur limite de mesure: le ^{14}C , le ^{14}C enrichi et les séries $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$. Ces écarts peuvent être plus grands que la durée de certaines phases climatiques.

Ces précisions laissent ouvert le débat sur la durée du Wisconsinien dans les régions marginales de l'inlandsis laurentidien. En termes paléogéographiques et paléoclimatiques, la série de la vallée moyenne du Saint-Laurent ne permet pas de savoir si le Wisconsinien a débuté par une pleine englaciation dès la phase isotopique marine 0-5d, vers 120 000 - 110 000 BP, ou dès la phase isotopique 0-5b, vers 100 000 - 90 000 BP. L'hypothèse d'une série glaciaire longue, en contradiction d'ailleurs avec les données isotopiques marines, reste à démontrer. Nous demeurons favorable, dans l'état actuel des connaissances, à un modèle d'englaciation centré sur les régions septentrionales au cours des phases isotopiques 0-5d et 0-5b et à une pleine englaciation continentale à la phase 0-4 seulement.

L'analyse comparée de la chronologie des diverses séries glaciaires continentales a également mis en évidence la nécessité des concepts chronostratigraphiques d'Infra-Wisconsinien et de Post-Glaciaire et de considérer séparément la stratigraphie des dépôts continentaux de la stratigraphie marine classique (annexe 20).

La comparaison de la série régionale avec quelques séries sédimentaires glaciaires d'Amérique du Nord, replacées dans leur contexte paléogéographique, fait ressortir l'importance du style régional de réponse aux fluctuations climatiques et à la dynamique de l'inlandsis. Ce concept de style régional souligne la mobilité des marges des masses glaciaires. Il implique que la présence de la glace ne dépend pas seulement des fluctuations climatiques mais également de la dynamique propre à l'inlandsis ou aux calottes glaciaires. Il contribue à imaginer un modèle où les marges de l'inlandsis sont localement instables et leur réponse complexe, en fonction notamment de l'existence de courants de glace ou de vastes lobes dont l'extension et le sens d'écoulement ont pu changer au cours du Wisconsinien. Ce modèle conduit par conséquent à établir d'abord des corrélations lithostratigraphiques dans l'axe d'écoulement de la glace puis de comparer ensuite, latéralement, les séries chrono-spatiales ainsi établies. Les trois exemples qui suivent illustrent quelques éléments de l'évolution de la marge de l'inlandsis, dans la vallée du Saint-Laurent.

Le lac de Deschaillons permet d'avoir une idée de la durée d'englaciation de la marge méridionale des Laurentides. Il se serait écoulé 3 000 ans entre l'englaciation du moyen estuaire du Saint-Laurent et celle de la région de Trois-Rivières, au début du Stade de Trois-Rivières. Cette durée implique un modèle de progression de l'inlandsis relativement lent au moins dans les régions marginales.

La caractéristique composite du Till de Gentilly ainsi que la stratigraphie

très sensible de l'Estrie laissent entrevoir que le Stade de Trois-Rivières a peut-être été interrompu, dans la vallée du Saint-Laurent, par un ou plusieurs intervalles non glaciaires. Cette éventualité est plus conforme aux données isotopiques marines et à la stratigraphie des calottes marines à la sortie du golfe du Saint-Laurent.

Le complexe morainique de Saint-Narcisse démontre, enfin, qu'au moment de la déglaciation la position du front glaciaire est influencée par plusieurs facteurs: les facteurs paléogéographiques, tels que le relief et la présence de mers épicontinentales engendrées par l'enfoncement isostatique (ou la présence de grands lacs proglaciaires), le facteur de la dynamique propre à l'inlandsis, avec notamment des courants de glace et, dans une mesure variable, le facteur climatique.

Pour terminer, la contribution essentielle de cette étude est de démontrer l'interdépendance des différents phénomènes du Quaternaire et, par conséquent, des différentes données de terrain. Citons, par exemple, l'interrelation entre les faciès des Sédiments de Saint-Pierre, le niveau marin mondial, l'enfoncement isostatique, le climat et l'âge de l'interstade, ou encore l'exemple d'inter-relation à la marge de l'inlandsis en retrait observée à propos de l'épisode de Saint-Narcisse. L'étude établit le lien entre des données locales, régionales, et les phénomènes à l'échelle sub-continentale et mondiale. Elle propose une conception globale de l'analyse du Quaternaire pour mieux appréhender la réalité naturelle.

REFERENCES CITEES

Aarseth I., Mangerud, J.

- (1974) Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway, Boreas, vol 3, p. 3-22.

Alam M., Piper D.J.W.

- (1977) Pré-Wisconsin stratigraphy and paleoclimates off atlantic Canada, and its bearing on glaciation in Québec. Géog. phys. Quat. vol XXXI, no 4-2, p. 15-22.

Allard M. (1977)

- Le rôle de la géomorphologie dans les inventaires biophysiques: l'exemple de la région Gatineau-Lièvre, Thèse de doctorat, McGill University, Montréal, 271 p.

Aloisi J.C., Monaco A., Planchais N., Thommeret J., Thommeret Y.

- (1978) Nivmer Information, no 2, p. 64.

Ami H.M. (1900)

- Geology of cities in eastern Canada. Royal Soc. Can. Proc. and trans. 2nd series, vol 6, sec. 4, p. 125-174.

Andrews J.T. (1973)

- Maps of the maximum post-glacial marine limit and rebound for the former Laurentide ice sheet. (the National Atlas of Canada). Arct. Alp. Res., 5 (1), p. 41-48.

Andrews J.T., Barry R.G.

- (1978) Glacial inception and disintegration during the last glaciation, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., vol 6, p. 205-228.

Andrews J.T., Mahaffy M.A.W.,

- (1976) Growth rate of the Laurentide Ice Sheet and Sea level lowering (with emphasis on the 115 000 BP Sea level low), Quat. Res., vol 6, p. 167-183.

Bancroft J.A. (1916) Reconnaissance géologique le long du chemin de de fer National transcontinental entre Hervey-Junction et Doucet, et le long du chemin de fer Canadien depuis Ste-Thècle jusqu'à la Rivière à Pierre; Opérations minières prov. Québec, p. 133-176.

Baulig H. (1956) Vocabulaire franco-allemand de géomorphologie, Paris, Les Belles Lettres, 230 p. Pub. Fac. Lettres Univ. Strasbourg.

Béland J. (1961) Région de Shawinigan, Comtés de St-Maurice, Champlain et Laviolette; Min. Rich. Nat. Québec, Rap. géol. 97, 59 p.

Béland J., Martignole J., Bouchard M.

- (1974) Rapport final sur l'inventaire géologique du Parc national de la Mauricie, Québec.

- Bélanger M. (1953) Etude du relief de la région de Bas-Saint-Maurice;
Mémoire de licence es lettres, Université de
Montréal, 88 p.
- Beuf S., Bijou-Duval B., De Charpal O., Rognon P., Gabriel O. Bennacef A.
(1971) Les grès du paléozoïque inférieur au Sahara.
480 p., Technip, Paris.
- Blake Jr. H.W. (1974) Studies of glacial history in Arctic Canada II:
Interglacial peat deposits on Bathurst Island.
Can. J. Earth Sci., 11 (8), p. 1025-1042.
- Blanchard R. (1950) La Mauricie; Collection "L'Histoire régionale",
no 3, Editions du Bien Public, Les Trois-Rivières,
154 p.
- Bloom A.L., Broecker W.S., Chappell J.N.A., Matthews R.K., Mesolella K.J.
(1974) Quaternary Sea level fluctuations on a tectonic
coast: New $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Dates from the Huon
Peninsula, New Guinea. Quat. Res., vol 4,
p. 185-205.
- Borns H.W., Hughes T.J.
(1977) The implication of the Pineo Ridge readvance in
Maine, Geog. phys. Quat., vol XXXI, nos 3-4,
p. 203-206.
- Bostock H.S. (1972) Subdivisions physiographiques du Canada. Géologie
et ressources minérales du Canada, partie A.
Comm. géol. du Can., ministère de l'énergie, des
mines et des ressources, Canada, p. 13-36.

- Boulton G.S. (1975) A genetic classification of tills and criteria for distinguishing of tills of different origin.
Symposium on structure and formation of ground moraines, Varsovie.
- Boutray B. de (1975) Minéralogie et pétrographie des dépôts meubles pléistocènes de la région de Montréal. Rev. Géog. Mont., vol 29, no 4, p. 347-356.
- Boutray B. de, Hillaire-Marcel, C.
(1977) Aperçu géologique du substratum et des dépôts meubles quaternaires dans la région de Blanc-Sablon, Québec. Géog. phys. Quat., t. 31, nos 3-4, p. 207-215.
- Broecker W.S., Kulp L.J.
(1957) Lamont naturel radiocarbon measurements IV;
Science, vol 126, p. 1325
- Broecker W.S., Thurber D.L., Goddard J., Ku T.L., Matthews A.R., Mestrella K.J. (1968) Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments,
Science, vol 159, p. 297-300.
- Cailleux A. (1972) Les formes et dépôts nivéo-éoliens actuels en Antarctique et au Nouveau-Québec. Cah. géogr. Québec, 16, 39, p. 377-409.
- Cailleux A., Tricart J.
(1963) Initiation à l'étude des sables et galets.
t. 1, 369 p. CDU, Paris.

- Cartier J. (1491-1557) Le voyage de Jacques Cartier. Relation originale, coll. Moreau 814-B, 52-68. in La grande aventure de Jacques Cartier, par J.C. Pouliot glanures gaspésiennes. Québec 1934.
- Chagnon J.Y. (1968) Les coulées d'argile dans la province de Québec. Naturaliste Can., vol 95, p. 1327-1343.
- Chaline J. (1973) Biogéographie et fluctuations climatiques au Quaternaire d'après les faunes de rongeurs. Actazoológica Cracoviensa, tome XVIII, no 7, p. 141-166.
- Chalmers R. (1900) Notes sur les lignes de rivages marins pléistocènes et sur les éboulements du côté nord de la vallée du St-Laurent; Comm. géol. du Can., rapp. an., vol.XI, part J., p. 70J-79J.
- Clark J.A. (1976) Greenland's rapid post-glacial emergence: a result of ice-water gravitational attraction. Geol. 4 (5): p. 310-312.
- Clark J.A. (1977) A numerical model of worldwide sea level changes on a viscoelastic earth since 18 000 BP. Symposium on earth rheology and late Cenezoic isostatic movements, Stockholm, abstracts, p. 32-42.
- Clark T.H. (1947) Rapport préliminaire sur les basses terres au sud du Saint-Laurent; Québec, Min. des Mines, rapp. prélim. no 204, 18 p.

- Clark, T.H. (1972) . Stratigraphy and structure of the St-Lawrence Lowland of Quebec; 24th Int. Geol. Cong., Montreal, Excursion guidebook C-52, 82 p.
- Clark, T.H., Elsen J.A.
(1961) * Ventifacts and Eolian sand at Charette, P.Q.
Trans. Roy. Soc. Can., vol LV, sér. III, p. 1-11.
- Clark T.H., Globensky Y.
(1975) Région de Grondines; Min. Rich. Nat. Québec
Rap. géol. 154, 159 p.
- Clark T.H., Globensky Y. . . .
(1976) 1976 a Région de Trois-Rivières, Rap. géol. 164;
Min. Rich. Nat. Québec
1976 b Région de Bécancour, Rap. géol. 165,
Min. Rich. Nat. Québec
- Coleman A.P. (1941) The last million years, Univ. Toronto Press.
- Comité des techniciens
(1961) Essai de nomenclature des roches sédimentaires,
83 p., Editions Technip, Paris.
- Comité des techniciens (Gubler, Bugnicourt, Faber, Kubler, Nyssen)
(1966) Essai de nomenclature et caractérisation des
principales structures sédimentaires. Chambre
syndicale de recherche, production pétrole et gaz
naturel. Editions Technip, Paris, 291 p.
- Cronin T.M. (1977) . Champlain sea foraminifera and ostracoda : a
systematic and paleo-ecological synthesis.
Géog. phys. Quat. 31 (1-2), p. 107-122.
- Crosby I.B. (1932) Drainage changes and their causes in the Saint-
Maurice valley in Québec; Jour. of Geol., Vol XI,
no 2, p. 140-153.

- Curray J.R. (1965) Late quaternary history, continental shelves of the United States. Quaternary of the United States, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., p. 723-735.
- Dansgaard W., Tauber H. (1969) Glacier oxygen-18 content and pleistocene ocean temperatures, Science, vol 166, p. 499-502.
- Dawson J.W. (1893) The Canadian ice age, 301 p. Montreal Dawson Brothers.
- Deland A.N. (1952) The geology of part of the Three Rivers map area, Québec; Montréal, Univ. McGill, thèse de M. Sc. 1958, 74 p.
- Denis R. (1972) Commentaires relatifs à une coupe transversale de la moraine terminale de St-Narcisse à St-Gabriel de Brandon, Québec. La Géographie Internationale, 22^e Congr. Int. de Géog., p. 79-82.
- Denis R. (1974) Late Quaternary geology and geomorphology in the lake Maskinongé area, Québec. Univ. of Uppsala, Department of physical geography, Sweden.
- Denis R. (1976) Région de Saint-Gabriel de Brandon. Min. Rich. Nat. Qué., Rap. géol. 168, 56 p.
- Denis R., Prichonnet G. (1973) Aspects du Quaternaire dans la région au Nord de Joliette, le Quaternaire du Québec, 2^e Colloque, Montréal, livret-guide d'excursion.

- Desjardins R. (1977) Complexité géomorphologique de certains glissements de terrain: le cas de la dépression de Labissonnière, Shawinigan-Sud, Québec. Thèse de maîtrise, Univ. de Montréal, 120 p.
- Dionne J.C. (1963) Vers une définition plus adéquate de l'Estuaire du Saint-Laurent. Annales de Géom., vol 7, no 1, p. 36-47.
- Dionne J.C., Jurdant M., Beaubien J. (1968) Moraines frontales dans le parc des Laurentides et régions avoisinantes; Annales de l'ACFAS, vol 35, p. 130-131.
- Donovan J.J. (1977) Sedimentology and hydrogeochemistry of pleistocene Champlain sea deposits, Maskinonge valley, P.Q. Thèse de M. Sc., Dept of geol., sc., McGill University.
- Dreimanis A. (1960) Pre-classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes region, North America: Rep. int. Geol. Congr., 21st sess. Norden, pt 4, p. 108-119.
- Dreimanis A. (1976) Tills: their origin and properties. Roy. Soc. Can. and Nat. Res. Counc. of Can., Ottawa, éd. Robert F. Legget, p. 11-49.
- Dreimanis A. (1977) Correlation of Wisconsin glacial events between the Eastern Great Lakes and the St. Lawrence Lowlands. Géog. phys. Quat., vol 31, nos 1-2, p. 37-51.

- (1972) Glacial history of the great Lakes St. Lawrence Region, the classification of the Wisconsin(an) Stage, and its correlatives, 24^e Congr. Int. de Géol., Section 12, p. 5-15.
- Dresser J.A., Denis T.C.
- (1946) La géologie du Québec. Min. des Mines, Qué., Rap. géol. 20, vol 2, 647 p.
- Dubois J.M. (1977) La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent analyse sommaire. Géog. phys. Quat., vol 31, no 34, p. 229-246.
- Dufour J. (1969) Géomorphologie du bassin de Saint-Raymond: sa portée sur les modes d'utilisation du sol. Univ. Laval, thèse maît.
- Duplaix S. (1958) Détermination microscopique des minéraux des sables. Lib. Polytechnique C. Bélanger, Paris et Liège (2^e éd.).
- Ells R. S. (1900) Rapport sur la géologie de la feuille de carte des Trois-Rivières ou feuille nord-ouest de la carte des "Cantons de l'Est" de Québec; Com. géol. Can., Rap. ann. 1898, vol XI, J, P. 1-69.
- Elson J. A. (1960) Littoral mollusks of the Champlain sea: 1960, notes for Malacological Union excursion to Mount St. Hilaire, Québec, August 12, 1960. McGill Univ., Dept. Geol.
- Elson J. A. (1962) Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowlands (Ste-Thérèse Rawdon - Ste. Ursule Falls area) et Pleistocene geology between Montreal and Covey Hill. New England Intercollegiate geology conference Guide Book, Montreal, 54th annual meeting.

Elson J.A. (1970)

Late Quaternary marine submergence of Québec;
Rev. Géog. Montr., vol 23, no 3, p. 247-258.

Emiliani C. (1955)

Pleistocene temperatures. J. of Geol., vol 63, p. 538-578.

Evenson E.E., Farrand W.R., Eschman D.F., Mickelson D.M., Maher L.J.

(1976)

Greatlakean substage: A replacement for Valderan
substage in the Lake Michigan Basin; Quat. Res.,
vol 6, no 3, p. 411-424.

Faessler C. (1948)

L'extension maximum de la mer Champlain au nord
du St-Laurent, de Trois-Rivières à Moisie; Univ.
Laval, Géol. Minéral. Contrib. no 88, p. 16-28.

Fairbridge R. W. (1961)

Eustatic change in sea level; dans L.H. Ahrens,
Frank Press, Kalervo Rankama & S. K. Runcorn;
Physics & Chemistry of the Earth, vol 4, N. Y.,
Londres, Oxford & Paris, Pergamon Press, p. 99-185.

Fairchild H. L. (1916)

Pleistocene marine submergence of the Hudson,
Champlain and St. Lawrence valleys; N.Y. State
Museum bull. nos 209-210.

Farrand W. R., Evenson E.B.

(1976)

Glacial surges and Flood legends Science, vol 193,
p. 1269-1271.

Flint R. F. (1971)

Glacial and Quaternary geology, N. Y., Wiley.

Fransham P.B., Gadd N.R.

(1976)

Geological and geomorphological controls of
landslides in Ottawa valley, Ontario. Proc.
29th Can. geotech. conf., Vancouver, p. V-I - V-II.

Fulton R. J., Smith G. W.

(1978)

Late-Pleistocene stratigraphy of south-central
British Columbia. Jour. Can. des Sci. de la Terre
Vol 15, no 6. p. 971-980.

- Gadd N.R. (1953) Interglacial deposits at St. Pierre, Québec.
Bull. geol. Soc. Amer. Abst., vol 64, p. 14-26.
- Gadd N. R. (1955) Pleistocene geology of the Bécancour map-area,
Québec: Urbana, Illinois, Univ. of Illinois,
thèse de Ph. D., 181 p.
- Gadd N. R. (1960) Surficial geology of the Bécancour map area,
Québec. Géol. Surv. of Can., paper 59-8, 34 p.
- Gadd N. R. (1963) Géologie des dépôts meubles Chalk River, Ontario-
Québec, Com. géol. Can., carte 1132A.
- Gadd N. R. (1964) Moraines in the Appalachian region of Quebec;
Geol. Soc. of Amer. Bull., Vol 75, p. 1249-1254.
- Gadd N. R. (1971) Pleistocene geology of the central St. Lawrence
Lowlands, with selected passages from an unpu-
blished manuscript. The St. Lawrence Lowlands,
by J. W. GOLDTHWAIT, Geol. Surv. of Can., mem. 359,
153 p.
- Gadd N. R. (1976) Quaternary stratigraphy in Southern Quebec.
Quaternary Stratigraphy of North America,
Ed. W.C. Mahaney, p. 37050.
- Gadd N. R. (1977) Offlap sedimentary sequence in Champlain sea,
Ontario and Quebec project 740054. Geol. Surv. Can., Report
of Activities, part A., paper 77-1A, p. 379-380.
- Gadd N.R., Karrow P. F.
(1959) Surficial geology Trois-Rivières; St. Maurice,
Champlain, Maskinongé and Nicolet Counties,
Québec; Geol. Surv. of Can., Map 54-1959.

- Gadd N. R., LaSalle P., MacDonald B. C., Shilts W.W., Dionne J.C.
(1972a) Géologie et géomorphologie du Quaternaire dans le Sud du Québec, Livret-guide d'excursion C-44 24e Congr. Int. de Géol. Montr., 74 p.
- Gadd N. R., McDonald B.C., Shilts W.W.
(1972b) Deglaciation of Southern Quebec. Geol. Surv. of Can., dept of Energy, Mines and Ressources, paper 71-47, 19 p.
- Grant D. R. (1969) Surficial deposits, geomorphic features, and late Quaternary history of the terminus of the Northern Peninsula of Newfoundland and adjacent Quebec Labrador. Maritime Sed., Vol 5, no 3, p. 123-125.
- Grant D. R. (1976) Glacial style and the Quaternary Stratigraphic Record in the Atlantic Provinces, Canada. Quaternary Stratigraphy of North America, éd. W. C. Mahaney, p. 33-36.
- Grootes P. M. (1977) Thèse, University of Groningen.
- Hamelin L. E. (1966) Noms de Régions. Cah. Géog. Qué., 10^e ann., no 20, p. 253-262.
- Hardy L. (1970) Géomorphologie glaciaire et post-glaciaire de St-Siméon à St-François d'Assises (Comtés de Charlevoix-Est et de Chicoutimi). Thèse de maîtrise, Univ. Laval, Qué., 112 p.
- Hardy L. (1976) La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des Basses-Terres de la Baie de James. Thèse de Doct. McGill Univ., Montr., 264 p.

Harmon R. S., Schwarcz H.P., Ford D.C.

- (1978) Late Pleistocene sea level history of Bermuda.
Quat. Res., vol 9, p. 205-218.

Hedberg H.D., éd.

- (1972) Introduction to an International Guide to Stratigraphic classification, terminology, and usage.
International subcommission on stratigraphic classification, report no 7, 40 p.

Hillaire-Marcel C.

- (1972) Notes sur une population pléistocène de *Mya arenaria* (Linné), St-Joseph-du-Lac, Québec.
Paleogeog., Paleoclim., Paleoecol., vol 12, p. 275-283.

Hillaire-Marcel C.

- (1974) Etat actuel des connaissances sur le relèvement glacio-isostatique dans la région de Montréal (Québec) entre moins 13 000 et moins 9 000 ans.
Compte-Rendu de l'Acad. Sc. Paris, t. 298, Série D, p. 1939-1941.

Hillaire-Marcel C.

- (1977) Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec. Géog. phys. et Quat., vol 31, (1-2), p. 81-106

Hillaire-Marcel C.

- (1978) Multiple component post-glacial emergence, eastern Hudson Bay, Canada. in Isostasy and Earth Rheology, Wiley, N.Y. ed.

Hillaire-Marcel C., Fairbridge R. W.

- (1978) Isostasy and eustasy on Hudson Bay. Geol. vol 6, p. 117-122.

Hillaire-Marcel C., Occhietti S.

- (1977) Fréquence des datations au ^{14}C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques. Palaeog., Paleoclim. paleobécol., vol 21, no 1, p. 17-54.

Hillaire-Marcel, C., Occhietti S.

Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in Eastern Canada. Arctic and Alpine Res., sous presse.

Hillaire-Marcel C., Prichonnet G., Boutray B. de,

- (1974) Les faciès du Pléistocène marin des collines d'Oka, Québec. Nat. Can., vol 101, no 4, p. 781-802.

Hitchcock C.H.

- (1862) Map of the surface geology of Vermont, in Geology of Vermont: Claremont, Vt.; Claremont Publ., V, II.

Hocq M. (1972)

Stratigraphie et tectonique du Précambrien de la province de Grenville dans la région de St-Paulin - St-Boniface de Shawinigan; 24^e Cong. Int. Géol. Montr., Livret-guide d'excursion B-02, 24 p.

Houde M., Clark T.H.

- (1961) Carte géologique des Basses Terres du Saint-Laurent, Min. Rich. Nat. Qué., carte 1407.

Karrow P. F. (1957)

Pleistocene geology of the Grondines map area: unpub. Ph. D. thesis in Geology, Univ. of Illinois, 97 p.

- Karrow P.F. (1959) Surficial geology: Grondines, Champlain, Portneuf, Lotbinière and Nicolet counties; Ottawa, Comm. Géol. Can. carte pré-l.
Pleistocene geology of the Grondines map-area, Quebec; unpub. doctoral thesis, Univ. Illinois, Urbana.
- Karrow P.R. (1972) Earthflows in the Grondines and Trois-Rivières Area, Québec. Can. Jour. Earth Sci., vol 9, no 5, p. 561-573.
- Keels J. (1915) Preliminary report on the clay and shale deposits of the Province of Quebec. Geol. Surv. Can. Mem. 64.
- Klugman M.A. (1956) Région de La Tuque* (moitié ouest); R. P. no 319, Service de la carte géologique, Min. des Minés, Qué., 6 p.
- Lamothe M. (1977) Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Jovite, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Thèse présentée à l'UQAM, en maîtrise en Sciences (Sc. de la Terre).
- LaSalle P. (1963) Géologie des dépôts meubles de la région de Verchères. Min. Rich. Nat. Qué., R.P. 505, 9 p.
- LaSalle P., Elson J.A. (1962) Rapport Préliminaire sur la région de Beloeil, Géologie des dépôts meubles, Min. Rich. Nat. Qué., R.P. 497, 10 p.
- LaSalle P., Elson J.A. (1975) Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a climatic event in Eastern Canada dans Quat. Res., vol. 5, p. 621-625.

LaSalle P., Martineau G., Chauvin L., Gauthier C.R.

- (1977a) Géologie du Quaternaire près de Québec
Rive nord (1^{ère} journée) Rive Sud (2^e journée)
Livret-guide d'excursions, New England intercol-
legiate geological conference, 69^e réunion annuelle,
Québec.

LaSalle P., Martineau G., Chauvin L.

- (1977b) Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans
la région de Beauce - Monts Notre-Dame-Parc des
Laurentides. Min. Rich. Nat., DPV-516, 74 p.

LaSalle P., Rondot J.

- (1967) New ¹⁴C dates from the lac St-Jean Area, Québec;
Can. Jour. Earth Sci., vol 4, no 3, p. 568-571.

- Laverdière C. (1968) Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, IV.
Cah. Géog. Qué., no 26, p. 295-302.

Laverdière C., Courtemanche A.

- (1961) La géomorphologie glaciaire de la région de
Mont-Tremblant: Deuxième partie: La région de
Saint-Faustin - Saint-Jovite; Cah. Géog. Qué.,
no 9, p. 5-32.

- Lavrushin A. (1970) Reflection of the dynamics of glacier movement
in the structure of a ground moraine. Lithol.
Miner. Resour., p. 94-98.

- Lavrushin Y. A. (1971) Dynamische Fazies und subfacies der Grundmoräne
Zeitschrift für angewandte Geologie, Bd. 17,
p. 337-343.

Lebuis J., David P.P.

- (1977) La stratigraphie et les événements géologiques du
Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie.
3^e Coll. Quat. du Québec, Géog. phys. Quat. vol 31,
nos 3-4, p. 275-296.

- Lee H.A. (1960) Late glacial and postglacial Hudson Bay sea episode. *Science*, 131 (3413), p. 1609-1611. 345
- Legget R.F. (1948) A note on Pleistocene deposits near Three Rivers, Québec; Trans. Roy. Soc. Can., vol XLII, serie 3, sect. 4, mai 1948, p. 55-59.
- Le Ribault L. (1975) L'exoscopie, méthodes et applications. Comp. Franç. Pétr. Paris, Notes et Mémoires no 12, 230 p.
- Lliboutry (1965) Traité de glaciologie, 2 t., 1040 p. Masson, Paris.
- Logan W.E. (1863) Geology of Canada, Geol. Surv. Can., Montr. Dawson Brothers.
- Lombard A. (1972) Séries sédimentaires. Genèse, évolution. Masson, Paris.
- London J.A., Blake Jr. W. (1975) Geological Survey of Canada, Radiocarbon dates XV, Paper 75-7.
- Lunde M. (1953) The Pre-Cambrian and Pleistocene geology of the Grondines map area, Québec; Montréal Univ. McGill, thèse de Ph. D. 150 p.
- MacPherson J.B. (1967) Raised shorelines and drainage evolution in the Montreal Lowland. Cah. Geog. Qué., no 23, p. 343-360.
- Mangerud J., Gulliksen S. (1975) Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada. Quat. Res., vol 5, no 2, p. 263-274.
- Marchand P. (1974) Géologie et géomorphologie du parc national de la Mauricie; Univ. Laval, Dépt. Géol. mém. bacc., 73 p.

- Martignole J. (1968) Evolution pétrotectonique des formations catazonales de la région de Shawinigan (Province de Grenville, Bouclier Canadien); Thèse de doctorat, Univ. de Toulouse, éd. Univ. de Montréal, 109 p.
- Mawdsley J.B. (1927) St-Urbain area, Charlevoix District, Québec; Geol. Surv. Can., Mem. 152.
- May R.W., Dreimanis A. (1975) Compositional variability in tills: Royal Soc. Can., National Res. Council of Canada, Ottawa, ed., Robert F. Legget, p. 99-120.
- McDonald B. C. (1966a) Géologie des dépôts meubles, Richmond-Dudswell; Ottawa, Comm. Géol. Can., carte prélim. no 4-1966.
- McDonald B.C. (1966b) Géologie des dépôts meubles, Sherbrooke-Orford-Memphrémagog; Ottawa, Comm. Géol. Can., carte no 5-1966.
- McDonald B.C. (1967) Pleistocene events and chronology in the Appalachian region of southeastern Québec, Canada; New Haven, Yale Univ. thèse de Ph. D., 161 p.
- McDonald B.C. (1969) Surficial geology of la Patrie-Sherbrooke area, Québec, including Eaton River watershed: Can. Geol. Surv., Paper 67-42, 21 p.
- McDonald B.C. (1971) Late quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada, in Turekian, K.K., 1971, the late cenozoic glacial ages: Yale Univ., Press, chapter 12, p. 331-353.
- McDonald B.C., Shilts W.W. (1971) Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. Bull., Geol. Soc. Amer. vol 82, p. 683-698.

Miller G. H., Andrews J. T., Short S. K.

- (1977) The last interglacial/glacial cycle, Clyde Foreland, Ballin Island, N.W.T.: Stratigraphy, biostratigraphy and chronology. Can. Jour. Earth Sci., vol 14, p. 2824-2857.

Milliman J.D., Emery K.D.

- (1968) Sea levels during the past 35 000 years. Science, 1962 (3888): p. 1121-1123.

- Mörner N.-A. (1972) World climate during the last 130 000 years, 24^e Congr. Int. Geol., Montr., Section 12, p. 72-79.

- Mörner N.-A. (1977) Climatic framework of the end of the Pleistocene and the holocene: Paleoclimatic variations during the last 35 000 years. Geog. phys. Quat., vol XXXI, nos 1-2, p. 23-35.

- Mott R. J. (1977) Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Quebec. Geog. phys. Quat., vol XXXI, nos 1-2, p. 139-149.

- Muller E.H. (1964) Quaternary section at Otto, New York. Am. Jour. Sci., no 262, p. 461.

- Occhietti S. (1972) Moraine de poussée Valders (Dryas supérieur) à Saint-Narcisse, Québec. La géographie internationale, vol 1, 22e Congr. Int. Géog., Montr., p. 117-119.

- Occhietti S. (1973a) Les structures et déformations engendrées par les glaciers: 1ère partie: structures et déformations glaciotectoniques. Rev. géog. Montr., vol 27, no 4, p. 365-380.

- Occhietti S. (1973b) Stratigraphie fini-glaciaire au nord du complexe morainique de Saint-Narcisse, région de Shawinigan. Le Quaternaire du Québec, 2e Coll. Montr., Résumés de communications, p. 21-22.
- Occhietti S. (1973c) Eléments caractéristiques du complexe morainique de Saint-Narcisse, en Mauricie et la région de Charlevoix. Le Quaternaire du Québec, 2e Coll. Montr., Résumés des communications, p. 15-16.
- Occhietti S. (1974a) Normalisation de la cartographie des dépôts quaternaires du Canada. Rev. géog. Montr., vol 28, no 2, p. 123-141.
- Occhietti S. (1974b) Dépôts et faits quaternaires du Bas Saint-Maurice, Québec. Geol. Surv. Can., paper 74-1, part B, p. 217.
- Occhietti S. (1975) Infiltration latérale par des dépôts morainiques: particularité du glissement argileux de St-Alban (1894). 43e Congr. ACFAS, Moncton, résumés.
- Occhietti S. (1976) Dépôts et faits quaternaires du Bas St-Maurice, Québec (2^e partie). Comm. Géol. Can., étude 76-10, p. 217-220.
- Occhietti S. (1977) Stratigraphie du Wisconsinien de la région de Trois-Rivières - Shawinigan, Québec. Géog. phys. Quat., vol 31, nos 3-4, p. 307-322.
- Occhietti S., Hillaire-Marcel C.
(1977) Chronologie ¹⁴C. des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans. Géog. phys. Quat. vol 31, nos 1-2, p. 123-133.

Oeschger H., Slauffer B., Bucher P., Frommer H.

- (1972) ^{14}C and other isotopes studies on natural ice,
Proc. 8th Conf. radiocarbon dating, Roy. Soc.
New Zeal., vol 1, D70-D92.

Olson E.A., Broecker W.S.

- (1959) Lamont naturel radiocarbon measurements V;
Amer. Jour. Sci., vol 257, p. 1-28.

Olson E.A., Broecker W. S.

- (1961) Lamont naturel radiocarbon dates VII.
Amer. Jour. Sci., Radiocarbon Suppl., vol 3,
p. 146.

Osborne F.F. (1934) The contrasting plutonic massif of Rivière-à-Pierre,
Québec; Amer. Jour. Sci., Fifth series, vol 27,
p. 417-431.

Osborne F.F. (1936a) Intrusives of part of the Laurentian complex
in Quebec; Amer. Jour. Sci., Fifth series, vol 32,
p. 407-434.

Osborne F.F. (1936b) Petrology of the Shawinigan Falls district;
Geol. Soc. Amer. Bull., vol 47, no 2, p. 197-228.

Osborne F.F. (1951) Parc des Laurentides, Ice Cap and the Quebec
sea. Nat. Can. vol 78, p. 221-251.

Pagé P. (1977) Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean-de-Matha -
Sainte Emélie de l'Energie, Québec. Cartographie,
sédimentologie et stratigraphie. Thèse de maîtrise
Univ. Qué. Montr., Montr., Qué.

Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq J.

- (1970) Les minéraux en grain. Méthode d'étude et déter-
mination, Masson, Paris, 578 p.

Parry, J.T. (1963) The Laurentians - a study in geomorphological develop-
ment. Thèse de doct. McGill Univ. Montréal, 222 p.

Parry, J. T., Macpherson J.C.

- (1964) The St-Faustin - St-Narcisse Moraine and the Champlain sea. *Rev. de Géog. de Montréal*, vol 18, nos 1-2, p. 235-248.

Pettijohn F. J. (1957) Sedimentary rocks.

Pettijohn F.J., Potter P.E.

- (1964) Atlas and glossary of primary sedimentary structures, Springer Verlag, 370 p.

Pilot J. (1974) Les isotopes en géologie. Doin, Paris, 174 p.

Prest V.K. (1975) Géologie du Quaternaire au Canada. Géologie et ressources minérales du Canada, partie B, chap. XII, p. 751-857.

Prest V.K. (1977) General stratigraphic framework of the Quaternary in Eastern Canada, Géog. phys. Quat., vol 31, nos 1-2, p. 7-14.

Prest V.K., Grant D.R.

- (1969) Retreat of the last ice sheet from the Maritime Provinces - Gulf of St.Lawrence region. Geol. Surv. Can., 15 p.

Prest V.K., Keyser J. H.

- (1962) Géologie des dépôts meubles et sols de la région de Montréal; Montréal, Cité de Montréal, Service des travaux publics, 35 p.

Preston R. S., Person E., Deevey E.S.

- (1955) Yale natural radiocarbon measurement 11, Science, vol 122, p. 954-960.

Prévôt J.M. (1972) Carte hydrogéologique des Basses Terres du St-Laurent; Min. Rich. Nat. Québec, carte 1748.

- Prichonnet G. (1977) La déglaciation de la vallée du St-Laurent et l'invasion marine contemporaine. Géog. phys. Quat., vol 31, nos 3-4, p. 323-345.
- Pyke D.R. (1966) Géologie de la région de Montauban-Colbert: Min. Rich. Nat. Québec, Rap. prélim. 545, 17 p.
- Raymond R. (1971) Cartes pédologiques du comité de Portneuf, Min. Agricult. et Colon. Qué., Div. Sols.
- Reineck H.E., Singh I. B. (1975) Depositional sedimentary environments, Springer Verlag, ed. 439 p.
- Relations des Jésuites 1656-1665, tome 5. Editions du Jour, 1972.
- Richard P. (1975) La vulgarisation des travaux de paléogéographie effectués dans le Parc national de la Mauricie. Service à la Rech. en Analyse pollinique, Univ. du Qué. à Chicoutimi, rap. final 132 p.
- Richard P. (1977) Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques. Géog. phys. Quat., Vol. XXXI, nos 1-2, p. 161-176.
- Richard S.H. (1975) Surficial geology mapping: Ottawa Valley Lowlands (Parts of 31 G, B, F). Geol. Surv. Can., Paper 75-1, Part B.
- Risi J., Brunette C.E., Spence D., Girard H. (1953) Etude chimique des tourbes du Québec II. Tourbière de Lac-à-la-Tortue. Comté de Lavolette, Min. Rich. Nat. Qué., Rap. prélim., no 281, 31 p.
- Rondot J. (1959) Région de Matawin-Mékinac; Min. des Mines Qué., Serv. de la carte géologique, Rap. prélim. 395, 14 p.

- Rondot J. (1974) L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec. Rev. géog. Montr., vol 28, no 4, p. 375-388.
- Rondot J. (1976) Région de Matawin - Lac Chat Est. Min. Rich. Nat. Qué., DPV-373, 238 p.
- Rubin M., Suess H.E. (1955) U.S. geological Survey radiocarbon dates II, Sciences, vol 121, no 3145, p. 481-488.
- Saarnisto M. (1974) The deglaciation history of the lake superior region and its climatic implications. Quat. Res., no 4, p. 316-339.
- Saint-Amand R. (1969) Les Laurentides batiscanaises: une géographie de l'exploitation des ressources naturelles; Univ. Laval, thèse maîtrise.
- Scott J.S. (1976) Geology of Canadian Till. in Glacial Till, Leggett R. F. ed., Roy. Soc. Can. Sp. Pub. no 12, p. 50-56.
- Scott J.S., Saint-Onge D. A. (1969) Guide to the description of till. Geol. Surv. Can. Paper 68-6, 15 p.
- Shackleton N.J., Heusser L. (1977) Oxygen isotope and pollen stratigraphy of a deep-sea core from the Pacific coast of North America. X. Inqua Congress, Birmingham, Abstr., p. 416.
- Shackleton N.J., Matthews R.K. (1977) Oxygen isotope stratigraphy of late Pleistocene coral terraces in Barbados, Nature, vol 268, p. 618-619.

Shackleton N.J., Opdyke N.D.

(1973)

Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core Vol 28 - 238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 years scale. Quat. Res. vol 3, p. 39-55.

Shilts W.W. (1970)

Pleistocene geology of the lac Megantic region. Syracuse, Syracuse Univ., 1970. Thèse Ph. D.

Shilts W. W. (1976)

Mineral exploration and till in glacial till, Legget R. F. ed., Roy. Soc. Can. Spec. Pub. no 12, p. 205-224.

Shilts W. W. (1978)

Detailed sedimentological study of till sheets in a stratigraphic section, Samson River, Quebec, Geol. Surv. Can., Bull. 285, 30 p.

Skinner R.G. (1973)

Quaternary stratigraphy of the Moose river basin, Ontario. Geol. Surv. Can., Dept of energy, Mines and Resources, bull. 225.

Smith J.R. (1956)

Région de Montauban - les - Mines, district électoral de Portneuf; Min. Mines, Qué., Rap. Géol. 65, 43 p.

Stuiver M., Heusser C. J., Yang, I. C.

(1978)

North American glacial history extended to 75 000 years ago, Science, vol 200, p. 16-21.

Sugden D.E. (1977)

Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. Arctic and Alp. Res., vol 9, no 1, 21-47.

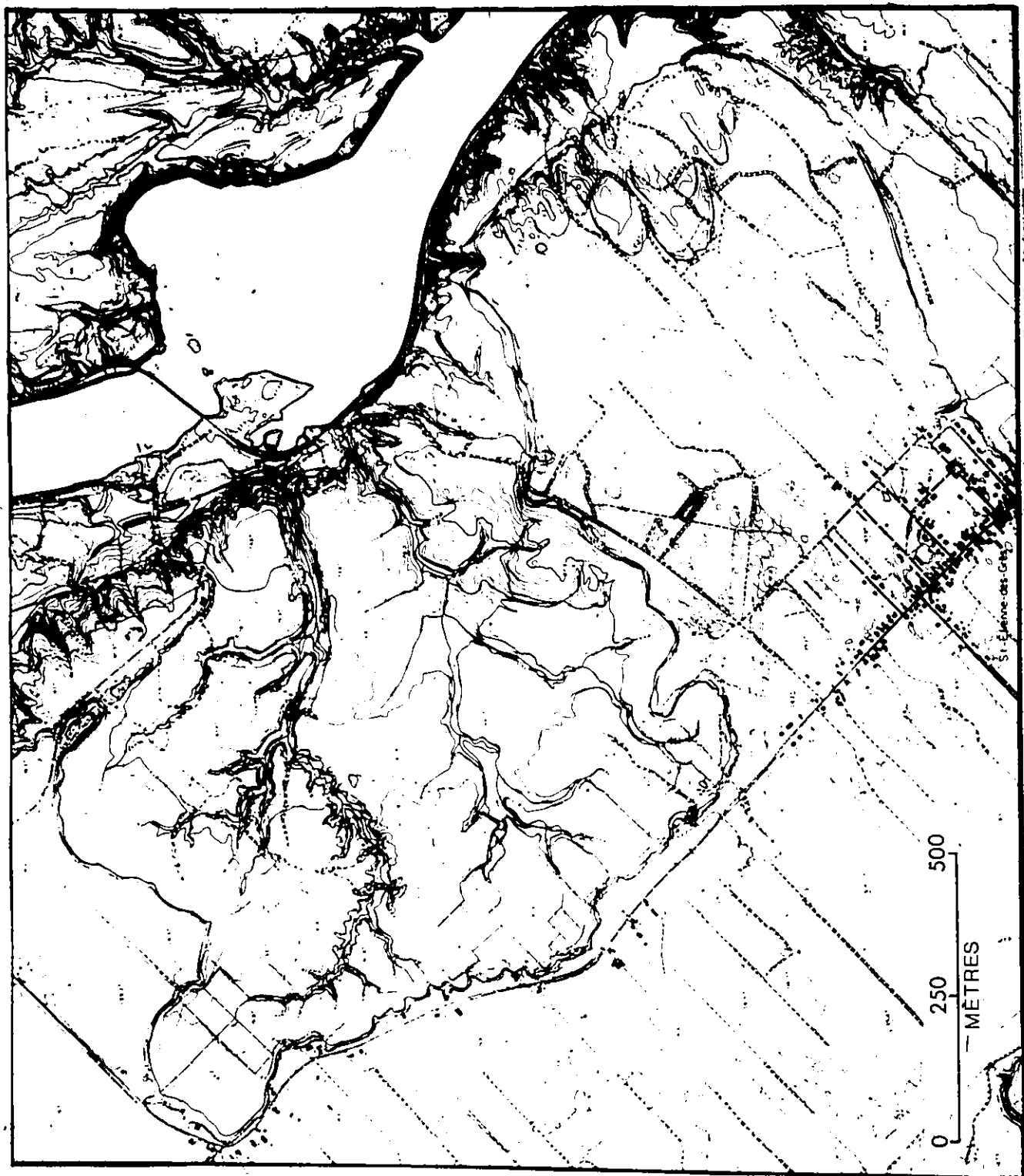
- Terasmae J. (1957) Paleobotanical studies of Canadian Pleistocene non-glacial deposits; Science, vol 126, no 3269, p. 351-352.
- Terasmae J. (1958) Contributions to Canadian palynology, part 2; non glacial deposits in the St. Lawrence Lowlands, Québec; Geol. Surv. Can., bull. 46, p. 13-28.
- Terasmae J. (1960) Contributions to Canadian palynology no 2: Part I: A palynological study of postglacial deposits in the St. Lawrence Lowland, p. 1-22; Com. Géol. Can., Bull. 56.
- Terasmae J., Karrow P.F., Dreimanis A.
(1972) Quaternary stratigraphy and geomorphology of the Eastern Great Lakes region of Southern Ontario; Livret-guide de l'excursion A-42, 24^e Congr. Int. Géol., Montr., Qué., 75 p.
- Terasmae J., LaSalle P.
(1968) Notes on late-glacial palynology and geochronology at St. Hilaire, Québec. Can. Journ. Earth Sci., vol 5, no 2, p. 249-257.
- Tessier G. R. (1953) Sédiments non consolidés de la région Upton - St-Hyacinthe, Québec, Min. de la Voirie, rap. no 1.
- Tessier G. R. (1966a) Sédiments non consolidés de la région Beloeil-Verchères, Québec; Min. de la Voirie, Services des Sols et des Matériaux, 14 p.
- Tessier G. R. (1966b) Sédiments non consolidés de la région Aston - Bécancour, Québec; Min. de la Voirie, Service des Sols et Matériaux, Rap. no 3-A, 15 p.

- Tessier G. R. (1966c) Sédiments non consolidés de la région Saint-Tite - Lac Saint-Pierre, Québec; Min. de la Voirie, Qué., Service de Sols et Matériaux, Rap. no 4-A, 32 p.
- Thomas R. H. (1977) Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley system, Geog. phys. Quat. Vol XXXI, nos 3-4, p. 347-356.
- Upham W. (1895) Late-glacial or Champlain subsidence and Reevaluation of the St. Lawrence River Basin; Minnesota Geol. and Nat. Hist. Surv., 23rd Ann. Rep., p. 156-193.
- Van der Hammen F., Wijmstra T.A., Zagwijn W.H. (1971) The Flora record of the late cenozoic of Europe. The late cenozoic glacial ages, (Turekian K.K. ed.) Yale Univ. Press, p. 391-424.
- Vincent J. S., Hardy L. (1977) L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. Géog. phys. Quat., vol XXXI, nos 3-4, p. 357-372.
- Wagner F. J. E. (1970) Faunes of the Pleistocene Champlain sea. Geol. Surv. of Can., Ottawa, Bull. 181, 104 p.
- Williams L. D. (1975) Effect of insolation changes on late summer snow cover in Northern Canada. Proc. WMO/AMAP Symp. on Long-Term. Fluctuations, W.M.O. no 421, p. 287-292.
- Woillard G. (1978) Grande Pile Peat Bog: A continuous pollen record for the last 140 000 years. Quat. Res., vol 9, p. 1-21.
- Woodworth J. B. (1905) Ancient water level of the Champlain and Hudson Valley; N. Y. State Museum, Bull. 84.

Annexe 1

Elargissement du lit du Saint-Maurice,
à l'ouest de Saint-Etienne-des-Grès

Au lieu-dit les Grès, à 2 km en amont du barrage de la Gabelle, le Saint-Maurice présente un cas particulier d'élargissement de son lit (carte annexe 1). A cet endroit, à l'aval d'un seuil rocheux, cette rivière est large de 1 km par l'adjonction de deux baies de part et d'autre de son chenal qui est normalement large de 250 m. Cet élargissement semble résulter de la conjonction de deux phénomènes naturels: une lithostratigraphie favorable au sapement des berges et un glissement de terrain. Sur la rive gauche, la coupe lithostratigraphique montre des sables grossiers de 4 m d'épaisseur environ sous les silts marins. La présence de ces sables au niveau des embâcles printanières est favorable au sapement de la berge et à son recul. De plus, sur la rive droite, un magnifique amphithéâtre de glissement de terrain, de 2 km de diamètre et de 70 m de dénivellation est disposé dans le prolongement de l'élargissement du Saint-Maurice. On peut sans trop d'hésitation attribuer cet élargissement à l'interaction entre un glissement catastrophique et la présence d'une unité sableuse sous les argiles marines. La masse de matériel glissé a bloqué momentanément le lit du Saint-Maurice, dont les eaux, projetées sur la rive gauche, ont sapé sans difficulté le sable sous-jacent aux silts. Tout le matériel sableux et argileux mobilisé a été entraîné ensuite par le Saint-Maurice.



Carte annexe 1: Elargissement du lit du Saint-Maurice, au NE de St-Etienne-des-Grès.

Annexe 2: Corrélation des roches

Partie A de A-B-C

Shawinigan, Trois-Rivières (Hocq, 1972) Shawinigan, Trois-Rivières (Martignolle, 1968) Shawinigan (Béland, 1961) Matawin-Mékinac (Rondot, 1959)

Norites, leuconorites anorthosites	Leuconorites, norite micronorite, anorthosite (Série de Morin s.s.)	7 Gabbro anorthositique (C) à anorthosite gabbroïque (A) 7 D Diorite à pyroxène, 7 M Métagabbro 8 Gabbro à ilménite et magnétite Dyke de diabase	Diabase
		6 Granite gneissique à grain fin 6 E Gneiss granitique ocellé à grain grossier avec granodiorite, diorite quartzifère et diorite en partie gneissique	
Granite de St-Didace mangéro-adamellitique	Granite de St-Didace porphyroïde Aplite	9 Granite Porphyroïde à grain grossier (Pine Hill) 9 G Granodiorite à pyroxène	4 Granite et auréole migmatitique 5 Quartzofeldspath rose, injecté avec mylonitisation (V a)
Gneiss de Charette Gneiss de Hunterstown Gneiss de Renversy Gneiss de St-Elie Gneiss du Lac Patterson (inclut calcaire et quartzite)	Gneiss à sillimanite et grenat Gneiss à diopside et sphène Amphibolites	2 Paragneiss à quartz, biotite et andésine sodique 3 Paragneiss à quartz, biotite et microcline	2 c Paragneiss à quartz, grenat et graphite 3 d Paragneiss à biotite et amphibole
Quartzite	Quartzite	4 Métaquartzite	2 b Quartzites
Calcaires cristallins	Calcaires cristallins Skarns	5 Roches carbonatées	2 a Roches carbonatées
Granulites à pyroxène et hornblende, leucogranulite Migmatite Leptynites roses Amphibolites (I b) Gneiss à grenat	et Granulite rubanées Leucogranulites Migmatites Leptynites alaskitiques Amphibolite (I b)	1 Gneiss à andésine pyroxène et/ou hornblende	3 Migmatite à plagioclase, pyroxène, hornblende et biotite 1 Amphibolite et gneiss à hornblende (I b)

précambriennes de la région

Partie B de A-B-C

Mattawin-Lac Chat-Est
(Rondot, 1976)

Parc de la Mauricie
Mattawin, Shawinigan
(Marchand, 1974, travail
de compilation)

Montauban-les-Mines
(Smith, 1956)

Montauban
(Pyke, 1966)

3 Série anorthositique
et gabbroïque:
- Anorthosite
- Gabbro-anorthosite
- Métagabbro
- Roches ultrabasiques

8 Métagabbro

8 Gabbro et diorite

Série charnockitique
6 Diorite charnockitique
5 Charnockite porphyroïde
Monzonite
Syénodiorite

8 Gneiss granitique

4 Diorite quartzifère
(orthogneiss quartzeux
dioritique)

7 Diorite quartzifère
5b Gneiss injecté à
biotite et gneiss à
hornblende interlité
avec des horizons de
diorite quartzifère

7 Granites, pegmatite,
granite porphyroïde
8 Injections alaskitiques,
migmatite granitique

5 Roches intrusives et
métasomatiques acides
à intermédiaires

5 Granite et aplite
6 Pegmatite

9 Granite porphyroïde
10 Pegmatite

1d à 1f Paragneiss
graphiteux, à sillimanite
et grenat, à biotite
et amphibole, à grenat,
à quartz, grenat et gra-
phite, pegmatite à
grenat

3 Paragneiss à grenat
et sillimanite

DCB Paragneiss
F Gneiss mixte gris
H Paragneiss, métasoma-
tisé
3 ? Migmatite

5 Gneiss à biotite
5a Gneiss à biotite
et grenat (lité)

1c Quartzite

4 Métaquartzite

A Quartzite

4 Quartzite

1b Roches carbonatées et
pyroxénites

2 Roches carbonatées

G Calcaire et roches
calciques

3 Calcaire et calco-
silicate

2 Migmatite à biotite et
hornblende

1 Gneiss à feldspath,
quartz, pyroxène,
amphibole

E Gneiss à hornblende
2 Amphibolite
(1b)

1 Roches métavolcani-
ques (1a)

1a Amphibolite

4 Roche charnockitique,
gneissique, migmatite
charnockitique

2 Gneiss à hornblende
6 Migmatite avec ou
sans hornblende

Grondines
(Lundé, 1953, Clark
et Globensky, 1975)

Formation et groupes
de formations

Origine et genèse
des formations

Histoire tectonique

Grandes fractures NNE-SSW et mylonitisation, à la fin de l'orogénèse grenvillienne

7 Intrusions basiques

Roches intrusives basiques, untrabasiques et auréoles de métamorphisme

Intrusions basiques et probablement incorporation de croûte océanique (Rondot, 1976 b)
Âges variables, antérieurs ou non aux granites

5 Gneiss granitique
rose et gris

6 Orthogneiss, granite gneissique, gneiss granitique, diorite quartzifère

Roches intrusives acides
parfois intermédiaires, d'âges variables, soit comprenant notamment le synclinal de la granite de Saint-Didace, fin de la 1ère phase la diorite quartzifère tectonique, soit antérieures ou contemporaines au début de la 2ème phase tectonique

5 Intrusion acides, granite, granodiorite, aplite, divers

5a Injections mylonitisées

5b Intrusions acides tardives

4 Paragneiss

4 Paragneiss
(avec parfois des injections)

Supergroupe de Grenville: série sédimentaire à faciès profond (miogéosynclinal), fortement métamorphisés, faciès granulite et amphibolite

Métamorphisme catazonal et anatexie: isograde de l'orthopyroxène (650°) avec une pression minimale de 7 kb: 1ère phase de déformation, de type plastique, en plis couchés d'axe E NE déversés vers le N puis vers le S (orogénèse) de l'HUDSONIEN ?

3 Quartzite

3 Quartzite

Une zone de transition sépare ces deux groupes

2 Calcaire cristallin

3 Roches carbonatées

1 Gneiss à biotite, hornblende et andésine

1 Gneiss et migmatite à feldspath, hornblende et/ou pyroxène
1a Roches métavolcaniques
1b Amphibolite

Complexe de base du sous-bassement régional, série volcanosédimentaire eugéosynclinale, fortement métamorphisée, faciès granulite et amphibolite

Annexe 3

Critères employés pour la description des dépôts

Structures sédimentaires, exogènes et tectoniques

Ce type de critère englobe les structures sédimentaires primaires, qui reflètent le mode de déposition, et les structures secondaires qui résultent de l'action dynamique des glaciers, de la gravité ou de la néotectonique.

Les ouvrages du Comité des techniciens (1966), de Pettijohn et Potter (1964), Lombard (1972), Beuf et al. (1971) et de Reineck et Singh (1973) ont servi de référence pour la description des séries sédimentaires et de leurs structures primaires.

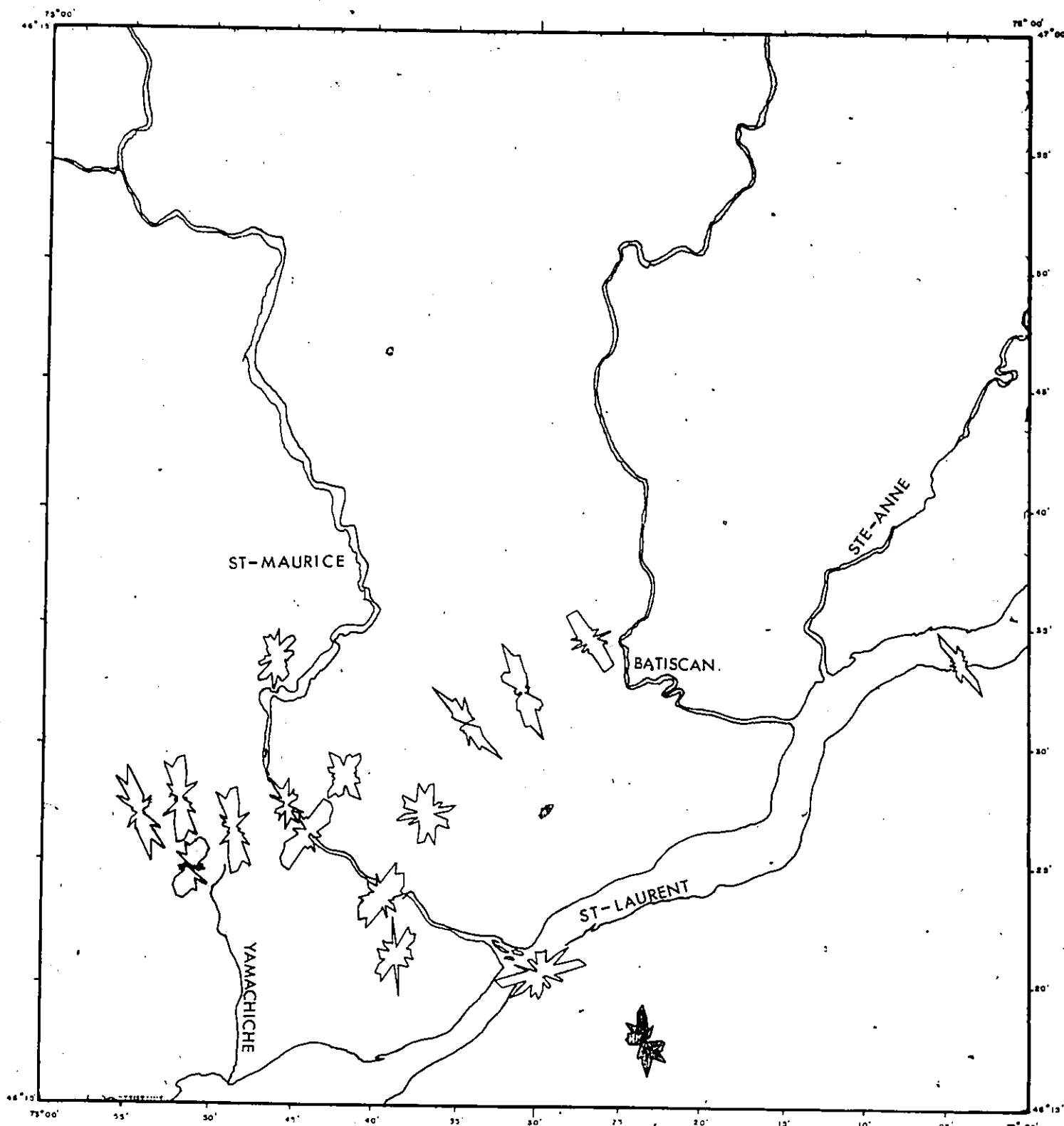
Les structures secondaires, essentiellement glaciogènes en Mauricie, ont été l'objet de recherches personnelles (Occhietti, 1973a et en préparation).

L'observation des structures se fait à l'échelle de l'ensemble des coupes et à l'échelle du banc étudié (fissilité, joints, plans de friction, cisaillements). Il est inutile par exemple, de décrire le détail des différentes couches du till en écailles, la structure d'ensemble est par elle-même caractéristique et significative.

Disposition individuelle des éléments figurés:
trame ou fabrique

Sur le terrain, la disposition individuelle des éléments figurés, la trame ou encore la fabrique, a été étudiée dans le cas des tills (carte annexe 2).

Les mesures d'azimut et parfois d'inclinaison ont porté sur des éléments figurés plus grands que 4 cm, non adjacents et de



Carte annexe 2: Orientation des fabriques des tills.
 En grisé: fabrique dans le Till de Bécancour

longueur supérieure à 2 fois la largeur ($L > 2l$). L'azimut a été mesuré à l'horizontale. Les résultats, environ 100 mesures par échantillon, ont été reportés en fréquence absolue sur un canevas de type Rose des Vents ou diagramme polaire équidistant.

La fabrique a été étudiée comme critère de différenciation de certains tills et comme témoin des différents mouvements glaciaires au cours du Wisconsinien récent. La trame est souvent parallèle à l'écoulement glaciaire pour les tills de fond et plutôt variable dans les tills de moraine frontale (Boulton, 1975).

Granulométrie

La texture des dépôts est exprimée par la taille, la forme des éléments constitutifs et le degré de compacité. La description granulométrique des dépôts de la région est faite conformément aux normes proposées dans l'"Essai de nomenclature des roches sédimentaires" (Comité des techniciens, 1961) utilisées par la majorité des géologues et pétroliers. Ces normes reprennent la classification de Wentworth, en la traduisant en français (introduction des termes de caillou et de pierre pour pebble et cobble). Les roches sont classées en lutites, arénites et rudites en fonction de la dimension de la majorité de leurs éléments constitutifs. Pour répondre à certains besoins apparus au cours de cette étude, nous proposons quelques termes supplémentaires, notamment l'emploi de galet pour l'ensemble de pierre et caillou ayant subi une usure. Le terme diamicton (Flint, 1961) sera employé pour décrire tout dépôt terrigène non trié, et de granulométrie étalée sur deux ou trois catégories d'éléments dimensionnels.

Sur le terrain, les éléments figurés grossiers ont été mesurés par la méthode linéaire et du centile (Cailleux et Tricart, 1963). En laboratoire, les tamisages ont été faits à sec ou par lavage sur une colonne standard ASTM, à l'aide des tamiseuses ROTAP et Tamisette Fritsch. La granulométrie des lutites a été faite par des mesures densimétriques.

Selon les types de dépôts et les besoins, les mesures granulométriques ont porté sur la totalité du dépôt ou seulement sur une partie clairement délimitée, par exemple la matrice inférieure à 2 mm de certains tills.



Tableau annexe 1: Classement et terminologie granulométrique,
d'après le Comité des techniciens (1961)

Eléments dimensionnels	Diamètres	Dépôts (classement dimensionnel des roches non consolidées)	Classes de dépôts
bloc	25 cm	(blocaille ?)	
piërre	de 6,4 à 25 cm	(pierraille ?)	
caillou galet	de 1,6 à 6,4 cm	cailloutis	rudite (non consolidée)
gravier	de 0,4 à 1,6 cm	gravier	
granule	de 0,2 à 0,4 cm	(granulaire ?)	
grain très grossier	1 mm à 2 mm	sable très grossier	
grain grossier	0,5 mm à 1 mm	sable grossier	
grain moyen	0,25 mm à 0,5 mm	sable moyen	sable ou arénite (non consolidée)
grain fin	0,125 mm à 0,25 mm	sable fin	
grain très fin	0,064 mm à 0,125 mm	sable très fin	
particule silteuse	de 4 μ à 64 μ	silt	
particule argileuse	de 0,12 μ à 4 μ	argile	lutite (non consolidée)
particule colloïdale	0,12 μ		

(Les noms entre parenthèses ont été ajoutés au tableau du Comité des techniciens)

Morphoscopie et morphométrie

Le degré d'usure des arénites et des rudites est un critère utile pour évaluer l'importance du transport des éléments constitutifs de ces dépôts. Pour une description rapide sur le terrain, l'échelle de Russell et Taylor redéfinie par Pettijohn (Sedimentary Rocks, 1957, p. 58-59) a servi de référence.

Degré de compaction

Mesuré verticalement au pénétromètre de poche, cet indice exprime la consistance du dépôt, elle-même fonction de la cohésion, de la densité, des contraintes au moment de la mise en place du dépôt, notamment des tills de fond (Scott et Saint-Onge, 1969). Les mesures ne sont significatives que lorsque le dépôt est en place, dans les conditions d'humidité qui lui sont propres. En effet, un dépôt à forte proportion de lutites, par exemple du glacio-marin, acquiert une compaction apparente très forte après exposition à l'air libre et dessèchement. Nous avons défini empiriquement des degrés de compaction, à l'aide du pénétromètre:

- très forte: $\geq 4.5 \text{ kg/cm}^2$
- forte: comprise entre 3,5 et 4,5 kg/cm^2
- moyenne: comprise entre 2 et 3,5 kg/cm^2
- faible: comprise entre 1 et 2 kg/cm^2
- très faible: $< 1 \text{ kg/cm}^2$

Composition lithologique des éléments détritiques

Celle-ci peut être très utile pour différencier des dépôts glaciaires, soit que l'on étudie la lithologie des éléments figurés grossiers, soit que l'on fasse l'étude des minéraux lourds, des minéraux argileux ou la calcimétrie de leur matrice. Par exemple, l'enrichissement en débris clastiques d'une formation rocheuse bien localisée permet de mesurer la longueur du transport glaciaire ou de conclure sur la dynamique de la glace.

Annexe 4

Analyses sédimentologiques en laboratoire

Ces analyses ont pour but soit de mieux caractériser les dépôts, soit surtout de résoudre des cas comme par exemple l'origine d'un dépôt ou sa corrélation avec une unité stratigraphique de référence.

Granulométrie des fractions inférieures à 2 mm

Objectifs et méthode

Ces granulométries obtenues par tamisage ou par densimétrie permettent de décrire toutes les arénites, les lutites et les matrices des tills.

Résultats

La granulométrie par densimétrie a été appliquée à la coupe de Saint-Alban, pour essayer de décrire l'évolution verticale de la fraction fine (fig. annexe 1). L'ensemble des résultats montre trois familles de sédiments. La série a-b provient de la matrice inférieure à 2 mm du diamicton à la base de la coupe. La matrice contient de 50 à 60% de lutites composées surtout de silts et de 10% d'argiles. La série d-e-f-g-h-i-l-m-r-x-y est composée de silts argileux et de silts argilo-sableux. La série j-k contient de 66 à 70% d'argile. C'est une argile silteuse dont les couches se distinguent très bien à la base de la phase II de sédimentation marine, en eau profonde et sans apport d'icebergs, de la coupe de Saint-Alban. En conclusion, à ces premiers résultats, il semble difficile de mettre en évidence une évolution granulométrique dans les dépôts marins de la coupe de Saint-Alban. Cette constatation est normale puisque sur le terrain on observe plus de différences granulométriques entre deux lits successifs qu'entre deux lits silteux prélevés à deux niveaux différents.

Une autre série de densimétries a été appliquée aux Sédiments de Saint-Pierre, à la base des coupes proche du ruisseau des Vieilles-Forges, par André Roy et Pierrette Turcotte de l'Université de Montréal. Sur ces coupes, les Sédiments de Saint-Pierre sont des argiles silteuses et des silts sablo-argileux.

Pourcentages
cumulés
100%

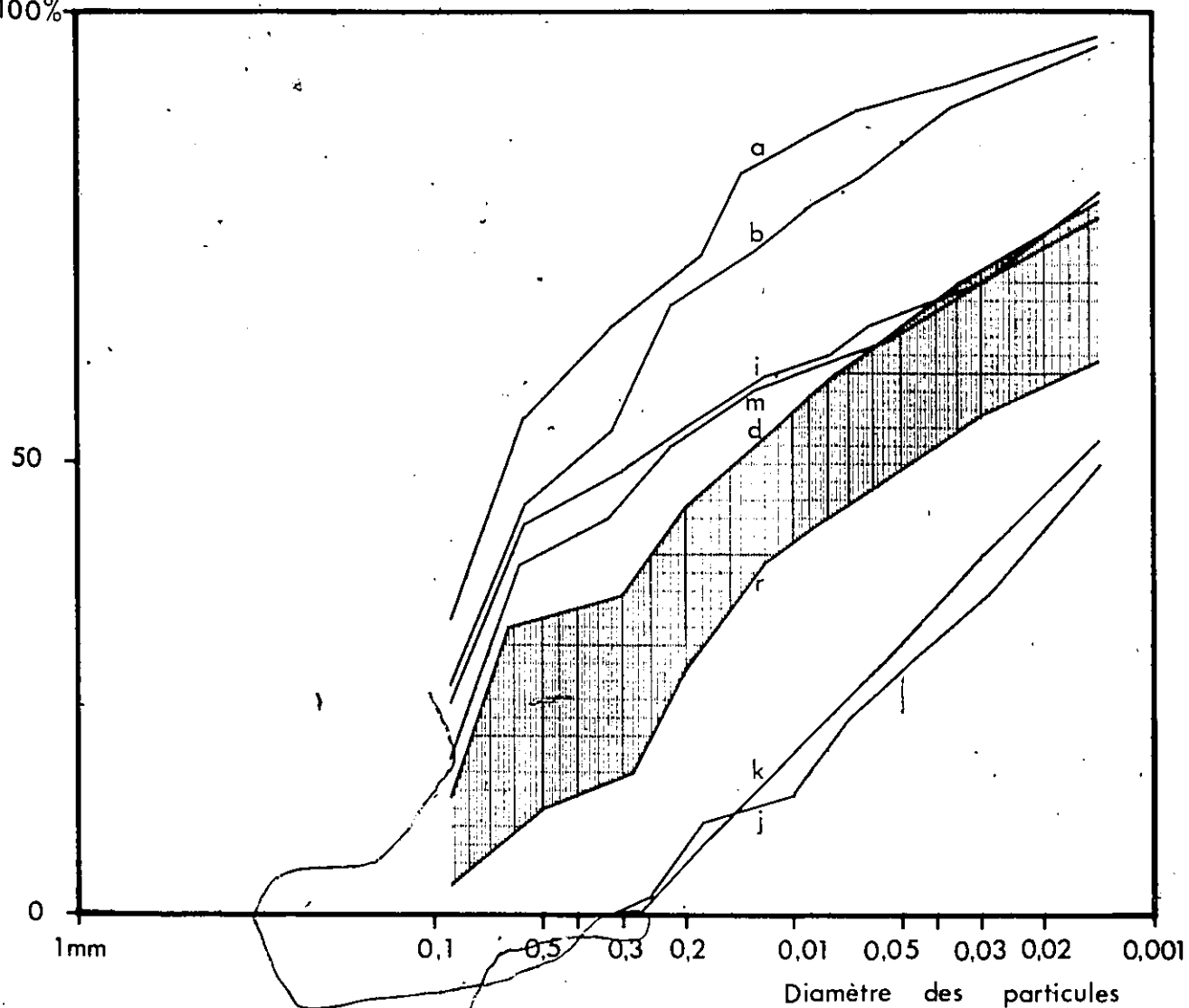


Figure annexe 1: Granulométrie de la fraction fine des échantillons de la coupe de Saint-Alban

Minéralogie des argiles

La minéralogie des argiles est un élément descriptif de la partie fine des dépôts et permet en outre de mettre en évidence des évolutions et altérations chimiques antérieures, contemporaines et postérieures à la sédimentation.

La fraction inférieure à $2\ \mu$ a été analysée par M. Preda de l'UQAM avec un diffractomètre au Cobalt.

Les résultats sont très homogènes. La farine de roche contenue dans les tills, les dépôts glacio-marins et marins, est composée de débris de quartz, feldspath, amphibole, illite, chlorite qui reflètent la composition minéralogique du Bouclier. L'illite représente la biotite broyée, sans pratiquement d'échanges chimiques.

Des indices de vermiculite, et plus rarement de kaolinite et de montmorillonite indiqueraient, dans certains cas, un début de modification chimique.

En conclusion, on peut dire que la minéralogie des argiles observée confirme l'origine mécanique des particules argileuses des dépôts glaciaires et marins, et l'absence d'altération ou de néogenèse bien marquées.

Calcimétrie

Objectif et méthode

Les mesures de pourcentages en carbonates ont été faites à l'aide du calcimètre Bernard sur la matrice inférieure à 2 mm d'échantillons de till ou de dépôts glacio-marins. Elles donnent une indication quantitative de la composition en carbonates des dépôts glaciaires de la région. Elles ont été conçues pour compléter les données de terrain. Ainsi, les tills locaux riches en blocs et cailloux de calcaire de Trenton n'ont pas été analysés, sauf ceux de la coupe des Vieilles-Forges.

Tableau annexe 2: Principaux minéraux de la fraction argileuse de tills,
de dépôts glacio-marins et de silt marins

Localisation	Nature des échantillons	Quartz	Feldspath	Amphibole	Illite	Chlorite	Calcite	Inter-stratifié	Kaolinite	Montmorillonite
Rivière Yamachiche, O de Sainte-Etienne- des-Grès	glacio-marin	X	X	X	X	X	?	?		
" "	till	X	X	X	X	X	?	?		
Rivière Batiscan, S de Saint-Stanislas	glacio-marin	X	X	X	X	-	?	-		
Rivière Batiscan, SO de ND-des-Anges	silt marins	X	X	X	X	X	?	?		
rivière Saint-Maurice, NE de la Gabelle	till silteux?	-	-	-	X	X	-	-		
rivière Sainte-Anne, coupe de Saint-Alban	till	X	X	X	X	X	-	-		
" "	silt marin à Balanus hameri	X	X	X	X	-	-	?	?	?
" "	silt marin à Macoma	X	X	X	X	X	-	-		
" "	silt marin à Portlandia arctica et Macoma balthica	X	X	X	X	X	-	?		
" "	silt supérieur, remanié	X	X	X	X	X	-	-	?	?

Résultats et interprétation

Les résultats (tableaux annexes 3 et 4) confirment les observations de terrain. Compte-tenu du fait que les roches carbonatées existent dans les Laurentides de la Mauricie, les résultats de l'ordre de 1% et moins de carbonates sont jugés comme non significatifs pour la région.

a) Till de Bécancour

Les données sur cette unité glaciaire sont très fragmentaires. Le Till de Bécancour contient dans tous les cas des fragments de roches sédimentaires paléozoïques. Une teneur de 5% de carbonates n'est donc pas surprenante.

b) Till de Gentilly

La teneur en carbonates de ce dernier varie selon plusieurs facteurs. Lorsque le till est à proximité et au S des affleurements de calcaire de Trenton, une teneur en carbonates de la matrice, de plus de 10% est habituelle (voir par exemple aux Vieilles-Forges).

La coupe des Vieilles-Forges et celle du Cap Charles montrent un phénomène intéressant. La base du Till de Gentilly semble pauvre en carbonates (de 0,51 à 1,78%) tandis que la partie médiane en contient de 6,45% à 11,59%, et que le sommet est parfois fortement décalcifié comme la présence abondante de galets nous en fait foi. Cette variation verticale de la teneur en carbonates est facilement explicable. La partie inférieure du Till de Gentilly est un till local ou un till qui a incorporé les dépôts meubles, peu ou non carbonatés, situés en aval de la marge de l'inlandsis avant sa progression. L'absence de résidus de décalcification et la nature sableuse de la base du till confirment cette hypothèse. Cette origine "quaternaire" des constituants de la base du till est en conformité avec un phénomène plus général: au cours du "stade de Gentilly" que nous appelons stade de Trois-Rivières, l'inlandsis laurentidien n'a pas érodé complètement les dépôts sous-jacents, notamment les Sables des Vieilles-Forges et les Varves de Deschaillons très sensibles normalement à l'effet de butoir du front glaciaire. L'hypothèse d'un glacier flottant sur les eaux ou glissant sur la glace du lac de Deschaillons, c'est-à-dire n'érodant pas le substratum paléozoïque, est très plausible. Elle fournit la meilleure explication à la composition locale pré-glaciaire sans carbonates de la base du Till de Gentilly et à la préservation des dépôts interglaciaires de Saint-Pierre.

Tableau annexe 3: Pourcentages de carbonates dans
les tills de Bécancour et de Gentilly

No	Localité	Type de dépôt. (matrice analysée)	% de carbonates
<u>Till de Bécancour</u>			
29.6.73.1	rivière Bécancour (amont du village)	till de Bécancour	5,23%
29.6.73.2	Cité Bécancour	till de Bécancour ?	0
18.6.73.3a	Bournival	till à la base de la coupe (till de Bécancour ?)	5,39%
20.6.73.3b	Cap Charles	till de Bécancour	1,19%
<u>Till de Gentilly</u>			
6.6.73.1 m,z,zz	Vieilles-Forges	partie supérieure de la couche supérieure du till de Gentilly: lessivage	de 0 à 0,85%
6.6.73.1 y'		lit de till plus sableux, à 75 cm de la base de la couche supérieure	9,54%
6.6.73.1 y		matrice à 60 cm de la base de la couche supérieure du till de Gentilly	10,74%
6.6.73.1 w		Matrice sablo-limoneuse grise compacte de la partie moyenne de la couche inférieure	11,59%
6.6.73.1 l et v		base de la couche inférieure du till de Gentilly (till local et au-dessus)	0,51 à 1,02%
20.6.73.3 d'	Cap Charles	sommet à matrice plus sableuse du till de Gentilly	6,45%
20.6.73.3d		base sableuse du till de Gentilly	1,78%
3.7.73.1	Boulevard Industriel Trois-Rivières	till de Gentilly: récent et remanié	0,51%

Tableau annexe 4: Pourcentage de carbonates dans les dépôts glaciaires
du complexe morainique de Saint-Narcisse et de la
Formation de Matawin

372

No	Localité	Type de dépôt (matrice analysée)	% de carbonate
<u>Complexe morainique de Saint-Narcisse</u>			
26.6.73.1a	pont sur la rivière du Loup (aval de la moraine de Saint-Narcisse)	base des silts marins caillouteux (ou glacio- marin)	0,09%
26.6.73a2a	" "	glaciomarin (ou faciès marin à cailloux)	0
27.6.73.3	Petit Saint-Etienne (moraine de Saint-Narcisse)	till en écailles	0
27.6.73.5	Charette, versant sud de la moraine de Saint- Narcisse	till en écailles	0
28.6.73.1	coupe à l'est de Saint-Narcisse (versant nord de la moraine)	till massif	0,09%
28.6.73.2	rivière La Fourche (versant nord de la moraine)	till massif	0,26%
28.6.73.3	rang Saint-Félix (versant sud de la moraine)	till en écailles	0
16.7.73.4a	rive droite du Saint-Maurice amont de la Gabelle (axe de la moraine de Saint- Narcisse)	till à matrice sableux	0
16.7.73.4b	" "	till à matrice sablo- silteuse	0
13.6.73.1	aval de la Gabelle, rive gauche du Saint-Maurice	base du glacio-marin fossilifère	0,15%
<u>Formation de Matawin</u>			
2.7.73.1	grande carrière de Shawinigan	till de fond de Matawin	0

La forte teneur en carbonates, environ 10%, de la partie médiane du Till de Gentilly correspond au passage du glacier directement sur le substratum paléozoïque après érosion de la couverture pro-glaciaire qui le recouvrait. La décalcification sommitale du Till de Gentilly est post-sédimentaire et résulte de la percolation des eaux à travers les sables deltaïques récents.

c) Complexe morainique de Saint-Narcisse

Les dépôts glacio-marins contiennent des traces de carbonates, à la rivière du Loup ou le long du Saint-Maurice. Lorsqu'ils chevauchent une surface de calcaire de Trenton, comme sur les coupes près de la rivière Yamachiche, à 2 km à l'O de Saint-Etienne-des-Grès, ils peuvent contenir un pourcentage marquant de cailloux calcaires..

Les dépôts glaciaires qui construisent la moraine de Saint-Narcisse, notamment le till en écailles, sont presque totalement dépourvus de carbonates. Les traces observées ne sont pas significatives et reflètent la présence de paragneiss calcaires dans la Mauricie laurentidienne. La calcimétrie souligne le lien direct entre les composants du till et la nature du substratum sous-jacent.

d) Formation de Matawin

Sauf dans un contexte géologique favorable, tous les affleurements de till au N du complexe morainique de Saint-Narcisse sont dépourvus de carbonates en conformité avec la composition du bouclier sous-jacent.

Conclusion

Les tests avec l'acide chlorhydrique sur le terrain et le calcimètre en laboratoire montrent que la différence de teneur en carbonates des tills tient surtout à la nature du substratum local. Cette conclusion doit être néanmoins nuancée et tenir compte du type d'écoulement du glacier et du lessivage post-sédimentaire. Des teneurs en carbonates de plus de 5% trouvées en dehors du bouclier inciteraient à établir une distinction entre till carbonaté et non carbonaté, telle que Gadd et Karrow (1959) l'avaient indiqué sur la feuille de Trois-Rivières.

Microfaune marine

La présence de Foraminifères et d'Ostracodes a été utilisée pour démontrer le caractère marin de certains silts dont l'origine pouvait être soit marine soit lacustre en raison de leur position lithostratigraphique:

La méthode employée est simple: plus de 40 échantillons ont été tamisés entre 100 et 350 μ puis observés à la loupe bino-culaire. Les Foraminifères et Ostrocodes ont été prélevés, lorsqu'ils étaient présents, et soumis à T. Cronin pour leur détermination.

Les résultats (cf. VI, 1b) doivent être interprétés de la façon suivante pour des dépôts non remaniés: la présence de microfaune marine indique une origine marine, l'absence de microfaune n'est pas suffisante pour affirmer l'origine lacustre ou pour rejeter l'origine marine ou para-marine.

Exoscopie

Les analyses exoscopiques sur les grains de quartz de 300 à 500 μ (Le Ribault, 1975) ont été faites par J. Renaud, avec le microscope électronique à balayage de l'INRS-Pétrole de Québec, sur des échantillons significatifs (tableau annexe 5 et photos annexes 1 et 2). La précision de l'analyse est frappante. Par exemple, la présence d'altérations anciennes dans les sables glacio-lacustres des Vieilles-Forges indique la reprise par l'inlandsis de grains de quartz altérés pendant l'interstade de Saint-Pierre.

Minéraux lourds

Objectif

L'étude des minéraux lourds (Duplaix, 1958; Parfenoff et al., 1970, par exemple) sert notamment à décrire les constituants des dépôts, à retrouver leur source et à contrôler leur position stratigraphique lorsque c'est nécessaire. Le but initial de ce type d'étude appliquée à la Basse Mauricie était de vérifier s'il est possible de distinguer les tills de Bécancour et de

Tableau annexé 3: Facsopie des dépôts de la région

N°	Localité	Type de dépôt (matrice analysée)	Histoire sédimentologique	Type de matériel	Conclusions ou interprétations
7.6.74.4	Les Grès-La Cabelle	sable sous le till	fluvio-glaciaire déposé en milieu aquatique continental de moyenne énergie	fluvioglaciaire	matériel de marge glaciaire (fin de l'épisode de Saint-Marcasse)
11.6.74.2a	Saint-Alban	flameton ou till	glaciaire suivi d'un très léger transport aquatique et d'une immobilisation finale en zone de lessivage	glaciaire et intervention de l'eau de fonte	matériel glaciaire, probablement en position marginals
11.6.74.2b	"	sommet du till	origine glaciaire avec léger transport aquatique puis immobilisation en zone de lessivage.	"	"
11.6.74.2c	"	sable à structure contournée, du sommet de la série marine	milieu deltaïque alimenté par des grains anguleux (libérés par la fonte de glaces) soit fluviatiles soit marins et repris par l'érosion fluviatile et sédimenté dans un milieu sous-saturé en silice	deltaïque alimenté par des sédiments d'origine marine ou fluviatile ou fluvioglaciaire et transporté par un cours d'eau	matériel deltaïque
6.6.73.1d	Vieilles-Forges	sable gris compact au-dessus des varves	altération ancienne suivie de traces d'érosion glaciaire puis sédimentation en eau calme (lacustre)	glaciolacustre d'un glacier en progression (traces d'altérations pédo-logiques préservées)	matériel glaciolacustre proximal, les altérations indiqueraient la reprise par le glacier d'un régolithe interstadiaire
6.6.73.1a	"	sable intercalé dans le till de Gentilly	traces glaciaires et torrentielles avec micro-précipitation et polissage en milieu aquatique de basse énergie	fluvioglaciaire proximal (ou sous-glaciaire) suivi d'une sédimentation en eaux relativement calmes (ou séjour dans une nappe d'eau)	matériel fluvioglaciaire peu usé, probablement sous-glaciaire, d'après le contexte lithostratigraphique et accumulé en eaux relativement calmes (lacs intraglaciaires)
6.6.73.1y	"	matrice de la couche supérieure du till	grains glaciaires à l'origine, polis par un transport fluviatile, micro-concrétions abondantes apparemment associées à des micro-organismes	fluvioglaciaire distal (la partie supérieure de la couche de till supérieur serait du till d'ablation)	la matrice a subi un transport marqué, le matériel sable associé à la déglaciation, et serait un till d'ablation
24.8.75.3b	Sourival 1	till inférieur gris rougeâtre (till de Bécancour?)	glaciaire et parfois traces d'un léger transport aquatique immobilisation en zone d'accumulation	glaciaire dans une zone de glace près du point de fusion	matériel associé à de la glace fondante
24.8.75.3d	"	elit sableux stratifié au-dessus de b	glaciaire avec très léger transport fluviatile parfois micro-concrétions	glaciaire, immobilisation en eaux siliceuses	matériel glaciaire déposé près de la marge glaciaire
24.8.75.3a	"	sable moyen et fin sous le till supérieur (till de Gentilly)	glaciaire (cisaillement et écaillage) Figures de choc en V en grès, de polissage, sur 2/3 des grains, avec microconcrétions globulaires ou agglomérées abondantes ou 1/3 sans figures de transport et rares globules de silice.	1/3 glaciaire d'origine suivi d'un transport très court dans un milieu peu saturé en Si ² 2/3 glaciaire à l'origine suivi d'un transport fluviatile important puis d'une immobilisation en milieu saturé en Si ² 0	double origine de la fraction sableuse du till: soit de type fluvioglaciaire soit purement glaciaire
21.6.74.1a	Pointe à la Mache	till de Bécancour		glaciaire suivi d'un transport fluviatile court	matériel glaciaire déposé près de la marge glaciaire

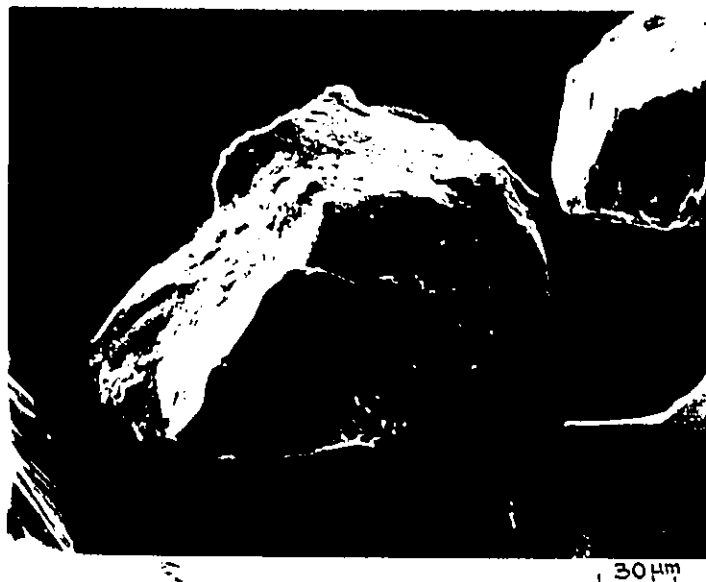


Photo annexe 1: Grain à grandes cassures conchoïdales d'origine glaciaire. Les nombreux globules siliceux et leur localisation dans les zones en dépression indiquent une sédimentation dans un milieu continental aquatique de basse énergie. C'est un grain de quartz glacio-lacustre (Sable des Vieilles-Forges).

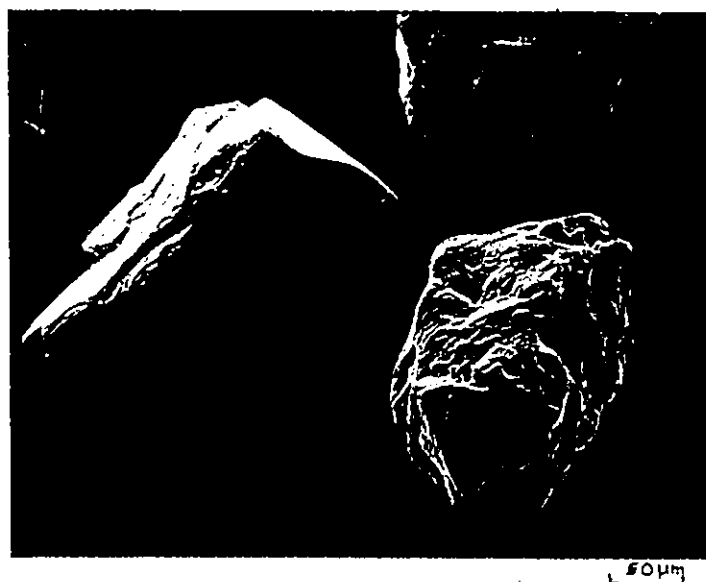


Photo annexe 2: Grains de quartz du sommet des sables silteux de la coupe de Saint-Alban. Les grains sont très anguleux ou plus arrondis. Les sommets des arrêtes du grain plus arrondis montrent des traces de choc fluviatiles indiquant un transport aquatique de haute énergie.

Gentilly en position stratigraphique claire par leur composition minéralogique, puis d'appliquer les critères obtenus pour distinguer des tills dont la position lithostratigraphique n'est pas évidente. L'analyse des minéraux lourds était donc conçue comme une des méthodes complémentaires à l'étude stratigraphique.

B. de Boutray, du Département des Sciences de la Terre de l'UQAM, a aimablement déterminé les minéraux lourds de sept échantillons prélevés en Basse Mauricie.

Résultats (tableau annexe 6)

Seule la fraction moyenne, de 150 à 350 μ , a été l'objet du comptage. Les fractions inférieure, de 50 à 150 μ , et supérieure, de 350 à 500 μ renfermant des associations minéralogiques comparables, ont seulement servi de témoins. Les minéraux opaques non magnétiques, tel que l'ilménite et l'hématite, n'ont pas été comptés. Ils sont fréquents dans la fraction inférieure de 50 à 150 μ de tous les échantillons. Il est important de remarquer que l'analyse des minéraux lourds a porté sur des échantillons provenant de la base du même site stratigraphique, celui des Vieilles-Forges, à l'exception de l'échantillon de Bournival 2.

Ce qui frappe d'abord dans les résultats obtenus est la faible diversité des minéraux lourds et les faibles variations de pourcentage d'un échantillon à l'autre. Dans tous les cas, la hornblende est dominante. Seuls les grenats semblent varier de façon significative. Les grenats pourpres semblent plus abondants dans le Till de Bécancour et le diamicton de Bournival 2 dont la position lithostratigraphique est incertaine. Les grenats violacés montrent les écarts les plus grands, avec un maximum de 17,5%, entre Bournival 2 et le till local sableux à l'extrême base du till de Gentilly. On voit néanmoins que tous les autres échantillons, le Till de Bécancour, le Till de Gentilly et le sable intercalé dans ce dernier, ont un pourcentage de grenats violacés compris à l'intérieur d'une fourchette de 8 à 14%. Pour l'hypersthène et la hornblende, les plus grands écarts sont respectivement de 9% et de 16% sans que l'on puisse noter des différences cohérentes quand on remonte dans la coupe stratigraphique. Le minéral fibreux trémolite et la monazite sont à l'état de traces et ne peuvent guère servir d'indice pour distinguer les différents dépôts. Sur l'ensemble des pourcentages, on note la très grande similitude entre le Till de Gentilly inférieur (v et w) et le sommet des sables des Vieilles-Forges, alors que le till local (l) intercalé entre ces deux dépôts a des proportions nettement différentes.

entre 150 et 350 u, des échantillons des Vieilles-Forges et de Bournival 2. Les nombres indiquent soit le nombre de grains comptés (ligne supérieure), soit le pourcentage (ligne inférieure)

Echantillons	Minéraux lourds						
	Grenat pourpre (% des grenats)	Grenat violacé	Hyperstène	Hornblende	Trémolite	Monazite	Total
<u>Vieilles-Forges</u>							
Sable dans till de Gentilly (x)	2 2.5 (10.5)	6 8	16 21.5	51 .68	0 0	0 0	75 100
Till de Gentilly inférieur (w)	2 3 (16)	8 13	11 18	40 64.5	1 1.5	0 0	62 100
Till de Gentilly inférieur (v: base)	5 7 (21)	10 14	14 19.5	41 57	0 0	2 2.5	72 100
Till de Gentilly inférieur (1: till local)	6 9 (31)	15 22	9 13	36 53	2 3	0 0	68 100
Sables des Vieilles Forges (j: sommet)	6 7.5 (20.5)	10 13	14 18	48 61.5	0 0	0 0	78 100
Till de Bécancour Pointe à la Hache (face aux Vieilles-Forges)	7 11 (19)	5 8	14 22	35 54.5	30 4.5	0 0	100
<u>Bournival 2</u>							
Diamicton intercalé	7 11 (15.5)	3 4.5	9 14	44 69	1 1.5	0 0	64 100

Interprétation et conclusion

Les différences de pourcentage de grenats pourpres et violacés pourraient signifier un indice d'altération chimique différente: les grenats sont légèrement plus sensibles à ce type d'altération que l'hypersthène et la hornblende. On devrait donc s'attendre à un plus faible pourcentage de grenats dans les sables des Vieilles-Forges, le Till de Bécancour et la base du Till de Gentilly puisque ces trois dépôts succèdent à des périodes morphogénétiques continentales non glaciaires. Or on obtient le résultat contraire. Il est donc difficile de considérer le pourcentage des grenats comme un indice de l'évolution chimique.

Les pourcentages du site des Vieilles-Forges mettent en évidence une évolution continue de faible amplitude de la base du Till de Gentilly inférieur (v) jusqu'au sable intercalé dans le till (x) plus haut sur la coupe: le pourcentage de grenats décroît rapidement de 31 à 10,5%, celui de l'hypersthène augmente irrégulièrement de 13 à 21,5% et celui de la hornblende augmente de manière continue de 53 à 68%. On remarque que la composition minéralogique du Till de Bécancour et celle du till local (1) s'insèrent à l'intérieur des écarts de composition minéralogique du Till de Gentilly inférieur. En Basse Mauricie, il ne semble donc pas possible d'utiliser les minéraux lourds pour distinguer sans équivoque des tills dont la disposition stratigraphique n'est pas évidente.

Il semblerait que la composition minéralogique du Till de Gentilly évolue vers un enrichissement en hornblende et hypersthène et un appauvrissement en grenats. L'échantillon de Bournival 2, prélevé à 15 km à l'ouest des Vieilles-Forges, est caractérisé par une pauvreté relative en hypersthène et en grenats. Sa composition l'individualise par rapport à tous les échantillons analysés des Vieilles-Forges.

La composition des minéraux lourds est très semblable à celle du socle sous-jacent (de Boutray, 1975). On peut donc conclure que la hornblende, l'hypersthène et les grenats sont abondants dans le socle de la Basse Mauricie et de la bordure laurentidienne au nord de cette région. En se basant sur les quelques échantillons analysés, il semble qu'il n'y ait pas de différences significatives entre le Till de Bécancour et le Till de Gentilly, sur la rive nord du Saint-Laurent. Ces conclusions ne préjugent pas néanmoins des résultats que donnerait une analyse minéralogique beaucoup plus fine et systématique.

Annexe 5: Description de la nouvelle coupe des Vieilles-Forges

telle qu'observée en juin 1973

(de bas en haut)

niveau	Épaisseur	Lithologie	échantillon	Analyses	Interprétation
craie de schailles	140 cm	Eboulis Rythmites, compactes, sub-horizontales, grises, lits de sablons très fins silteux et de silts sablonneux, 2 à 5 mm d'épaisseur par lit; paillettes de muscovite au contact			
rythmites	105 cm	Sablons limoneux massifs, gris : lithozone repère II	a	compaction 4.5	Matériel glacio-lacustre
	12,5 cm	Rythmites	b		indice de courant
	4 cm	Sable très finement stratifié, à stratifications obliques, avec minéraux noirs et beaucoup de muscovite	c		
	10 cm	Rythmites			
	4 cm	Sable fin avec fines strates parallèles horizontales			
	202 cm	Rythmites			
sables des vieilles-forges	640 cm	Sable gris compact et massif, avec muscovite, convolutions de 30 cm de diamètre au sommet, mise en évidence par une fine stratification de sable plus fin et plus foncé.	d	compaction 4.5	structures en boules
sable gris compact	150 cm	Sable limoneux très finement stratifié: - les premiers 30 cm sont composés d'alternances de sable parfois riche en minéraux noirs et de sables limoneux, oxydes de fer abondant - des feuillets à concrétionnement calcaires sur 0,5 cm - alternances de sables et sables limoneux	e		Sables
	210 cm	Sable gris compact, avec des convolutions mises en évidence par une fine stratification de sable plus fin et plus foncé.			structures sous aquatiques

veau	Epaisseur	Lithologie	N° échantillon	Analyses	Interprétation
	1 à 4 cm	Sable fin à strates très fines obliques			
	0,5 cm	Niveau repère silteux avec oxyde de fer	f		enrichissement secondaire en oxyde de fer
		Sable à strates fines obliques ou ondulées, de sable silteux			
		Sables à strates obliques			
	0,3 cm	Niveau repère silteux et ferrugineux			
		Sable à strates ondulées, riche en oxyde de fer			
	5 cm	Niveau ferruginisé à strates ondulées ou parallèles sub-horizontales, niveau sécant			
	40 cm	Sable lité: lits sableux de 1 à 5 cm d'épaisseur et lits silteux de 0,2 à 0,3 cm, ondulations sub-horizontales de 20 à 30 cm de longueur			
able on stratifié	40 cm	Sable stratifié sub-horizontale avec ondulations, ou des strates parallèles obliques incluant des feuillets obliques parallèles			
	30 cm	Sable compact fin			
	10 cm	Sable avec stratifications entrecroisées dissymétriques (rides de clapotis) ferruginisées			
	60 cm	Sable apparemment massif et compact, - base finement stratifiée - niveau stratifié à 10 cm sous le sommet			
	180 cm	Sable fin, feuillets obliques à la base, ondulations de 10 à 15 cm de longueur au sommet	g	compaction 4.5	
	8,3 m à 2 cm	Sable fin et feuillets de minéraux noirs, strates obliques avec feuillets ou entrecroisées, en figures de charge imprimées dans le sable sous-jacent (rides de clapotis?)			
	20 cm	Sable compact ou à stratifications peu visibles			

Niveau	Epaisseur	Lithologie	Analyses	Interprétation
			échantillon	
	75 cm	Sable bien trié, interstratifié avec lits de 0,3 à 0,5 cm d'épaisseur de minéraux noirs et de sable silteux, strates ondulées ou entrecroisées avec feuillets obliques, une structure d'extrusion de 5 cm de sable clair injecté vers le haut dans sable silteux		
	40 cm	Sable fin plus grossier que le sable sous-jacent (décrit ci-dessus), bien trié sans parties fines, strates de 4,5 cm d'épaisseur, sub-horizontales, obliques ou entrecroisées et feuillets obliques, oxyde de fer au sommet	h compaction 4.5	
	10 cm			
	30 cm	Sable bien trié, identique à h		
	15 cm	Sable silteux mal stratifié gris, à structures sécantes glaciotectoniques		
	70 cm	Sables gris clair ou bien triés (lavés) avec rides centimétriques soulignées par minéraux lourds ou avec strates obliques soulignées par niveaux plus silteux		
	19 cm	Sable gris silteux avec quelques graviers dispersés	i	témoins de l'englaciation progressive en amont
	1 cm	Gravier anguleux de type glaciaire altéré		
	85 cm	Sable gris clair, bien trié, strates horizontales ou convoltées; chenaux avec rides entrecroisées dans les 15 cm supérieurs, soulignées par des minéraux noirs		
	60 cm et moins	Sable gris compact, stratification vague à la base, figures (de charge?) complexes au sommet: incertions ? de chenaux de sable bien lavé incluant des lits silteux, le contact avec le sable gris est continu et réalisé par des "flammas" de sable gris dans le sable clair	compaction 3.7	courants sous-aquatiques ? à proximité du front glaciaire ?
		Surface d'érosion avec chenaux d'érosion		
	5 à 25 cm	Chenaux d'érosion de sable silteux, graveleux incluant quelques pierres anguleuses de type glaciaire Sable lavé, interrompu par les chenaux, à strates obliques, le sommet est sub-horizontale	j	ruissellement et érosion par courant et épandages proglaciaires

Niveau	Epaisseur	Lithologie	n° échantillon	Analyses	Interprétation
Il de Gentilly					
Silt et sable feuilleté compact	25 cm	Silt carbonaté et sable finement stratifié, strates sub-horizontales avec ondulations		Réaction HCL sauf à la base	Till local feuilleté de transgression glaciaire ou faciès de till aquatique en milieu glacio-lacustre ? ou sandur et delta glacio-lacustre
	20 cm	Sable gris jaune sans strate visible		Compaction 4.5	
	0,4 cm	Sable bien trié (lavé) jaune			
	5 cm	Sable silteux			
	50 cm	Silt sableux gris foncé, lits de 0,5 à 2 cm d'épaisseur variant latéralement séparés par lits de sable lavé de 0,1 à 2 cm d'épaisseur non continus et avec feuillets obliques, petits graviers surtout vers le haut		Hcl	
		Structures glaciotectioniques			
		Contact entre silt et till pas franc, on discerne une surface ondulée marquée par la différence de teneur en silts et en blocs et pierres		Compaction 4,5	
Till inférieur à matrice sableuse et peu de blocs	33 m				
	1 cm	Till: niveau graveleux avec matrice carbonatée, gris plus clair qu'au dessus	7	1% de carbonates dans la matrice	
	1 cm	Till: niveau plus silteux			
	270 cm	Till à matrice sableuse peu silteuse, pierres et blocs glaciaires striés peu abondants, avec structures glaciodynamiques pseudo-litées	v	0,5% de carbonates dans la matrice	
	60 cm	Till à matrice sablosilteuse compacte grise	w	11,6% de carbonates dans la matrice	
contact	0,2 cm	Sable clair non continu			
	1 cm	Sable grossier et gravier lavés			
Sable intercalé	0,86 m	Sable trié avec stratification très perturbée, apparemment on distingue un lit de sable de 30 cm puis 4 autres lits de 10 cm d'épaisseur de sable blanc bien lavé, séparés par des lits de sable gris légèrement silteux minces (,5 à 3 cm). Dans les bancs de sable blanc, on distingue des lits de minéraux noirs affectés par	x	non compact	

Niveau	Epaisseur	Lithologie	N° échantillon	Analyses	Interprétation
contact		convolutions et des petites failles centimétriques et millimétriques pierres rares: 2 observées sur toute la coupe;			
Till supérieur à blocs abondants	3 m	300 m au sommet, sous le till supérieur, le sable contient des petits fragments mous de calcaire ou de schiste rouge en voie de décalcification. Till supérieur, gris rougeâtre, riche en blocs glaciaires, en blocs mous de calcaires ou schistes décalcifiés vers le haut: - base: structure fissile, carbonaté, plus qu'au-dessus, moins riche en blocs (15 cm) - partie médiane: blocs moins fréquents que dans les 75 derniers cm - une passée plus sableuse entre 30 et 60 cm au-dessus du sable intercalé - partie supérieure: les 75 cm supérieurs sont plus riches en blocs surtout paléozoologiques, les 30 cm supérieurs sont lessivés et décalcifiés; au sommet, le till a une matrice sableuse grise légèrement rougeâtre (schiste de Lorraine ou résidus de décalcification) avec pierres et cailloux de roches précambriennes dures ou paléozoologiques (schistes rouges mous)		HCl+ HCl + 10% de carbonates dans la matrice 9,5% de carbonates dans la matrice 0,85 de carbonates dans la matrice HCl- 0,1% de carbonates dans la matrice	
	0 à 130 cm	Passage latéral à une rudite à matrice de sable lavé, non compacte, pierres et cailloux de calcaire paléozoologique très abondants (parfois totalement décalcifiés)	zz	HCl- 0% de carbonates	Till d'ablation

Niveau	Epaisseur	Lithologie		No échan- tillon	Analyses	Interprétation
La cune d'érosion	1 cm	Résidu de délavage: sable sans silt à la surface du till		m		lessivage superficiel du till
transition	10 cm	Silt très compact, avec stratifications sub-horizontales peu régulières, soulignées par du sable et quelques cailloux		n		
	10 cm	Niveau de transition: cailloux et graviers lavés, souvent enracinés dans le limon sous-jacent, présence d'une bande de silt discontinue intercalée, de 2 à 3 cm d'épaisseur		o		résidu d'érosion des dépôts marins ?
		Sommet: gravier à matrice sableuse à minéraux noirs		p		
Silt marin résiduel ?	0 à 30 cm	Lentille de silt intercalée dans le niveau 0				
Sable deltaïque	15 m	Sables deltaïques avec strates obliques ou entrecroisées soulignées, parfois par des minéraux noirs, les structures changent vers le haut et deviennent, à la fin des lits ondulés (rides).				delta du Saint-Maurice

Cette coupe éphémère porte le nom de la rue qui aboutit
au Saint-Maurice à 1,3 km du site historique des Vieilles-Forges

Epaisseur	Lithologie	N° échantillon	Interprétation
2 500 m	Sables deltaïques		
30 cm	Silt stratifié gris sans microfaune	19	
1 cm	Sable		
8 cm	Silt oxydé compact jaune	18	
1 cm	Sable		
4 cm	Silt compact jaune		
10 cm	Sable	17	
70 cm	Till grossier, peu compact, à matrice sableuse	15 et 16	Till d'ablation
80 à 100 cm	Till à matrice fine compacte, passage continu avec l'unité suivante	14	Till supérieur
27 à 35 cm	Lit sablo-graveleux à matrice silteuse, fissilité, présence de poches de sable graveleux lavé et de pierres	13	Till local
38 cm	Rudite à blocs et pierres altérés, argile rouge résiduelle	12	Horizon repère, supérieur
35 cm	Till à matrice compacte	11	Till intermédiaire
53 cm	Rudite composée de blocs et pierres avec du sable grossier graveleux	10	Horizon repère inférieur
	Till compact à matrice sablo-silteuse et à blocs et pierres	Mel. 9	Till inférieur

Le détail de la coupe a été levé en compagnie de
P. Richard qui a analysé les échantillons silteux.
Ceux-ci se sont révélés de toute trace de microfaune.

Annexe 7: Coupe de Saint-Jean-des-Piles n° 2

0,8 m	Sables fluviatiles, à strates parallèles inclinées	Sables alluviaux du St-Maurice: terrasse fluviatile
		Lacune d'érosion
1,8 m à 3 m	Silt argileux finement stratifié, fossilifère à la base (<u>Hiatella arctica</u> et <u>Balanus crenatus</u>)	Décantation en eaux profondes, relativement calmes. La stratification est due à l'alimentation
	Niveau à blocs et cailloux glaciaires: lit oblique, la pente de la surface est contraire au pendage sédimentaire sous-jacent	Surface d'érosion due à la transgression marine ? ou à un courant latéral ? Pavage de blocs d'icebergs ?
7 m et plus	Sables moyens et grossiers, gravier à stratification parallèle oblique, qui passent latéralement à des galets émoussés fluvioglaciaires.	

Annexe 8: Description de la coupe face à l'île aux Bouleaux
(Saint-Roch-de-Mékinac)

388

Épaisseurs très
approximatives

3 m	Sable grossier et gravier à structures entrecroisées		Dépôts fluviatiles de la terrasse du St-Maurice
	Pavage de galets plats		Lacune d'érosion
3 m	Sable fin avec des rides et des structures sédimentaires particulières		
2,5 m	Sable fin à stratification parallèle, sub-horizontale		Courant régulier dans le couloir du St-Maurice
2,5 m	Sable fin avec des ondulations et des rides sédimentaires	z	
6 m	Sable		Terme de régression
4 m	Sable très fin, stratifié avec ondulations sédimentaires	y	
6 m	Silt grossier, finement stratifié avec structures en boules	x	Terme inondation
8 m	Silt fin, très finement stratifié, strates parallèles	w	
8 m	Silt argileux, en strates de plusieurs centimètres d'épaisseur	v	
2 m et plus	Sables très fins, finement stratifié	u	Fin du terme transgressif
15 m	Eboulis		

Annexe 9: Coupe de la Yamachiche, à la Grange

La coupe est située à l'aval d'une grange en ruine à 1 km en aval du lieu dit les Dalles

10 m	Argile et silt à structure de dessiccation prismatique, fossilifère: <u>Macoma balthica</u>	Décantation marine en eaux profondes - à <u>Macoma balthica</u> (eaux moins profondes et plus chaudes)
10 m	Argile massive à <u>Portlandia arctica</u>	- à <u>Portlandia arctica</u> (eaux froides et profondes)
2 m	Silt interstratifié avec des lits de sable. Les lits de silt deviennent de plus en plus épais vers le haut.	
1 m	Sable interstratifié avec des lits de silt.	Phase transgressive prolongée
1 m	Sable massif ou à stratification discrète.	
1 m et plus	Intercalation de lits de silt, de sable, de cailloux et blocs anguleux, ou de diamicton	Glaciomarin distal ou épandages proglaciaires en milieu marin (ou matériel remanié par glissement de terrain)

Annexe 10: Coupe de Bournival 1 (rive gauche de la Yamachiche)

Epaisseur	Lithologie	Interprétation
1,5 m	Silts perturbés	Silts de glissement de terrain
4 m	Sables	Terrasse fluviale
6,6 m	Argile compacte	Terme d'inondation marine
0,4 m	Silt sableux	Terme transgressif
0,05 m	Croûte ferrugineuse surmontée d'oxyde de manganèse (?)	Surface de glissement de terrain ? ou plancher de nappe phréatique ?
0,5 m	Alternance de lits sableux perturbés	
1,4 m	Till sableux très compact	
1 m	Sable à stratification parallèle oblique avec blocs; hydroxyde de fer abondant	
1,3 m	Sable moyen et fin, bien stratifié avec des granules	Dépôts non identifiés
0,3 m	Sable très finement stratifié	
1,3 m	Matériel d'apparence grossièrement stratifiée de sable graveleux compact avec des cailloux et des pierres, passées irrégulières de silt	
1,3 m	Till gris légèrement rougeâtre	
0,2 m	Lits de sable rougeâtre et de silt gris rougeâtre	
0,4 m	Sable grossier graveleux	
2 m	Till gris rouge, très compact avec blocs de calcaire de Trenton et un lit oblique de sable graveleux	Till de Bécancour ?

Annexe 11: Coupe de Bournival 2 (rive droite de la Yamachiche)

Niveau	Epaisseurs observées	Lithologie	Essais	Interprétation
	2,4 m	Sable moyen à grossier jaune, rubéfié (oxyde de fer), stratifié horizontalement, avec deux niveaux distincts de sable silteux; petites failles obliques soulignées par l'oxyde de fer, à la base où le sable est bien stratifié.		Dépôt non identifié
	0,02 m	Gravier sableux		
	0,7 m	Till gris compact, à matrice sableuse grise et une passée de sable grossier graveleux au milieu; structure gneissolite parfois		Till de Gentilly
	2 m	Sable moyen avec un peu de silt et des graviers et cailloux disséminés; niveaux sub-horizontaux, irréguliers, de sable silteux gris, compact, à gravier semblable à la matrice du till	HCL-	
	0,7 m	Sable moyen à stratification perturbée		Dépôts non
	0,5 m	Sable compact avec lits gris de composition semblable à la matrice du till; déformations (glaciogènes ?)		glaciaires
	0,2 m	Sable moyen bien lavé		
	0,25 m	Sable moyen, homométrique, gris, carbonaté, 5 mm Niveau gris calcaireux 20 mm Niveau ferrugineux	HCL+	
	3 m	Till à matrice sableuse grise, à structure gneissolite, carbonatée; pierres de 20 cm de longueur fréquentes, souvent de calcaire de Trenton, gros blocs présents.	HCL+	Till de Pécancour ?

(épaisseurs à l'altimètre)

	Sables éoliens et sol	Faunes	Phénomènes continentaux
0,50 à 2 m			
1 m	Sable deltaïque: niveau à mini-chenaux soulignés par les minéraux noirs		Exondation à la périphérie du delta
3,5 m	Sables et silts pro-deltaïques à structures en boules		Sédimentation pro-deltaïque
14 m	Sable silteux, silt, silt argileux, stratifiés sub-horizontalement.		Sédimentation marine maximale en eau de moins en moins profonde. Présence permanente d'un courant: zone de dispersion de l'embaïement de Shawinigan.
0,20 m	Horizon silteux et caillouteux avec biocénose de <u>Hiatella arctica</u>	<u>Hiatella arctica</u> , daté 10 230 - 155 (QC-1463) rares <u>Macoma calcaria</u>	lacune d'érosion ?
30 m	Glaciomarin proximal du front glaciaire avec débris de <u>Portlandia arctica</u>	<u>Portlandia arctica</u> Foraminifères: <u>Islandiella teretis</u> <u>Cassidulina crassa</u> <u>Elphidium excavatum clavatum</u>	

Annexe 13: Coupe de la Yamachiche à Charette Nord,
(à côté de l'ancien pont de la route de Charette à Saint-Elie)

Altitude	Epaisseur	Lithologie	Interprétation
114 m	0,3 m et plus	Sables d'exondation	Epannage sableux au moment de l'exondation
		Lacune d'érosion	Lacune d'érosion
	0,75 m	Sable silteux, stratifié, fossilifère à la base <u>Macoma balthica</u> et <u>Mytilus edulis</u> décalcifiés	Faciès d'eau marine très peu profondes: faciès littoral (estuaire)
	0,9 m	Silt stratifié avec des pierres et des blocs à plat, fossilifère à la partie supérieure, <u>Macoma balthica</u> , <u>Mytilus edulis</u> , <u>Hiatella arctica</u> (très large), <u>Balanus crenatus</u> et présence de <u>Mya arenaria</u> (thanothocénose)	Faciès sub-littoral à <u>Mya arenaria</u>
		Passée de sable moyen irrégulière	Indique un changement de type de sédimentation, un lacune d'érosion ou de sédimentation
	1,5 m	Silt compact lessivé à stratification discrète, avec coquilles décalcifiées de <u>Portlandia arctica</u> (valves accolées)	Décantation marine en eaux froides
110 m	1 m	Sable moyen stratifié, compact, ferrugineux, avec déformations de strates (origine non identifiée)	Epannages pro-glaciaires milieu marin ?

(de bas en haut)

Niveau	Epaisseur	Lithologie	Unités	O. échan- tillon	Essais	Interprétation
"Till"	1,5 m	Substratum précambrien Diamicton (till?) sableux, avec très peu de cailloux, concrétions calcaires, grises, avec éléments détritiques inclus, localisées sur les fractures du substratum ou sur les cailloux ou les pierres, absence de microfaune	Till? de Gentilly.	a b	pénétré- mètre maximum	
Phase I de sédimentation	6,5 m	Sable stratifié avec des niveaux de silt peu fréquents à la base, fréquents vers le haut	Série			sédimentation rythmée annuelle?
	1,1 m	Silt stratifié A la base, silt avec quelques stratifications sableuses, se débite en plaquettes, présence de gravier. Au-dessus, lits de silt de 15 cm d'épaisseur séparés par des lits de sable fin de 2 à 3 cm. Faune abondante	trans- gressive	d e f		
	0,1 m	Niveau fossilifère repère à <u>Balanus hameri</u> Les coquilles sont associées à du gravier latéralement contre la paroi rocheuse. Les plaques basales en place sur la roche et la continuité du niveau fossilifère attestent une croissance de <u>Balanus hameri</u> sur la paroi rocheuse latérale, antérieurement à la sédimentation du niveau Espèces fossiles associées: <u>Lepeta caeca</u> , <u>Portlandia arctica</u> .	de la Mer de Cham- plain		10600	Les niveaux de stratification indiquent peut- être, des périodes d'érosion sous aquatiques ou des courants.
	3,9 m	Silt massif avec stratification discrète soulignée par des cailloux de 2 cm. <u>Portlandia arctica</u> . Silt massif avec cailloux et blocs disséminés (20 à 30 cm). <u>Portlandia arctica</u> fréquente, à valves accolées et de belle taille.		g		

Niveau	Epaisseur	Lithologie	Unités	N ^o échantillon	Essais	Interprétation
	1 m	Niveau de transition. Silt gris plus foncé qu'au dessous, inclut un niveau fossilifère repère à <u>Macoma calcareo</u> à la base, puis devient riche en matière organique (odeur de vase). Niveau sablonneux au sommet avec <u>Portlandia arctica</u> .		h	10200	
Phase II	15 m	Silt sablonneux, peu compact, <u>Portlandia arctica</u> abondante, surmonté par:				
ie la	0,4 m	Niveau de silt très riche en matière organique (?) noire concentrée en horizons distants de 2 à 4 cm, <u>Portlandia arctica</u> fréquente.		i		
sédi- menta- tion		Niveau fossilifère repère à <u>Portlandia arctica</u> et <u>Macoma balthica</u> une valve de <u>Hiatella arctica</u> .	Série de sédimentation majeure	j		
marine				k		
	5 m	Silt sablonneux à structure en boule, <u>Portlandia arctica</u> et quelques <u>Macoma balthica</u>		l		
	1 m	Silt sablonneux avec lits sableux rares. Quelques <u>Macoma balthica</u> .		m		
	8 m	Silt sablonneux, avec structures en boule métriques. Fossiles absents.				
	0,8 m	Niveau de transition Base: sable Sommet: silt massif au début avec un niveau organique de 2 mm d'épaisseur et moulages de coquilles décalcifiées (<u>Macoma balthica</u> ?) puis silt stratifié avec structures en boule.		n		
				o		

Niveau	Epaisseur	Lithologie	Unités N° échantillon	Essais	Interprétation
base de sédimentation avec glissements sous aquatiques fin de sédimentation marine	9 m	Lits de sables et de silts, strates sub-horizontales avec ondulations			
	1,5 m				
	6 m	Sable fin silteux à structures en boule ou très contournées	p		
	1,5 m	Niveau de transition de silt massif en apparence, avec quelques stratifications discrètes. Niveaux organiques à la base avec des fragments individualisés (morceaux d'algues ?). Moulages de coquilles (<u>Macoma?</u> <u>Portlandia?</u>) Fragment de coquille de <u>Mytilus edulis</u> .	q		
Phase IV avec fine stratification de sable et de silt	14 m	Lits alternés de sable et de limon de quelques cm d'épaisseur. Stratification parallèle sub-horizontale avec ondulations de 3 cm d'amplitude et de 15 à 20 cm de longueur d'onde			
	2 m				
	8 m	Silt finement stratifié en lits de quelques mm à quelques cm séparés par des lits sablonneux moins fréquents; quatre bancs de sable à structure en boule et contenant de la matière organique sont intercalés dans cette unité.	t		
	4,1 m	Alternance de bancs de sable massif et de bancs de sable et silt stratifiés: 80 cm - sable à structure en boules 40 cm - sable et silt stratifiés 20 cm - sable fin massif ou à structure en boules 40 cm - sable et silt stratifiés 30 cm - sable massif 200 cm - sable peu limoneux avec structures en boules métriques, odeur de vase et couleur noire de matière organique (?) diffuse	u		396

Niveau	Epaisseur	Lithologie	Unités	n° échantillon	Essais	Interprétation
Phase V	5 m	Sable moyen gris (milieu réducteur) massif		V		
de dépôts	0,1 m	Lits de silt d'épaisseur variable, finement stratifié avec lits de sable				
pro-	3,5 m	Sable stratifié à structures en boules plus massif vers le haut, les 20 cm supérieurs sont silteux.		W		
deltaï-	0,15 m	Silt gris très finement stratifié		X		silts fluvia-
ques	0,35 m	Silt sableux stratifié, oxydé (rubéfié) et délavé		Y		tiles indiquant l'érosion de surfaces argileuses
		Lacune d'érosion				
Phase de sédimentation fluviale: dépôts de terrasses fluviales	1,2 m	Gravier et sable grossier, non ou grossièrement stratifié				
	0,3 à 0,5 m	Sable à stratifications entrecroisées				
	0,7 m	Sable et gravier à stratifications entrecroisées; sol développé au sommet				
Epaisseur totale	52 m					

Annexe 15: Coupe du séminaire de Shawinigan

(de bas en haut)

Épaisseur		Lithologie		Unités	échantillon	Essais	Interprétation
		Gneiss précambrien, surface bombée et striée: striés SSE (150°)					Substratum
1,8 m à 2 m	7 à 30 cm	Gravier compact avec cailloux anguleux (originellement glaciaires) de 10 cm de diamètre					Faciès transgressif de remaniement
	15 cm	Sable grossier peu compact					
	12,5 cm	Argile brune avec moulages de coquilles décalcifiées, zone de transition à la base					Faciès marin à sédimentation alternée en eaux non profondes 1. décantation 2. reprise d'érosion
		Passée sableuse					
	75 cm	Argile brune (lessivée, oxydée)					
	25 cm	Sable ferrugineux					
	7,5 cm	Argile brune					
	15 cm	Argile grise compacte, avec cailloux					
	5 cm	Argile gris foncé, sablo-graveleuse, <u>Hiatella arctica</u>					
	8 cm	Gravier, éléments de 1 à 5 cm de diamètre, saturé en eau					

Annexe 15 (suite): Coupe du séminaire de Chassagnou

Épaisseur	Lithologie	Unités	N° échantillon	Essais	Interprétation
10 cm	Argile fossilifère: <u>Hiatella arctica</u> + <u>Macoma balthica</u> + <u>Balanus crenatus</u> + <u>Mytilus edulis</u> : thanatocénose A (parfois <u>Balanus hameri</u>)				Faciès marin sub-littoral avec destruction périodique de biocénoses localisées topographiquement au-dessus
12 cm	Argile				
12 cm	Lit sableux fossilifère (association A)				
20 cm	Argile				
3,7 m	Lit sableux fossilifère (association A)				
30 cm	Argile				
280 cm	Argiles et siltstratifiés avec des lits fossilifères (association A). Au milieu, niveau à <u>Balanus crenatus</u> dominant. Fragments osseux de <u>Somateria</u> sp. (<u>Mollissima</u> ?)				
35 cm	Lit d'argile fossilifère à <u>Mya arenaria</u> de grande taille, valves séparées ou rarement accolées, associée à l'association A. L'argile est surmontée d'un lit plus sableux où <u>Mya</u> disparaît,			10 300 + 100	Faciès marin littoral thanatocénose à <u>Mya arenaria</u>
65 cm	Argile très brune, oxydée avec des moulages internes de <u>Mytilus edulis</u> décalcifiée			GSC-2101	Faciès marin littoral
60 cm	Sable				Dépôts rythmés d'exondation, avec une reprise d'érosion locale sur la colline rocheuse
30 cm	Sable silteux, moulages de petites coquilles de <u>Macoma balthica</u> décalcifiés				
30 cm	Sable				
30 cm	Sable silteux				
5,2 m env.	Sable stratifié avec des lits de silt de plus en plus grossiers				
150 cm env.	Sables lités avec alternance de lits de sable moyen puis grossier et de lits de sable fin à moyen				
120 cm env.	Sables et graviers interlités				

Annexe 16

Fiche paléontologique n° 1

Coupe de Saint-Alban, sur la rive gauche de la Sainte-Anne

Coordonnées: 46° 47' 20" N, 72° 0' 55" W.

1) Base de la coupe: lit repère à Balanus hameri

altitude: 72 m

matériel: argile caillouteuse (niveau f)

Macrofossiles

Espèce dominante: Balanus hameri en biocénose Proportion: 100
 (pieds collés à la surface du substratum (éléments)
 rocheux) ou peu transporté avec oper-
 cules, pieds et plaques dont une de
 95 mm de long.

Espèces présentes: Portlandia arctica, avec les 10
 valves parfois accolées et parfois ci-
 mentées

Macoma calcarena 8

Miatella arctica 3

Lunatia pallida 2

Mucula tenuis 5

Lepeta caeca 1

Macoma balthica 10
 (relativement abondante)

Buccinum sp. 1
 2 vertèbres (de poisson ?)
 Oeufs

Foraminifères:

Islandiella helenae abondant

Pyrgo williamseni

Ostracodes:

Phase Cytheropteron nodosum espèce surtout euhaline

marine Cytheropteron inflatum

arctique Jonesia simp.

Palmanella limicola

- 2) Horizon repère à Macoma calcarea, dans des silt argileux stratifiés

Espèce dominante: Macoma calcarea

Microfossiles

Foraminifères:

<u>Islandiella helenae</u>	abondant
<u>Elphidium excavatum clavatum</u>	très abondant
<u>Elphidium cf. E. incertum</u>	
<u>Nonionella labradorica</u>	
<u>Protelphidium orbiculare</u>	

Ostracodes:

Espèce non Heterocyprideis sorbyana (fragments)
significative

- 3) Horizon repère à Macoma balthica et Portlandia arctica dans des silt stratifiés

Espèces dominantes: Macoma balthica

Portlandia arctica

- 4) Horizon silteux supérieur (x)

Foraminifères: Islandiella helenae
Protelphidium orbiculare

Ostracodes: Cytheropteron cf C. alatum

Phase marine Palmanella limicola
arctique ou
~~sub~~-arctique

Annexe 17

Fiche paléontologique n° 2

Coupe de la Gabelle, sur la rive gauche du Saint-Maurice, en aval du barrage:

Coordonnées: 46° 26' 15" N, 72° 43' 40" W). Altitude: 11 m

Matériel: dépôt glacio-marin massif distal (photo 47).

Faune: Espèce dominante: Portlandia arctica avec valves accolées, parfois cimentées.

Espèces présentes: Balanus hameri

Nuculana pernula

Nucula tenuis

Buccinum totteni Stimpson

Lunatia pallida

Haminoea solitaria

Thyasira flexuosa

- un néogastropode, incomplet, écrasé, de 5 mm de long

Coupe en amont du barrage de la Gabelle, sur la rive gauche du Saint-Maurice, à 3 500 m du site précédent:

Matériel: dépôt glacio-marin

Foraminifères:

Phase marine Islandiella helenae abondant

arctique Cassidulina crassa très abondant

Annexe 18

Fiche paléontologique n° 3.

Coupe 1 de la rivière la Fourche (échantillon 18.8.71.7) sur la rive gauche

Coordonnées: 46° 32' 05" N et 72° 30' 15" W

Matériel: dépôt glacio-marin

Faune: Espèce dominante: Portlandia arctica

valves parfois accolées et cimentées

radiodattation: 11 300 $\pm$ 160 GSC-1729

Espèces présentes:

Balanus hameriLunatia pallidaThyasira flexuosa

Annexe 19

Fiche paléontologique n° 4

Coupes du Pont de la rivière la Fourche

Coordonnées: 46° 32' 25" N et 72° 30' 40" W

Base de la coupe sur la rive droite, au coin NO du pont.

10 m	Silt argileux massif	
0,35 m	5 horizons sableux	<u>Hiatella arctica</u> , <u>Macoma balthica</u> ,
	fossilifères	<u>Mytilus edulis</u> , <u>Balanus crenatus</u>
0,4 à	Lit d'argile massive	
0,6 m	Horizon sableux fossi-	<u>Hiatella arctica</u> , <u>Macoma balthica</u> ,
	lifère, oblique	<u>Mytilus edulis</u> , <u>Balanus crenatus</u>
0,9 m	Lit d'argile massive	
	Horizon sableux fossi-	<u>Hiatella arctica</u> dominante, *
	lifère, oblique	<u>Mytilus edulis</u> , <u>Macoma balthica</u> rare
plus de	Till massif, à matrice	
2 m	sableuse, versant froid	
	de la moraine de	
	Saint-Narcisse	

* Foraminifères:

Elphidium excavatum clavatum
Elphidium aaklundi
Elphidium albidum bilicatum
Protelphidium orbiculare

Ostracodes:

Heterocyprideis sorbyana
non signi- Eucytheridea punctillata espèces euhalines
ficatives à plio-halines
Eucytheridea bradii

Détail de la coupe sur la rive gauche, coin NE du pont

La coupe a en tout 15 m de dénivellation. Elle expose uniquement le faciès argilo-silteux marin, finement stratifié jusqu'à 3 m sous la surface où il devient massif et silteux.

Altitude au-dessus du niveau de la rivière	Epaisseurs	
	0,1 m	Macoma balthica, bivalve, en position verticale
		Feuillet
	0,3 m	Lit sableux à <u>Macoma b.</u> + <u>Balanus crenatus</u>
	0,1 m	Lit sableux à <u>Macoma b.</u> + <u>Mytilus edulis</u>
	0,3 m	Lit sableux à <u>Macoma balthica</u>
	0,2 m	Lit sableux à <u>Hiatella a.</u> + petites <u>Mya arenaria</u>
7,5 m	-----*	Lit sableux à <u>Hiatella arctica</u> , <u>Balanus crenatus</u> et <u>Mya arenaria</u>
	0,9 m	Lit sableux à <u>Mya arenaria</u>

* Foraminifères

Elphidium asklundi
 ----- incertum
 ----- cf. E. albiumbilicatum
Protelphidium orbiculare
Islandiella helenae

Ostracodes:

espèces non significatives	{	<u>Heterocyprideis sorbyana</u>	espèces euhalines à pliohalines
		<u>Eucytheridea bradii</u>	
		----- <u>punctillata</u>	
		----- <u>macroluminata</u> ?	

Annexe 20

Problèmes et méthodes en paléogéographie

La paléogéographie fait à la fois la synthèse des spécialités qui analysent selon un point de vue différent le milieu naturel et c'est également en soi un point de vue autonome avec sa logique propre et une méthode à développer.

Au cours de la pratique des différentes spécialités de l'étude du Quaternaire, nous nous sommes heurtés à des problèmes concrets:

a) Le raisonnement paléogéographique est directement limité par les limites d'acuité et de précision de chacune des spécialités qu'il prend en considération. Un modèle paléogéographique qui n'en tiendrait pas compte serait particulièrement discutable.

b) En sédimentologie, l'interprétation des faciès est essentielle. Bâtir un modèle paléogéographique sur une exception ou des structures sédimentaires qui ne seraient pas présentes est le piège le plus fréquent. Au Québec méridional, la principale source d'erreur sédimentologique concerne les dépôts glacio-marins confondus avec des dépôts glaciaires remaniés par la mer (cf. III). La nuance étant parfois difficile, il est préférable de ne ranger que les diamictons fossilifères massifs à matrice argileuse dans la catégorie des dépôts glacio-marins, et de ne pas associer une position frontale du glacier aux autres dépôts ni à leur radiodation tant que d'autres données convergentes n'ont pas été trouvées.

La mesure et l'interprétation de la fabrique des tills sont essentielles pour les reconstitutions paléogéographiques. Elles sont nettement insuffisantes actuellement dans la vallée du Saint-Laurent.

L'exemple de la microfaune marine (annexe 4) montre que le critère par défaut est rarement démonstratif en paléogéographie.

c) L'utilisation de la stratigraphie pour les reconstitutions paléogéographiques est essentielle. La première difficulté pour établir des corrélations est liée à la nature discontinue des dépôts continentaux et à leurs nombreux passages latéraux. La compréhension du terrain est primordiale.

d) Les microformes d'érosion glaciaire sur le substratum rocheux sont une information précieuse sur le sens d'écoulement de la glace. Elles sont généralement attribuables à la dernière période active de la glace mais pas toujours. Dans ces conditions, il est nécessaire de connaître le contexte stratigraphique de chaque indicateur directionnel. En cas contraire, il est dangereux d'utiliser le sens d'écoulement de la glace dans les modèles paléogéographiques. Il y a une logique des formes continentales et marines qui peut servir aux reconstitutions paléogéographiques, notamment les plages perchées, les alignements morainiques. Il est préférable, cependant, que d'autres critères, notamment sédimentologiques et stratigraphiques, confirment les données morphologiques.

e) L'interprétation des données chronologiques est une grande source d'erreur en paléogéographie. Les âges plus grands que la limite du ^{14}C sont, par principe, seulement indicatifs. Les corrélations inter-régionales établies à partir de la nature des dépôts et de la disposition relative des unités restent alors provisoires. Les séquences morphosédimentologiques ou climato-stratigraphiques peuvent varier d'une région à l'autre. Le même problème se pose pour les limites inférieure et supérieure du Wisconsinien, voire du Sangamonien.

L'ensemble de ces problèmes nous a amené à définir quelques principes théoriques et propositions pour établir des reconstitutions paléogéographiques.

a) Comparer des objets de même échelle

Ainsi, il y a démesure entre les faciès du dernier retrait glaciaire avec son cortège de tills, de dépôts glacio-marins et fluvioglaciaires et le Till de Gentilly (zones a à d). Il est également délicat de comparer les fluctuations de l'inlandsis nord-américain et celles d'une calotte marginale périodiquement incorporées à l'inlandsis.

b) Convergence des faits

Un événement paléogéographique sera d'autant plus valable qu'il s'intègre dans un ensemble de données convergentes. Après vérification des données, un modèle paléogéographique ne doit entrer en contradiction avec aucune des informations sédimentologiques, stratigraphiques, morphologiques ou chronologiques. Dans le

cas contraire, le modèle est contestable.

c) Notion de région paléogéographique

Au cours du Wisconsinien, les séries stratigraphiques de la vallée moyenne du Saint-Laurent, des Appalaches, de l'Ontario et des basses terres de la baie de James ne sont pas les mêmes. Les variations sont liées, d'une part, à la distance entre ces régions et les centres de dispersion de l'inlandsis et, d'autre part, à leur dynamique glaciaire propre, comme on l'observe par exemple dans les Appalaches. La notion de région paléogéographique ne peut pas servir en soi d'argument démonstratif.

d) Stratigraphies marines et continentales

Les supports matériels de ces deux types de stratigraphie sont partiellement différents. La stratigraphie marine est une sédimento-stratigraphie commandée par le niveau local de la mer et l'équilibre isostatique local de la lithosphère. La stratigraphie continentale dépend de l'évolution climatique régionale, c'est une climato-stratigraphie où les lacunes et les passages latéraux de faciès sont fréquents. L'application des règles de stratigraphie, fondées sur les séries marines continues, est plus délicate lorsqu'il s'agit des dépôts continentaux (chapitres IV, VIII et IX).

En conclusion, la paléogéographie est l'ultime étape de l'analyse empirique du terrain. Elle implique la conception de modèles régionaux théoriques, comme ceux d'Andrews et Mahaffy (1976), Sugden (1977), Andrews et Barry (1978), qui tiennent compte des phénomènes d'échelle continentale ou planétaire tels que l'isostasie, l'eustatisme ou les variations climatiques mondiales.

RÉSUMÉ

La première partie de ce texte est une étude régionale des principaux traits du Quaternaire d'un secteur de la rive nord du Saint-Laurent. Le relief rocheux de la partie laurentidienne de cette région est essentiellement contrôlé par les accidents structuraux avivés par l'érosion glaciaire. La série lithostratigraphique du Quaternaire reposant sur la Plate-forme sédimentaire est caractérisée par un till ancien corrélé avec le Till de Bécancour, des argiles silteuses à lits de matière organique associées aux Sédiments de Saint-Pierre et la série glaciaire du Stade de Trois-Rivières. Celle-ci comprend des varves corrélées avec les Varves de Deschaillons, les Sables glacio-lacustres et proglaciaires des Vieilles-Forges, le Till de Gentilly composé de plusieurs lithozones, quelques rythmites de transition très locales et les argiles et silts de la mer post-glaciaire de Champlain. Dans les Pré-Laurentides, l'analyse détaillée de la lithologie et de la morphologie des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires de la Formation de Matawin conduit à la reconstitution du mode de retrait de l'inlandsis et de l'épisode de Saint-Narcisse. La paléontologie et les données géochimiques des dépôts marins mettent en évidence une évolution progressive des eaux de la mer de Champlain depuis le début de la transgression. La dessalure et l'augmentation de la température estivale de l'eau sont attribuées à l'exondation par relèvement isostatique, à l'apport des eaux de fonte glaciaire et à la vidange des grands lacs post-glaciaires. La critique des données géochronologiques termine la description régionale.

La deuxième partie est une synthèse paléogéographique et une étude comparative: les données régionales sont étendues à la vallée moyenne du Saint-Laurent puis comparées aux courbes de chronologie isotopique marine et à quelques séries continentales d'Amérique du Nord. Dans l'état actuel des connaissances, le Stade de Nicolet semble correspondre à la phase isotopique marine 4 caractérisée par l'augmentation très rapide du volume mondial des glaces. L'absence d'intervalles non glaciaires pendant le Stade de Trois-Rivières semble en contradiction avec les hauts niveaux marins connus au cours des interstades du Wisconsinien moyen et supérieur.

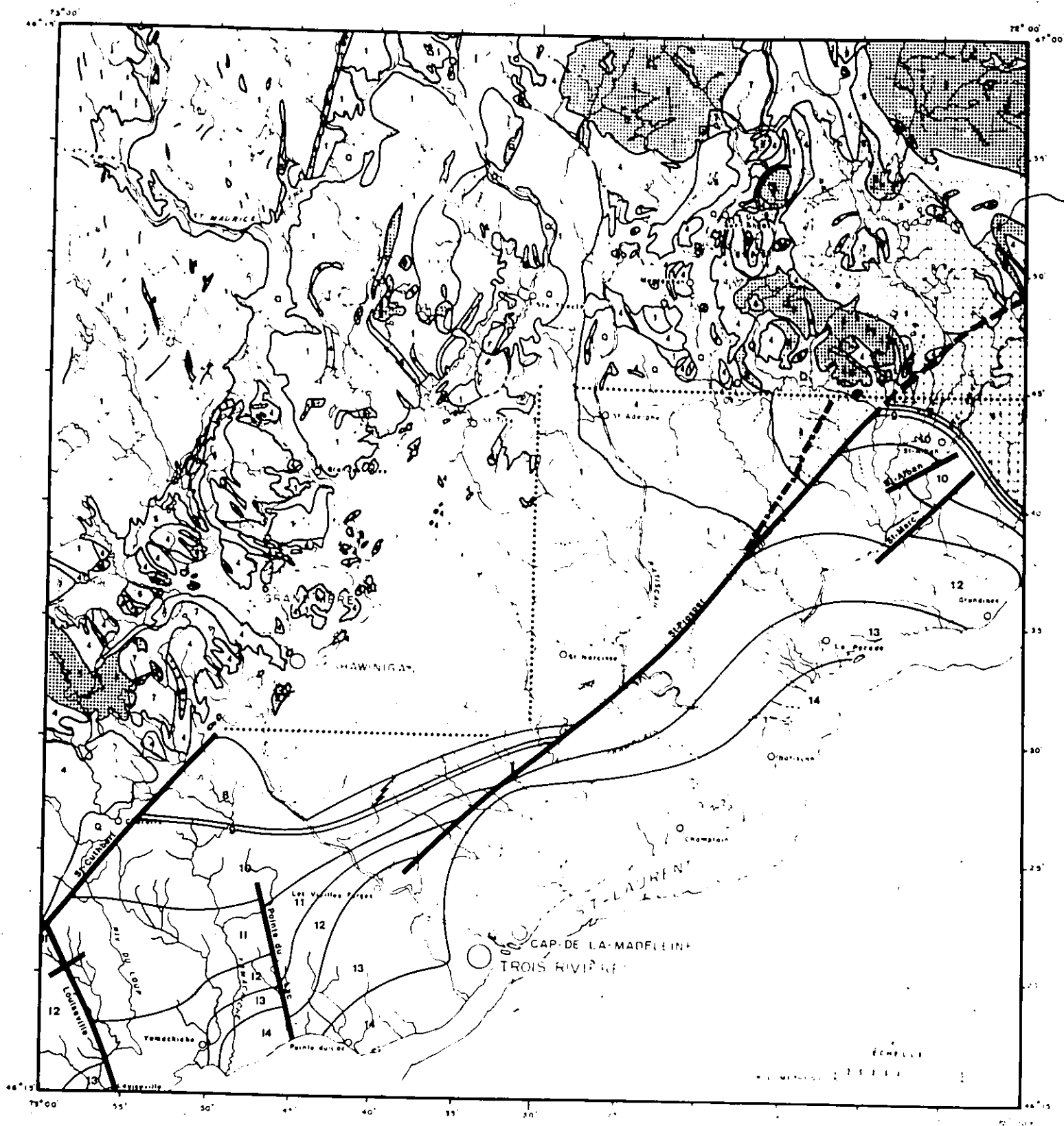
ABSTRACT

The first part of this text is a regional study of the main characteristics of the Quaternary data of an area on the North side of the St. Lawrence river. The bedrock morphology of the laurentide part of this region is essentially controlled by structural accidents which are sharpened by the glacial erosion. The Quaternary lithostratigraphic series resting on the sedimentary platform is characterized by an old till correlated with the Bécancour Till, by silty clays with organic layers correlated with St. Pierre Sediments and by the glacial series of the Trois-Rivières Stadial. This last one includes varves correlated with Deschaillons Varves, glaciolacustrine and proglacial Sands of Vieilles-Forges, Gentilly Till composed of several lithozones, some very local, transitional varve-like sediments and clays and silts of the post-glacial Champlain Sea. In the Pre-Laurentians, the St. Narcisse morainic system and the retreat of the Laurentide ice-sheet can be reconstructed by analyzing the glacial and fluvioglacial deposits of the Matawin Formation and their morphology. The paleontology and geochemical data of the marine deposits indicate a progressive evolution of the waters of Champlain sea since the beginning of the transgression. The salinity decrease and the increase of the summer water temperature are attributable to: 1) exondation by isostatic rebound, 2) melting waters from the retreating ice sheet, 3) draining of the large post-glacial lakes. A critique of the geochronological data ends the regional description.

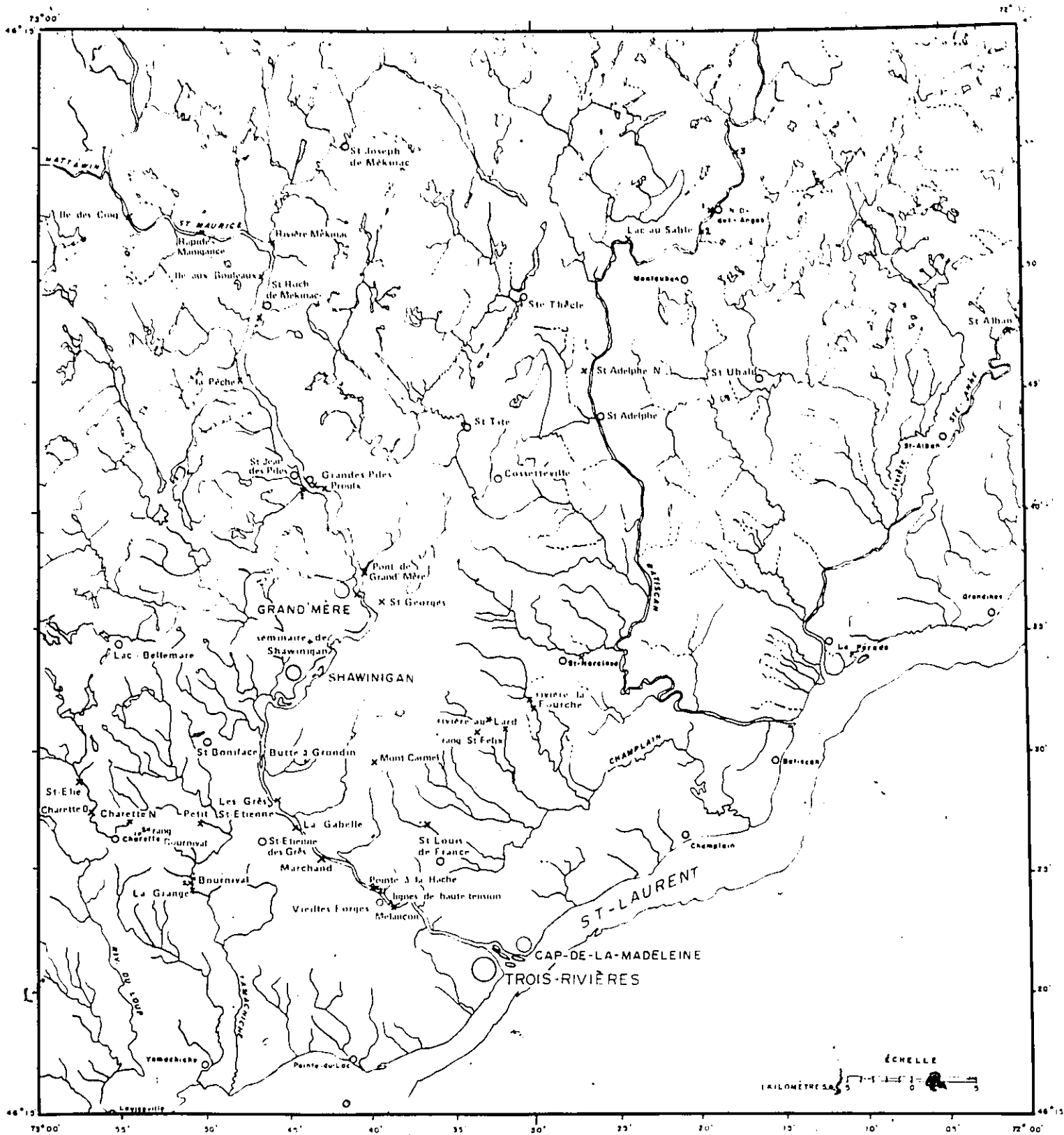
The second part is a paleogeographic synthesis of the Quaternary data in the central St. Lawrence valley and a comparative study of the regional series with isotopic marine chronology and some continental series of North America. In the current state of knowledge, the Nicolet Stadial seems to correspond to the isotopic marine phase 4 which is characterized by a very rapid worldwide increase of ice volume. It appears to be a contradiction that there are no nonglacial intervals during the Trois-Rivières Stadial when there were high marine levels during the interstadials of middle and late Wisconsinan.

LEGENDE DE LA CARTE HORS-TEXTE 1

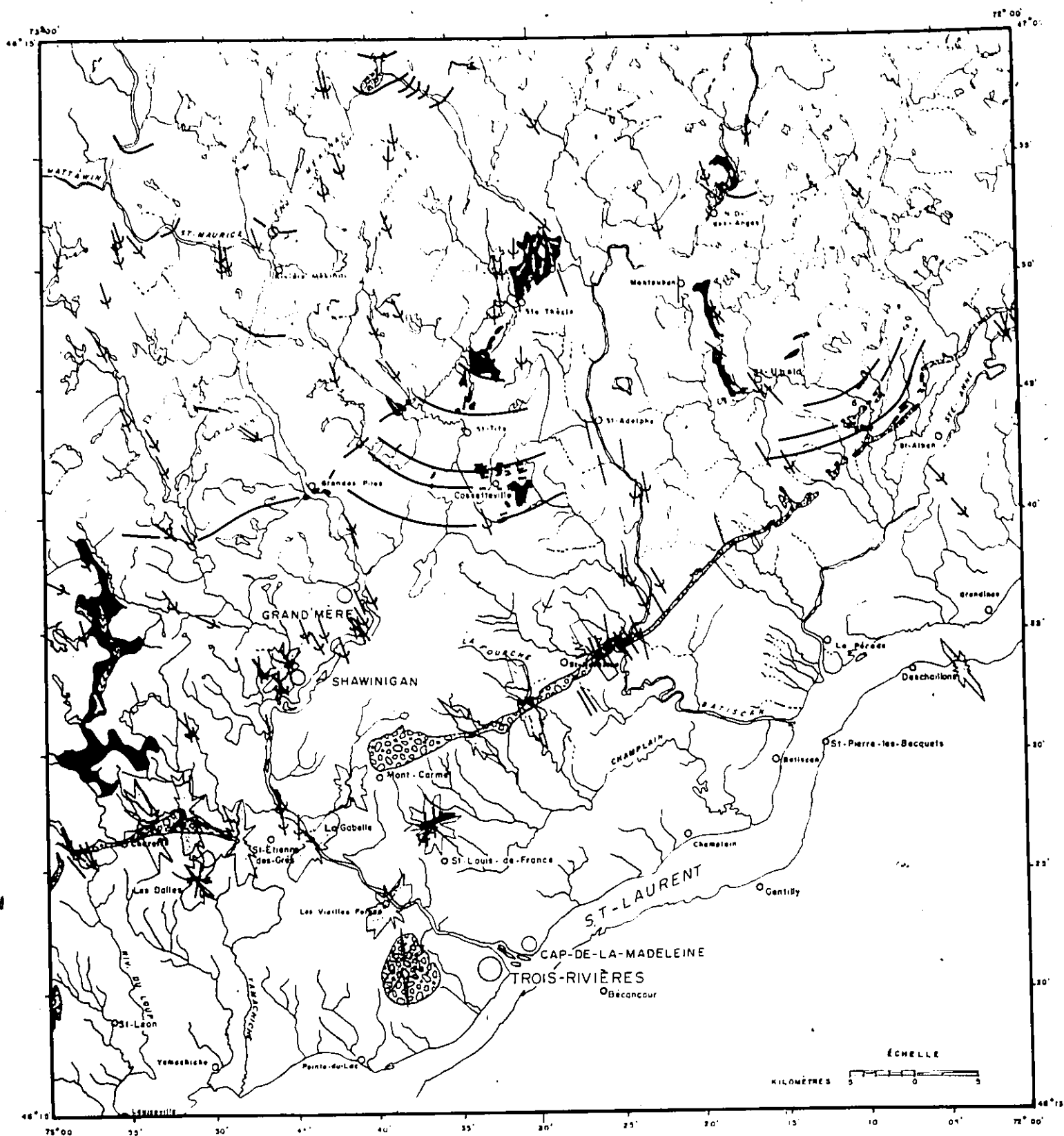
- t Matière organique
- e Dépôts éoliens
- 9a Alluvions fluviatiles récentes (silts, sables, graviers, galets)
- 9 Alluvions fluviatiles des moyennes terrasses
- 8d Sables et graviers de deltas perchés
- 8 Epanchages deltaïques et sables d'exondation marine
- 7g Silts et argiles de glissement de terrain
- 7 Silts et argiles de la mer de Champlain
- 6 Formation de Matawin: dépôts fluvioglaciaires et de contact glaciaire
- 6b Formation de Matawin: till d'ablation et dépôts remaniés
- 6a Till de la Formation de Matawin
- 5 Dépôts du complexe morainique de Saint-Narcisse



Carte hors-texte 2: Unités lithologiques du substratum de la région.



Carte hors-texte 4: Localisation des affleurements cités dans le texte.



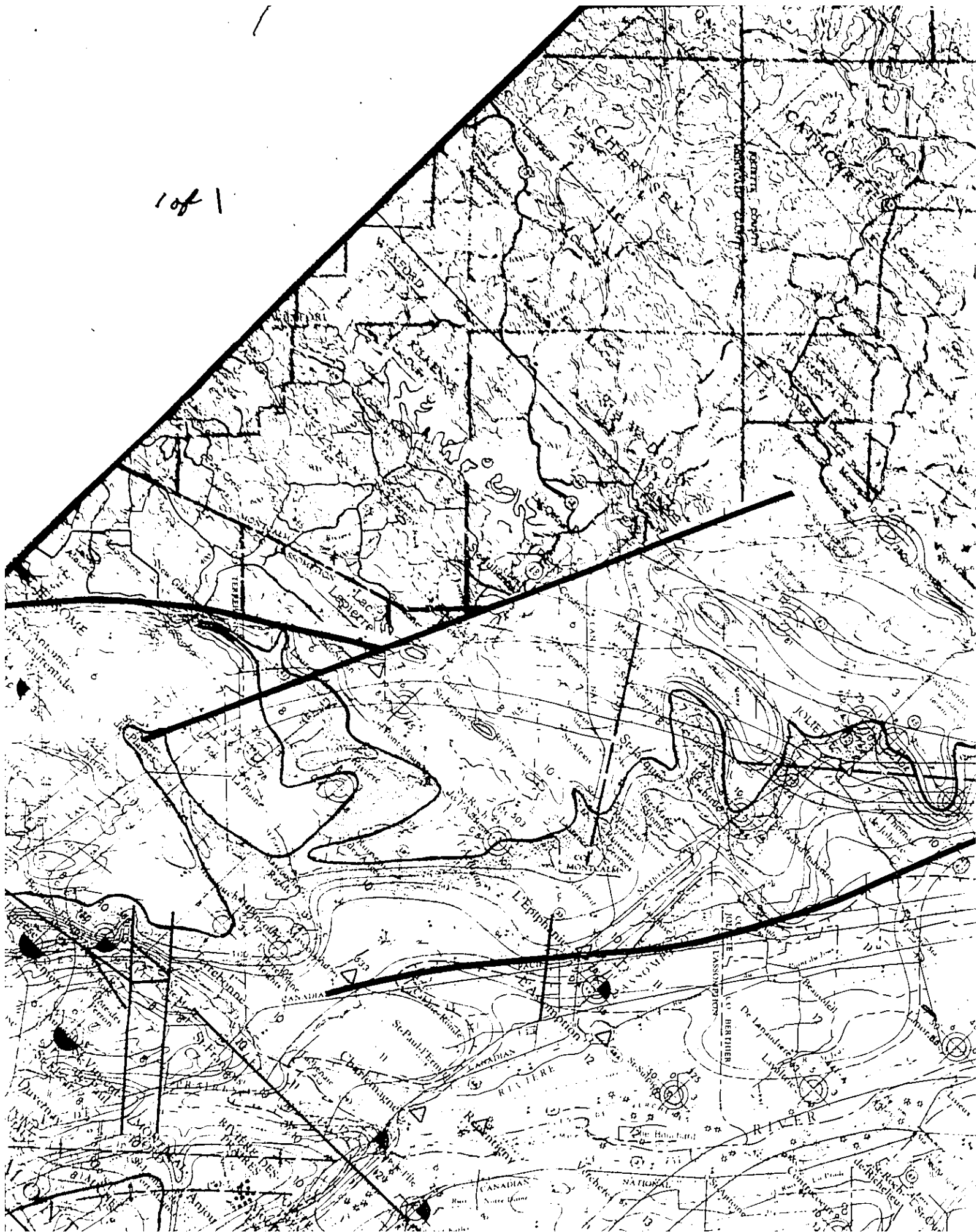
Carte hors-texte 5: Principales données glaciaires de la région et mode de déglaciation. Les traits indiquent des positions du front de l'inlandsis en retrait. La trame grise, avec des contours de cailloux, représente des accumulations de till de fond et de dépôts glaciaires frontaux. La trame noire représente les dépôts fluvio-glaciaires. Les stries glaciaires, eskers et fabriques de till sont illustrés par les symboles usuels: flèches, «» et rosaces.

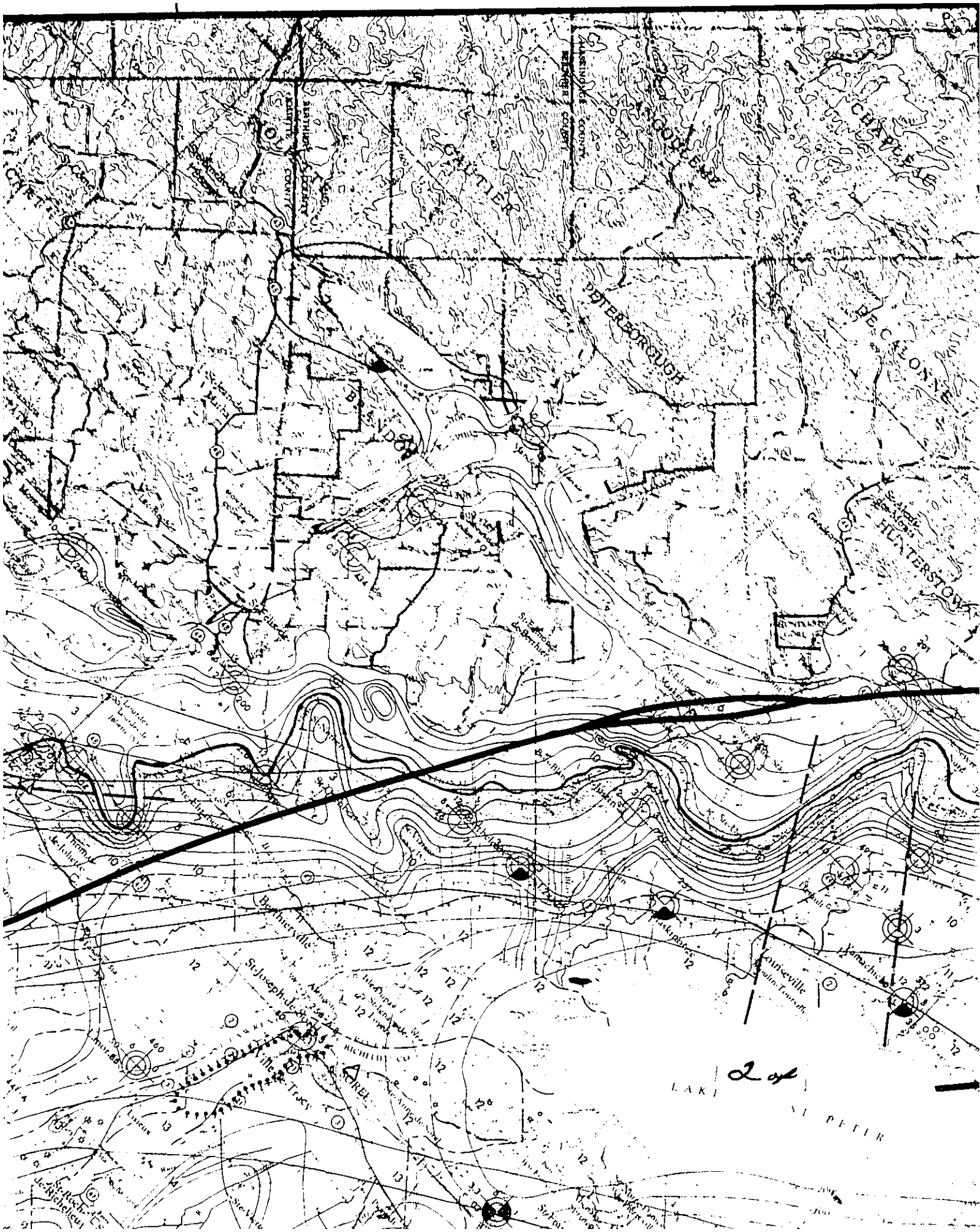
LEGENDE DE LA CARTE HORS-TEXTE 7

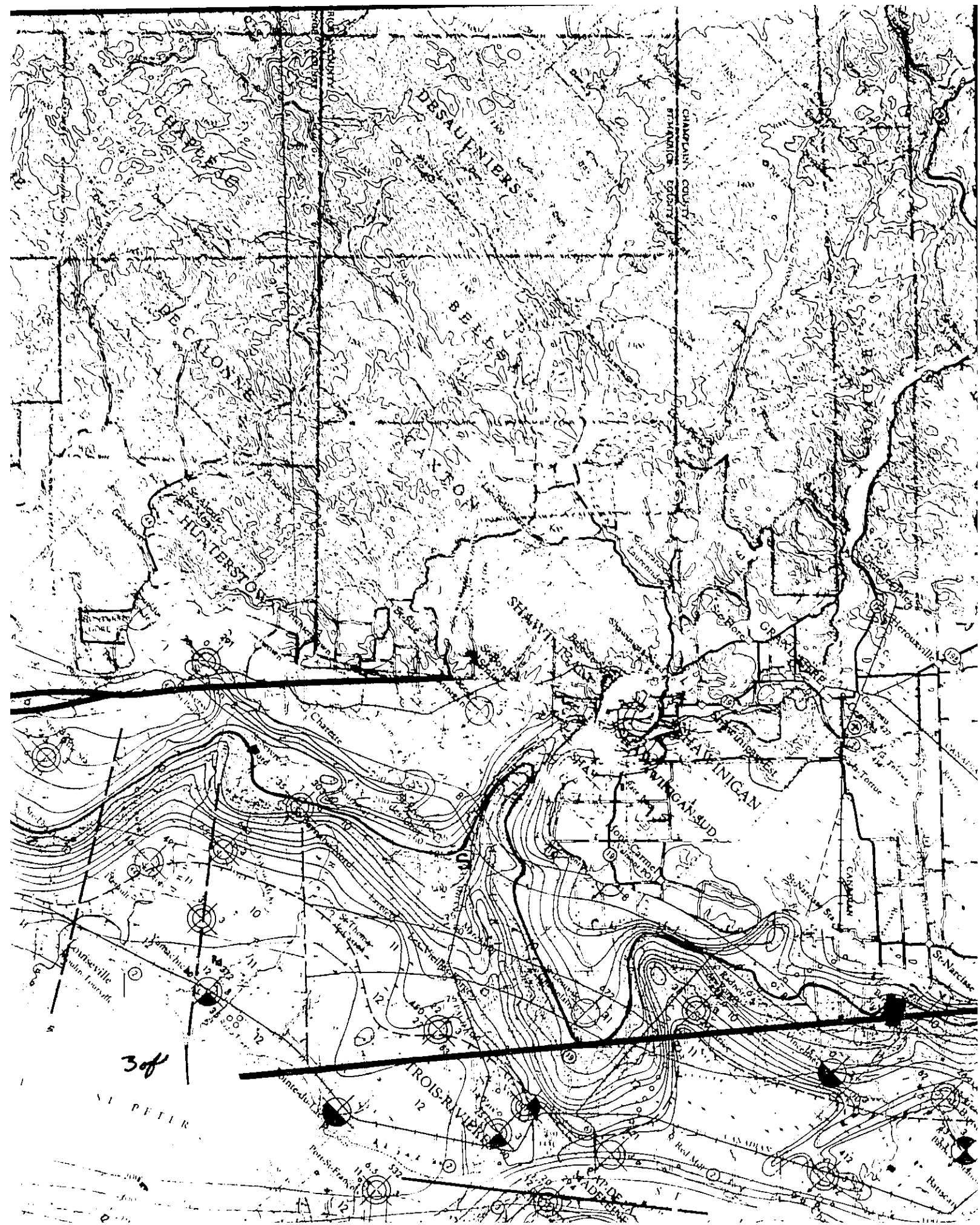
- trait épais: - bourrelets morainiques attribués au complexe de Saint-Narcisse
- bourrelets morainiques au nord ou en corrélation avec le complexe de Saint-Narcisse
- trait moyen: - limites de l'extension maximale présumée des mers épicontinentales de Champlain, Goldthwait et du golfe de Laflamme. Les limites incluent des bassins para-marins dans les Laurentides
- trame grisée: - reliefs au-dessus de 600 m d'altitude
- flèches à simple courbure: - stries glaciaires dont le sens est connu
- flèches à double courbure: - stries glaciaires dont seule la direction est connue
- alignement de V: - eskers

N.B. Les stries glaciaires et les eskers indiqués sur la carte ont été inventoriés dans les rapports géologiques du Ministère des Richesses naturelles du Québec et de la Commission géologique du Canada. A ces données ont été ajoutées les observations de la région de Trois-Rivières-Shawinigan.

1081

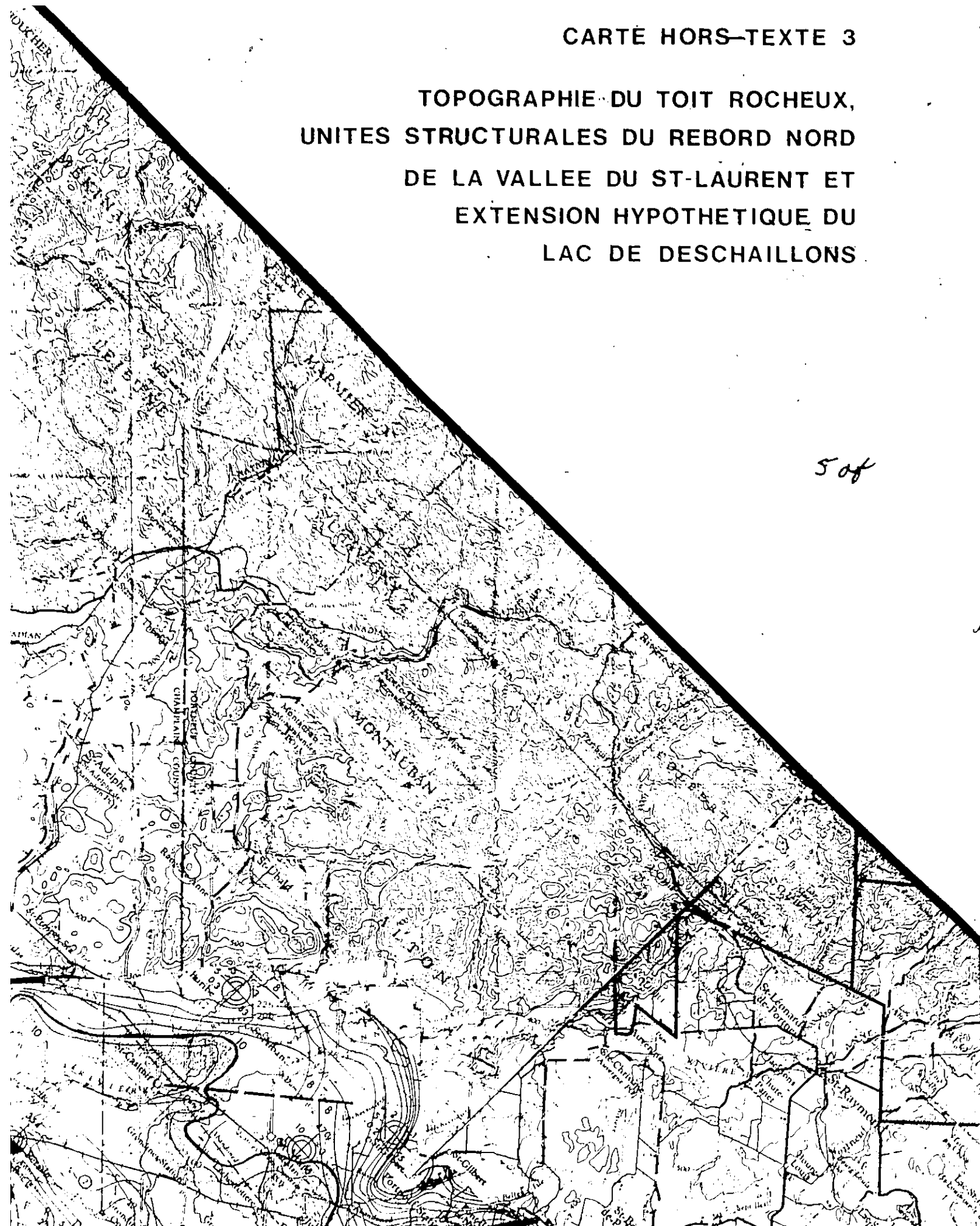


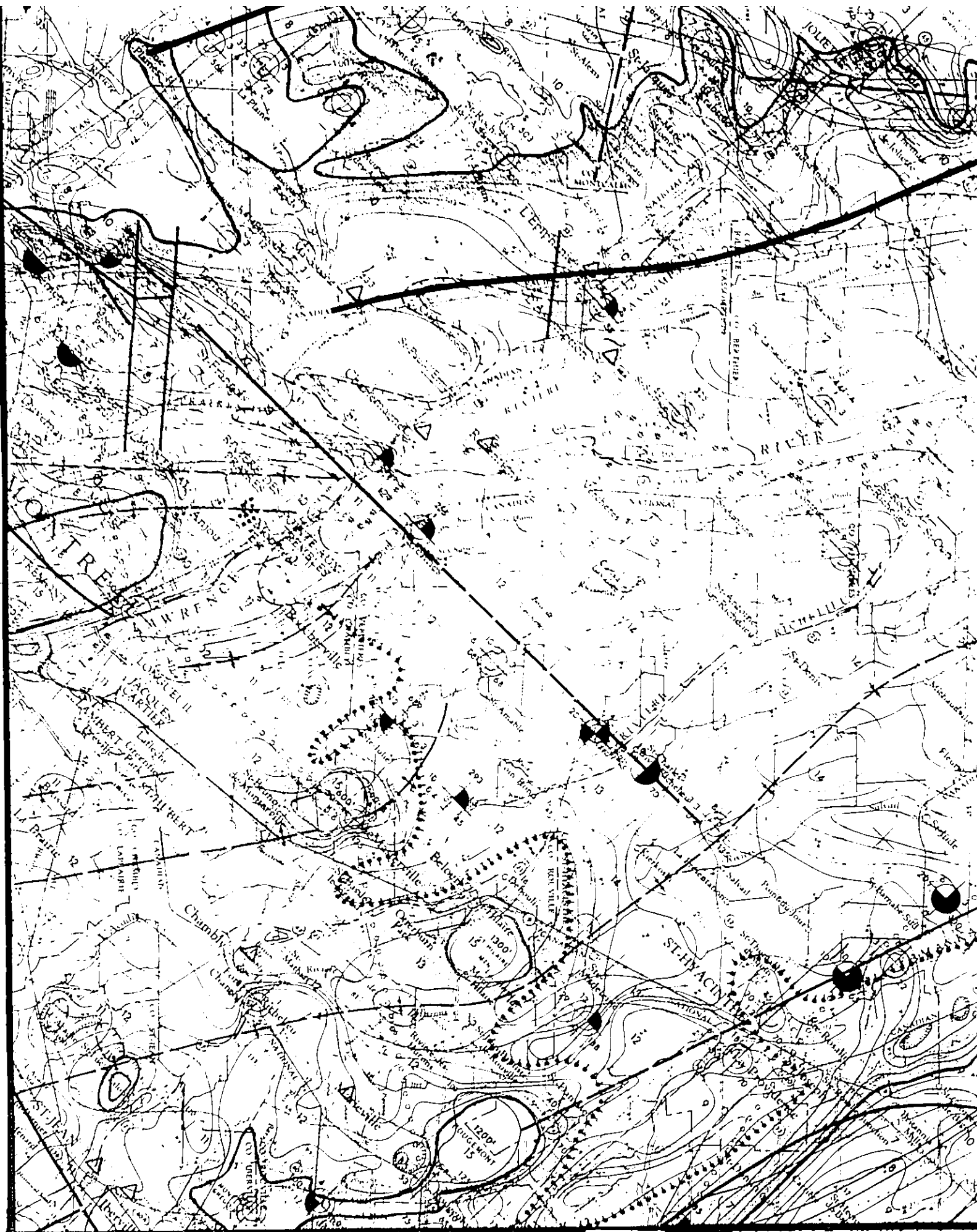


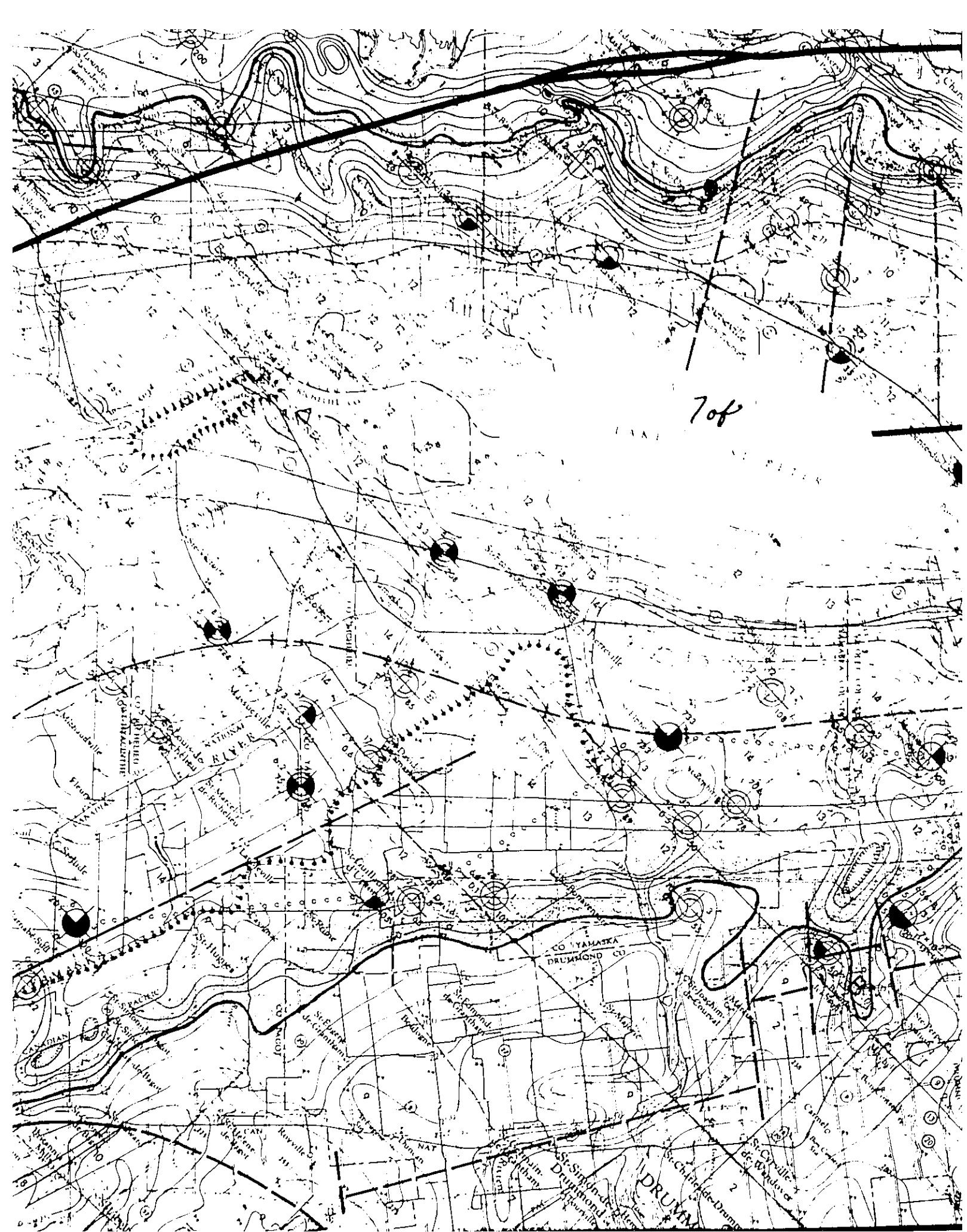


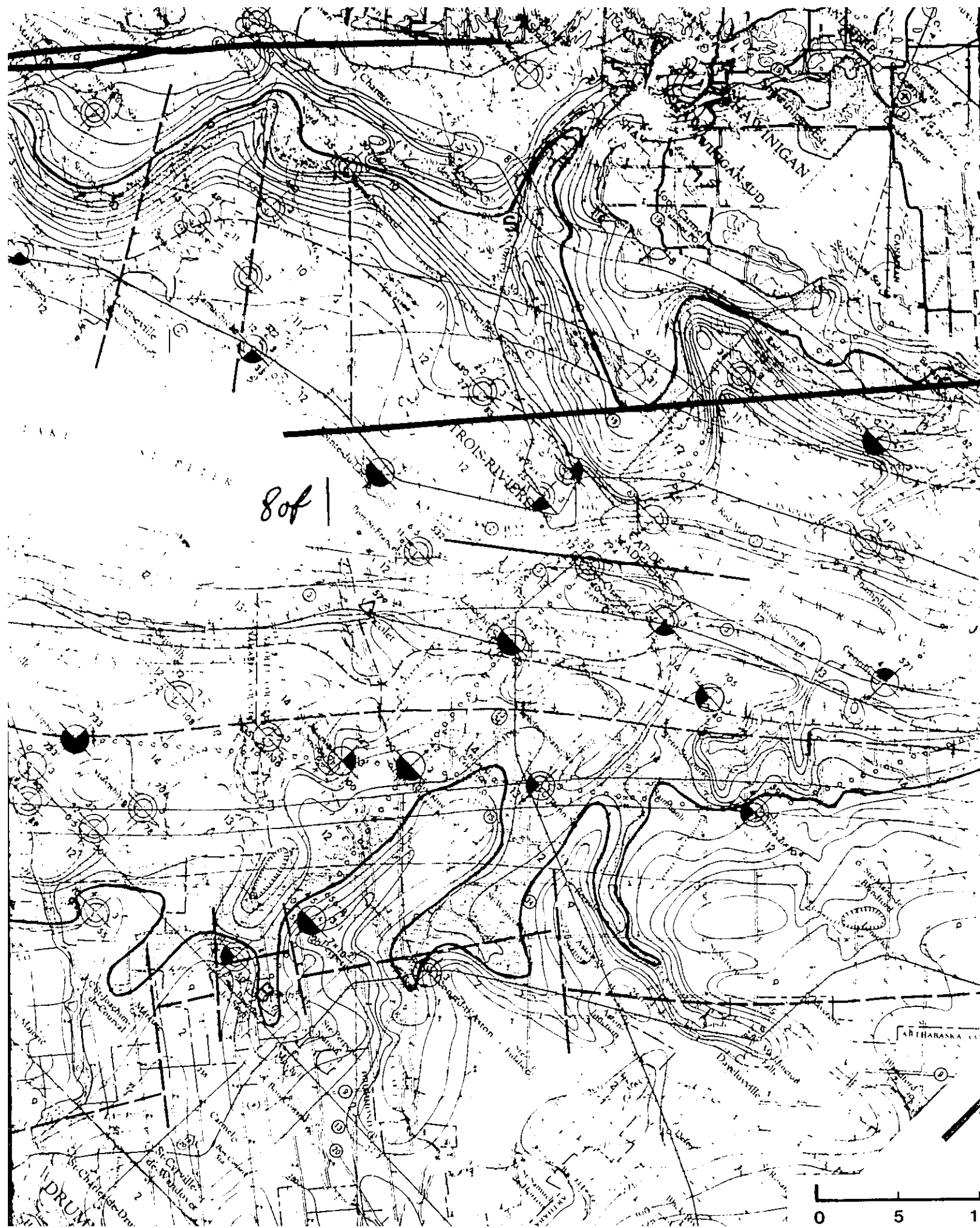
TOPOGRAPHIE DU TOIT ROCHEUX,
UNITES STRUCTURALES DU REBORD NORD
DE LA VALLEE DU ST-LAURENT ET
EXTENSION HYPOTHETIQUE DU
LAC DE DESCHAILLONS

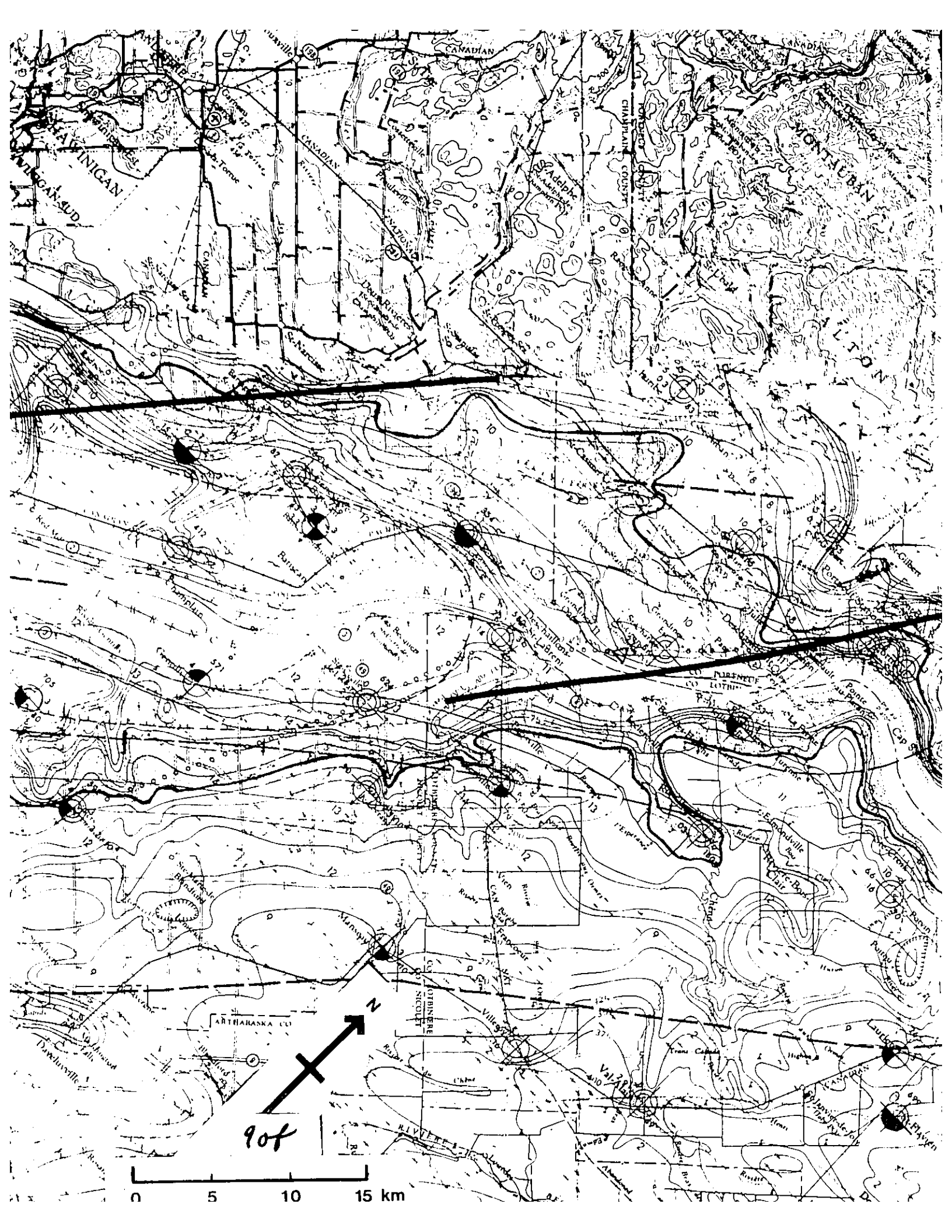
5 of 4

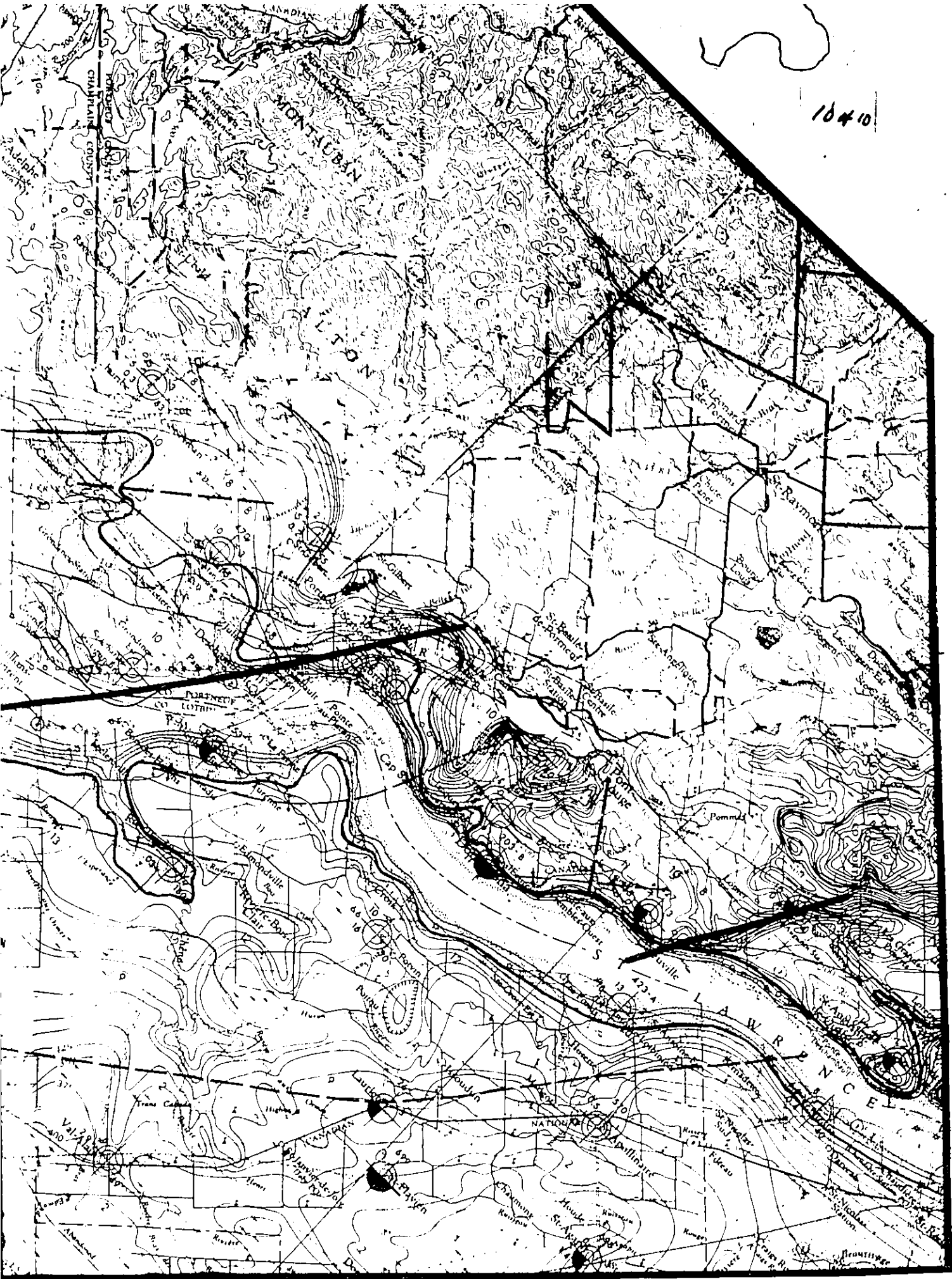






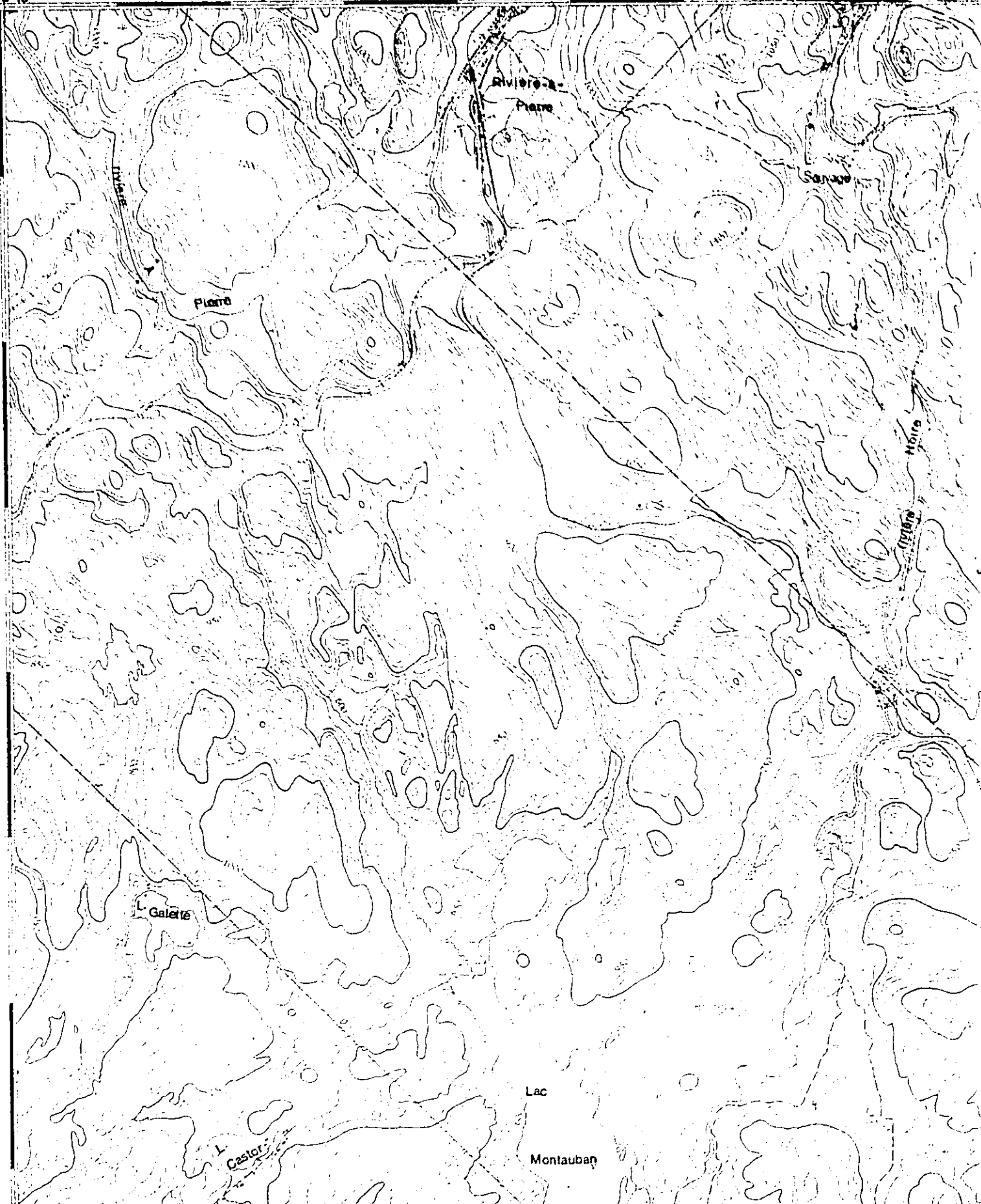


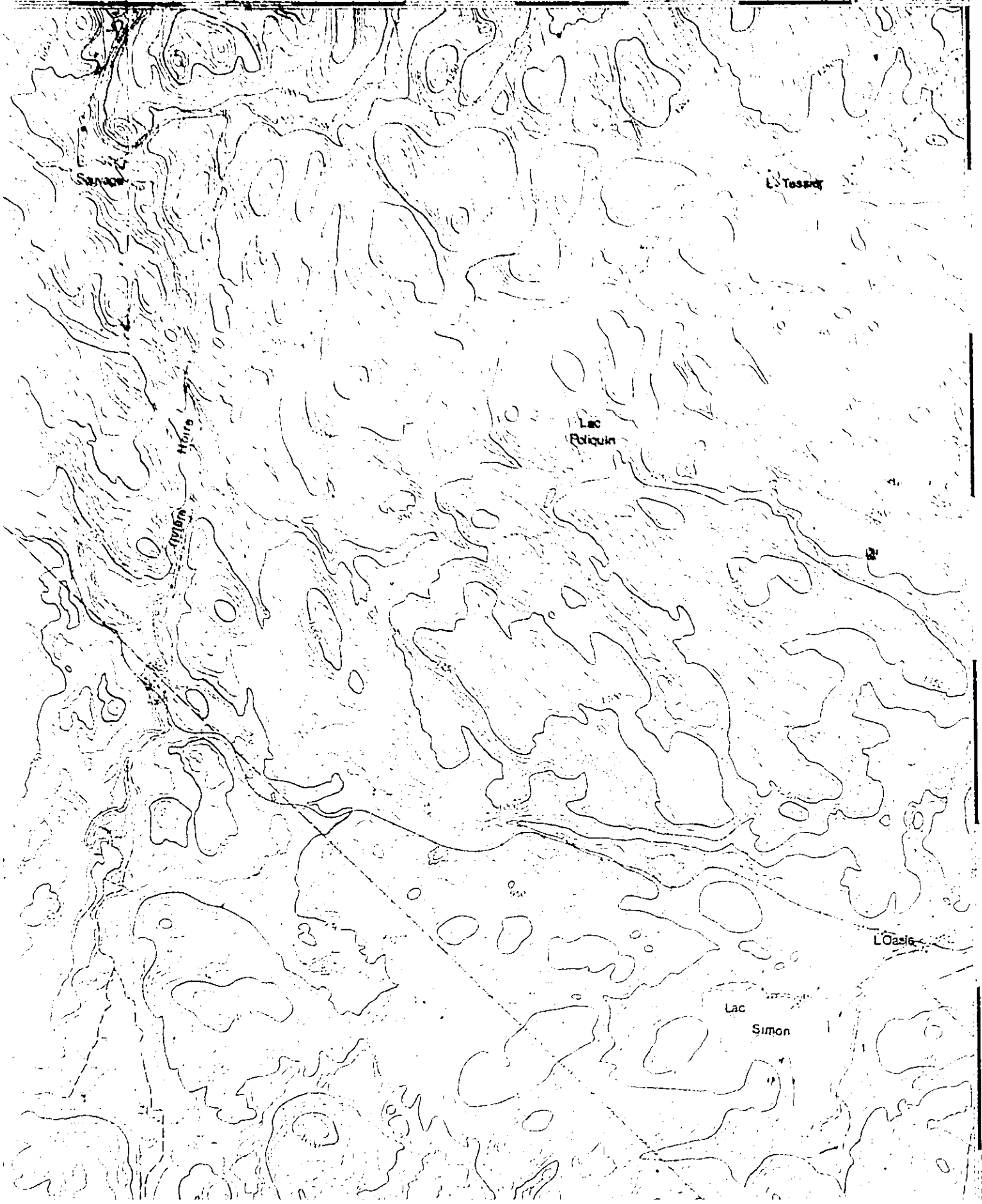


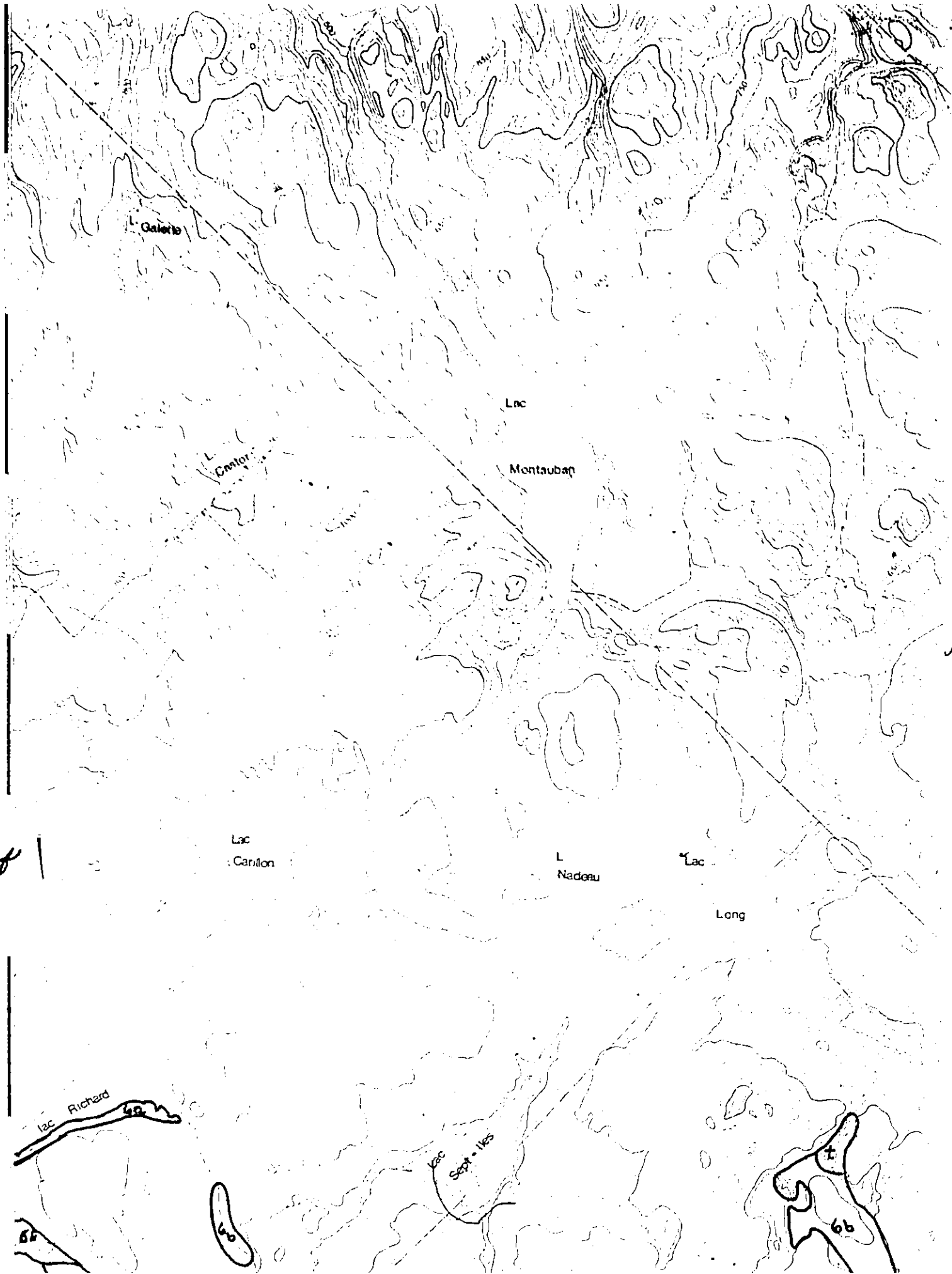
[illegible]

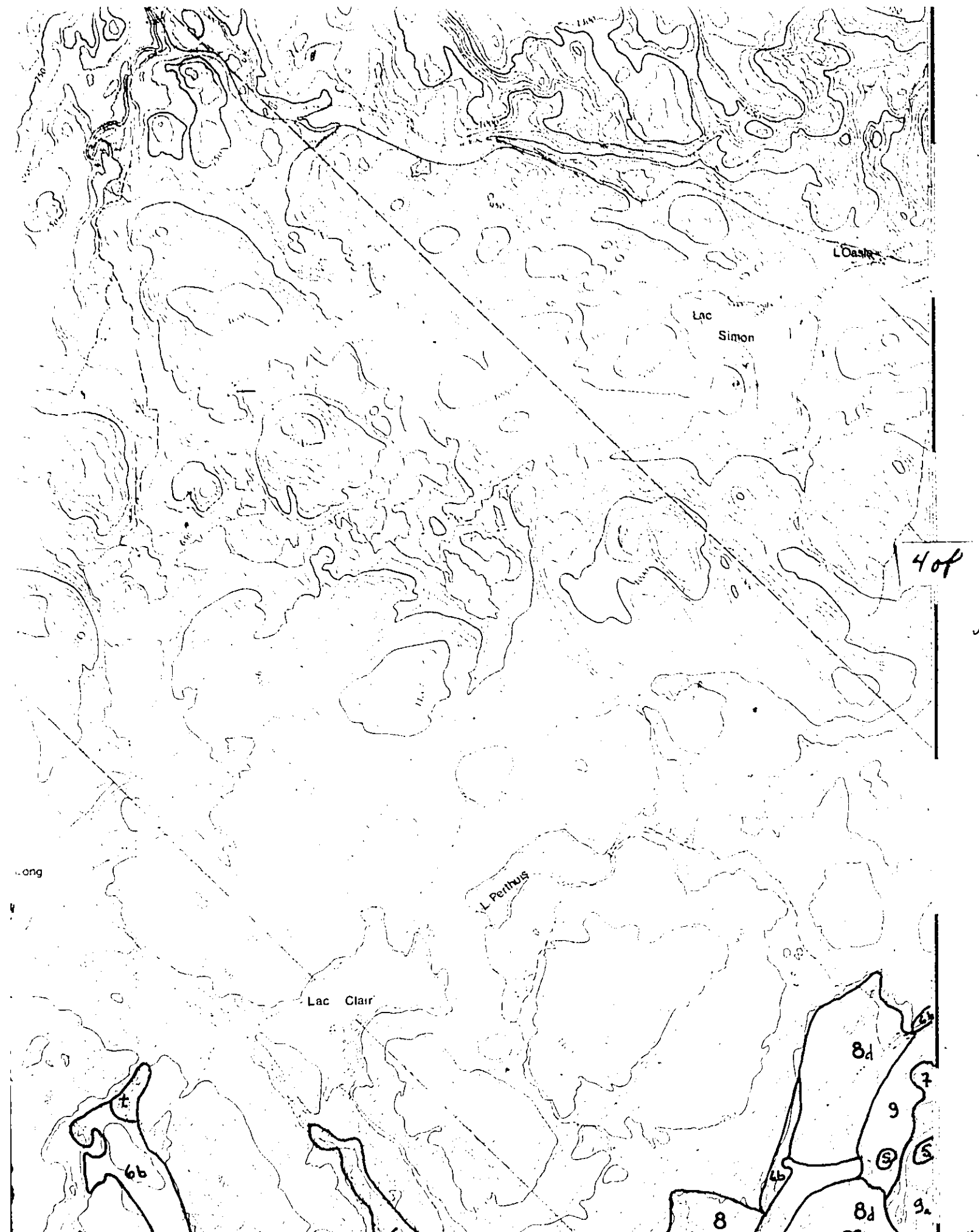
1 of

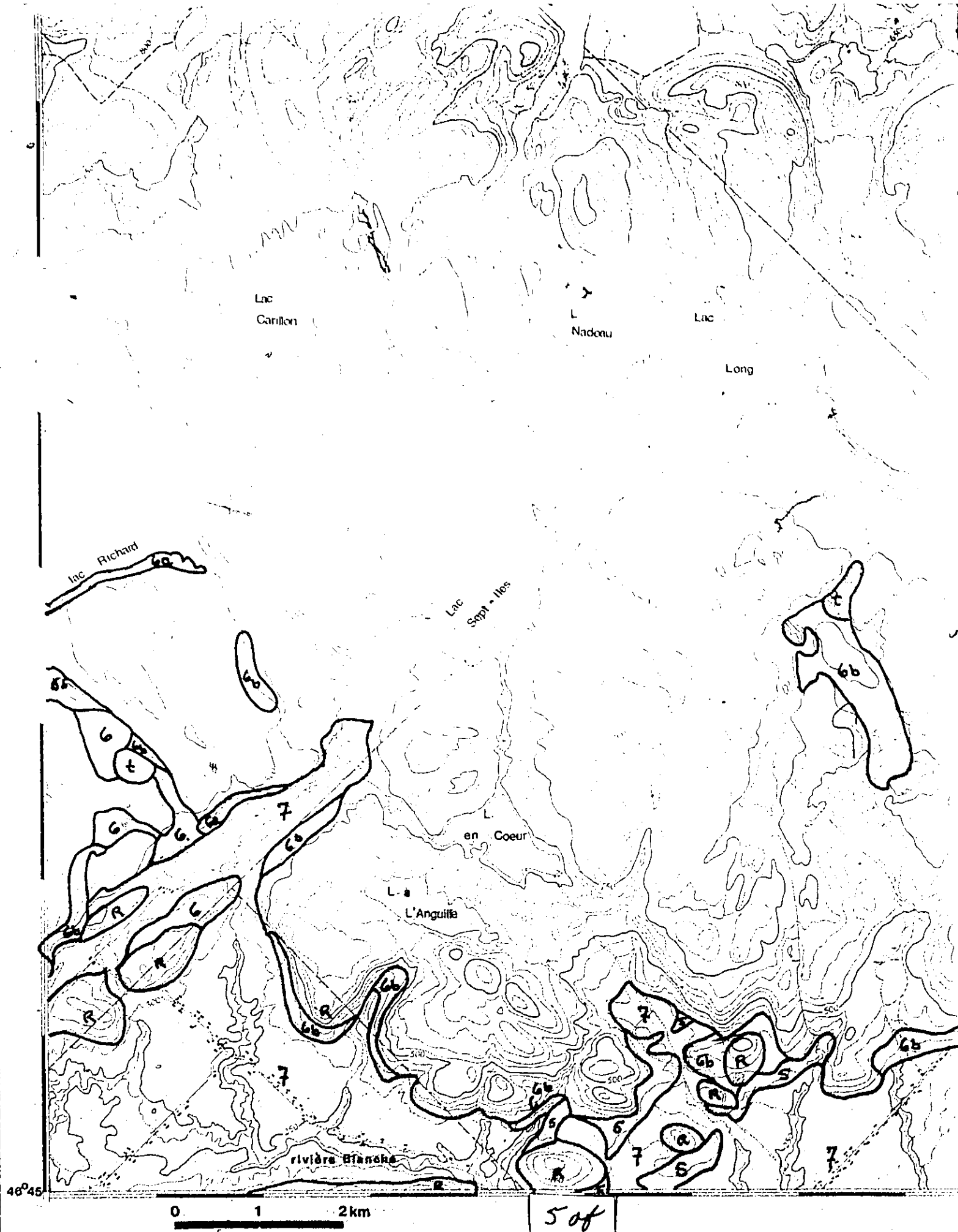
72°15'
47°00'









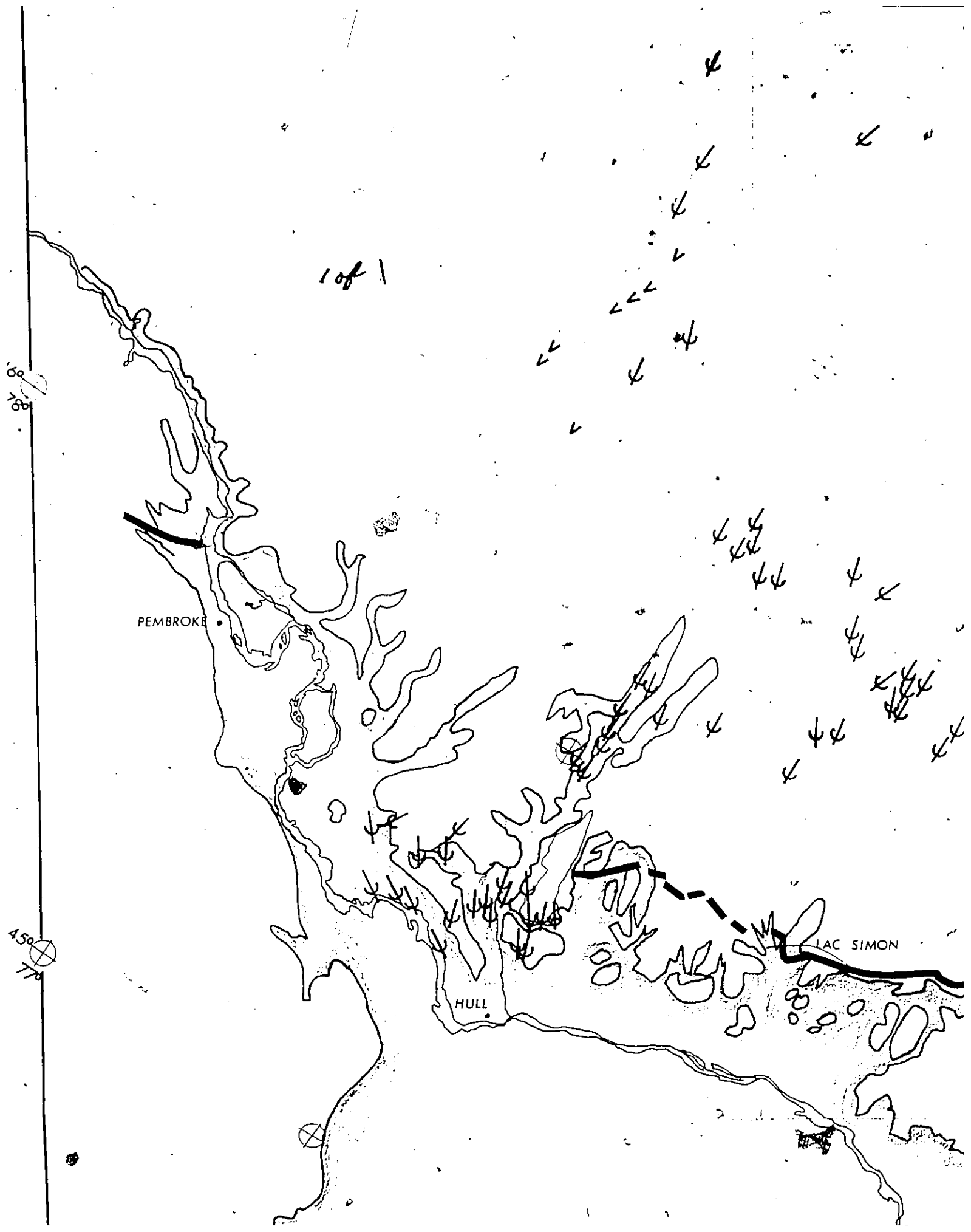


Long

L. Perthus

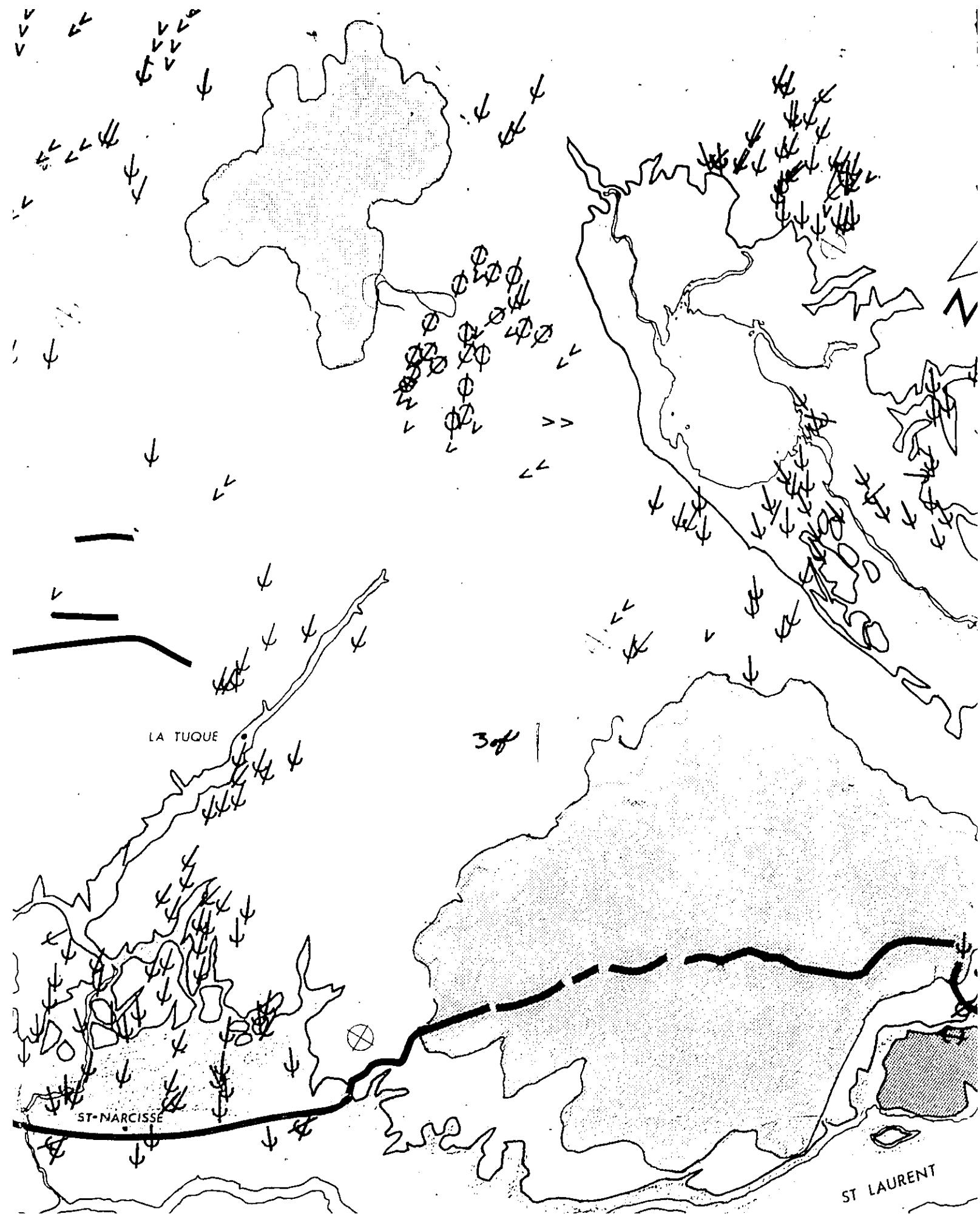
Lac Clair

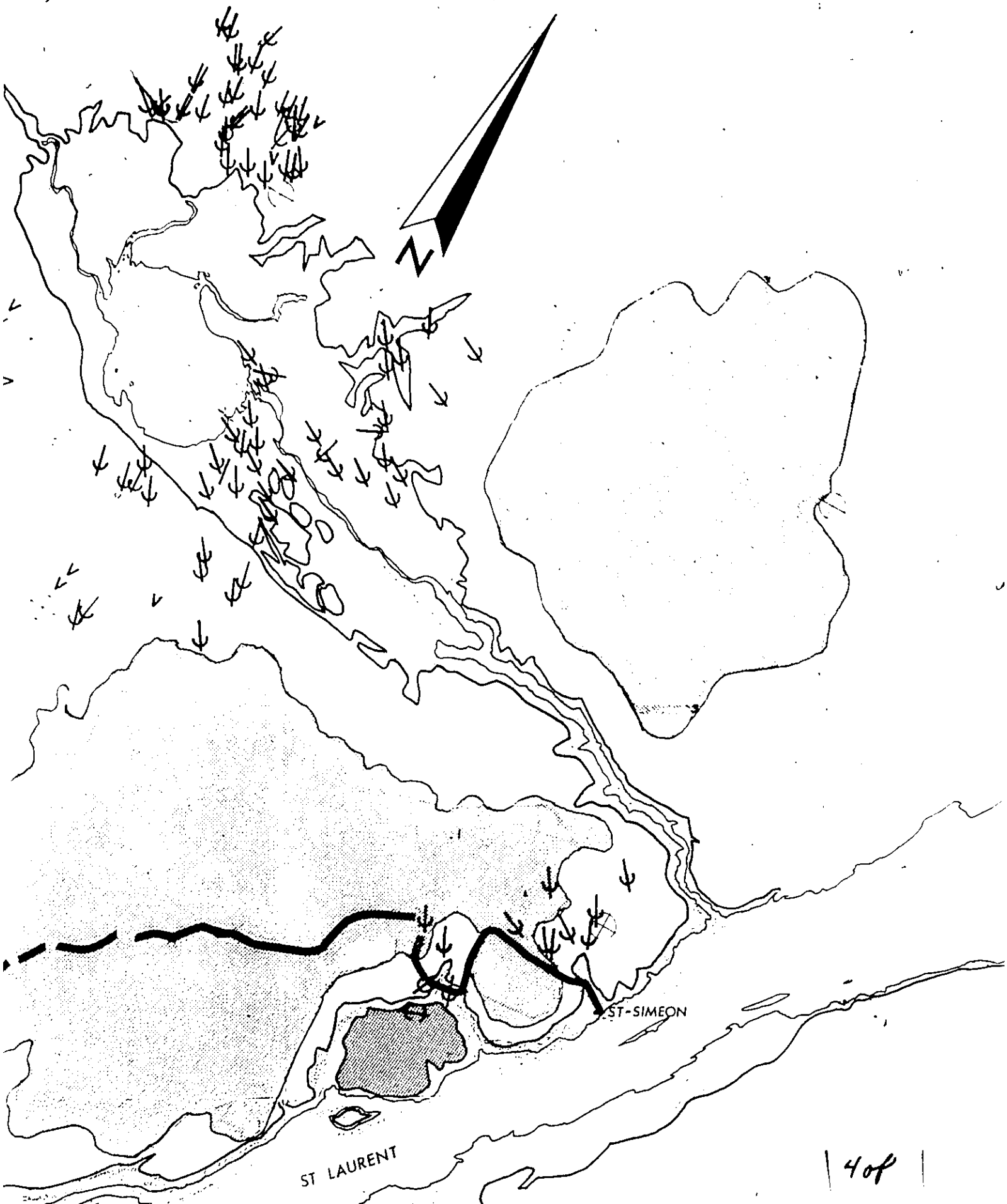


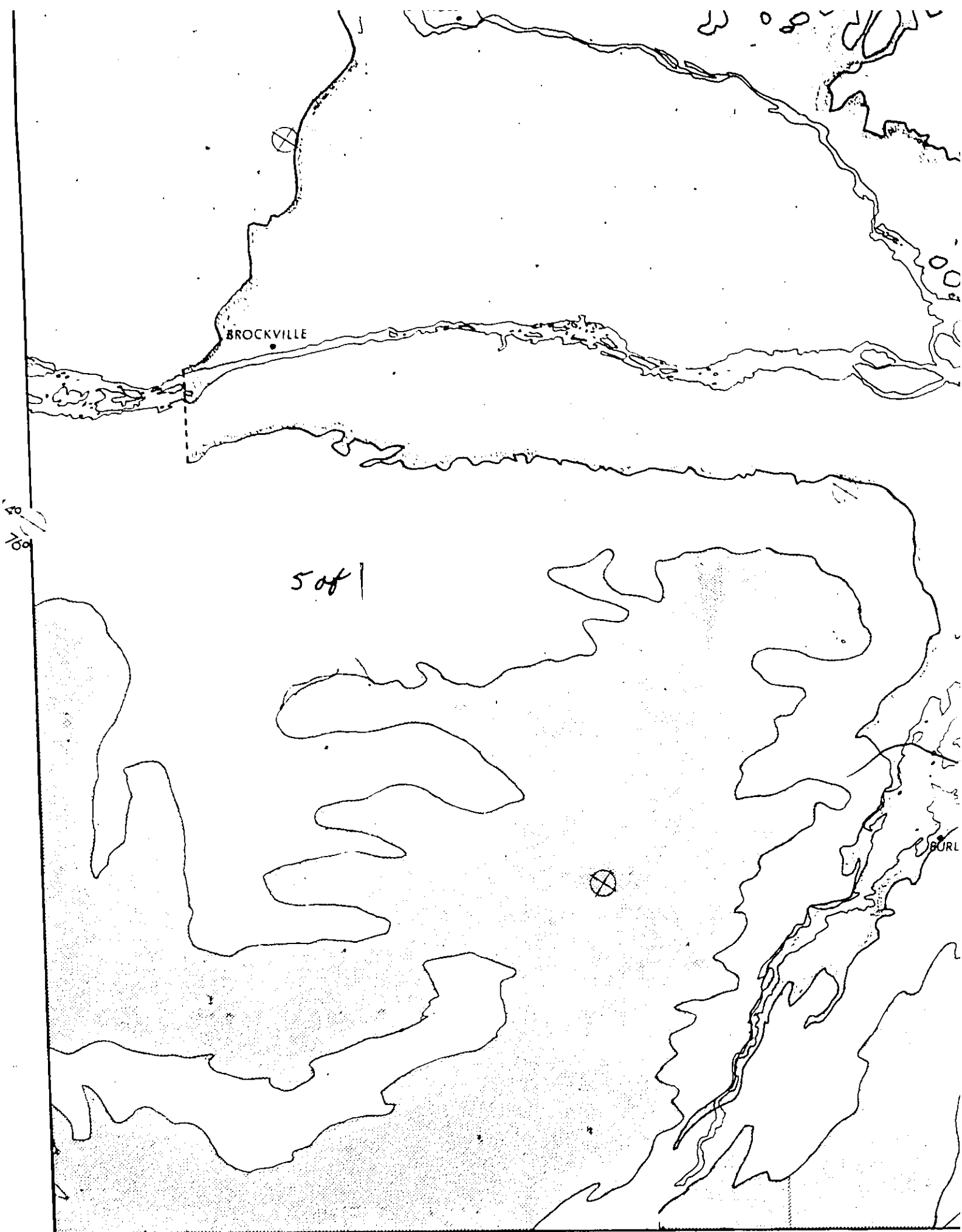


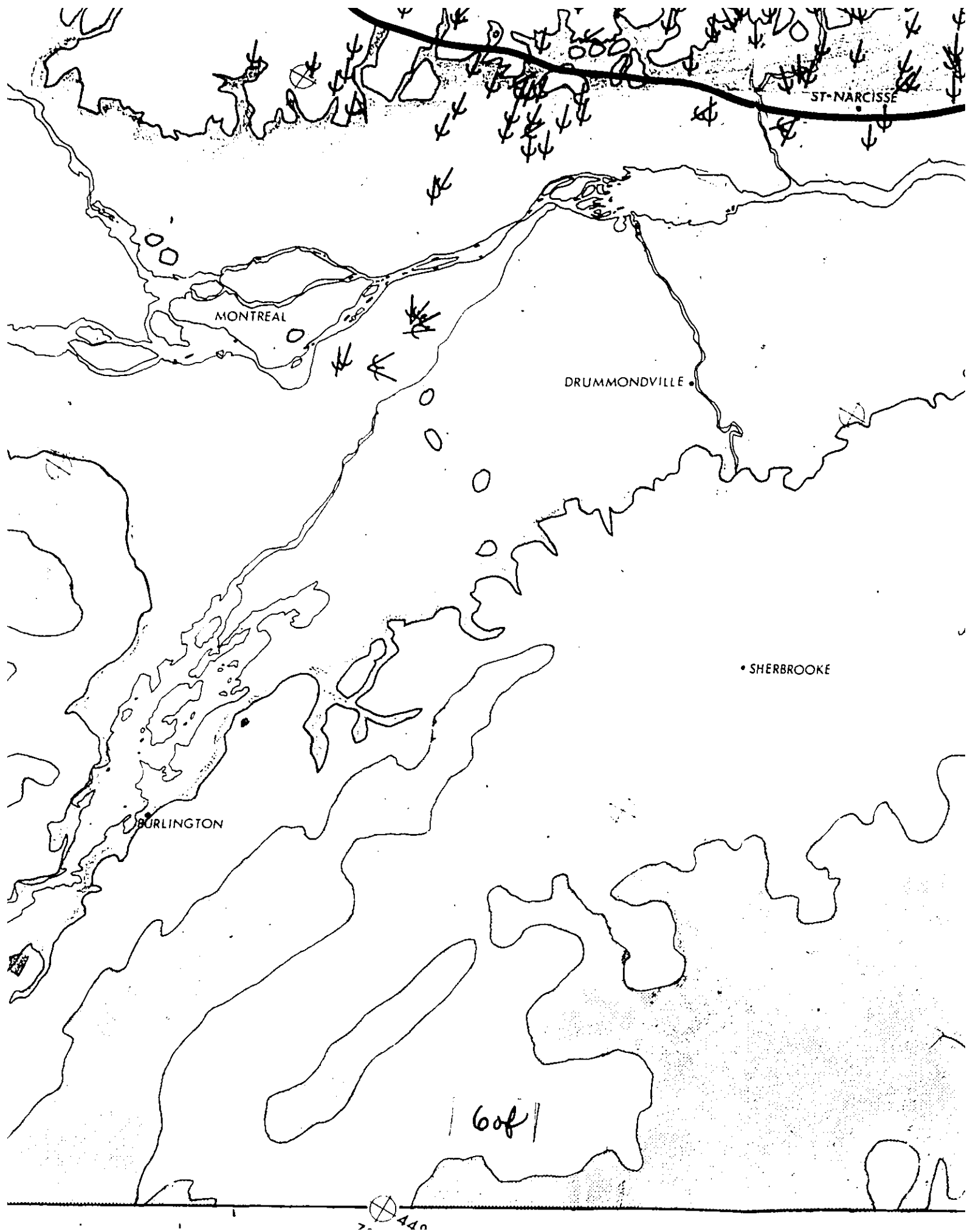
2 of 2











ST-NARCISSE

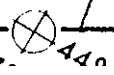
MONTREAL

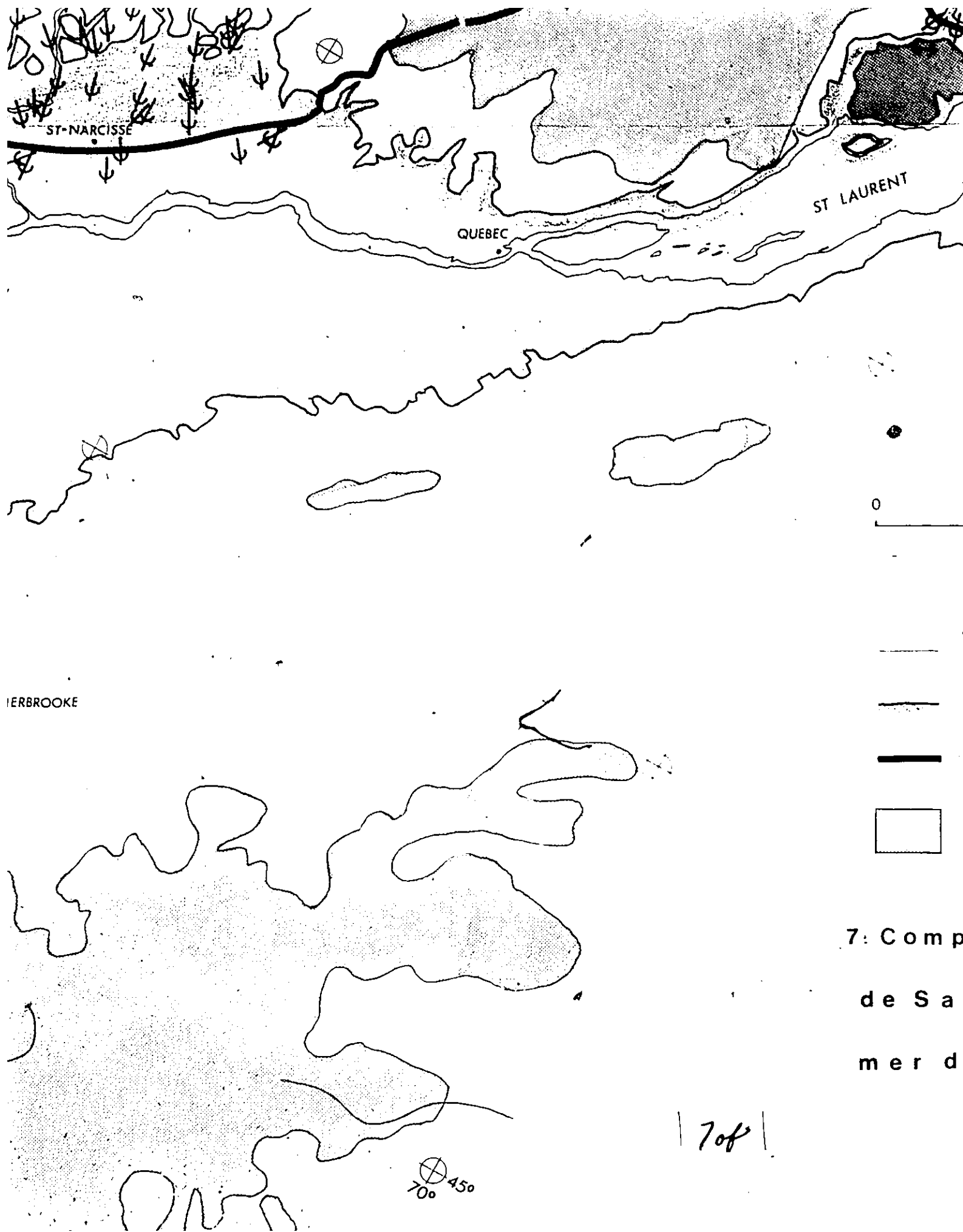
DRUMMONDVILLE

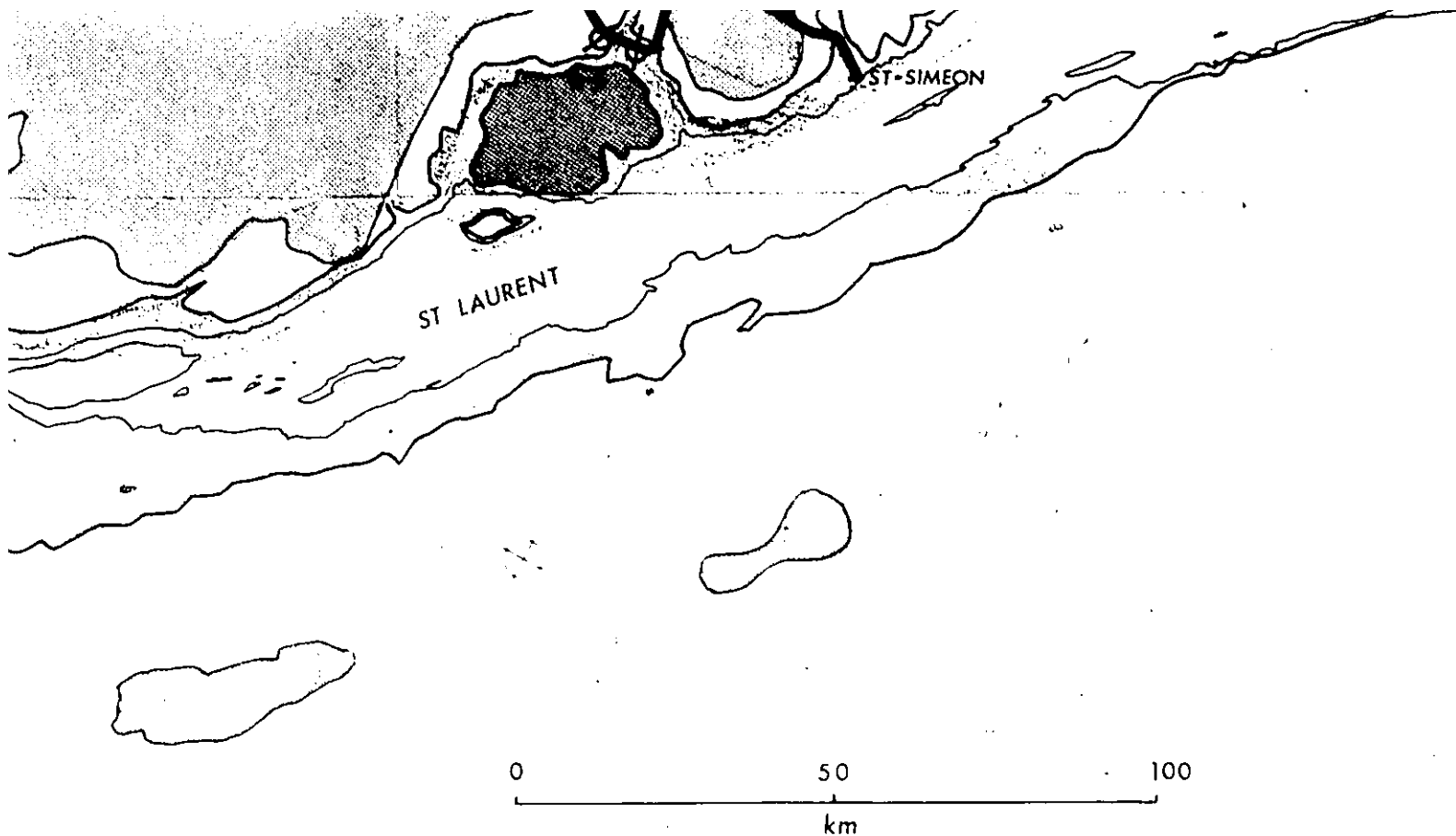
• SHERBROOKE

BURLINGTON

6 of







RESEAU HYDROGRAPHIQUE MAJEUR

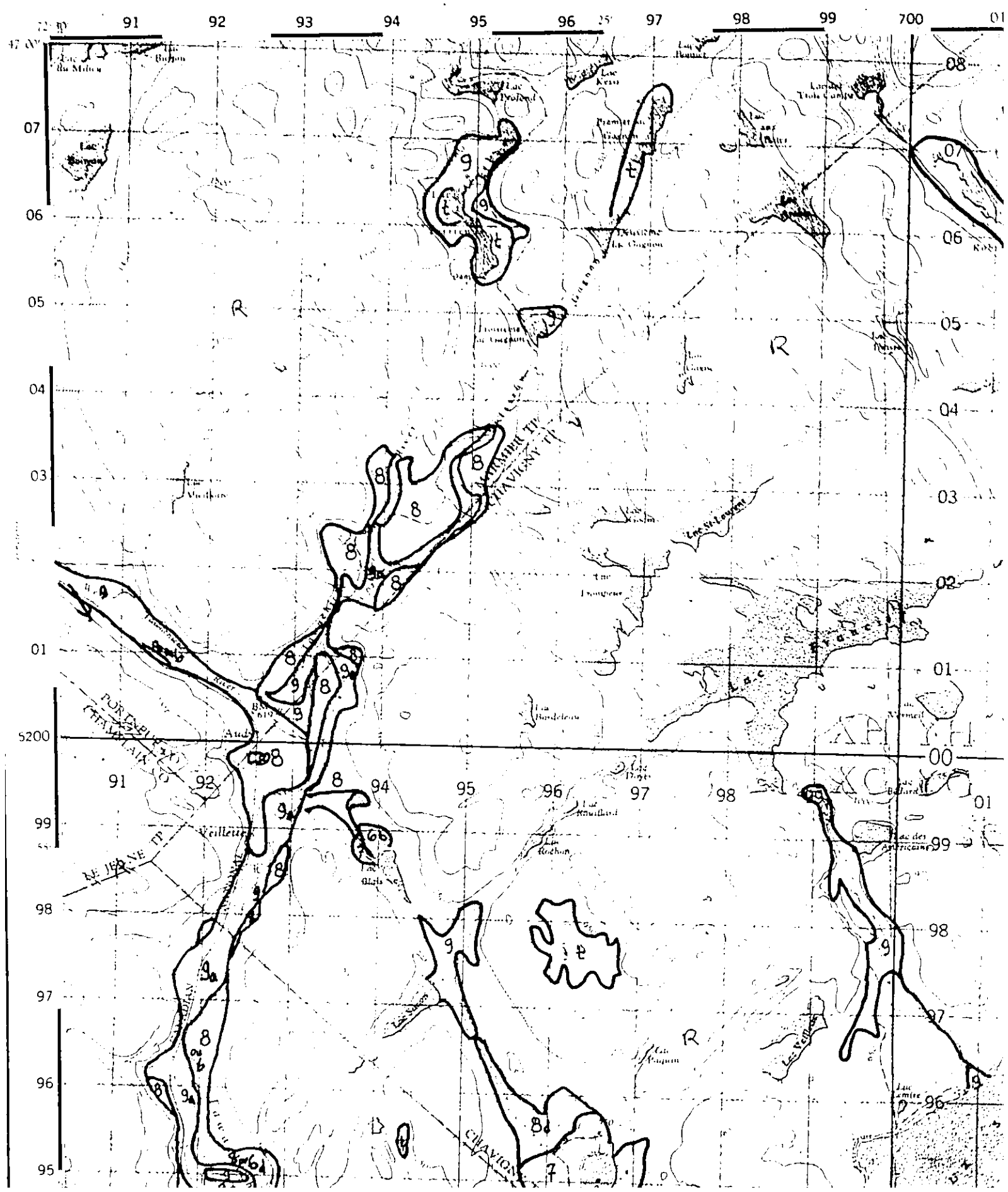
LIMITES MARINES MAXIMALES

MORAINES

RELIEF AU-DESSUS DE 600 metres

7: Complexe morainique de Saint-Narcisse et mer de Champlain

848



24

31 1 16 W

