

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
G. M. DAWSON, C.M.G., LL.D., F.R.S., DIRECTEUR.

RAPPORT

SUR LA

GÉOLOGIE DE SURFACE

DE

L'EST DU NOUVEAU-BRUNSWICK, DU NORD-OUEST DE LA NOUVELLE-ÉCOSSE

ET D'UNE PARTIE DE

L'ILE DU PRINCE-ÉDOUARD

POUR ACCOMPAGNER LES FEUILLES N° 2 S.-E., N° 5 S.-O. ET N° 4 N.-O.
DES CARTES PARCELLAIRES DE CES RÉGIONS.

PAR

ROBERT CHALMERS, F.G.S.A.



OTTAWA

IMPRIMÉ PAR S. E. DAWSON, IMPRIMEUR DE SA TRÈS
EXCELLENTE MAJESTÉ LA REINE

1896

This document was produced
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une
numérisation par balayage
de la publication originale.

AU D^r G. M. DAWSON, C.M.G., F.R.S., etc.,
Directeur de la Commission géologique du Canada,
Ottawa.

MONSIEUR,—J'ai l'honneur de vous présenter ci-joint mon rapport sur la géologie de surface de l'est du Nouveau-Brunswick, du nord-ouest de la Nouvelle-Ecosse, et d'une partie de l'Ile du Prince-Edouard, accompagné des trois feuilles de cartes parcellaires n° 2 S.-E., n° 5 S.-O. et n° 4 N.-O., qui en donnent l'explication. Le rapport contient les résultats des travaux exécutés durant les quatre campagnes de 1890, 1891, 1892 et 1893.

Permettez-moi d'offrir mes sincères remerciements aux messieurs mentionnés ci-après, pour l'aide qu'ils m'ont donnée et pour différents actes de bienveillance :—P. S. Archibald, ingénieur en chef du chemin de fer Intercolonial, et son aide, W. B. Mackenzie, I.C., pour cartes, plans et esquisses, et pour renseignements précieux qu'ils m'ont toujours cordialement fournis ; J. R. Cowan, gérant de la *Cumberland Railway and Coal Company*, pour permission de copier les profils du chemin de fer de Springhill à Parrsboro ; H. G. C. Ketchum, I.C., pour renseignements importants concernant le chemin de fer de transport maritime de Chignectou, et pour les résultats d'observations faites sur les marées du bassin de Cumberland, à l'extrémité supérieure de la baie de Fundy, et sur les marées de la baie Verte, dans le détroit de Northumberland. Au D^r Thomas Harrison, président de l'université du Nouveau-Brunswick, J. F. Connors, de Chatham, et Arthur Newbury, de Charlottetown, I.P.-E., je suis redevable de l'enregistrement d'indications barométriques recueillies aux stations météorologiques dont ils ont respectivement la surveillance. A W. C. Milner, percepteur des douanes à Sackville, et à B. E. Paterson, du *Press* d'Amherst, autrefois du *Post* de Chignectou, je suis redevable de données relatives aux marais salants qui se trouvent à l'extrémité supérieure du bassin de Cumberland.

W. H. Crosskill, de la bibliothèque de la législature, Charlottetown, a eu l'obligeance de me donner des rapports et des écrits traitant de la géologie et des ressources naturelles de l'Ile du Prince-Edouard.

Au grand nombre d'autres amis qui, chaque année, m'ont aidé à poursuivre mes travaux, mais qu'il serait impossible de nommer ici, je désire exprimer mes sentiments de gratitude.

J'ai l'honneur d'être, monsieur,

Votre obéissant serviteur,

ROBERT CHALMERS.

OTTAWA, janvier 1895.

NOTE.—Dans le présent rapport, les angles d'orientation sont toujours rapportés au méridien astronomique, et les élévations au niveau moyen de la marée, à moins d'indication contraire.

RAPPORT
SUR LA
GÉOLOGIE DE SURFACE
DE
L'EST DU NOUVEAU-BRUNSWICK, DU NORD-OUEST DE LA NOUVELLE-ECOSSE
ET D'UNE PARTIE DE
L'ILE DU PRINCE-EDOUARD
POUR ACCOMPAGNER LES FEUILLES N° 2 S.-E., N° 5 S.-O. ET N° 4
N.-O. DES CARTES PARCELLAIRES DE CES RÉGIONS.
PAR ROBERT CHALMERS, F.G.S.A.

INTRODUCTION.

Le rapport suivant comprend les résultats des études et explorations que j'ai faites durant les campagnes de 1890-91-92-93, dans les comtés de Northumberland, de Kent, de Westmoreland et d'Albert, Nouveau-Brunswick ; dans le comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, et dans la partie centrale de l'Ile du Prince-Edouard. Ces régions comprennent un des champs d'exploration les plus intéressants et les plus importants que l'on trouve dans le Canada oriental, sous le rapport de leur géologie de surface et de leurs ressources agricoles, et offrent au chercheur une grande variété de questions pour les études comparées. Etendue couverte.

Les travaux détaillés dont une description est donnée dans ces pages ont amené la découverte d'un grand nombre de faits, dont plusieurs sont tout à fait nouveaux, surtout ceux qui indiquent les effets relatifs du glacier continental et des glaces flottantes pendant la période pléistocène, lesquels sont peut-être plus accentués dans cette région que dans d'autres parties du littoral de l'Amérique du Nord. Les limites est et sud-est du glacier continental qui recouvrait la partie du territoire canadien, située au sud de la vallée du fleuve Saint-Laurent, entre Résultats des recherches.

Gaspé et la baie de Fundy, ont été suivies approximativement et définies. Il en est conclu que, dans cette direction, les extrémités du glacier n'étaient pas accompagnées de moraines frontales, et il sera apporté des faits démontrant la cause probable de cet état de choses. Je tâcherai aussi de déterminer les dimensions des divers glaciers locaux qui ont couvert le pays pendant la période glaciaire, autant que les données en ma possession me permettront de le faire; puis je signalerai leur rapport avec les nappes de glace plus étendues qui avaient leurs sources dans la chaîne des Apalaches au nord-ouest.

Je me suis procuré des données qui démontrent d'une manière incontestable l'existence et l'action des glaces flottantes pendant la période pléistocène, et, dans ce rapport, je m'en occuperai comme il convient.

Les changements de niveau qui ont eu lieu durant les dernières périodes tertiaires et post-tertiaires, changements qui ont fait l'objet de beaucoup de discussions dans le cours des dix dernières années, ont été étudiés avec soin; les lignes de rivage ont été nivelées dans un grand nombre d'endroits, et je me suis procuré des faits qui élucideront cette question d'une manière plus exacte qu'on ne l'a tenté jusqu'ici. La région offrait des avantages spéciaux à une étude de cette nature, et j'espère que les résultats en seront appréciés.

Les caractères physiques et les marées remarquables de la baie de Fundy ont été jugés dignes d'une étude spéciale, et quelques pages seront consacrées à la discussion et à l'explication de leur origine.

L'immense espace sur lequel sont dispersés les cailloux, depuis les terrains les plus élevés jusqu'aux plus bas, et parfois dans des directions contraires, est une question qui a aussi été l'objet d'une étude attentive.

La distribution de cailloux cristallins provenant des montagnes centrales du Nouveau-Brunswick sur toute la plaine carbonifère à l'est, et sur la partie occidentale de l'Ile du Prince-Edouard, a été observée, et cette question sera discutée dans la suite.

La présence de cailloux de grès sur le sommet des montagnes de Cobequid, lesquels proviennent apparemment de la plaine carbonifère située au nord, à 200 ou 400 pieds plus bas, est un problème que nous nous sommes aussi efforcés de résoudre. Les dos-d'âne, les *esars*, ou les digues de cailloux et de graviers (*kames*), assez bien représentés dans les provinces maritimes, ont été étudiés dans leur rapport avec les terrains de transport du pléistocène, avec le drainage des régions où ils se rencontrent, et avec la dénudation post-glaciaire, les terrasses des rivières, etc.

Une partie considérable des explorations géologiques a été consacrée à l'étude des sables préglaciaires, des graviers, des cailloux anguleux,

etc., ordinairement appelés matériaux détritiques, que l'on a trouvés dans différentes parties de la région, et leur rapport avec les dépôts glaciaires et post-glaciaires a été indiqué autant qu'il a été possible de le faire. Ces matériaux sont beaucoup plus communs qu'on ne l'a supposé jusqu'ici. Les dunes qui bordent le littoral de la région carbonifère et le côté nord-est de l'Île du Prince-Edouard, et qui sont surtout bien développées autour des îles de la Madeleine, ont reçu une attention spéciale.

L'un des dépôts superficiels les plus importants de la région qui entoure l'extrémité supérieure de la baie de Fundy est l'alluvion marin, connu sous le nom de marais salant, dont le mode de formation et l'importance au point de vue de l'industrie ont été étudiés avec soin. Partout, dans la région explorée, l'on a pris note de la nature du sol et de ses qualités comme terrain agricole, et l'on a aussi examiné attentivement la venue des arbres, la carte de l'étendue encore couverte par la forêt primitive ayant été dressée aussi exactement que possible.

Au cours de l'étude de la géologie de surface des étendues sous examen, toutes les parties accessibles du pays ont été explorées, toutes les routes ont été parcourues ; on a gravi les collines et les montganes, et l'altitude en a été mesurée au moyen du baromètre anéroïde ou autrement ; les rivières et les lacs ont été examinés en canot ou à pied, et j'ai fait un examen aussi attentif et aussi exact des phénomènes superficiels que me l'ont permis les moyens dont je disposais et d'autres circonstances.

Durant les campagnes de 1892 et 1893, il a été pris des photographies de stries glaciaires, de lignes de rivage, de coupes des dépôts superficiels, etc., et quelques-unes de ces photographies font voir la différence qui existe entre le striage produit par le glacier continental et celui produit par les glaces flottantes. Plusieurs photographies remarquables provenant de l'isthme de Chignectou, de la péninsule du Cap Tourmentin et de la région de la baie des Chaleurs, font voir les différents mouvements de l'agent qui a buriné ces stries, lesquelles ne sauraient avoir été tracées par un autre agent que le dernier.

Dans les explorations des quatre campagnes dont il est question dans ce rapport, les messieurs dont les noms suivent m'ont servi d'aides :—

En 1890, John H. McDonald, de Brockville, Ont., et, pendant une partie de la campagne, W^m J. Wilson ; en 1891, M. Wilson et W. D. Matthew, de Saint-Jean, N.-B., mais seulement durant quelques mois ; en 1892, M. Wilson a été avec moi durant toute la campagne, et K. C. Cochrane, de Brockville, Ont., depuis le 20 mai jusqu'au 10 septembre. En 1893, M. Wilson a été mon seul aide dans mes travaux d'exploration.

Parties de
pays explo-
rées.

Photographies
de stries gla-
ciaires, de
lignes de
rivage, etc.]

Cartes.

La préparation des cartes parcellaires pour le graveur, feuilles n° 2 S.-E., n° 5 S.-O., et n° 4 N.-O., a été faite en grande partie par W. J. Wilson.

Dans les rapports de 1885, dans lesquels des listes partielles des stries ont été publiées*, l'auteur et le Dr Ells ont touché légèrement à la géologie de surface des parties du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Ecosse qui figurent dans le présent rapport.

La géologie de surface de l'Île du Prince-Edouard est décrite dans le rapport de MM. Dawson et Harrington.†

CARACTÈRES TOPOGRAPHIQUES ET PHYSIQUES.

Caractères
topographi-
ques.

Les caractères topographiques de parties considérables de la terre ferme, dans la région qui nous occupe dans le moment, sont ceux d'une plaine unie et sans intérêt. Lorsque cette région est formée de roches carbonifères intermédiaires, la surface, généralement, s'abaisse légèrement vers le détroit de Northumberland, accidentée dans une certaine mesure d'ondulations larges et basses, dont les axes sont orientées presque est et ouest. Sur l'isthme de Chignecton et dans les parties du comté de Cumberland, N.-E., situées au nord des montagnes de Cobequid, les roches carbonifères supérieures prennent un développement considérable, et les anticlinales et les synclinales est et ouest sont plus étroites et plus visibles, ce qui rend les caractères du pays plus prononcés.

Dans certains cas, ces irrégularités ont affecté le drainage, mais, en règle générale, les rivières les plus considérables ont pris un cours qui en est indépendant. Cependant, il est évident que les roches carbonifères de la dernière région (c'est-à-dire, celles qui sont à proximité des éminences cristallines du Nouveau-Brunswick oriental et des montagnes de Cobequid, dans la Nouvelle-Ecosse,) ont été plus bouleversées que dans la partie centrale du grand bassin triangulaire.

Comté d'Al-
bert, N.-B.

Dans le comté d'Albert, Nouveau-Brunswick, le prolongement nord-est de l'éminence cristalline ou plateau en question, qui s'étend le long du côté nord-est de la baie de Fundy, s'élève en collines et montagnes interrompues à une hauteur de 1,300 ou 1,400 pieds, la montagne de Shepody, qui était une station lors de l'exploration de l'Amirauté, atteignant 1,050 pieds. L'inclinaison générale de cette région élevée est dans la direction de la baie de Shepody ; mais l'extrémité nord-est

* Rapport annuel, Commission de géologie du Canada, Vol. 1 (N.S.), 1885. Parties E et GG.

† Rapport sur la structure géologique et les ressources minérales de l'Île du Prince-Edouard, par sir J. W. Dawson et le Dr B. J. Harrington, 1871.

s'incline vers l'est, le nord-est et le nord-ouest. Cependant, ces hauteurs sont très dénudées et ravinées partout où les formations cristallines sont recouvertes par les roches carbonifères inférieures. Elles ont eu une influence marquée sur les mouvements du glacier pendant la période pleistocène.

Au nord de la rivière Petitcodiac, à environ six milles de Moncton, des éminences ou collines connues sous le nom de montagne de Lutz ou des Sauvages, s'élèvent de la plaine carbonifère unie à la hauteur de 500 ou 600 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Au fond de la baie de Fundy, entre l'estuaire de la Petitcodiac et de la rivière La Planche, des collines et des éminences se dirigeant presque est et ouest, s'élèvent entre les langues de marais salant remontant les vallées des rivières Petitcodiac, Memramcook, Tantramar, Missaquash et La Planche, qui portent les eaux de l'isthme de Chignectou au fond de la baie de Fundy. Aucune de ces éminences ne dépasse 400 ou 500 pieds. Les strates sont brisées et disloquées, preuve d'un bouleversement et d'une pression venant des deux côtés, mais surtout du côté de la chaîne cristalline déjà mentionnée du Nouveau-Brunswick.

Dans la partie de la Nouvelle-Ecosse figurant sur la feuille n° 4, N.-O., la chaîne de Cobequid est le caractère topographique le plus saillant. Elle s'étend dans une direction presque est et ouest le long du côté nord du Bassin des Mines, sur une largeur de neuf ou dix milles, et s'élève à une hauteur de 900 ou 1,000 pieds, quelques-uns des sommets les plus élevés atteignant probablement 1,100 pieds. Il y a des défilés en certains endroits, un surtout à la rivière Halfway, traversé par le chemin de fer de Springhill à Parrsboro', et d'autres à Westchester et au lac Folie, ce dernier étant sur la route du chemin de fer Intercolonial. Le fond du défilé à la rivière Halfway n'est que de quatre-vingt-cinq pieds au-dessus du niveau moyen de la marée ; celui du lac Folie en est à 600 pieds.

Sur la pente qui sépare les montagnes de Cobequid et le détroit de Northumberland, il y a un certain nombre de collines, à part les éminences ou anticlinales dont il est question ci-dessus. Celle de Springhill, dont le sommet est à 610 pieds au-dessus du niveau moyen de la marée, est la plus élevée ; la colline Claremont, à l'est de Springhill, a 565 pieds de haut. Ces deux collines sont situées près de la base méridionale des Cobequids, où les ondulations ou perturbations causées par le relèvement de la chaîne de montagnes ont été les plus marquées, et où des éminences parallèles, telle que la colline de Windham, s'élèvent à des hauteurs de plus de 600 pieds.

Plus au nord s'élèvent les montagnes de Maccan, chaîne qui longe la route de Leicester et le mont Plaisant, et atteint une hauteur de

Fond de la
baie de
Fundy.

Montagnes de
Cobequid.

Versant nord
de Cobequids.

350 à 600 pieds au-dessus du niveau de la mer. Ces collines semblent avoir été des plateaux d'épanchement de glace durant la période pléistocène.

Île du Prince-Edouard.

En traversant dans l'Île du Prince-Edouard par le détroit de Northumberland, nous voyons qu'elle offre une répétition plus ou moins fidèle des caractères topographiques de la terre ferme voisine. Une grande partie de l'île est basse, les deux tiers ou les trois quarts n'en dépassent pas 150 pieds en hauteur, mais au centre, entre le Cap Traverse ou la rivière au Sable et New-London, des éminences et des collines s'élèvent de 400 à 500 pieds au-dessus du niveau de la mer. La surface en est ondulée de collines et de vallées qui s'étendent d'une manière plus ou moins transversale ou diagonale à travers l'île, bien que plusieurs, spécialement sur les plateaux les plus élevés, aient une direction presque est et ouest, correspondant à celle des anticlinales de la terre ferme.

Durant l'affaissement post-glaciaire, alors que l'Île du Prince-Edouard était de soixante-quinze à quatre-vingts pieds plus bas que son niveau actuel, il y avait quatre ou cinq îles au lieu d'une. Il y a eu une grande dénudation des roches tendres des formations que l'on remarque dans l'île, les collines provenant plutôt de cette cause que de mouvements orogéniques. Cependant, la dénudation a été en grande partie préglaciaire. Les parties les plus élevées de l'île ont moins souffert que les versants et les régions du littoral, et sont recouvertes d'une couche puissante de matériaux détritiques.

Îles de la Madeleine.

Les îles de la Madeleine présentent quelques caractères topographiques curieux, comme on pouvait s'y attendre si l'on tient compte du fait qu'elles n'ont pas été affectées par les glaciers. Chaque île semble avoir un ou plusieurs massifs de roches éruptives (dolérite ou diabase, trapps porphyriques et amygdaloïdes, etc.) qui s'élèvent en collines coniques, et qui ont bouleversé les couches du carbonifère inférieur ou ont fait irruption à travers ces mêmes couches. La direction générale de ces collines ou crêtes, lorsqu'un arrangement linéaire est apparent, est approximativement nord-est et sud-ouest, correspondant à celle des éminences ou crêtes cristallines de la Nouvelle-Ecosse et du Nouveau-Brunswick.

RIVIÈRES ET LACS.

Rivières se jetant dans le détroit de Northumberland.

Les rivières les plus importantes de cette partie du Nouveau-Brunswick comprise dans ce rapport sont la Miramichi du Sud-Ouest, la Richibouctou et la Petitcodiac. La Miramichi du Sud-Ouest est une des grandes rivières de la province; la longueur en est de cent vingt-cinq milles en amont de son confluent avec la rivière Miramichi du



Photo par H. Marshman.

PLANCHE I.—LE MASCARET, RIVIÈRE PETITCODIAC, MONCTON, N.-B.

Tel que vu le 22 d'août 1892 ; hauteur, 5 pieds 4 pouces.

Nord-Ouest. Plusieurs de ses tributaires sont des rivières dont l'étendue n'est pas sans importance, telles que, par exemple, la Renous, la Dungarvon, la Caïn, la Taxus, etc. Un caractère curieux de cette rivière, c'est la proximité où se trouve son principal bassin de drainage de la vallée de la rivière Saint-Jean, à laquelle elle vole pour ainsi dire une partie de ses eaux. La Miramichi du Sud-Ouest, comme toutes les grandes rivières du Nouveau-Brunswick, existait à l'époque préglaciaire, sa vallée ayant alors été creusée si profondément par l'érosion qu'elle a pu affecter le mouvement du glacier du pléistocène, surtout dans la dernière partie de la période glaciaire. On voit sur ses bords des stries glaciaires parallèles à son cours.

L'orientation nord-est de sa partie inférieure et de ses principaux affluents, la Renous, la Dungarvon, la Caïn, etc., indique que le plateau d'épanchement qui sépare ses eaux de celles de la rivière Saint-Jean était plus élevé, relativement à la région adjacente du nord, pendant les périodes préglaciaire et glaciaire, qu'il ne l'est aujourd'hui.

Les rivières qui se jettent dans le détroit de Northumberland, entre Miramichi et Pictou, Nouvelle-Ecosse, ne sont pas importantes. Leurs estuaires obstrués par les sables dénotent que la région côtière est partiellement submergée, comparativement à ce qu'elle était pendant la période pliocène ou dernière partie de l'époque tertiaire, alors que les vallées, aujourd'hui ensevelies sous les terrains sédimentaires, passaient par leurs dernières phases d'érosion.

Parmi les rivières qui se jettent au fond de la baie de Fundy, la Rivière Petitcodiac et la Maccan sont les plus considérables et les plus importantes, et présentent des caractères remarquables qui méritent plus qu'une simple mention. La première de ces rivières a un cours remarquablement sinueux, et, dans la partie de son estuaire, elle offre des particularités physiques uniques. La partie où la marée ne se fait pas sentir, c'est-à-dire, entre les stations de Petitcodiac et du ruisseau de la Frontière, sur le chemin de fer Intercolonial, à laquelle le nom de "rivière Petitcodiac" s'applique particulièrement, n'a que treize milles de longueur.

En amont de la station de Petitcodiac, elle s'appelle rivière du Nord. Cette dernière prend sa source sur les plateaux supérieurs de la montagne de Lutz ou des Sauvages, à huit milles et demi au nord de Moncton, et coule vers le sud-ouest sur une distance de vingt-deux ou vingt-trois milles, c'est-à-dire dans une direction contraire à celle de la rivière Petitcodiac proprement dite, jusqu'à ce qu'elle rejoigne cette dernière. Cependant, la Petitcodiac a plusieurs tributaires d'une longueur considérable, outre la rivière du Nord, et un système de drainage très particulier. La rivière Pollett, l'un de ces tributaires, descend vers

le nord et prend sa source à une hauteur de 1,200 à 1,400 pieds, sur le plateau qui borde la baie de Fundy.

La Coverdale est un autre affluent qui prend sa source dans la même région. Il n'est pas invraisemblable que ces deux dernières rivières, la Pollett et la Coverdale, constituaient, dans les temps préglaciaires, les principales sources de la rivière Petitcodiac, et que la rivière du Nord, si toutefois elle existait pendant la période préglaciaire, descendait vers le sud-ouest, le long de la vallée de la rivière Anagance, dans la Kennebeckasis, sans se joindre à la Petitcodiac.

Cette théorie relative au bassin de drainage primitif de la rivière Petitcodiac implique des niveaux relatifs quelque peu différents de la région, celui du nord de la rivière étant probablement plus élevé, ou celui du sud étant tant soit peu moins élevé qu'aujourd'hui; ou un léger soulèvement différentiel du point de partage entre les eaux de la Petitcodiac et celles de la Kennebeckasis, pendant la période pléistocène, produirait le même résultat.* Cependant, si la rivière du Nord est post-glaciaire, cette hypothèse n'est pas nécessaire.

* "Le mascaret" de la rivière Petitcodiac.

Mais c'est dans la partie de la rivière Petitcodiac exposée aux marées, ou de l'estuaire, que se présentent les caractères les plus intéressants, et que l'on voit le singulier phénomène appelé "le mascaret." L'estuaire s'étend depuis la pointe Folie, à l'entrée de la baie de Shepody, dans une direction nord-ouest, jusqu'au "Coude," à Moncton, où il fait une courbe prononcée dans la direction du sud-ouest; de là il s'étend jusqu'à Salisbury, sur le chemin de fer Intercolonial, sa longueur totale étant de trente-deux ou trente-trois milles. Au "Coude," où la rivière est un peu étroite, on peut observer très bien la vague de la marée montante, ou "le mascaret." Alors, on peut le voir s'élancer avec violence (voir planche I), comme un brisant écumeux de cinq ou six pieds de haut, à une vitesse de six ou sept milles à l'heure. Lorsqu'il est passé, l'eau coule comme dans une rivière, se ralentissant, cependant, avant que la marée ait atteint sa pleine hauteur. La différence entre la marée basse et la marée haute, à Moncton, est, dans les grandes marées, de quarante-cinq pieds, et de trente-huit pieds dans les petites marées.

D'abord, le reflux s'opère lentement; mais après une heure ou deux, le flot se précipite comme un coursier de moulin, l'eau baissant rapidement jusqu'à ce que le lit vaseux soit découvert, et que, en définitive, la rivière soit réduite à l'état d'un petit cours d'eau tortueux. Cela continue pendant deux heures ou plus, puis de nouveau l'on entend le bruit des eaux du mascaret qui se précipitent et atteignent bientôt leur vitesse ordinaire.

Dans la rivière Maccan, qui se jette dans le bassin de Cumberland, l'on voit un ras de marée semblable à celui de la Petittcodiac, bien qu'il ne soit pas aussi élevé. Ras de marée
de la rivière
Maccan.

Aux grandes marées, ces phénomènes se voient naturellement dans tout leur avantage. Les vents ont aussi parfois l'effet de produire une différence sensible dans la hauteur. Un vent du sud-ouest peut empêcher la mer de refluer à son niveau le plus bas possible, et naturellement la vague qui suivra ne sera pas aussi élevée.

Il sera question, plus loin, d'autres particularités dignes de remarque se rattachant aux phénomènes de la marée de la baie de Fundy.

La Tantramar, qui est surtout une rivière dans laquelle la marée se fait sentir, présente aussi dans son cours des phénomènes d'une nature remarquable. On sait que les dépôts sédimentaires formant les marais salants de la baie de Fundy sont composés de matériaux très fins, qu'apporte le flot et qu'il dépose le long des estuaires et sur les marais submergés. Rivière Tan-
tramar.

Cette action de la nature est peut-être mieux démontrée le long de la rivière en question que dans d'autres endroits. On peut en voir la preuve dans le fait que la surface des marais est plus élevée sur les bords immédiats de la rivière qu'à une certaine distance, et que là les matériaux sont oxydés. On fait aujourd'hui subir un amendement artificiel à certaines parties des marais salants en les desséchant et en y introduisant, à l'époque des hautes marées, les eaux qui y déposent ce sédiment rouge oxydé. Près de Sackville, l'on a ainsi amendé une étendue considérable d'excellentes terres marécageuses, qui produisent d'abondantes récoltes de foin.

Les rivières Hébert et Maccan, qui se jettent l'une et l'autre dans le bassin de Cumberland, présentent également de singuliers caractères dans le régime de leurs eaux. Ces rivières prennent leur source sur le versant nord des montagnes de Cobequid, mais la Maccan a des affluents qui viennent du nord et de l'est, des hauteurs de Springhill et de Leicester; elle a par conséquent un bassin de drainage assez étendu. Rivières
Hébert et
Maccan.

Le bassin de drainage de la rivière Hébert est au contraire peu étendu, la source principale de cette rivière se trouvant dans une vallée ou défilé des montagnes de Cobequid, où passe le chemin de fer de Springhill à Parrsboro'. L'origine de ce défilé est un des problèmes difficiles qui se rattachent à la géologie de surface de la région. Il ne semble pas être dû à une faille ou une dislocation, mais il paraît avoir été produit principalement par l'érosion. Il est certainement préglaciaire, mais post-carbonifère.

Deux vallées se rattachent à ce défilé : l'une, où passe la rivière Hébert, l'autre, s'étendant du lac Halfway à Southampton, puis le long de la rivière Maccan jusqu'aux stations d'Athol et de Maccan, sur le chemin de fer Intercolonial. Ces vallées nous donnent la preuve qu'elles étaient occupées par la mer pendant l'affaissement post-glaciaire du pays, car des terrasses de gravier et de sable et des dépôts détritiques y sont abondants. Une éminence ou crête de gravier remarquable, appelée le "Dos-de-Sanglier," qui sera décrite plus loin, s'étend le long de la vallée de la rivière Hébert.

Décharge pré-glaciaire des rivières Maccan et Hébert.

Considérant le bassin de drainage des rivières Maccan et Hébert en général, surtout en ce qu'il se rattache au défilé des montagnes de Cobequid où passe le chemin de fer de Springhill à Parrsboro', il ne paraît pas invraisemblable qu'aux temps préglaciaires les eaux de ces rivières se déchargeaient du côté du sud, par le défilé en question, dans le Bassin des Mines, et c'est peut-être par leur action que s'est faite l'érosion à laquelle ce défilé doit son origine. Cette érosion doit dater d'une période géologique très ancienne, vu qu'elle a commencé alors que les niveaux relatifs de la région étaient différents, et avant la formation des Cobequids, une érosion et un relèvement subséquents se produisant concurremment jusqu'à la venue de la période glaciaire.

Le défilé est aujourd'hui en grande partie rempli de matériaux de transport, surtout dans la partie centrale, ces matériaux ayant été déposés là durant les périodes glaciaire et post-glaciaire. Le relèvement différentiel de la chaîne des Cobequids depuis cette époque, relativement à la zone carbonifère du nord, a presque changé ce drainage du tout au tout, et les eaux ont dû chercher une issue par les chenaux existants.

Cette question sera discutée plus en détail à une page suivante.

Aucune des rivières du comté de Cumberland se jetant dans le détroit de Northumberland ne présente de caractères dignes de remarque, à l'exception, peut-être, de la rivière Wallace, laquelle fournit des preuves qu'elle servait autrefois de décharge au lac Folie. Une légère crue des eaux de ce lac le ferait cependant déborder dans la direction de cette rivière. Le changement apporté ici au régime des eaux a sans doute été causé par le même relèvement orogénique des montagnes de Cobequid, qui a amené les rivières Maccan et Hébert à couler vers le nord, c'est-à-dire le dernier ou les derniers soulèvements de cette chaîne, relativement au pays situé au nord.

LACS.

Lacs.

Les lacs de la région sont petits, et quelques-uns seulement ont paru mériter un examen spécial. Plusieurs des lacs figurant sur la

feuille n° 2 S.-E. sont bordés de monticules ou éminences de gravier produits par les mouvements de la glace qui en recouvre la surface chaque hiver. Un de ces lacs, à la source du bras sud du ruisseau de Muzroll, tributaire de la rivière de Caïn, a, sur une de ses rives, une digue de sable et de gravier, et un autre petit lac, vers la source du cours d'eau que longe le chemin de fer *Northern Kent*, appelé lac Elsie, a une éminence de graviers sur ses bords. Aux premiers temps de la période post-glaciaire, de nombreux petits lacs peu profonds ont dû exister dans la zone carbonifère, mais, depuis, la plupart ont été comblés par la tourbe.

Sur l'isthme de Chignectou, il y a un certain nombre de petits lacs peu profonds, sur les bords des marais salants de la baie de Fundy. Ils ont été formés par les eaux qui descendent des hauteurs sur les bords intérieurs de ces marais. Autour de ces lacs, à la surface des marais, croît une lisière d'arbrisseaux. Des substances de la nature de la tourbe s'accumulent aussi en ces endroits. On est à amender et à mettre en culture des parties de ces marais, en y introduisant l'eau de marée.

Lacs sur
l'isthme de
Chignectou.

Les lacs les plus remarquables de la région sont ceux des montagnes de Cobequid, au nombre desquels se trouve le lac Halfway, situé à leur base septentrionale. Ce lac n'est que ce qui reste d'un lac beaucoup plus grand qu'il y avait ici à l'époque post-glaciaire.

Lacs des mon-
tagnes de
Cobequid.

Le lac Folie, sur le versant des collines qui l'entourent, fournit la preuve qu'autrefois, pendant la période post-glaciaire, il était à quarante pieds au-dessus de son niveau actuel, et débouchait dans la rivière Wallace, formant ici la gorge des Cobequids, au nord du lac Folie, ayant ainsi subi l'action de l'érosion. Si le niveau du lac s'élevait de quinze à vingt pieds, il pourrait encore s'épancher dans cette direction. Des monticules et des éminences de sables et de graviers bien arrondis se rencontrent aux deux extrémités du lac. Il n'y a aucune preuve de l'action glaciaire dans le bassin du lac Folie, ni dans la gorge située au nord ; mais l'on a remarqué, parmi les cailloux de l'endroit, quelques petits morceaux de grès carbonifère déposés là par les eaux.

Lac Folie.

L'origine de la dépression dans laquelle gît le lac Folie n'a pas été déterminée. Il ne semble exister aucun doute que la gorge ou défilé ait été érodé par l'action de l'eau courante. Mais primitivement, il devait y avoir ici un bassin de drainage pour recevoir et accumuler cette eau, et l'on se demande comment ce bassin a été formé. La seule solution du problème semble être que les phénomènes orogéniques ont exercé ici leur action ; de fait, la topographie actuelle appuie cette opinion. Un cercle de collines entoure la dépression for-

Origine du
bassin du lac
Folie.

mant le bassin du lac, et il est probable qu'avant la formation des gorges qui s'étendent vers le nord et vers le sud du lac Folie, il contenait la plus grande nappe d'eau; les lignes de ses anciennes rives ont été observées à une hauteur de quarante pieds au-dessus du niveau actuel du lac. Que cet ancien lac post-glaciaire au niveau élevé doive sa formation aux phénomènes orogéniques, la chose semble assez certaine.

Plusieurs des petits lacs qui se rencontrent au sommet des Cobequids renferment de la terre contenant des infusoires dont il sera question dans une page subséquente.

BAIE DE FUNDY.

Baie de
Fundy. Ori-
gine du nom.

On dit que le nom de cette baie lui a été donné par les premiers explorateurs portugais. Ils l'appelèrent *Baya Funda* ou *Funda*, ou *Baie Profonde*, "exprimant non pas la profondeur de ses eaux, mais la profondeur à laquelle elle pénètre dans le continent." *

Sous la domination française, elle était appelée "La Baie Française, ou la Grande Baie de la Française," mais, comme d'autres noms français de lieux de cette région, ce nom fut remplacé, lorsque les Français abandonnèrent la possession du pays, par ce qui semble être le nom primitif anglicisé.

Quelques-uns des caractères physiques de cette baie remarquable ont été brièvement décrits dans un rapport précédent.*

Marées.

Les marées phénoménales de cette baie, qui se manifestent mieux aux extrémités est et nord-est, s'élèvent de cinquante à cinquante-cinq pieds au-dessus du niveau de la marée basse. La longueur totale de la baie de Fundy, entre ses extrémités intérieures, en supposant l'entrée à l'île du Grand-Manan, est d'environ cent quarante-cinq milles, et la largeur, à l'entrée, en est de quarante-huit milles. Entre le goulet de Digby et l'embouchure de la rivière Saint-Jean, il y a quarante milles, et depuis l'entrée du Bassin des Mines jusqu'à la baie Salisbury, il y a trente-cinq milles. Le fond de la baie s'élève graduellement depuis l'entrée jusqu'à l'extrémité nord-est, la profondeur au-dessous du niveau moyen de la marée au premier endroit variant de soixante-dix à cent dix brasses. En prenant une moyenne de la pente du fond de la baie, depuis

* "Les Portugais sur le littoral nord-est de l'Amérique, et la première tentative de colonisation faite dans cette région par des européens." Par le Rév. George Patterson, DD. Trans. de la Société Royale du Canada, 1890, Vol. VIII. Histoire de la découverte du Maine, E.-U., par J. G. Kohl, Vol. I, publiée par Wm Willis, Portland, Me., Bailey et Noyes, 1869.

* Rapport annuel, Commission de géologie du Canada, Vol. IV, N.^o S., 1888-89, p. 17 N.

son entrée jusqu'au fond de la baie Shepody, nous constatons qu'elle n'est pas moins de quatre pieds par mille. Naturellement, les inégalités sont nombreuses, et en certains endroits le fond s'élève brusquement vers le rivage, mais en général il est extraordinairement uniforme pour une baie dont les eaux sont affectées par des courants aussi puissants.

Relativement aux marées de la baie de Fundy, on peut voir en examinant les cartes marines du *British Admiralty Survey* et du *United States Coast Survey*, que, immédiatement en dehors de l'entrée de la baie, elles s'élèvent à une plus grande hauteur qu'en plein océan, la mer semblant se masser contre le littoral de la terre ferme. Par exemple, au sud du havre de Pubnico, Nouvelle-Ecosse, et immédiatement à l'est de l'île aux Phoques (*Seal*), les hautes marées s'élèvent à douze pieds trois quarts, et les basses marées à dix pieds et un quart, tandis que près du littoral du Maine et à l'ouest de *Machias Seal Island*, les hautes marées s'élèvent à dix-huit pieds, et les basses marées à quatorze pieds trois quarts.

A l'intérieur de l'entrée de la baie de Fundy, l'élévation des marées augmente d'une manière plus sensible à mesure que nous avançons vers l'extrémité nord-est, ainsi que le démontre le tableau suivant :—

Endroits.	Hautes marées	Basses marées
	Pieds.	Pieds.
Col de Digby, N.-E.	22	18
Havre de l'Étang, N.-B.	23½	20
Pointe Lepreau	24½	21
Goulet de Digby, N.-E.	27½	23
Saint-Jean, N.-B.	27	23
Quaco, N.-B.	30	25
Anse Spicer, N.-E.	37	30½
Advocate, N.-E.	39	33
Cap Enragé, N.-B.	41	32
Rivière Petitcodiac, N.-B.	46	36
Rivière aux Pommes	39	29
Bassin de Cumberland	44	35
Au bassin ouest, chemin de fer de transport maritime de Chignectou	44	35
Rivière Noël, dans la baie de Cobequid	53	31

C'est au dernier de ces endroits que se fait sentir la plus haute marée de la baie de Fundy.

On attribue la plus grande élévation des marées dans les parties supérieures de cette baie à sa forme d'entonnoir qui va se rétrécissant, et à ce que son fond, qui s'élève, emprisonne la vague de marée à mesure qu'elle remonte la baie. Mais on dirait que les eaux acquièrent réellement un mouvement de translation à mesure qu'elles entrent dans

Explication
du flux et
reflux.

les baies étroites et dans les goulets, et s'amoncellent pour ainsi dire, les parties supérieures roulant sur les inférieures, tout comme des vagues se brisent sur le rivage. Les ras de marée en sont un exemple.

Les marées descendantes ne se comprennent pas aussi facilement. Que la vague de marée qui se rue vers l'intérieur élève les eaux de vingt-cinq pieds au-dessus du niveau moyen de l'océan, dans ces baies étroites aux fonds ascendants, cela peut s'expliquer facilement, mais que ces eaux se retirent à une profondeur de vingt pieds ou plus au-dessous de ce niveau, laissant les baies à sec, ou presque à sec, pendant des heures, c'est un phénomène dont la cause n'est pas aussi apparente.

Il est incontestable que c'est le résultat de la gravitation, d'un effort des eaux pour arriver à un état d'équilibre.

Le fond de la baie de Fundy, comme je l'ai déjà fait voir, a réellement la forme d'un plan incliné, dont la pente moyenne est d'environ quatre pieds au mille, comme je l'ai déjà dit, tandis que l'inclinaison moyenne de la surface de ses eaux aux heures des marées à l'intérieur de la baie est de cent quatorze millièmes ($\frac{1}{14}$) de pied au mille ; en d'autres termes, les eaux sont alors de seize pieds plus élevées, en chiffres ronds, aux extrémités intérieures de la baie qu'elles ne le sont à l'embouchure. Ainsi, à chaque marée, il y a, dans la partie supérieure de la baie, une grande accumulation d'eau s'élevant au-dessus du niveau normal de l'océan. La gravitation cherche à ramener l'équilibre.

Au reflux, les eaux qui se retirèrent, descendant pour ainsi dire un plan incliné, se ruent avec une telle violence et une telle rapidité que, de même que les vagues qui s'éloignent du rivage, elles retombent au-dessous du niveau moyen de l'océan presque autant qu'elles s'étaient élevées à la marée montante. Il se présente alors un autre état de choses anormal. La surface des eaux de la baie perd de nouveau son horizontalité, mais, cette fois, l'inclinaison est dans une direction contraire à celle de la marée montante, c'est-à-dire qu'elle se dirige des extrémités intérieures ou orientales de la baie pour en sortir de nouveau et en montant vers l'entrée. Il se fait donc un autre effort pour rétablir l'équilibre, et la grande vague de la marée montante s'y précipite. Ce mouvement oscillatoire ou rythmique du courant de flot et du courant de jusant des eaux de la baie de Fundy traverse ainsi les siècles, et ne cessera pas avant que les contours de la baie soient changés par l'érosion ou l'affaissement, et que le flot de marée passe au-dessus de l'isthme de Chignectou dans le détroit de Northumberland.

On a prétendu que l'inclinaison de la surface de la baie de Fundy, aux marées montantes et aux marées descendantes, était régulière ou comparativement régulière ; mais la conformation des bords et du fond

affecte sérieusement, et, en certains endroits, obstrue le courant de marée. L'inclinaison n'a donc qu'une régularité approximative.

On peut nous demander comment nous savons que la marée basse tombe jusqu'au-dessous du niveau moyen de la marée de l'océan, ou niveau moyen de la mer, dans les baies et les goulets de la baie de Fundy à mesure que le flot s'élève au-dessus de ce niveau. En réponse à cette question, nous dirons qu'il a été constaté par des nivellements soigneux faits au-dessus d'une donnée générale dans les études du canal de la baie Verte et du chemin de fer de transport maritime de Chignectou, que le niveau moyen de la marée, c'est-à-dire le niveau des demi-marées, correspond exactement des deux côtés de l'isthme de Chignectou. Par exemple, les niveaux du chemin de fer de transport maritime de Chignectou sont à cent pieds au-dessous du niveau des hautes eaux de la marée de Saxby, marée remarquable, qui s'est produite le 5 octobre 1869. D'après cette donnée, les hauteurs des marées aux deux extrémités du chemin de fer de transport maritime, savoir, au bassin de Tidnish et au bassin de Fort-Lawrence, ont été mesurées durant au moins toute une saison, et l'on a obtenu les résultats suivants :—

Niveau moyen de la marée dans la baie de Fundy et le détroit de Northumberland.

Niveau du chemin de fer de transport maritime de Chignectou.

Au bassin de Tidnish, baie Verte :—

	Pieds.
Hautes eaux, grandes marées.....	79'
“ marées ordinaires.....	74'
Basses eaux.....	68' 40

Au bassin de Fort-Lawrence, baie de Cumberland :—

	Pieds.
Hautes eaux, grandes marées.....	96'
“ marées ordinaires.....	89'
Basses eaux.....	52' 59

Les nivellements ont été commencés au bassin de Tidnish. H. G. C. Ketchum, du chemin de fer de transport maritime de Chignectou, dit que “ l'on a remarqué que la hauteur totale des marées dans la baie Verte étaient de 10 pieds 8 pouces, la hauteur ordinaire n'étant que de 5 pieds 7 pouces. Ainsi, tandis que les variations au-dessus et au-dessous du niveau moyen de la mer étaient seulement de 2 pieds 9 pouces à la baie Verte, elles étaient, à la même époque, de 19 pieds au-dessus et au-dessous du niveau de la mer dans la baie de Fundy aux petites marées, et de 24 pieds aux grandes marées.” *

Correspondance du niveau moyen de la marée aux deux extrémités du chemin de fer de transport maritime de Chignectou.

D'après les données que l'on a pu obtenir, il a été démontré, cependant, que le niveau des demi-marées, ordinairement appelé niveau moyen de la mer, ne correspond pas rigoureusement des deux côtés de

* “ Le chemin de fer de transport maritime de Chignectou,” ouvrage lu devant la *Canadian Society of Engineers*, à Montréal, le 29 décembre 1891, par H. G. C. Ketchum, M. Inst. I. C.

l'isthme de Chignectou ; il y a une différence de quelques pouces (5 à 10 pouces). Mais cette différence est si faible qu'il est possible qu'elle provienne de légères erreurs dans les observations ou dans les nivellements. *

L'énoncé que les marées de la baie de Fundy s'élèvent de quarante à soixante pieds, signifie qu'elles s'élèvent à cette hauteur au-dessus du niveau des basses eaux. Leur élévation au-dessus du niveau normal moyen de la marée de l'océan n'est approximativement que la moitié de ces chiffres. De fait, la plus haute marée, dans la baie de Fundy, laquelle, ainsi qu'on l'a déjà démontré, se fait sentir à Noël-Head, dans la baie de Cobequid, est seulement de cinquante-trois pieds au-dessus du niveau des basses eaux, d'après les relevés de l'Amirauté.

Marées de la
baie de Fundy
pendant la
période du
pléistocène.

En étudiant les marées de la baie de Fundy, se présente la question suivante : Quels en étaient la plus grande hauteur et le plus grand abaissement durant la période pléistocène, plus particulièrement durant la période où l'isthme de Chignectou était submergé et où la Nouvelle-Ecosse formait une île ? D'après les niveaux pris dans les relevés du canal de la baie Verte et du chemin de fer de transport maritime de Chignectou, il paraît que l'axe de l'isthme, dans sa partie la plus basse, n'est pas aujourd'hui de plus de dix-huit ou vingt pieds au-dessus du niveau de la marée haute du bassin de Cumberland, dans la baie de Fundy. On a constaté que l'isthme n'était traversé d'aucun thalweg comblé de terrain de transport ; au contraire, la roche *in situ* semble, même dans les endroits les plus bas, couverte d'argile à blocs, de dépôts détritiques, etc., et il est évident qu'elle n'a pas subi, aux périodes post-glaciaires, une érosion plus grande sur les niveaux inférieurs que d'autres parties du pays. Mais ce rapport contiendra des preuves démontrant que pendant la période de l'argile à léda et du sable à saxicaves, l'isthme était submergé à la profondeur d'au moins cent vingt pieds.

Comment les marées de la baie de Fundy avaient-elles lieu durant cet affaissement ? Un examen de leur hauteur et de leur pouvoir dynamique dans les parties les plus larges de la baie, ainsi que la chose existe de nos jours, sera peut-être notre meilleur guide dans les efforts que nous faisons pour élucider cette question, ces parties de la baie n'étant pas plus larges ni plus profondes que le détroit dans lequel se trouve aujourd'hui l'isthme de Chignectou ne l'était à l'époque de l'affaissement dont nous avons parlé. Durant la submersion post-gla-

* "Les marées de la baie de Fundy." Par M. Murphy, ingénieur provincial, N.-E. Trans. de la Société des Sciences naturelles, Halifax, Nouvelle-Ecosse, vol. VII, page 48.

ciaire de l'isthme, les marées étaient-elles aussi hautes aux extrémités nord-est de la baie de Chignectou qu'elles le sont aujourd'hui ?

Le phénomène remarquable de la marée de la baie de Fundy provenant de la convergence de ses rives et du peu de profondeur de ses eaux du côté du nord-est, il s'en suit que si l'obstacle qu'il y a là était enlevé et si la vague de marée pouvait entrer librement dans le détroit de Northumberland, les conditions favorables aux hautes marées seraient diminuées, sinon absolument détruites. La vague de marée qui se porte aujourd'hui en amont de la baie avec une si grande vitesse (six à sept milles à l'heure en certains endroits), au lieu d'être arrêtée et rejetée en arrière, glisserait alors sur l'isthme et se répandrait dans la pleine mer, de l'autre côté.

Effet des changements de niveau sur les marées

Il n'est donc pas probable que les marées s'élèveraient plus haut qu'elles ne s'élèvent aujourd'hui à l'embouchure de la baie ou dans le golfe du Maine ; de fait, toutes choses considérées, il semble qu'il n'y a aucune raison de supposer que les plus hautes marées, durant le maximum de la submersion dont nous avons parlé, dépassaient dix à quinze pieds.

Mais quoique les marées, durant cette période de la submersion pléistocène, ne fussent pas aussi hautes qu'aujourd'hui, leur effet dynamique dans l'érosion des parties basses du détroit et des côtes, qui existaient alors sur les deux rives de ce qui forme aujourd'hui l'isthme de Chignectou, fut très grand. Ce fut alors que les parties basses de l'isthme reçurent leurs contours actuels, que la vallée de la Kennebec kasis, au Nouveau-Brunswick, et la vallée d'Annapolis, dans la Nouvelle-Ecosse, furent érodées—sinon complètement, elles reçurent cependant leur dernière forme—et que les bords escarpés de la vallée de la Petitediac inférieure, de la vallée de Memramcook et du bassin de Cumberland, etc., furent taillés et modelés presque comme nous les voyons maintenant. Il nous faut nous rappeler, cependant, que toutes les vallées, aujourd'hui en partie comblées ou occupées par les marais salants, devaient alors être comparativement non remplies, et que les agents de dénudation devaient avoir un champ beaucoup plus vaste.

Erosion causée par les marées de la baie de Fundy.

La principale érosion de l'isthme par l'action de la mer semble avoir eu lieu durant le soulèvement de la terre dans la dernière partie de la période de l'argile à léda et du sable à saxicaves. Dans la première partie de la période de l'affaissement pléistocène, l'isthme, naturellement, devait être complètement ou partiellement couvert de glaces, glaces flottantes ou glacier continental, ou les deux, et en conséquence l'érosion par l'action de la mer devait alors être moins active.

L'érosion par l'action de la marée doit donc avoir été active, surtout après la disparition de la glace, et avant que le détroit de Northum-

berland fût fermé au courant de marée, et avant que ce dernier ne fût limité à la baie de Fundy par l'élévation de l'axe de l'isthme au-dessus du niveau de la mer.

Dépôts de
sédiments.

Dès que le soulèvement du pays pendant la période de l'argile à léda et du sable à saxicaves eût élevé la barrière géographique actuelle entre la baie de Fundy et le détroit de Northumberland, le courant de marée, rejeté sur lui-même, a dû commencer à déposer sa charge de sable, de vase, etc., dans les estuaires et les baies. Ce moyen de formation a agi activement depuis, et c'est de cette manière que se sont accumulés les sédiments des vastes marais salants.

L'action du courant de marée, aux extrémités nord-est de la baie de Fundy, consiste donc à accumuler et non à détruire; c'est-à-dire qu'il dépose des matériaux là où il est rejeté sur lui-même, mais plus en aval de la baie, où sa marche n'est pas entravée, sa puissance d'érosion, surtout sur les rivages, est très grande.

Flux et reflux
pendant la
dernière par-
tie du pléisto-
cène.

Durant le maximum de l'affaissement de la région pendant la période pléistocène, il est possible que la vague ou courant de marée ait passé sur l'isthme submergé de Chignectou dans les directions suivantes: A la marée montante, se dirigeant vers le nord-est, par ce qui formait alors un détroit entre le Nouveau-Brunswick et la Nouvelle-Ecosse, et, à la marée descendante, dans la direction opposée, du détroit de Northumberland ou du golfe Saint-Laurent, dans ce qui forme aujourd'hui la baie de Fundy et l'océan Atlantique. L'action érosive devait sans doute alors être puissante, mais pas aussi puissante qu'aujourd'hui, car les oscillations de la marée devaient être analogues à ce qu'elles sont aujourd'hui dans les parties ouvertes et plus larges de la baie.

Ce fut probablement durant la première phase de l'affaissement dont je viens de parler que l'isthme fut finalement recouvert de glaces, par les glaces flottantes accumulées entre l'île du Prince-Edouard et les terres plus élevées du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Ecosse, sur les deux bords de l'isthme. Ces glaces se dirigeaient principalement du détroit de Northumberland vers le sud-ouest, dans les eaux libres de la mer formant aujourd'hui la baie de Fundy, mais aussi, en partie, dans la direction opposée. Les preuves relatives à cette question seront apportées à une page subséquente.

Origine de la
dépression de
la baie de
Fundy.

L'origine de la grande dépression où gît la baie de Fundy est une question dont l'étude adéquate nous ferait remonter bien loin le cours de l'histoire de la géologie. Le professeur N. Y. Hind en parle comme d'une vallée d'érosion,* et ses opinions sont sans doute en partie exac-

* Rapport préliminaire sur la géologie du Nouveau-Brunswick, 1865.

tes ; mais à l'origine elle a dû être formée par suite de mouvements de l'écorce terrestre, bien que la période géologique pendant laquelle cela s'est opéré ne soit pas évidente. Les roches carbonifères bordant le détroit de Northumberland ne sont que légèrement bouleversées, mais si nous traversons l'isthme de Chignectou, au fond de la baie de Fundy, nous constatons une différence marquée dans leur position et dans la structure des couches. Le carbonifère inférieur y est généralement ployé et rejeté en des positions fort relevées, tandis que le carbonifère intermédiaire (grès meulier), tout en ayant en plusieurs endroits une attitude horizontale, a été affecté par de grandes dislocations et des failles du côté ouest de la rivière Petitcodiac, dans la péninsule du cap Maringouin, au coteau de Westmoreland, ainsi qu'à South-Joggins et Springhill. Les promontoires qui s'avancent dans la baie de Chignectou, et même le cap Chignectou, semblent aussi avoir subi un relèvement différentiel relativement au bord des côtes du détroit de Northumberland, et ont sans doute été affectés par les influences orogéniques qui se sont fait sentir sur les montagnes de Cobequid elles-mêmes. Ces mouvements semblent avoir eu l'effet de soulever l'écorce terrestre après la formation des roches carbonifères inférieures et avant le dépôt des couches du carbonifère intermédiaire, puis de bouleverser et de fracturer les strates postérieurement à la formation des assises houillères.

Depuis les temps carbonifères, la région semble avoir éprouvé des oscillations réitérées, dont la dernière a été l'affaissement qui a eu lieu pendant la période la plus récente. Cependant, j'étudierai cette question en détail lorsque je parlerai des changements de niveau qui se sont produits ici pendant les périodes tertiaire et post-tertiaire.

Les oscillations de l'écorce terrestre auxquelles la vallée de la baie de Fundy doit son origine semblent donc, dans une grande mesure, avoir été locales ; du moins, elles ont été beaucoup plus prononcées autour de cette région que dans celle du détroit de Northumberland. Evidemment, l'origine de cette dépression a dépendu des hauteurs cristallines qui s'étendent sur les deux côtés de la baie et se rattache étroitement à ces hauteurs, dont la proximité a sans doute amené tant de bouleversements locaux des roches carbonifères et autres, ainsi que la chose a déjà été mentionnée. Le soulèvement de l'écorce terrestre et la dénudation ont eu lieu, dans certains cas, corrélativement et *pari passu*, et ont apporté d'importants changements dans la structure de la surface.

Probablement causée par des mouvements de l'écorce terrestre.

L'excavation des vallées aujourd'hui occupées par les estuaires des rivières Petitcodiac, Memramcook, Tantramar et La Planche, lesquelles, aux temps post-tertiaires, ont été partiellement remplies d'argile à blo-

caux, de dépôts de marais salants, etc., indique une érosion intense et prolongée.

J'ai ainsi insisté sur les caractères physiques et l'action dynamique de cette baie remarquable, parce qu'elle occupe une vallée où des forces très actives ont été et sont encore à l'œuvre, et où la formation des marais salants pendant la période récente se montre sur une échelle sans parallèle ailleurs au Canada. Nous n'avons pas, non plus, sur une autre partie du littoral de l'Amérique du Nord, de preuves dignes d'autant de confiance relativement à l'affaissement des côtes pendant la dernière époque de leur histoire géologique.

CHANGEMENTS DU NIVEAU TERTIAIRE ET POST-TERTIAIRE.

Changements de niveau pendant la dernière période tertiaire et le post-tertiaire.

On a porté une attention considérable, dans ces dernières années, aux changements de niveau de l'écorce terrestre, surtout pendant la période post-tertiaire. Il est incontestable que de grandes oscillations ont eu lieu, mais la preuve en ce qui concerne l'étendue des mouvements verticaux, est, en grande partie, extrêmement fragmentaire, et l'on n'en a déduit aucune conclusion très satisfaisante. Cependant, le long des côtes, il existe une grande abondance de faits attendant l'examen et la coordination, lesquels éclairciraient cette question.

Où l'on peut obtenir des données.

Des lignes de rivage, des terrasses et des banquettes marines de différents genres sont exposées dans tous les estuaires et le long de tout le littoral, et leur hauteur, mesurée et classée convenablement, apporterait un appoint important à nos connaissances en ce qui concerne ces mouvements oscillatoires. On pourrait aussi par ce moyen se rendre compte de l'étendue des bouleversements opérés par les soulèvements et les affaissements différentiels, et faire une épreuve convenable de l'efficacité de l'application de certaines théories pour expliquer ces phénomènes.

Où les renseignements ont été recueillis.

Pendant un certain nombre d'années, l'auteur a pris note de tous les renseignements qu'il a pu recueillir relativement aux changements de niveau sur le littoral atlantique du Canada, surtout dans la région située entre l'embouchure du fleuve Saint-Laurent et la frontière internationale.

Le tableau suivant comprend les résultats de ces recherches :—

N ^o	Localités.	Elévation pendant la dernière période tertiaire au-dessus du niveau moyen de la marée, en pieds.	Elévation de la ligne de rivage pléistocène ou post-glaciaire la plus haute au-dessus du niveau moyen de la marée, en pieds.	Affaissement pendant la période récente au-dessous du niveau moyen de la marée, en pieds.
EST LE QUÉBEC.				
1	Le long du chemin de fer Témiscouata, près de la station de la Rivière-du-Loup, C.F.I.....	Inconnue, mais de 840 ou plus à l'embouchure de la rivière Saguenay, vis-à-vis de la Rivière-du-Loup.	418 (bar.).....	Inconnu.
2	Entre la Rivière-du-Loup et Sainte-Flavie.....	"	345 à 375 (bar.)..	"
3	Bassin de Gaspé.....	Ce bassin a 180 pieds de profondeur entre les caps Brûlé et Haldimand.	225 à 230 "	"
4	Port-Daniel, côté nord de l'embouchure de la Baie des Chaleurs.....	Inconnu.....	225 à 250 "	"
5	Entre Carleton et Maria, dans la Baie des Chaleurs.	"	200+ "	"
6	A l'ouest de la rivière Nouvelle et entre cette rivière et Scaumenac.....	"	215 à 220 "	"
NOUVEAU-BRUNSWICK.				
7	Près de la jonction de Dalhousie, C.F.I., côté sud de la rivière Ristigouche....	73 au moins, à l'embouchure de la rivière Métapédia; 90 à l'embouchure de la rivière Ristigouche.....	225 à l'extrémité de l'arête de trapp; probablement plus élevée que le niveau normal (niveau à bulle d'air).....	5 au moins, d'après la couche de tourbe à Charlot.
8	Près de Bathurst, sur le chemin de l'établissement de Dunlop.....	Inconnue.....	188 "	5 à 10.
9	Près de Caraquette, sud du havre.....	40 à 50 ou plus..	138 (bar.).....	5 à 10 entre le goulet de St. Simon et Pokemouche, aussi sur l'île Miscou.

N°	Localités.	Élévation pendant la dernière période tertiaire au-dessus du niveau moyen de la marée, en pieds.	Élévation de la ligne de rivage pléistocène ou post-glaciaire la plus haute au-dessus du niveau moyen de la marée, en pieds.	Affaissement pendant la période récente au-dessous du niveau moyen de la marée, en pieds.
NOUVEAU-BRUNSWICK, <i>Suite</i>				
10	Côté nord de la rivière Miramichi, entre Newcastle et la rivière Bartibogue . . .	115 au moins . . .	125 à 135 (bar.) . .	10 à 15.
11	Péninsule du cap Tourmentin, le long du chemin des Emigrants	Voir page 30 M . .	125 (?) (bar.) . .	Inconnu.
12	Près de la station de Berry's Mills, C.F.I.	Inconnue	251·95 (niveau à bulle d'air) . . .	"
13	Montagne des Sauvages, au nord de Moncton	Voir page 30 M . .	248·91 " . .	"
14	Dans un autre endroit plus à l'est, le long du pied sud de la montagne des Sauvages ou de Lutz	" " . .	251·95 " . .	"
15	A Hillsboro', comté d'Albert	" " . .	222·44 " . .	15·32 (niveau à bulle d'air.)
16	A Saint-Jean, à l'est du havre	200 +	225·91 " . .	10 à 15.
17	A la station de Pennfield, chemin de fer <i>Shore Line</i> , sur la terrasse Pennfield . .	Inconnue	228 (nivellem. du chemin de fer.)	Inconnu.
18	Cinq milles à l'est de Saint-Georges, sur la partie la plus élevée de la terrasse de Pennfield	90, ou plus à l'entrée du goulet de l'Etang . .	243 " " . .	"
19	Sur la terrasse marine, à la traverse de Dyer, dans la vallée de la Digdeguash . .	Inconnue	231 " " . .	"
NOUVELLE-ÉCOSSE.				
20	Un demi-mille au nord de la station de Nappan, C.F.I. .	Voir page 30 M . .	143·72 (niveau à bulle d'air) . . .	10·75 au Fort-Lawrence; 79 à Au-Lac.
21	Côté nord d'Amherst-Head .	" " . .	138 à 140 (bar.) . .	Inconnu.
22	Côté est du mont Plaisant, dans la vallée de la rivière Philip	Inconnue	133 (bar.)	"
23	Entre le havre Wallace et Pugwash	"	133 "	"
24	Sur la péninsule, au nord du havre de Wallace, en divers endroits, distinct . . .	Inconnue	133 (bar.) Autres lignes de rivage à 120, 110 et 55 à 60	"
25	A l'est de Wallace, sur le chemin se dirigeant au sud de Plaster-Cove	"	138 (bar.)	"

N°	Localités.	Élévation pendant la dernière période tertiaire au-dessus du niveau moyen de la marée, en pieds.	Élévation de la ligne de rivage pléistocène ou post-glaciaire la plus haute au-dessus du niveau moyen de la marée, en pieds.	Affaissement pendant la période récente au-dessus du niveau moyen de la marée, en pieds.
NOUVELLE-ÉCOSSE—Suite.				
26	Sur la crête Wallace, à l'est du chemin allant au sud de Plaster-Cove, en divers endroits	Inconnue	133 (bar.)	Inconnu.
27	Dans la vallée de la rivière Deware	"	138 "	"
28	Au sud-ouest de la station d'Athol, C.F.I.	"	138 "	"
29	Côté nord de la colline de Claremont	"	135 à 140 (bar.) ..	"
30	A la station Thomson, C.F.I.	"	138 (bar.)	"
31	Côté est de la rivière Halfway, pied nord des montagnes de Cobequid ..	Voir page 31 M ..	170-84 (niveau à bulle d'air)	"
32	A mi-chemin entre ces dernières et Lakelands, une banquette au côté est du défilé	Inconnue	186 (bar.)	"
33	A Lakelands, des deux côtés de la vallée ou défilé ..	"	223 "	"
34	Plus au sud, à la source de la rivière Parrsboro', côté est de la vallée ou défilé ..	"	160 "	"
35	Encore plus au sud, côté est de la vallée, pied sud des Cobequids	"	130 "	"
36	Côté sud des Cobequids et à l'ouest de Parrsboro'—une large terrasse	"	110 à 115 (bar.) ..	"
37	A Port-Greville	"	112 (bar.)	"
38	A l'île de Spencer	"	128 "	"
39	A Advocate Harbour	"	130+ "	"
40	Près de Granville, au pied de la montagne du Nord (terrasses)	"	110 "	"
41	A l'emb. du lac Quille-Brook, au sud d'Annapolis ..	"	110 à 115 (bar.) ..	"
42	Près du fond de la baie de Sainte-Marie, au pied de la montagne du Nord ...	"	110 (bar.)	"
ILE DU PRINCE-ÉDOUARD.				
43	A l'ouest d'Alberton.	"	75 "	5 à 10 ..
44	A l'extrémité ouest du chemin O'Leary, près du cap Wolf	"	75+ "	Inconnu.
45	A la station de Coleman, chemin de fer I.P.-E.	"	75 "	"
46	A la station d'Ellerslie, chemin de fer I.P.-E.	"	75 "	5 à 10.

N°	Localités.	Élévation pendant la dernière période tertiaire au-dessus du niveau moyen de la marée, en pds.	Élévation de la ligne de rivage pléistocène ou post-glaciaire la plus haute au-dessus du niveau moyen de la marée, en pds.	Affaïssement pendant la période récente au-dessous du niveau moyen de la marée, en pds.
	ILE DU PRINCE-ÉDOUARD— <i>Suite.</i>			
47	Nord de Kensington, près du chemin de fer I. P.-E.	Inconnue.....	75 (bar).....	Inconnu.....
48	Au ruisseau de Wilmott, près du chemin de fer Ile du Prince-Edouard....	"	75 "	"
49	A la rivière Tryon.....	"	75 à 95 (bar)....	"
50	Au pont de la rivière du Nord, chem. de fer I.P.-E.	"	75 (bar).....	"
51	Dans la baie Oswell.....	"	75 à 80 (bar)....	"
52	A Souris.....	"	75 (bar).....	"
	ILES DE LA MADELEINE.			
53	Iles Amherst, Entry, Grindstone et Alright.....	"	110 à 115 (bar) .	"

Élévation des bords du littoral pendant la période tertiaire.

Les données relatives à la hauteur de la région pendant la dernière partie de la période tertiaire sont nécessairement incomplètes, et ce n'est qu'aux embouchures des rivières Ristigouche, Miramichi et Saint-Jean que nous avons des mesurages que l'on peut considérer comme exacts. Cependant, ces chiffres représentent un minimum, et l'élévation a dû être considérablement plus grande que celle qu'ils indiquent.

Aux deux rivières en premier lieu mentionnées, on a fait des forages pour les fondations des ponts du chemin de fer Intercolonial ; on les a creusés à travers le gravier, le sable et l'argile, jusqu'au-dessous du niveau de la marée ici donné, ce qui prouve qu'à une période antérieure au post-tertiaire, la surface de la région était tellement élevée que les rivières ont pu couler dans leurs lits de roche et les éroder jusqu'à ce niveau. Le fait qu'aucun dépôt de la période tertiaire n'a encore été découvert au fond de ces vallées de rivière nous porte à supposer que cette érosion s'est continuée jusqu'à la dernière partie de cette période.

Pour Saint-Jean, on a emprunté les données aux cartes marines de la Commission de l'Amirauté, les profondeurs qui y sont indiquées étant celles de la rivière Saint-Jean en amont d'Indiantown, et de la Kennebeckasis près de son confluent avec cette dernière. Pour qu'il fût possible aux deux rivières en dernier lieu mentionnées d'éroder les vallées dans leurs cours inférieurs jusqu'au fond rocheux, le terrain devait se trouver à deux cents pieds ou plus au-dessus de son niveau

actuel. Il est probable, cependant, ainsi que je l'ai dit ci-dessus, que les hauteurs de la bordure tertiaire du terrain, dans les parties nord et sud du Nouveau-Brunswick, ne représentent pas le maximum de l'élévation. Il y a lieu de croire qu'au moins certaines parties étaient beaucoup plus élevées; car les embouchures des rivières mentionnées devaient être très obstruées par les sables, et, en outre, les thalwegs enterrés où l'on a fait les forages sont tellement en amont des vallées des rivières, qu'il est possible qu'ils aient été au delà des estuaires qui existaient alors.

En somme, les preuves jusqu'ici obtenues accusent certainement une différence d'élévation, pendant la dernière partie de la période tertiaire, d'au moins deux cents à trois cents pieds au-dessus des niveaux actuels. Cependant, la différence n'était pas égale sur toute la région du littoral, depuis l'embouchure du Saint-Laurent jusqu'à la rivière Sainte-Croix ou la frontière internationale. Certains faits que je vais exposer démontrent, au contraire, que les oscillations tertiaires, comme celles d'autres périodes géologiques, antérieures et postérieures, ont été différentielles, et que les soulèvements et les affaissements ont été complémentaires, au moins dans une certaine mesure. Les faits sur lesquels est basée cette conclusion ont été observés spécialement sur l'isthme de Chignectou et dans la région qui entoure le fond de la baie de Chignectou. Il semble nécessaire de les rapporter avec quelques détails.

La région qui entoure le fond de la baie de Fundy est remarquable par les grands changements de niveau qui y ont eu lieu dans le cours de son histoire géologique. Les preuves de ces changements sont d'abord gravées dans les roches carbonifères qui se montrent dans la célèbre coupe décrite par Logan et Dawson.*

Preuves relatives aux changements de niveau au fond de la baie de Fundy.

A la fin de l'époque carbonifère, il y a eu ici soulèvement de l'écorce terrestre, et ce soulèvement semble s'être maintenu au-dessus du niveau de la mer jusqu'à l'époque glaciaire, aucune roche des périodes géologiques intermédiaires n'ayant été rencontrée sur l'isthme de Chignectou ou autour du fond de la baie de Shepody et du bassin de Cumberland'. Au contraire, la surface rocheuse de la région semble, durant ces périodes, avoir été dénudée à un haut degré par des agents subaériens, comme le démontrent les quantités de matériaux détritiques qui la recouvrent encore. Durant l'intervalle géologique en question, il semble qu'il y a eu un soulèvement de l'isthme de Chignectou, soulèvement qui s'est maintenu jusqu'après le commencement de la période pléistocène, et jusqu'à ce que la surface de la région eût été recouverte d'une couche de glace. On trouve des stries sur les collines et les renflements, à cinq ou six cents pieds de hauteur ou plus, près de la mon-

* *Géologie Acadienne*, 2^e édition, p. 133. Note supplémentaire à la 4^e édition, p. 18.

tagne de Shepody, dans le comté d'Albert ; au cap Dorchester, à trois cents pieds de hauteur ; à Westcock, à trois cents pieds de hauteur, et le long du rivage de Cumberland, au sud de South-Joggins, jusqu'à la rivière aux Pommes, à trois cent quatre-vingts pieds de hauteur, toutes orientées du sud au sud-ouest, le côté frappé par le glacier se trouvant distinctement au nord-est, ce qui révèle le mouvement d'une forte masse de glace dans la direction indiquée.

Du côté nord-est de l'isthme, le long du détroit de Northumberland, le sol est bas, s'élevant rarement à plus de cent à cent cinquante pieds, la plus grande partie ne s'élevant pas à plus de soixante-cinq à soixante-quinze pieds.

Alors, où le glacier qui a produit les stries dont nous venons de parler avait-il sa source, ou en quel endroit s'en trouvait le lieu de formation ?

Des examens attentifs et répétés du district côtier du détroit de Northumberland et des terrains plus élevés de l'île du Prince-Edouard au nord-est, ont démontré qu'aucun glacier capable de produire ces stries ne venait de cette région ; au contraire, nous avons la preuve qu'à l'époque où le glacier de Chignectou existait, un glacier se dirigeait vers l'est dans le détroit et sur l'île du Prince-Edouard. Les stries dont nous avons parlé ont évidemment été produites par un glacier continental pendant la première phase de la période glaciaire, l'action de la glace flottante dans la même région appartenant incontestablement à une phase plus récente du pléistocène.

Comment, alors, ces stries ont-elles été produites, ou plutôt, quelle cause a poussé la glace qui les a produites à se diriger de ce qui est aujourd'hui une région inférieure vers le sud-ouest, sur des éminences et le long de versants de cinq cents à sept cents pieds d'altitude ? Dans mon opinion, l'on ne peut donner qu'une seule réponse à cette question, savoir, que l'axe de l'isthme de Chignectou et la vallée occupée par les eaux du détroit de Northumberland jusqu'à l'île du Prince-Edouard dans la direction du nord-est, étaient plus élevés, relativement aux bassins occupés par la baie de Shepody et le bassin de Cumberland, qu'ils ne le sont aujourd'hui. Cette élévation différentielle, qui existait pendant la période tertiaire, s'est maintenue jusqu'au commencement du pléistocène, ainsi qu'on le démontrera à une page subséquente.

Cette explication n'implique pas que l'axe de l'isthme était élevé de cinq cents ou six cents pieds au-dessus du lit actuel de la baie de Chignectou, mais que la différence dans les niveaux relatifs équivalait à cette hauteur. Au nord-est, le sol devait être plus élevé, tandis qu'au sud-

Hauteur
actuelle de
l'isthme de
Chignectou.

ouest il était plus bas, la disposition de la région étant telle que l'inclinaison générale était dans la direction du sud-ouest, pour permettre au glacier de cheminer dans ce sens. Les faits ne sauraient être expliqués par aucune autre hypothèse.

Si cette conclusion est exacte, la hauteur de l'isthme de Chignectou, durant la période tertiaire, était donc différente de ce qu'elle est aujourd'hui, et, de plus, le fond de la dépression maintenant occupée par la baie de Chignectou et les baies plus petites et les estuaires qu'elle forme a dû osciller considérablement depuis. Nous pouvons maintenant nous demander s'il existe des données démontrant que d'autres parties de la région que nous étudions occupaient différents niveaux relatifs durant la période tertiaire.

A la page 13 M, il est question de l'existence d'un défilé dans les montagnes de Cobequid au lac Halfway, où passe le chemin de fer Springhill à Parrsboro'. Ce défilé est à environ six cents pieds au-dessous du sommet des montagnes ; il est extrêmement étroit, les côtés en sont escarpés, et le fond, recouvert de terrain de transport, en est aujourd'hui, dans la partie centrale ou la plus élevée, seulement de quatre-vingt-cinq pieds au-dessus du niveau moyen de la marée. La nature des roches est la même de chaque côté, et rien ne prouve que le défilé doive son origine à une fracture ou dislocation transversale de la chaîne de montagnes. C'est simplement une vallée d'érosion que l'on peut difficilement expliquer par des courants marins. On n'y a trouvé aucune roche carbonifère. Comment, alors, a-t-elle été érodée ? Évidemment par l'action lente et continue de l'eau courante.

Défilé dans les montagnes de Cobequid à la rivière Halfway.

Deux petits cours d'eau sortent de près du centre de la gorge, leurs sources se trouvant dans deux petits lacs peu éloignés l'un de l'autre et séparés par un banc de graviers. La rivière Halfway, l'un de ces cours d'eau, dont la partie inférieure est appelée rivière Hébert, coule vers le nord, dans une vallée profonde, avec des bords s'élevant de deux cents à trois cents pieds au-dessus du niveau de la mer, et se jette dans l'extrémité nord-est du bassin de Cumberland. L'autre, la rivière Parrsboro', coule dans une direction sud et se jette dans le Bassin des Mines. Mais, évidemment, ces rivières n'ont pas suffi pour éroder le défilé. Il ne saurait avoir été formé autrement que par une rivière coulant dans un sens ou dans l'autre. Dans quelle direction coulait cette rivière, et où était son bassin de drainage ?

D'après les caractères physiographiques de la région, il est évident qu'un pareil bassin ne pouvait se trouver que sur le côté nord des montagnes, savoir, dans la région drainée par la rivière Maccan ; et, en conséquence, il semble fort probable qu'aux temps préglaciaires cette rivière coulait vers le sud par le défilé que je viens de décrire. De fait,

Mode de formation.

ses branches supérieurs courent encore dans cette direction, et entre Southampton et le lac Halfway, il y a une vallée profonde, où ne coule aujourd'hui aucun cours d'eau ; c'était sans doute l'ancienne vallée de la rivière Maccan lorsqu'elle se dirigeait vers le sud, mais quand la rivière prit son cours vers le nord, elle fut abandonnée. Mais les eaux de la rivière Maccan seule suffisaient-elles pour éroder la gorge des Cobequids ? Cela semble douteux, à moins que la précipitation ne fût plus grande qu'aujourd'hui.

Mais il est possible que ce ne soit pas seulement la Maccan qui ait coulé vers le sud ; il peut se faire aussi que la rivière Hébert, ou plutôt une rivière coulant alors le long de sa vallée, ait coulé dans un sens inverse et se soit jetée dans un bassin formé par la dépression où se réunissent aujourd'hui les rivières Hébert et Maccan. Pour expliquer cela, il faut admettre deux hypothèses : d'abord, que les terres situées au nord des Cobequids étaient plus élevées et les Cobequids plus basses, c'est-à-dire que les montagnes étaient alors à leur première phase de formation ; en un mot, que le point de partage des eaux de la région située à l'ouest de la rivière Philip et d'Economy n'était pas, comme aujourd'hui, la chaîne des Cobequids, mais s'étendait à l'ouest près de Springhill et du mont Maccan, et le long de l'axe de l'isthme de Chignectou ; ensuite, que le bassin où les rivières Maccan et Hébert se réunissent était fermé à l'ouest. Il est possible que même les rivières LaPlanche et Missaquash se soient aussi jetées dans ce bassin. Quoi qu'il en soit, il semble que l'érosion de la gorge des montagnes de Cobequid a été produite de cette manière. Cependant, cette érosion a dû commencer à se produire longtemps avant la période tertiaire, et a dû suivre la marche du soulèvement de la chaîne de montagnes.

Période pendant laquelle l'érosion en question de la gorge des Cobequids a eu lieu.

La théorie esquissée au sujet de l'origine de la gorge de Cobequid nous ramène à la première phase de l'histoire de la partie occidentale de ces montagnes. Pendant quelle période géologique se sont-elles élevées au-dessus des couches du voisinage ? Aucune roche d'une période plus ancienne que l'époque carbonifère n'affleure dans cette région au nord de ces montagnes ; et les cours des rivières censées avoir contribué à l'érosion de la gorge sont superposés sur ces couches. Il est donc raisonnable d'inférer que l'érosion de la gorge n'a commencé à se produire qu'après la formation des roches du carbonifère moyen et peut-être du carbonifère supérieur.

D'autres faits contribuent à appuyer cette théorie. Par exemple, les cailloux de grès et de conglomérat appartenant aux roches carbonifères sont clairsemés sur le versant nord et sur le sommet des Cobequids. On attribue la présence de ces cailloux aux endroits mentionnés au chevauchement ou à l'empiétement, pendant les siècles passés,

de ces roches carbonifères sur la formation de Cobequid, car je ne connais pas de système glaciaire qui ait pu les transporter ici, vu les niveaux existants. Depuis, la dénudation subséquente au soulèvement des Cobequids a enlevé la plus grande partie des grès et des conglomérats du sommet des montagnes, laissant des lambeaux et des cailloux isolés comme simples débris.

Le travail d'érosion en question de la gorge des Cobequids semble avoir coïncidé avec le soulèvement de la chaîne et s'être continué jusqu'au tertiaire et au commencement du pléistocène, la rivière la maintenant au niveau de base ; mais durant la période glaciaire, il y eut un temps d'arrêt, et la marche du soulèvement l'emporta sur les agents d'érosion, comme le prouve le fait que la gorge, surtout dans sa partie centrale, est aujourd'hui occupée par une épaisse couche de *drift*. Après que les glaces du pléistocène se furent retirées, les systèmes actuels de drainage semblent avoir été inaugurés. Cependant, le mouvement de soulèvement, dans la partie occidentale des Cobequids, n'a pas cessé, mais s'est continué jusque dans la dernière phase du pléistocène, et, en réalité, il est possible qu'il ne soit pas encore arrêté.

Son érosion coïncidant avec le soulèvement des Cobequids.

En conséquence, les phénomènes, lorsqu'on les coordonne, indiquent que la formation carbonifère le long du détroit de Northumberland et dans la région située au nord des Cobequids, avait un niveau plus élevé durant la dernière partie de la période tertiaire, lequel correspondait probablement au niveau du bassin de la Miramichi durant la même période. Cette altitude du littoral resta la même jusqu'à ce que fût commencée la période glaciaire.

Date du soulèvement des Cobequids.

J'ai déjà parlé de la première phase du soulèvement local qui a eu pour résultat la formation des Cobequids. Le soulèvement semble avoir commencé après la formation houillère, car les roches du carbonifère supérieur renferment en certains endroits des débris provenant des roches cristallines de la formation de Cobequid ; mais un soulèvement général de toute la région a aussi eu lieu pendant la période post-carbonifère. Que le soulèvement des Cobequids se soit continué depuis la période glaciaire, cela est incontestable, car des terrasses post-glaciaires et des deltas, évidemment d'origine marine, découverts près de la rivière Halfway, dans la partie septentrionale de la gorge, s'élèvent à environ 171 pieds (voir le tableau) au-dessus du niveau moyen de la marée, et à 223 pieds, près de Lakelands, des deux côtés de la gorge ; tandis qu'on rencontre, à des hauteurs de 130 à 140 pieds seulement, des lignes de rivages bien marquées au nord de l'embouchure de la rivière Maccan et le long du détroit de Northumberland, ce qui prouve une différence, dans le soulèvement de la chaîne des Cobequids, d'au moins quatre-vingt-trois pieds ou plus durant la période post-glaciaire.

Envahissement de la gorge des Cobequids par la mer, pendant la période post-glaciaire.

Pendant l'affaissement post-glaciaire de la région, la mer s'étendit, par la gorge des Cobequids, le long des vallées de la rivière Halfway, de la rivière Hébert et de la rivière Maccan, depuis le Bassin des Mines jusqu'à l'extrémité supérieure du bassin de Cumberland. Aujourd'hui, le point le plus élevé de ce qui était alors le fond d'un détroit formé par la vallée de la rivière Hébert et par la gorge des Cobequids, se trouve dans la partie centrale des Cobequids, et, comme on le mentionne ci-dessus, il est de quatre-vingt-cinq pieds au-dessus du niveau moyen de la marée.

Je dois faire remarquer que l'exposé précédent, relativement au premier soulèvement des montagnes de Cobequid, est censé s'appliquer seulement à la partie occidentale; il est possible que la partie orientale soit plus ancienne, et elle l'est sans aucun doute.

Rapport entre les changements de niveau dans les Cobequids et dans l'isthme de Chignectou.

Ces changements de niveau dans les montagnes de Cobequid et dans la région s'étendant au nord et même au sud de ces montagnes, durant les périodes tertiaire et post-tertiaire (voir le tableau), concordent donc avec ceux qui sont censés s'être produits dans l'isthme de Chignectou durant la même période géologique.

Changements de niveau dans la chaîne cristalline du Nouveau-Brunswick méridional.

La chaîne cristalline du Nouveau-Brunswick méridional, courant le long du littoral de la baie de Fundy depuis la baie de Shepody jusqu'à la frontière internationale, offre des caractères qui me portent à inférer que, outre les oscillations générales de la période post-tertiaire, un mouvement de soulèvement lent, séculaire, relatif à la région caribonifère située au nord, s'est aussi produit. Le cours tortueux de la rivière Saint-Jean, dans sa partie inférieure, la rencontre de chutes aux embouchures de cette rivière et d'un grand nombre d'autres qui traversent cette zone cristalline et se jettent dans la baie de Fundy, et plusieurs faits concernant l'action des phénomènes glaciaires dans la région, me portent à cette conclusion, vu que ce sont là des conditions qui n'existeraient probablement pas s'il n'y avait pas eu de déplacement des lits des rivières ou de mouvements différentiels.

ALTITUDE DE LA RÉGION ET CHANGEMENTS DE NIVEAU DURANT LA PÉRIODE GLACIAIRE.

Changements de niveau durant la période glaciaire.

J'ai recueilli, dans la région en question, un certain nombre de faits qui font voir l'altitude du littoral relativement au niveau de la mer, au moins d'une manière approximative, durant deux phases de la période glaciaire. D'après les données que je possède, il paraît que la plus grande élévation de la dernière période tertiaire s'est maintenue pendant le pléistocène, et que ça été là peut-être une des causes de l'accumulation des glaces. On n'a trouvé dans cette région aucune

preuve d'un affaissement pendant la première phase de la période glaciaire. Les détritiques, tels que les roches décomposées, consistant en sable, gravier, cailloux, etc., trouvés en plusieurs endroits, n'attestent aucune action de l'eau; et le lit de tourbe durcie rencontré à la rivière des Habitants, au Cap-Breton, par sir J. W. Dawson,* atteste le fait que cette région a dû émerger de la mer immédiatement avant le dépôt d'argile à blocs qui la recouvre.

Pendant la première partie de la période glaciaire, la glace, en plusieurs endroits, s'étendait au delà du littoral actuel, et les mouvements en ont été apparemment affectés par les caractères topographiques particuliers des baies et des estuaires. On rencontre, dans plusieurs localités, des stries descendant sous les eaux de la mer, et comme les faits prouvent que la glace—sauf peut-être dans le Nouveau-Brunswick méridional, près de la frontière internationale,—ne saurait avoir été épaisse ou forte, il s'ensuit que la région a dû être aussi élevée, sinon plus élevée qu'aujourd'hui, pour que les vallées et les estuaires aient pu influencer sur les mouvements de la glace de la manière supposée. Si le littoral était plus bas, la glace s'avancant vers l'extérieur et passant dans ces baies et ces dépressions, aurait été brisée et aurait flotté sous forme de banquises, avant qu'elle n'eût strié les roches des niveaux inférieurs qu'elle atteignait, et il est impossible que les mouvements en eussent été guidés par la conformation de ces vallées, comme ils semblent l'avoir été.

Le littoral était probablement plus élevé pendant la première partie de la période glaciaire.

Commençons au bassin de Gaspé, où il y a des preuves de l'existence d'un glacier local qui s'y déchargeait, venant des vallées des rivières York et Dartmouth, lequel est décrit à la page 101 m. Bien que l'on n'ait observé aucun fait indiquant quelle était ici la hauteur exacte de la région à cette époque, cependant, d'après la position des stries des deux côtés du bassin de Gaspé, et d'après la position des bords de la glace, l'on infère que le glacier était peu considérable, et que la région était aussi élevée et probablement plus élevée qu'aujourd'hui.

Preuves touchant l'altitude de la région, relativement au niveau de la mer, à cette phase.

L'extrémité occidentale de la dépression de la baie des Chaleurs était occupée par un glacier, au commencement de la période pléistocène, lequel semble s'être étendu vers l'est jusqu'à la pointe Belledune et à la rivière Bonaventure. Ce glacier suivait la direction et les sinuosités de l'estuaire de la Ristigouche et la vallée de la baie, et ce fait me porte à inférer que la région était un peu plus élevée qu'aujourd'hui, lorsque le glacier était au maximum de son épaisseur et de son étendue, se retirant jusqu'aux versants, au nord, à l'ouest et au sud, en même temps que l'affaissement qui a suivi.

A la baie des Chaleurs.

* *Acadian Geology*, 2e édition, p. 68.

Dans le district de Northumberland.

Les preuves concernant l'altitude de la région couverte par le glacier dit de Northumberland (p. 33 m.) pendant la dernière partie de la période tertiaire, démontrent qu'elle était élevée d'au moins cent neuf pieds au-dessus de son niveau actuel. La partie orientale de cette région, et, en réalité, tout le bassin carbonifère, étaient probablement plus élevés; en tout cas, il semble certain que l'Ile du Prince-Edouard faisait partie de la terre ferme au commencement de la période glaciaire. Une partie considérable du détroit de Northumberland a aujourd'hui une profondeur de soixante à cent pieds seulement, de sorte qu'un soulèvement de cent pieds seulement mettrait à nu presque toute la partie submergée qui sépare Richibouctou-Head et le cap Wolf de l'île de Pictou. Il est possible que l'affaissement ait commencé à l'époque où le glacier de Northumberland atteignait son maximum d'épaisseur et d'étendue, ou peu après, mais rien ne le prouve. Certains faits portent à croire que l'élévation de la partie sud-est du détroit de Northumberland, ou plutôt de la région située entre l'Ile du Prince-Edouard et l'axe de l'isthme de Chignectou, est encore plus grande que celle que l'on a déjà indiquée à la page 30 m.

Sur la rive septentrionale de la baie de Fundy.

Le littoral nord-ouest de la baie de Fundy semble aussi avoir été plus élevé qu'aujourd'hui en certains endroits, pendant la première partie de la période glaciaire. Au havre de Saint-Jean et à l'ouest de l'île du Grand-Manan, les preuves démontrent que le glacier continental pléistocène s'étendait au delà du littoral actuel dans la dépression de la baie de Fundy. L'île aux Perdrix, dans le havre de Saint-Jean, éloignée d'un mille de la terre ferme, porte les marques du glacier continental, qui a aussi passé sur les îles de Campobello et du Grand-Manan. Comme le bras de mer qui sépare la terre ferme de l'île du Grand-Manan a une profondeur de 45 à 50 brasses, et que la hauteur de l'île est d'environ quatre cents pieds, il s'ensuit, ou que le glacier qui se dirigeait de ce côté était très épais, ou que le littoral était plus élevé relativement au niveau de la mer qu'il ne l'est aujourd'hui. La dernière opinion est conforme aux faits recueillis le long du littoral d'autres parties du Nouveau-Brunswick. Mais que le glacier qui recouvrait l'ouest du havre de Saint-Jean, pendant la première partie de la période pléistocène, fût une couche massive s'écoulant uniformément, est une théorie qui n'est pas appuyée sur les preuves. Ainsi, la baie de Passamaquoddy, dont la profondeur est de 20 à 30 brasses, était remplie, pendant cette période, d'une masse de glace qui recouvrait les îles aux Cerfs et Campobello d'une couche épaisse de 200 à 250 pieds, ainsi que la péninsule Letite, en lignes rayonnantes.* Cela n'indique pas une couche de glace confluyente entrant dans la baie

* Rapport annuel de la Commission de géol., vol. IV (N.-E.) 1888-89, p. 51 n.

de Fundy. Cependant, bien qu'il soit possible que la glace ait été assez massive pour traverser le bras de mer qui sépare la terre de l'île du Grand-Manan avec les niveaux actuels ou plus élevés de la région, il y a lieu de croire que cette île même n'était pas aussi élevée pendant la dernière partie de la période tertiaire et pendant la première partie du pléistocène, qu'elle ne l'est aujourd'hui relativement à la terre ferme. Comme la chaîne des Cobequids et autres hauteurs de roches irrégulières, il n'est pas improbable que cette île ait subi un soulèvement lent avant et depuis la période glaciaire. Les différentes directions des stries le long du littoral de la baie de Fundy et sur les îles de l'ouest, appuient l'opinion que la glace ne saurait avoir été assez forte et assez massive pour se diriger du côté de la baie de Fundy et passer sur l'île du Grand-Manan avec les niveaux actuels, et, en conséquence, ou la terre ferme était plus élevée relativement au niveau de la mer, ou la glace était beaucoup plus massive que d'autres faits nous justifieraient de le croire.

Il a été démontré, à la page 28 m, que la région, à l'embouchure de la rivière Saint-Jean, était de 200 pieds et davantage plus élevée pendant la dernière partie de la période tertiaire qu'aujourd'hui. Hauteur probable de la région à l'embouchure de la rivière Saint-Jean à cette phase. Durant la période du maximum d'extension de la glace, elle ne différait probablement pas beaucoup de la période actuelle. Il n'y a aucune preuve, ni ici ni ailleurs, dans le Canada oriental, que des changements de niveau aient eu lieu entre la dernière partie de la période tertiaire et la période du maximum d'accumulation des glaces; et à moins que l'affaissement qui a abouti à la période de l'argile à léda n'eût été alors commencé, nous ne connaissons aucun changement de niveau qui ait pu avoir lieu. Ce n'est qu'à la dernière phase de la période glaciaire dans cette région que l'on peut recueillir des faits démontrant l'altitude de la région relativement au niveau de la mer.

HAUTEUR DE LA RÉGION AU DÉPART DU GLACIER PLÉISTOCÈNE.

Peu après que les glaciers eurent atteint leur plus grande extension, il semblerait qu'un affaissement de la côte, ou, pour parler plus exactement, des affaissements locaux de la côte se produisirent, accompagnés d'une amélioration du climat, tandis que les glaciers commencèrent à diminuer. Cela changea l'altitude de la surface de la région, et la fonte du glacier et sa division en glaciers d'un caractère encore plus local, le firent mouvoir, en plusieurs endroits, dans des directions différentes de celles qu'il suivait pendant la première phase de son existence. En même temps que s'opéraient les mouvements de ces glaciers locaux, des masses de glaces flottantes, ou apportées par la mer, étaient charriées dans différentes directions par des courants marins. Altitude de la région, relativement au niveau de la mer, à la fin de la période glaciaire.

Dans quelques baies et dans quelques détroits, les glaces flottantes formaient des amoncellements qui semblent avoir pu laisser, sur les roches sur lesquelles elles s'échouèrent, des stries que l'on peut à peine distinguer de celles produites par le glacier continental. Ces amas de glace semblent avoir été analogues à ceux que décrivent les explorateurs des mers arctiques comme se rencontrant dans le Sound de Smith et autres détroits situés sur la côte occidentale du Groënland.

La hauteur du littoral, relativement au niveau de la mer à cette phase du pléistocène, peut, dans certains endroits, être déterminée avec assez d'exactitude d'après la position des stries que l'on suppose avoir été produites sur la surface des roches par les glaces flottantes. Même à cette phase, on dirait que la région s'est encore affaissée, au moins le long de certaines parties du littoral, car l'on trouve des terrasses d'argile à léda et de sable à saxicaves plus élevées que les stries ou sulcatures produites par les glaces flottantes, et ces terrasses n'ont pas été dérangées par les mouvements du glacier, bien qu'elles aient été formées plus tard. En réalité, il est assez certain que ce n'est que quelque temps après la disparition définitive du glacier des régions côtières, et peut-être aussi de l'intérieur, que l'affaissement a cessé et que s'est produite l'élévation post-glaciaire du littoral.

Je donnerai maintenant de courtes descriptions des stries produites par les glaces flottantes, phénomènes se rattachant aux faits indiquant l'altitude de la région relativement au niveau de la mer.

Trois-Pistoles,
Québec.

A la station des Trois-Pistoles, sur le chemin de fer Intercolonial, j'ai observé, sur la surface des roches, à environ 100 pieds au-dessus du niveau de la mer, de petites rainures parallèles à la direction de la vallée du Saint-Laurent en cet endroit, et des stries transversales, interrompues et irrégulières. On attribue ces phénomènes à l'action des glaces flottantes apportées par la mer, ce qui indique que la région était d'au moins 100 pieds moins élevée qu'aujourd'hui à cette phase de la période glaciaire.

Les bancs de roches sur lesquelles se présentent ces stries sont recouverts d'une mince couche d'argile à blocaux, plus tard recouverte à son tour d'argile à léda et de sable à saxicaves. Depuis, un cours d'eau passant sur les roches a creusé une tranchée profonde dans ces dépôts. De chaque côté de l'excavation, les dépôts marins, qui forment ici une terrasse d'une grande étendue, n'ont pas été dérangés par l'action de la glace, et ne sont ni interstratifiés ni recouverts d'argile à blocaux ou autres produits glaciaires. Les stries ont évidemment été formées en premier lieu, et le glacier qui les a produites s'est probablement retiré avant que fût déposé le terrain sédimentaire. L'argile à léda fossilifère et les sables à saxicaves de cette partie de la vallée du Saint-Laurent semblent donc postérieurs à la période glaciaire.

Le long de la côte sud-ouest de l'étroite presqu'île qui se termine par le cap Gaspé, l'on rencontre des stries irrégulières, évidemment formées par la marche d'un corps aux mouvements irréguliers. Les stries ou sulcatures ont été observées aux endroits suivants : Dans la partie ouest du chemin conduisant à l'anse au Griffon, N. 67° E., à Petit-Gaspé, à un mille au nord de Grande-Grève, à 75 pieds d'altitude, N. 13° E., N. 23° E. et N. 28° E., et à Grande-Grève, à 75 ou 100 pieds d'altitude, N. 23° E. Ces stries se présentent sur les rochers qui plongent dans une direction ouest vers la baie de Gaspé. En certains endroits, elles ont un quart de pouce de profondeur ou plus, et l'on dirait qu'elles ont été creusées à la gouge, mais ne dépassent pas deux à trois pieds de longueur, le plus grand nombre ayant de trois à neuf pouces. Elles sont à la fois peu profondes et grossières, et ont évidemment été formées par les glaces flottantes amoncelées dans le bassin de Gaspé, alors que le littoral était de 75 à 125 ou 150 pieds moins élevé qu'aujourd'hui.

Sur la rive sud-ouest de la baie des Chaleurs, le long du chemin de fer Intercolonial, entre la rivière Jacquet et la rivière de l'Orme, on rencontre deux ou trois principales séries de stries. Les plus anciennes sont profondes, indiquant un mouvement dans le sens de l'est. Des stries nombreuses et très fines, évidemment formées par les glaces poussées contre la terre, croisent celles dont je viens de parler, presque à angle droit, et à angle droit avec le littoral. En examinant ces stries en détail, on constate que le côté frappé se trouve invariablement tourné vers la baie. Lorsqu'elles croisent des chaînes de roches portant de profondes rainures est et ouest, l'on voit que la partie de la crête qui sépare ces rainures a été frappée du côté qui fait face au rivage.

Le plus grand nombre des directions varie de S. 20° E. à S. 20° O. ; mais à mesure que nous approchons de la rivière de l'Orme, où la ligne du rivage fait une courbe vers le sud, nous constatons que la direction de ces stries fines varie de S. 36° O. à S. 40° O.

En explorant la région où se trouvent les roches dont la surface est couverte de ces stries peu profondes, il devient évident qu'elles sont restreintes à une certaine zone, qui s'élève de 60 à 140 ou 150 pieds au-dessus du niveau de la mer. Au-dessous de la ligne de contour de 60 pieds, je n'ai trouvé aucune de ces petites stries, bien que des affleurements montrant des sulcatures courant de l'ouest à l'est soient abondants ; je n'en ai pas trouvé, non plus, au-dessus de la ligne de contour de 150 pieds.

J'ai constaté que des surfaces rocheuses examinées dans quelques-uns des établissements reculés, où l'on rencontre des bancs de roches

striées de 150 à 500 pieds de hauteur, n'étaient couvertes d'aucune des petites stries dont je viens de parler. Mais ce n'est qu'à de longs intervalles que l'on a observé des stries dans ces régions élevées.

En conséquence, la conclusion à tirer de ces faits est que les petites stries ont été produites par des amas considérables de glace se heurtant contre le rivage, alors qu'il était de 75 à 150 pieds ou plus, moins élevé qu'aujourd'hui.

Les indices font voir que les terrasses marines, le long de la rive sud de la baie des Chaleurs, ont été formées postérieurement à la phase de la période glaciaire où ces petites stries ont été produites, car, dans certains endroits, les dépôts qui recouvrent la surface où l'action des glaces s'est fait sentir, n'ont pas été dérangés. Ces dépôts marins—argile à léda et sables à saxicaves—se rencontrent à toutes les hauteurs, depuis le niveau de la mer jusqu'à 200 pieds, dans le bassin de la baie des Chaleurs. Il semble donc probable qu'à l'époque de la formation de ces petites stries, le littoral n'était pas arrivé au plus bas degré de l'affaissement post-glaciaire.

Partie méridionale du golfe Saint-Laurent.

J'ai pu recueillir dans l'est du Nouveau-Brunswick, le nord-ouest de la Nouvelle-Ecosse et dans l'Île du Prince-Edouard, un nombre considérable de faits dont les détails sont donnés aux pages 89-94 M, et tous tendent à prouver que des glaces flottantes, ou plutôt de puissants amas de glace, se sont échoués sur des parties de l'isthme de Chignectou et sur les régions côtières de l'Île du Prince-Edouard durant la dernière phase de la période glaciaire. Pour établir cette thèse, il est nécessaire de supposer que le littoral de la terre ferme était de 125 à 150 pieds, et celui de l'Île du Prince-Edouard de 75 à 80 pieds plus bas qu'ils ne le sont aujourd'hui. Cet affaissement a probablement été inégal dans différentes parties de la région carbonifère durant la période glaciaire, tout comme durant la période post-glaciaire.

J'ai parlé, à la page 31 M, d'oscillations différentielles dans l'isthme de Chignectou, et des mouvements analogues sont démontrés par les stries de la dernière phase de la période glaciaire dans la partie centrale des terrains carbonifères du Nouveau-Brunswick, où il y a eu une déviation apparente de la direction est, pendant la première phase, coïncidant avec le progrès de l'affaissement, tel que consigné à la page 116 M.

Saint-Jean, Nouveau-Brunswick.

Au havre de Saint-Jean, l'on a découvert des preuves non équivoques démontrant que, durant cette phase de la période glaciaire, le littoral était moins élevé qu'aujourd'hui. Sur le côté ouest, une terrasse d'argile à blocaux, de quarante à soixante pieds de hauteur, s'étend le long de la plage depuis Negrotown-Point jusqu'à Duck-Cove,

distance d'un mille et demi ou plus. Cette argile à blocaux a été déposée par un glacier continental qui venait du nord, les matériaux dont elle est formée appartenant à des roches que l'on trouve dans cette direction. Elle est partiellement stratifiée, ou plutôt contient des couches intercalées d'argile stratifiée, fossilifère en certains endroits. Une coupe de la berge, à environ un quart de mille à l'ouest du brise-lames de Negrotown-Point, donne la série suivante dans l'ordre descendant :—

1. Commençant au sommet :—Argile à blocaux typique, non stratifiée, contenant des cailloux de deux ou trois pieds de diamètre, dont la plupart ont été sulcaturés. Epaisseur, onze pieds.

2. Une couche irrégulière, ondoyante, lenticulaire, d'argile à blocaux stratifiée, n'ayant pas une position horizontale, dont l'épaisseur varie de quelques pouces à un pied ou plus.

3. Argile à blocaux, comme au n° 1, et renfermant des cailloux semblables, mais apparemment stratifiée, ou grossièrement stratifiée, en certains endroits. Dans cette division de la série, l'on a trouvé les espèces suivantes de coquilles marines :—*Yoldia (Leda) arctica*, abondantes et bien conservées, souvent avec leur épiderme; *Balanus crenatus* (fragments), *Saxicava rugosa*, *Mya arenaria* (une seule valve), *Macoma calcarea*, *Nucula tenuis* (très fragmentées), *Buccinum*, sp. ? probablement *undulatum* (un fragment), etc. Toutes ces espèces, sauf les *Yoldia*, sont très rares. Les fossiles paraissent indistinctement répandus dans la masse. L'épaisseur de cette partie de l'argile à blocaux est de six à dix pieds.

4. Argile stratifiée dure, rouge foncé, distinctement lamellée, avec quelques cailloux des mêmes espèces de roches que ceux trouvés dans les parties non stratifiées. Toute la couche est irrégulière et ondoyante, n'est pas dans une position horizontale, est quelque peu lenticulaire, ou plutôt ne conserve pas la même épaisseur sur une distance appréciable. On voit quelquefois les couches de cette division de la série se diriger obliquement vers l'argile à blocaux non stratifiée qui se trouve immédiatement au-dessus, et s'y confondre, et, en d'autres endroits, y pénétrer apparemment. On trouve, répandues dans toute cette division de la série, des coquilles de *Yoldia (Leda) arctica*, bien conservées, souvent au fond, les valves closes, avec leur épiderme; *Nucula tenuis* (fragmentées), *Balanus crenatus* (des fragments), *Saxicava rugosa*, *Macoma calcarea*, *Buccinum* et *Mya* (des fragments), et une ou deux espèces incertaines. Epaisseur, quatre pieds.

5. La hauteur de toute la berge est ici d'environ quarante-cinq pieds au-dessus de la plage, de sorte qu'il y en a encore dix-neuf ou vingt pieds au-dessous de la division n° 4. Mais des éboulis de terre

Coupe d'argile à blocaux renfermant des fossiles, à Negrotown, Point.

cachent cette partie à la vue. Cependant, d'après l'apparence de la terrasse, l'on dirait qu'une épaisse couche d'argile à blocaux non stratifiée supporte la couche stratifiée n° 4 ; il est maintenant impossible de dire si elle contient d'autres couches stratifiées et des fossiles.

Aux Fern-Ledges, la berge d'argile à blocaux a plus de soixante pieds d'épaisseur, et contient aussi des couches stratifiées d'argile ; cependant, l'on n'a encore trouvé de fossiles dans aucune de ces couches.*

Les conclusions à tirer des faits précédents, en ce qui a trait à l'argile à blocaux fossilifère de Negrotown-Point, sont que pendant les dernières phases de la période glaciaire, la région s'affaissait, et que l'affaissement avait atteint cent pieds ou plus au-dessous du niveau actuel.

La partie ouest de la berge d'argile à blocaux est surmontée d'argile à léda fossilifère et de sable à saxicaves formant une série régulière. Comme les derniers dépôts ne sont nulle part, dans cette région, surmontés ou interstratifiés d'argile à blocaux, il est évident que le glacier s'était retiré, au moins des régions côtières et submergées, à l'époque où s'est fait le dépôt d'argile à léda et de sables à saxicaves. Ces dépôts se rencontrent sous forme de terrasses jusqu'à une hauteur de deux cent vingt à deux cent trente pieds au-dessus du niveau moyen de la marée, et il semblerait, en conséquence, que la région située le long du littoral de la baie de Fundy a continué à s'affaisser après la formation des parties fossilifères de l'argile à blocaux ci-dessus décrites.

Données générales concernant l'altitude de la région à la fin de la période glaciaire.

Les données relatives à l'altitude du littoral pendant la dernière phase de la période glaciaire indiquent donc que l'affaissement avait fait tant de progrès, que la région était de cent à cent cinquante pieds plus basse qu'aujourd'hui sur la terre ferme, au Nouveau-Brunswick, tandis qu'il y avait peut-être une différence un peu moindre dans l'Île du Prince-Edouard, le mouvement étant apparemment différentiel. Cet affaissement semble avoir continué après la période glaciaire, et il n'atteignit son plus haut degré que lorsque fut déposée l'argile à léda. Il est impossible de dire pendant combien de temps la région est restée à son niveau le plus bas, mais si le dépôt de sédiments et l'affaissement sont des phénomènes qui se sont produits en même temps, ainsi qu'on le prétend généralement, la phase du maximum d'affaissement du littoral a dû se continuer pendant quelque temps.

Quoi qu'il en soit, l'affaissement a été suivi d'un soulèvement de la région. Ce mouvement s'est continué, ainsi que le démontrent la nature des dépôts qui entourent le littoral et la nature des fossiles qu'ils ren-

* Rapport annuel, Comm. de géologie, Vol. IV, (N. S.) 1888-89, partie N.—*Bull. Geol. Soc. of America*, Vol. IV, pp. 361-370.

ferment, jusqu'à ce que la région eût atteint une élévation un peu supérieure à ce qu'elle est aujourd'hui, relativement au niveau de la mer. On peut considérer cela comme la fin du pléistocène, ou la première division du post-tertiaire.

SOULÈVEMENT PLÉISTOCÈNE OU POST-GLACIAIRE DU LITTORAL.

On peut déterminer approximativement l'altitude de la région à cette phase, relativement au niveau actuel de la mer, en additionnant les chiffres des deuxième et troisième colonnes du tableau figurant aux pages 25-28 m. Les chiffres de la deuxième colonne représentant la hauteur existante du rivage pléistocène, ou la hauteur du soulèvement post-glaciaire moins l'affaissement de la période récente, sont exacts à une légère erreur près ; mais ceux de la troisième colonne sont sans valeur et incertains. Pour mesurer la hauteur du littoral, nous avons employé un niveau Y et une perche, deux ou trois baromètres anéroïdes et un niveau à main. L'opération barométrique représente la moyenne d'un certain nombre d'observations prises dans chaque localité, et les niveaux des chemins de fer sont pris d'après les profils des chemins de fer de l'Intercolonial, de l'Île du Prince-Edouard, du *Shore line* et de Springhill à Parrsboro', la différence entre les données et la moyenne du niveau de la marée étant calculée aussi soigneusement que possible.

Les méthodes adoptées dans cette étude ont été, d'abord, de suivre une terrasse rongée par les vagues ou formée de matériaux sédimentaires, sur une certaine distance le long d'une côte ou d'un estuaire, jusqu'à ce que nous fussions certains qu'elle représentait réellement une ligne de rivage. Ayant constaté ces faits, nous avons exécuté les mesurages de la manière la plus praticable.

Une comparaison des faits relatifs au soulèvement de la région comprise dans la partie sud-ouest du golfe Saint-Laurent, durant la période pléistocène, mène à la conclusion qu'il a été absolument inégal ou différentiel. D'abord, on dirait qu'il a dû y avoir deux systèmes de soulèvements indépendants l'un de l'autre : l'un, représenté par un mouvement général de toute la région, bien qu'un peu inégal dans différentes localités ; l'autre, le second, qui était local et restreint à des chaînes de collines et de montagnes, auquel on pourrait appliquer avec raison le terme "orogénique." Ce qualificatif est justifié par le soulèvement de la chaîne des Cobequids et la zone cristalline du Nouveau-Brunswick méridional s'étendant le long de la baie de Fundy, lesquelles ont été décrites dans une page précédente. Dans ces deux chaînes, il semble qu'il y a eu un soulèvement séculaire lent, dont les commencements

Altitude du littoral au commencement du soulèvement post-glaciaire de la région.

Ce soulèvement est probablement différentiel.

datent des âges géologiques les plus reculés, indépendamment des oscillations de la période pléistocène. Ce mouvement a-t-il été distinct et différent du dernier, ou tous deux font-ils partie des oscillations générales de l'écorce terrestre qui caractérisent la côte orientale du continent ?

Soulèvement plus prononcé dans les régions de roches cristallines que sur le plateau carbonifère.

Un examen de la hauteur des lignes de rivage, dans la seconde colonne du tableau, rapproché de la carte géologique des plus anciennes roches, prouve que ces dernières sont plus hautes dans les régions des anciennes couches cristallines, ou couches altérées et bouleversées, et plus basses dans le bassin carbonifère où les roches sont en couches presque horizontales, et où il n'y a eu que peu ou point de bouleversement. L'Île du Prince-Edouard et les îles de la Madeleine sont situées très près du centre de ce bassin carbonifère, et, en conséquence, nous constatons que le soulèvement pléistocène y est moindre que sur le continent. Il est possible qu'il y ait un centre de moindre oscillation au nord de l'Île du Prince-Edouard, d'où les oscillations ont été en augmentant vers les roches précambriennes de l'un et l'autre côté. De basses ondulations, ou des anticlinales et des synclinales, traversent les couches carbonifères, et les plongements deviennent plus élevés à mesure que nous approchons de leurs limites, ce qui indique de plus grands bouleversements ou de plus fortes oscillations des plus anciennes roches sous-jacentes.

La plus grande hauteur.

D'après le tableau, on observera aussi que les rivages post-glaciaires sont plus élevés à Gaspé, Dalhousie, à la montagne des Sauvages ou de Lutz, à Hillsboro', Saint-Jean, etc., et aux îles de la Madeleine, l'on a aussi constaté qu'ils étaient plus élevés que dans l'Île du Prince-Edouard. Dans toutes ces localités, il semble qu'un soulèvement local ou orogénique a eu lieu aussi bien que le soulèvement pléistocène général, les élevant ainsi au-dessus du degré normal de la même manière que les lignes de rivage dans le défilé des Cobequids, mentionné à la page 34 m. Des examens prouvent que ces renflements et ces collines ont une masse centrale de roches ignées (dolérite ou diabase, pétrosilex, etc.), à la présence desquelles le mouvement différentiel est dû en toute probabilité.

On peut considérer ce fait comme indiquant que les lignes de rivage, sur les versants des éminences ou collines isolées de roches cristallines, sont des guides peu sûrs, quant au soulèvement post-glaciaire général de la région.

Oscillations locales ou générales.

On observera, en outre, que les oscillations pléistocènes générales comprenaient non seulement la plus grande partie de la région carbonifère, sinon toute, mais aussi les crêtes et les montagnes qui se sont élevées localement. Ainsi, les lignes de plages marines que l'on

trouve dans toute la région prouvent qu'un soulèvement général, bien qu'inégal, a eu lieu pendant la période pléistocène, simultanément ou à peu près ; mais le soulèvement local ou orogénique des Cobequids et d'autres hauteurs locales s'est fait avec le temps et s'est apparemment continué après que le soulèvement général eût cessé. Mais si les soulèvements supposés, local et général, étaient dus à des causes distinctes et différentes, ne devrions-nous pas nous attendre à trouver le dernier plus uniforme par toute la région, surtout dans la partie occupée par les roches carbonifères, au lieu d'aller en diminuant vers un point central au nord de l'Ile du Prince-Edouard, ainsi que les indices portent à le croire ? Le fait que ce soulèvement a été plus considérable dans le voisinage des collines et des crêtes de roches cristallines, et qu'il a graduellement diminué, indique certainement que le mouvement orogénique s'est aussi fait sentir dans le bassin houiller.

Pour ces raisons, l'on suppose que ces deux soulèvements apparte-
naient réellement au même système d'oscillations, et ont été produits
par la même cause ou les mêmes causes, la différence apparente prove-
nant dans le principe du fait que les forces qui ont amené les soulève-
ments n'ont pas toujours exercé la même pression, c'est-à-dire qu'il y
aurait eu des périodes d'une intensité poussée presque à son degré le
plus élevé, pendant lesquelles ils auraient bouleversé l'écorce terrestre
sur des étendues considérables, et il y aurait eu un soulèvement géné-
ral comme celui de la période pléistocène. Ces soulèvements auraient été
suivis de périodes de repos relatif, pendant lesquelles un affaissement
lent se serait produit, affaissement dû à la tendance générale de l'écorce
terrestre à s'abaisser par son propre poids. Tandis que se produisait
cet affaissement séculaire, la tension latérale, quelle qu'elle fût, qui
agissait sur la croûte terrestre, pouvait s'arrêter sur des relèvements
parallèles, tels que ceux de la chaîne des Cobequids, de la zone de roches
cristallines du Nouveau-Brunswick méridional, et autres hauteurs de
deuxième ordre, ces soulèvements orogéniques locaux étant simple-
ment des mouvements corrélatifs des plus grandes régions du littoral
de l'Atlantique, qui s'affaissaient graduellement en cherchant une posi-
tion d'équilibre stable. Cette relation est bien démontrée par celle
qui existe entre l'affaissement séculaire de la période récente, indiqué
par les tourbières submergées, etc., le long de nos côtes, et les soulève-
ments lents, progressifs, des chaînes de roches cristallines bordant la
baie de Fundy et autres parties déjà mentionnées du littoral de l'Atlan-
tique.

Probablement
un seul sys-
tème d'oscilla-
tions.

Si l'on admet l'exactitude de cette théorie, elle sert à expliquer les
oscillations supposées de niveau, locales et générales, qui se sont pro-
duites dans cette région pendant la période post-tertiaire, et probable-

ment, avec quelques modifications, pendant les périodes géologiques précédentes. La diminution apparente du mouvement oscillatoire de la région houillère, de la circonférence vers le centre, fait croire que la force tangentielle s'était en partie perdue dans cette direction sur ces roches non bouleversées et non altérées, bien que la raison pour laquelle cette région aurait dû occuper une attitude plus stable que les zones de roches plus anciennes dont elle est entourée ne soit pas évidente. La largeur et la position horizontale des couches en sont peut-être une des causes. Sous ce dernier rapport, elles diffèrent des couches plus anciennes qui les bordent, souvent relevées à des angles très hauts. Les ardoises cambriennes de Saint-Jean, N.-B., qui sont presque verticales, présentent des failles et des déplacements qui se sont produits depuis que la surface en a été striée par la glace pléistocène, les soulèvements étant généralement, autant qu'on a pu voir, dans la direction de la mer. On n'a vu aucun de ces déplacements dépasser deux à cinq pouces ; cependant, même des dislocations aussi faibles, si elles sont nombreuses, comme elles semblent l'être dans ces ardoises, constituent un ensemble de plusieurs pieds lorsqu'on les réunit. C'est sans doute un des modes de soulèvements locaux.

Dislocations
dans les
ardoises cam-
briennes de
Saint-Jean.

AFFAISSEMENT PENDANT LA PÉRIODE RÉCENTE.

Affaissement
pendant la
période
récente.

Au commencement de la période récente, la surface de la terre, sur le littoral de l'Atlantique, était un peu plus élevée, en plusieurs endroits, qu'elle ne l'est aujourd'hui. Un affaissement différentiel peu prononcé a eu lieu depuis, et il se continue peut-être encore, mais tend à diminuer. Les faits sur lesquels on base cette induction sont les tourbières submergées et les couches forestières, primitivement formées dans des bassins peu profonds le long des côtes, dont les bords sont aujourd'hui rongés par la mer.

Au fond de la
baie de
Fundy.

Le degré de cet affaissement, tel que donné dans la troisième colonne du tableau, est plus ou moins problématique, sauf dans la région qui avoisine le fond de la baie de Fundy. Ici, nous avons de bonnes preuves qu'il y a eu, à l'extrémité ouest du chemin de fer de transport maritime, un affaissement de 10-80 pieds ; * à la station d'Au-Lac, sur le chemin de fer Intercolonial, 79 pieds, et à Edgett's-Landing, à l'embouchure de la rivière Petitcodiac, 15-32 pieds, au-dessous du niveau moyen de la marée. Les données relatives à la station d'Au-Lac proviennent des forages que l'on y a faits pour le fonçement d'un puits sous la direction de P. S. Archibald, ingénieur en chef du chemin

* *Acadian Geology*.—Supplément, 3^e édit., p. 13.

de fer Intercolonial (Voir diagramme, p. 146 m). Ces forages présentent, dans un ordre descendant, 80 pieds de vase de marais, 20 pieds de tourbe, etc. Le grand affaissement, à cet endroit, est dû à une faille produite le long du flanc nord-ouest du coteau de Westmoreland, qui se trouve à quelques centaines de verges au sud de la station d'Au-Lac. Le coteau court nord-est et sud-ouest, a 140 pieds de hauteur, et est formé de roches appartenant au carbonifère moyen ou au grès meulier plongeant S.-E. $< 30^\circ$.

Le rejet ou déplacement est de 364 pieds, c'est-à-dire que dans l'hypothèse où la surface actuelle du coteau n'aurait pas subi de dénudation appréciable, si toutefois elle en a subi, ce chiffre doit être ajouté aux chiffres ci-dessus mentionnés. Il est difficile de dire quelle proportion de ce déplacement s'est produite avant la période glaciaire, et quelle proportion s'est produite depuis; mais pendant la période récente, c'est-à-dire, depuis que les tourbières ont commencé à se former, il a été de 79 pieds au-dessous du niveau moyen de la marée. Ce rejet ou affaissement a-t-il été accompagné d'un mouvement corrélatif de soulèvement dans la région voisine? Il semble possible de donner une réponse affirmative à cette question.

J'ai dit, dans une page précédente, que la région qui entoure le fond de la baie de Fundy avait été remarquable par de grands changements de niveau. L'affaissement ou rejet à Au-Lac se rattache sans aucun doute au soulèvement du coteau de Westmoreland et des collines parallèles qui s'étendent entre cette éminence et la rivière Petitcodiac. Toutes ces hauteurs portent des preuves qu'un soulèvement différentiel s'est produit dans une mesure plus ou moins grande depuis la période glaciaire. On trouve sur le sommet de ces hauteurs, à 300 ou 400 pieds d'altitude, des stries évidemment produites par le glacier continental dont il est question à la page 30 m. Pour que le glacier pût passer, dans sa marche, l'axe de l'isthme de Chignectou dans une direction sud-ouest et se jeter dans la baie de Fundy, et pour qu'il pût produire ces stries sur son passage, la région qui entoure le fond de la baie de Chignectou devait être plus basse, relativement, car il n'existe, au nord ou au nord-est, aucune élévation capable de lui donner une impulsion suffisante pour lui permettre de passer sur ces hauteurs avec les niveaux actuels. De là on infère qu'elles ont subi un soulèvement différentiel post-glaciaire, qui est sans aucun doute le complément de l'affaissement que l'on a prouvé se continuer dans d'autres parties de la même région.

L'affaissement lent qui s'est produit, durant la période récente, dans plusieurs localités, autour de la région qui enclave le golfe Saint-Laurent au sud-ouest, lequel est démontré par l'abaissement des tour-

Déplacement
des couches à
Au-Lac.

Fond de la
baie de
Fundy; oscil-
lation pro-
duite sur une
grande
étendue.

Affaissement
démontré par
l'abaissement
des tourbières.

bières, n'est probablement pas général, bien que des faits recueillis sur les bords de la région carbonifère et sur le littoral nord-est de l'Île du Prince-Edouard, dans des localités où les oscillations sont beaucoup moindres qu'autour du fond de la baie de Fundy, indiquent qu'il a peut-être été général. En réalité, il semblerait avoir cessé tout à fait sur certaines parties de la côte, tandis qu'il se continue dans d'autres localités, bien que les mouvements en soient très lents et apparemment plus faibles, ce qui indique, toutefois, que le littoral n'a pas encore pris une position d'équilibre.

Observations
sur l'hypo-
thèse que le
poids du gla-
cier a causé
l'affaissement.

Relativement à l'hypothèse que le poids du glacier a agi sur la croûte terrestre à l'époque de l'affaissement du pléistocène, elle ne semble pas nécessaire à l'explication des phénomènes dont cette région a été témoin, bien qu'elle ne soit pas incompatible avec les faits et les déductions exposés aux pages précédentes. La grande difficulté ne semble pas être tant l'explication de l'affaissement lui-même, qui est la tendance naturelle de la croûte terrestre, que celle du soulèvement des plus grandes étendues. On a démontré à une page précédente que, durant la période d'accumulation des glaciers au moins, la région côtière était plus élevée qu'aujourd'hui, et que la période de fonte et de retrait du glacier pléistocène a été aussi la période d'affaissement.

Si ce glacier, par son poids, avait pu produire un affaissement de la croûte terrestre, nous pourrions naturellement supposer qu'un mouvement de cette nature a coïncidé avec l'accumulation des glaces, et qu'un mouvement ascensionnel a dû se produire durant la période de fonte à mesure que la croûte terrestre se débarrassait du poids du glacier. Au contraire, cependant, le niveau du littoral semble être resté peu élevé longtemps après le retrait du glacier, c'est-à-dire durant la période où se sont déposés l'argile à léda et les sables à saxicaves. Tous les faits que nous pouvons nous procurer tendent à démontrer que, dans cette région, le glacier pléistocène n'était pas d'une épaisseur et d'un poids suffisants pour affecter sensiblement la croûte terrestre, dans le cas même où serait soutenable l'hypothèse relative à son peu de résistance à la pesanteur. On peut ajouter que la dépression de la période récente qui vient d'être décrite, dépression qui a continué à se produire à une époque où, ainsi que le démontrent les preuves, il n'existait pas dans la région de glacier qui pût affecter la croûte terrestre de son poids, diminue sensiblement la force de tous les arguments que l'on peut apporter en faveur de cette hypothèse.

CLASSIFICATION.

Classification. Dans ce rapport, l'on emploiera le terme général post-tertiaire ou quaternaire, et il est destiné à comprendre toute la série des dépôts de

surface depuis la fin de la période tertiaire ou pléiocène jusqu'à nos jours. Le post-tertiaire, d'après les meilleures autorités,* est divisé en période pléistocène et en période récente ou préhistorique. La première comprend tous les dépôts depuis la base de l'argile à blocs jusqu'au sommet des sables à saxicaves ; la période récente comprend les formations sus-jacentes.

Peut-être qu'il est possible de subdiviser d'une manière stratigraphique, sinon paléontologique, le pléistocène de la région que nous étudions en deux périodes ou phases, la première, caractérisée par des conditions glaciaires extrêmes, alors que des glaciers occupaient le continent, que des glaces flottantes couvraient les mers voisines, et que la vie, si ce n'est la vie polaire, était très peu répandue. Les dépôts de cette période sont l'argile à blocs, les moraines, les sars, les cailloux sulcaturés, etc. On pourrait l'appeler la période glaciaire proprement dite.

Subdivisions de la période pléistocène.

Des fossiles se rencontrent dans ces dépôts glaciaires sur la côte de la baie de Fundy, à Saint-Jean, Nouveau-Brunswick, et dans la vallée du Saint-Laurent, à la Rivière-du-Loup, à l'Île-Verte, etc. Les coquilles indiquent que le climat était très rigoureux, ou plutôt que la température de la mer voisine était aussi rigoureuse que celle qui règne aujourd'hui sur la côte du Groënland.

Première division de la période pléistocène.

La seconde division de la période pléistocène peut comprendre tous les sables, graviers et argiles stratifiés qui surmontent les dépôts de la période glaciaire ci-dessus décrite, et supportant les formations de la période récente, et se compose (1) des dépôts marins, d'argile à léda et de sables à saxicaves, qui constituent une série côtière située au-dessous de la plus haute marque de submersion post-glaciaire ; et (2) des dépôts d'eau douce existant aux niveaux supérieurs. Ceux-ci sont probablement d'origine contemporaine. L'argile à léda et le sable à saxicaves sont généralement fossilifères, surtout la première, et contiennent, dans certaines localités, une abondante faune marine, dont les principales espèces existent aujourd'hui dans les eaux au large des rivages du Canada oriental et du Labrador. Une légère proportion, probablement environ dix ou douze pour cent de tout le groupe, ne se rencontre plus sur ces côtes, aujourd'hui, mais seulement dans les mers arctiques et subarctiques. Prise comme ensemble, la faune marine de l'argile à léda et des sables à saxicaves, tout en indiquant un climat plus rigoureux, ou plutôt une température un peu plus basse des eaux des côtes que celle qui règne aujourd'hui dans la région, dénote que les conditions glaciaires qui l'ont précédée se sont considérablement améliorées.

Seconde division de la période pléistocène.

* Sir A. Geikie. *Text Book of Geology*, 3e édition, 1893.—Dr James Geikie. *The Great Ice Age*, 3e édition, 1894.—Professeur J. D. Dana. *Manual of Geology*, 4e édition, 1895.

Dépôts
marins.

Les dépôts marins en question sont généralement bien accentués à la base et au sommet, et distincts de l'argile à blocs sous-jacente et des formations de la période récente qui les surmontent. Ils ne contiennent pas de matériaux que l'on peut appeler exactement glaciaires, c'est-à-dire qu'ils ne sont ni interstratifiés ni surmontés d'argile à blocs ou de matières provenant de moraines, les sables, les graviers, les cailloux, etc., composant la série, même l'argile à blocs sous-jacente, provenant presque entièrement des formations rocheuses de la région où ils sont situés. À l'embouchure ou près de l'embouchure des rivières, les dépôts ont toujours une plus grande épaisseur qu'ailleurs et renferment un groupe plus considérable de coquilles fossiles.

Que le glacier pléistocène ne se soit pas complètement retiré des parties supérieures de la région, lorsque la partie inférieure de l'argile à lédas a été déposée, cela semble possible, bien que la structure des couches ne renferme aucune preuve de l'action du glacier continental ou des glaces flottantes, et bien qu'aucun bouleversement ne soit apparent, ainsi que nous pourrions nous attendre à en trouver si le glacier continental avait descendu les déclivités après la formation des dépôts, ou si les glaces flottantes s'étaient arrêtées sur les régions qu'elles couvraient. D'après leur caractère et leur mode de formation, ces dépôts sont semblables aux couches marines qui se forment aujourd'hui sur la côte nord du golfe Saint-Laurent et sur les côtes de Terre-Neuve. D'après leur mode de présentation à Bathurst, Nouveau-Brunswick, et dans d'autres localités des provinces maritimes, où ces dépôts forment des couches d'une épaisseur de cent soixante-quinze à deux cents pieds, sans être interstratifiés ou surmontés de dépôts glaciaires, il est évident qu'ils ont dû se former après la disparition presque complète, sinon absolue, des conditions glaciaires extrêmes de la région.

Dépôts d'eau
douce.

Quant aux dépôts soi-disant d'eau douce de la seconde division du pléistocène, lesquels sont formés de gravier, d'argile et de sable stratifiés, occupant les parties de la région qui sont au-dessus des plus hautes marques de submersion de la période post-tertiaire, on n'y a pas encore rencontré de restes fossiles dans les provinces maritimes du Canada.* Ils surmontent distinctement l'argile à blocs et les matériaux morainiques, et supportent les couches de tourbe et de marne ; mais sur les terrains supérieurs, ils sont souvent minces et isolés. Le long

* Dans le cours de l'été de 1894, l'on a trouvé à la briqueterie de Ryan, Frédéric-ton, N.-B., les restes d'un poisson d'environ dix-huit pouces de long. On rapporte qu'il était empâté dans l'argile stratifiée à une profondeur de vingt-sept pieds au-dessous de la surface du sol. Le squelette est aujourd'hui au muséum de l'université du Nouveau-Brunswick. Les dépôts dans lesquels on a trouvé ce poisson fossile sont situés dans la vallée de la rivière Saint-Jean, et sont probablement d'origine fluviale et de la période post-glaciaire.

des vallées des rivières et dans les bassins des lacs, ainsi que dans des localités situées ailleurs, ils se mêlent insensiblement aux sables, aux graviers et à l'argile de la période récente, de sorte qu'il est impossible de dire où les uns finissent et où les autres commencent. Les parties inférieures de quelques-uns de ces dépôts proviennent indubitablement de matériaux déposés par les eaux produites par la fonte des glaces de la période glaciaire ; mais on n'a pas trouvé d'argile à blocs ni de matériaux provenant de moraines intercalés dans ces dépôts ou les surmontant. En conséquence, bien que, dans la région en question, il semble difficile, sinon impossible, de distinguer les dépôts stratifiés provenant de la fonte des glaces de ceux que l'on doit aux alluvions et à l'action subaérienne, il paraît incontestable que ces derniers doivent principalement leur origine aux rivières, cours d'eau et lacs, et à la dénudation de la surface du sol en général par les agents atmosphériques.

Sauf lorsqu'ils se rencontrent avec des sars et des moraines, il y a généralement une ligne de démarcation assez bien définie à la base de ces dépôts d'eau douce stratifiés, leur contact avec la véritable argile à blocs ayant été observé en plusieurs endroits. On peut aussi découvrir souvent leur limite supérieure, surtout lorsqu'ils sont surmontés, comme ils le sont en plusieurs endroits de cette région, de tourbières, de marne coquillière, etc., appartenant à la période récente ; mais les limites en sont généralement mal définies et incertaines. Cependant, l'on croit qu'ils ont été formés en même temps que l'argile à léda et les sables à saxicaves, et qu'ils constituent les équivalents d'eau douce de ces couches marines.

Relativement à la classification des formations de la période récente, il y a ici peu de faits indiquant la succession de ces formations et de celles du pléistocène, les dépôts, ainsi que la faune et la flore qu'ils renferment, révélant des conditions climatiques, durant toute la période, qui ne diffèrent pas beaucoup de celles qui existent aujourd'hui. Durant la phase primitive, cependant, le pays, dans certaines parties des districts maritimes au moins, était de dix à vingt-cinq pieds ou plus au-dessus du niveau actuel, et le climat, ou plutôt la température des eaux voisines était plus chaude. C'est à cette phase que les mollusques marins, dont l'habitat est aujourd'hui dans les eaux qui baignent le littoral au sud-est du cap Cod, sont supposés s'être répandus vers le nord et s'être fixés dans certaines localités voisines des côtes de la Nouvelle-Ecosse, et spécialement dans la partie méridionale du golfe Saint-Laurent. Ils continuent d'exister dans ce dernier endroit.

Classification
des formations
de la période
récente.

Deux divi-
sions princi-
pales, marine
et d'eau douce.

On peut aussi classer les dépôts de la période récente en deux divisions : les dépôts marins et les dépôts d'eau douce, lesquels sont censés avoir une origine contemporaine. Ils se divisent généralement en deux groupes, savoir : (1) le groupe alluvial, formé par la mer, les rivières, les lacs, etc., et (2) le groupe indigène, formé par l'accumulation de matières végétales ou animales, tourbières, marne coquillière, terre d'infusoires, terre végétale ou humus, etc. Dans un grand nombre d'endroits, l'on a rencontré de la tourbe reposant sur du sable, parfois du sable de plage, ainsi que sur de la marne coquillière, tandis qu'elle supporte les marais salants qui entourent le fond de la baie de Fundy. Si nous considérons quelque-une de ces formations comme une formation qui a succédé à d'autres, il semble que la marne coquillière, la terre d'infusoires, etc., ont été d'abord formées ou déposées, que les tourbières les ont recouvertes, et que la vase de marais, des marées de la baie de Fundy, a suivi. Il est probable, cependant, que la formation de toutes les tourbières pendant leurs premières phases n'a pas été rigoureusement contemporaine, mais qu'elle a commencé à des intervalles irréguliers, continuant jusqu'aujourd'hui.

En général, on peut donc dire que, dans la région en question, tous les dépôts récents, marins et d'eau douce, augmentent encore, et que les formes de la vie, animale et végétale, ensevelis dans ces dépôts, sont celles qui existent aujourd'hui parmi nous.

Classification
générale du
post-tertiaire.

Toute la série de dépôts dans le post-tertiaire de la région que nous étudions peut donc être classifiée comme il suit :—

POST-TERTIAIRE.	PÉRIODE RÉCENTE OU PRÉHISTORI- QUE.....	1. Dépôts indigènes (tourbières, etc.) 2. Dépôts lacustres. 3. Dépôts alluviaux, d'eau douce et marins.
	PÉRIODE PLÉISTO- CÈNE.....	1. Dépôts de sables, de graviers et d'argile stratifiés, d'eau douce et marins. 2. Dépôts glaciaires (argile à blocs, moraines, <i>esars</i> , <i>drumlins</i> , cailloux sulcaturés, etc.)

Tableau des
dépôts de la
région.

Le caractère général et la succession des dépôts post-tertiaires sont indiqués, autant qu'il est possible d'en faire la classification, dans le tableau suivant :—

M 3.

DÉPÔTS OU FORMATIONS DE LA PÉRIODE RÉCENTE.

<i>Eau douce.</i>	<i>Marins.</i>
(a)	(b)
1. Tourbières.	1. Dunes, ou plages de sable.
2. Dépôts lacustres, marne coquillière, terre d'infusoires, etc.	2. Plaines d'estuaires, bancs d'huîtres ou de moules, chaussées naturelles.
3. Plaines de rivières, vallons (alluvium)	3. Marais salants (alluvium).

M 2.

DÉPÔTS OU FORMATIONS DU PLÉISTOCÈNE RÉCENT.

(a)

1. Terrasses de rivières et de lacs, et leurs digues de sable et de gravier, etc.
2. Gravier, sable et argile de l'intérieur, stratifiés, et digues de sable et de gravier associées.

(b)

1. Sable à saxicaves et argile à lédas, et digues de sable et de gravier formées par l'action de la mer.

M 1.

DÉPÔTS DU PLÉISTOCÈNE PRIMITIF OU DE LA PÉRIODE GLACIAIRE PROPREMENT DITE.

Argile à blocaux ou *till*, moraines, cailloux, blocs erratiques, etc.

PRÉGLACIAIRES OU TERTIAIRES.

Roche décomposée *in situ*. cailloux anguleux, gravier, sable, etc.

GRAVIERS, SABLES, ETC., TERTIAIRES OU PRÉGLACIAIRES.

Des matériaux non stratifiés d'origine préglaciaire se rencontrent en masses isolées et en couches détachées dans plusieurs parties du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Ecosse et de l'Île du Prince-Edouard, surtout dans les régions occupées par des roches carbonifères. L'action de la glace sur ces plaines a été d'un caractère moins prononcé et moins général que dans les parties plus élevées du pays, le glacier ayant été apparemment lent dans sa marche et ayant passé sur les dépôts meubles et sur la surface des roches sans les éroder profondément. Ce n'est que sur certains coteaux peu élevés, ou sur le sommet de collines exposées à toute la force érosive du glacier, qu'il a enlevé tous les dépôts détritiques et attaqué les roches solides sous-jacentes.

Au Nouveau-Brunswick, les couches les plus épaisses de ces matériaux que l'on a rencontrées se trouvent près des côtes du détroit de Northumberland, où, dans un petit nombre de cas, l'on a constaté qu'elles étaient surmontées d'argile à blocaux, elle-même recouverte de dépôts stratifiés de la période post-glaciaire. Sur les plateaux les plus élevés de l'intérieur de la province, l'on rencontre des étendues plus ou moins grandes où l'action de la glace ne s'est pas fait sentir, et qui sont occupées par des couches irrégulières des matériaux décomposés appartenant aux roches sous-jacentes. Sur les surfaces inclinées et les déclivités, ces matériaux ont été plus ou moins transportés par l'action glaciaire et atmosphérique, et en conséquence ils sont plus inégaux et plus irréguliers que dans les plaines carbonifères en question.

Le flanc nord des Cobequids, dans la Nouvelle-Ecosse, et la pente qui sépare ces montagnes du détroit de Northumberland sont aussi couverts de couches détachées, lenticulaires, de matériaux détritiques

Matériaux
préglaciaires.Nouveau-
BrunswickNouvelle-
Ecosse.

d'une étendue plus ou moins grande. C'est ce que l'on peut observer à l'est du lac Halfway, à Rodney, River-Philip, Williamsdale, Westchester, à la station de Wentworth, etc., et dans un grand nombre d'endroits entre les montagnes et les côtes du détroit. Sur cette dernière étendue, des quantités considérables de ces dépôts ont été pétries et transportées à des distances plus ou moins grandes, puis transformées en une espèce d'argile à blocs par le glacier pléistocène.

Île du Prince-Edouard.

Dans l'Île du Prince-Edouard, des parties considérables de dépôts meubles couvrant la roche solide se composent de matériaux détritiques, et il n'est pas rare de rencontrer des couches de cinq, dix et même vingt pieds d'épaisseur. Beaucoup de ces dépôts, par leur texture, ressemblent à l'argile à blocs, bien qu'ils ne contiennent ni galets, ni cailloux striés ou polis, et ils ont évidemment été tassés par le poids des neiges et des glaces de la période glaciaire, et modifiés, depuis, par l'action atmosphérique. Cependant, la plus grande partie en est dans un état d'oxydation, ce qui indique que ce n'est pas de la véritable argile à blocs. En outre, ils ne contiennent ni blocs erratiques, ni matériaux de transport; ils sont absolument locaux, et les matériaux qui les composent sont intacts.

On peut en voir des couches dans plusieurs endroits, sur le chemin de fer de l'Île du Prince-Edouard, entre Summerside et Charlottetown, dans des tranchées et des sablonnières reposant sur des surfaces rocheuses non sulcaturées par l'action des glaces. Ils se rencontrent aussi le long de la côte dans un grand nombre de localités, surtout à Alberton, Campbellton, aux îles Wood, etc., souvent en bancs de dix à vingt pieds d'épaisseur. Sur les hauteurs, ils affleurent assez souvent et forment le sol, ayant apparemment subi une dénudation considérable. On trouve parfois des blocs erratiques à la surface.

Îles de la Madeleine.

La présence d'aussi vastes couches de roches décomposées *in situ* annonce le fait que l'action de la glace ne s'est fait que légèrement sentir dans l'Île du Prince-Edouard, et même dans toute la région carbonifère des deux côtés du détroit de Northumberland. Si le glacier qui a passé sur l'île de l'ouest à l'est avait été plus lourd et d'un caractère plus érosif, il est évident que les parties les plus élevées auraient été considérablement dénudées et les surfaces rocheuses usées par la glace, car elles auraient été exposées à toute la force du glacier continental. Au lieu de cela, cependant, les couches les plus puissantes de matériaux détritiques se rencontrent sur les plus hauts coteaux de la partie centrale de l'Île du Prince-Edouard, tandis que l'on trouve les dépôts les plus épais d'argile à blocs le long du littoral, où ils semblent avoir été produits par le choc violent des glaces côtières ou flottantes contre la terre.

De toutes les parties des provinces de l'est du Canada, ce sont les îles de la Madeleine qui présentent la condition la plus remarquable d'une région où l'action de la glace ne s'est pas fait sentir. Dans chaque île se trouve un noyau ou massif central de roches éruptives, apparemment poussées, à travers le carbonifère inférieur, dans les couches gypsifères, qu'elles ont transpercées et rejetées dans diverses attitudes. Le long des côtes des îles, surmontant les roches du carbonifère inférieur, l'on rencontre une série récente de grès tendre d'un rouge vif, avec fausse stratification, dont la plus grande partie occupe une position horizontale. La formation cristalline se compose de dolérites ou de diabases, de pétrosilex ou trapps porphyriques et amygdaloides, etc., formant des collines coniques qui atteignent des hauteurs de 400 à 600 pieds. Dans certains endroits, des dykes de ces roches pénètrent la série gypsifère susjacente, de manière à réduire le tout à une masse confuse apparemment sans ordre ni symétrie. La surface de cette masse est surmontée de couches puissantes de roches décomposées *in situ*, sans argile à blocs ni éléments glaciaires. Sur les côtes nord-est des îles Amherst et Grindstone, l'on a observé un petit nombre de galets et de cailloux qui sont peut-être étrangers à la région, mais même ces matériaux n'ont pas été sulcaturés par la glace.

Les éléments détritiques ont été modifiés à la surface, au-dessous de la ligne de contour de 110 à 115 pieds, par l'action de la mer durant la submersion, tandis qu'au-dessus de ce niveau l'on n'a pu observer aucune trace de l'action de la mer ou des glaces. De fait, tout l'examen que l'on a fait de la surface des quatre plus grandes îles, savoir : Amherst, Entry, Grindstone et Alright, n'a donné aucune preuve quelconque de l'existence de phénomènes glaciaires.* Des roches désagrégées seules, avec couches marines stratifiées jusqu'aux plus hauts points de la submersion pléistocène, forment partout les dépôts de surface dominants ; au-dessus de la ligne de rivage en question, quelques couches lenticulaires stratifiées, dues à l'action atmosphérique, occupent la surface et surmontent les éléments détritiques ; mais les galets et les débris sont ordinairement anguleux et intacts.

Il est possible, cependant, qu'un examen plus détaillé ait pour résultat de prouver au moins le choc des glaces flottantes contre les pentes ou les côtes de ces îles.

L'origine de ces éléments détritiques nous porte au delà des limites de la géologie post-tertiaire. Leur présence ici indique qu'aux âges

Origine de ces
éléments
détritiques.

* M. James Richardson dit : " Nulle part l'on n'a pu distinguer de dépôts d'argile ou de gravier comme ceux que l'on attribue ordinairement à la période de transport." (Rapport des opérations, Commission géologique du Canada, 1879-80, page 96.)

préglaciaires la surface de la région a été pendant longtemps émergée. Les couches de tourbe supportant l'argile à blocaux, trouvées par sir J. W. Dawson à la rivière des Habitants, attestent le même fait. La question de savoir si les éléments désagrégés formaient ici, avant leur érosion par la glace pléistocène, des couches aussi puissantes que celles qu'ils forment aujourd'hui au sud de la zone qui a subi l'action des glaces, n'est pas évidente. Le fait que des régions sont couvertes de neige et de glace, et dont le sol est gelé à une profondeur plus ou moins considérable pendant cinq ou six mois de l'année, comme c'était sans doute la condition de la partie orientale du Canada avant et durant la période pléistocène, et depuis, pourrait modérer et en réalité arrêter virtuellement, tous les hivers, la désagrégation des roches par l'action atmosphérique. Chaque printemps, il est vrai, vu que les couches deviennent plus meubles, après qu'a disparu la gelée de l'hiver précédent, la période de la fonte des neiges amène une plus grande dénudation que celle que l'on constate ordinairement dans les pays tropicaux ou non exposés à l'action des glaces, mais cela dure seulement peu de temps. Cependant, en somme, on peut dire que la question d'un bouleversement considérable et profond des roches préglaciaires sous ces latitudes, exige un plus ample examen, avant que l'on puisse établir une corrélation avec le bouleversement des roches des pays tropicaux non soumis à l'action des glaces.

(M 1.) DÉPÔTS DU PLÉISTOCÈNE PRIMITIF, OU PÉRIODE GLACIAIRE.

Argile à blocaux et cailloux.

Argile à
blocaux et
cailloux.

L'argile à blocaux et les cailloux de la région sont si intimement reliés, et la distribution en a été affectée dans une telle mesure par les mêmes agents, qu'il vaut mieux, semble-t-il, les décrire ensemble. Et d'abord, on peut dire que l'on n'a trouvé ni argile à blocaux, ni cailloux, ni autres produits glaciaires, sur les terrains supérieurs de la région qui nous occupe, sauf ceux qui appartiennent aux roches du côté sud du plateau d'épanchement des Apalaches du nord-est, ou monts Notre-Dame, autant que mes observations me permettent de l'affirmer. Dans les districts côtiers, qui étaient submergés durant l'affaissement post-glaciaire, on rencontre des cailloux épars qui ne semblent pas avoir de rapport avec les roches de la région. Ces cailloux viennent indubitablement des côtes du Labrador, des îles de la Madeleine, du Cap-Breton, et peut-être de Terre-Neuve.

Les régions où la dispersion des cailloux est le mieux accusée sont les terrains houillers du Nouveau-Brunswick et de l'Ile du Prince-Edouard. Dans ces régions, de grandes quantités de cailloux de granit, de diorite ou diabase, de pétrosilex, de conglomérat du carbonifère inférieur, etc., sont répandues et empâtées dans les couches d'argile à blocs d'épaisseur plus ou moins grande, une partie considérable de ces matériaux ayant été transportée sur de longues distances dans les plaines du Nouveau-Brunswick.

Dispersion des cailloux ; où on la constate le mieux.

Pour faire voir la distribution des cailloux dans la région en question, l'on a choisi certaines localités et compté les cailloux répandus sur un espace déterminé. Le tableau suivant explique la méthode adoptée. Mais nous donnerons d'abord un tableau des cailloux provenant de deux localités situées dans les zones précambriennes au nord-ouest de la plaine carbonifère, pour montrer la relation qui existe entre les cailloux répandus dans les deux zones. Tous les cailloux dont la dimension est de plus de trois pouces de diamètre ont été comptés.

Tableau indiquant la dispersion des cailloux dans la région.

A Pleasant-Ridge, comté de Northumberland, sur une étendue de cinquante pieds carrés, l'on rencontre les cailloux suivants :—

Granit.....	88
Diorite.....	80
Ardoise ..	40
Gneiss.....	16
Pétrosilex ..	13
Quartz.....	4

Près du ruisseau de Hayes, au sud-ouest de la rivière Miramichi :—

Diorite.....	85
Granit.....	15
Gneiss.....	2
Ardoise ..	2
Quartz.....	2

Chaque localité dans le tableau suivant représente une étendue mesurée de cinquante pieds carrés :—

Numéro.	Localités.	Grès gris ou rouge.	Diorite ou diabase.	Conglomérat ou grès meulier.	Granit.	Gneiss.	Pétrosilix.	Syénite.	Schistes (mica, hornblende, etc)	Quartz et quartzite.	Ardoise ou argil.	Epidote.	Trapp.
NOUVEAU-BRUNSWICK.													
1	A Ludlow	64			2	1					1		
2	A un mille en amont de Boiestown	176	6		14	2	2						
3	A Cross-Creek	78			1				1				
4	A Muzroll-Brook	96	3		1								
5	A l'est de la rivière Saint-Jean, vis-à-vis de Frédéricion.	33	32	21	9	1				3	1		
6	Près de Davis-Landing-Brook, 5 milles au nord de l'emb. du ruiss. Big-Hole.	200											
7	Doaktown, côté est de la rivière.	137	7		3	1				2	1		
8	" " " " " "	306			2	1							
9	" " " " " "	40	91		178	15				9	16		
10	" " " " " "	7	34		66	6	10			5	5		
11	Entre Doaktown et chez Dunphy	640	20		17	5	9		3				
12	Près de Blackville	71	5	1	1								
13	Confluent des rivières Renous et Dungarvon	36	9		49	3			3				
14	En aval de l'embouch. de la Dungarvon.	18	8		54	14	6						
15	Entre les rivières Renous et Dungarvon		85		11				3				
16	Près de Rogersville, C.F.I.	45	8		30	4	6				7		
17	Est de la station d'Harcourt, C.F.I.	132											
18	Riv. au Saumon, près de la riv. Castaway	151			1								
19	" " " " " "	69	14		9	3			3	2			
20	" " " " " "	99			1								
21	Garry Settlement, comté de Sunbury	89	3		6					1	1		
22	Enniskillen, comté de Sunbury	56	18		7	5	5				9		
23	Rushiagonis	70	6		3	7	1			1	6		
NOUVELLE-ÉCOSSE.													
24	Versant septentrional des Cobequids.	7	150			136	16		2	2			6
25	Sommet des Cobequids, sur le chemin conduisant aux Cinq-Iles	7	39		33	36	59		9		2		
26	Sur le plateau le plus élevé, Joggins-Sud	56											
27	Bord du marais de Main-à-Dieu.	78				2				1			
28	Près de Maccam	221	16							1			
29	A Athol	501	1	34		2	1						
30	Près de Springhill, côté est.	173	9	10	3	3	23		3	2			
31	Riv. Maccam, près du pied d. Cobequids	96	4				8		1				
32	A la rivière Halfway	35				68				2			
33	Embouchure de la rivière au Sable.	93		3					1				
34	A la rivière Philip	83	6		5				3	6			
35	A quatre milles au nord d'Oxford	34		2									
36	Près de la rivière Noire	63								1			
37	Au nord de la stat. de Thompson, C.F.I.	43	6			2	18		4	1	1		
38	Près de Westchester	45	10	2		28	13		2				
39	Sur le chemin de la rivière DeBert.	4	48		1	15	27		6				
40	Près de Pugwash	147	5		2								
41	Côté ouest de la rivière Pugwash, à deux milles de son embouchure.	116					1						
42	Deux milles à l'ouest de Conn's-Mills.	128			1				2				2
43	Rivière Wallace.	181	1		1	2							
44	Près du village Wallace.	91	1			4	2		1		1		
45	Près de Wallace, à un autre endroit	95		2			2					1	
46	" " " " " "	208					2						

Numéro.	Localités.	Grès gris ou rouge.	Diorite ou diorite base.	Conglomérat ou grès meulier.	Granit.	Gneiss.	Pétrosilex.	Syénite.	Schistes (mica, hornblende, etc)	Quartz et quartzite.	Ardoise ou argil.	Epidote.	Trapp.
ILE DU PRINCE-EDOUARD.													
47	Cap-Nord.....	*	*				*						
48	Mills-Point, côté nord-est.....	*	*	45		75	39	12			*		
49	A Alberton	*	*	*	*	*	*	*					
50	A Campbellton	*	*	*	*	*	*	*					
51	A la station d'Ellerslie, c. f. I.P.-E....	*	*	*	*	*	*	*					
52	A Port-Hill	*	*	*	*	*	*	*					
53	A la station de Coleman, c. f. I.P.-E....	*	*	*	*	*	*	*					
54	A " Portage "	*	*	*	*	*	*	*					
55	A " Wellington "	*	*	*	*	*	*	*					
56	Sur la côte nord-ouest, près de Margate	*	*	*	*	*	*	*					

Dans l'île du Prince-Edouard, les cailloux n'ont pas été comptés, l'on s'est contenté de prendre note des différents genres. Cependant, la proportion des cailloux erratiques relativement à ceux d'origine locale y est beaucoup moindre qu'au Nouveau-Brunswick.

Une étude du tableau précédent démontre d'une manière évidente que les cailloux erratiques ou cristallins de la région houillère du Nouveau-Brunswick et de l'île du Prince-Edouard sont identiques à ceux que l'on rencontre à la surface des roches précambriennes de l'ouest. Dans la dernière région, l'on n'a pas rencontré de cailloux de grès ou de grès meulier, et ce fait, rapproché d'autres faits, tend à prouver le sens du mouvement du transport, c'est-à-dire qu'il a été de l'ouest à l'est. Malgré l'immense quantité de matériaux transportés dans cette direction, cependant, partout, à la surface de la plaine carbonifère, la grande prédominance des cailloux provenant du grès sous-jacent est particulièrement remarquable. Dans un très petit nombre de localités seulement, près de la limite ouest de la région, les cailloux provenant des roches cristallines plus anciennes de l'ouest prédominent. Au delà de vingt ou vingt-cinq milles de la limite des roches cristallines, les cailloux de grès surpassent en nombre tous les autres réunis.

Au Nouveau-Brunswick et dans l'île du Prince-Edouard, les cailloux cristallins les plus abondants sont formés de granit et de diorite, et ils prédominent encore considérablement sur tous les autres. Les cailloux d'ardoise et de pétrosilex viennent ensuite, puis viennent ceux formés de gneiss, etc. Cette proportion relative, en ce qui a trait au nombre de ces cailloux dans la plaine carbonifère, n'est pas très différente de celle qui prédomine à la surface des roches cristallines elles-mêmes, autant qu'on l'a observé.

Similitude entre les cailloux cristallins des terrains houillers du Nouveau-Brunswick et ceux de l'île du Prince-Edouard.

Cailloux dans
la Nouvelle-
Écosse.

Passant à la Nouvelle-Ecosse, nous constatons que la distribution des cailloux dans la région occupée par les roches carbonifères, au nord des montagnes de Cobequid, est un peu différente de ce qui vient d'être décrit. Le grès et le grès meulier prédominent dans une grande mesure, et, parmi les cailloux cristallins, les diorites occupent encore une place proéminente; mais les cailloux et les débris provenant des montagnes de Cobequid sont des éléments dont il faut tenir compte ici. C'est ce qui explique la grande abondance de cailloux de syénite et de prétrorsilex que l'on rencontre sur ce versant, comparativement à la quantité que l'on trouve dans les parties du Nouveau-Brunswick et de l'Île du Prince-Édouard auxquelles ces observations se rapportent.

Montagnes de
Cobequid.

Sur le versant septentrional et sur le sommet de ces montagnes, l'on rencontre un petit nombre de cailloux de grès et de grès meulier mêlés à ceux qui appartiennent aux roches cristallines sous-jacentes, et il s'est élevé une question intéressante à leur sujet. Sir J. W. Dawson attribue leur présence en cet endroit à l'action des glaces flottantes, et il est possible qu'il ait raison. Mais il m'a été impossible d'imaginer aucune théorie pour expliquer les phénomènes par l'action du glacier continental ou des glaces flottantes, sans soulever d'autres difficultés, dont quelques-unes sont insurmontables, et, en conséquence, j'ai été obligé d'adopter une autre hypothèse (page 32 M de ce rapport). Partout où ils se présentent, les cailloux de grès gisent à la base septentrionale des montagnes, et dans certains endroits on en trouve *in situ* à une assez grande élévation sur leurs versants, par exemple à Williamsdale, où ils se rencontrent à une hauteur de six cents à sept cents pieds, et à l'ouest de la station de Wentworth, à des hauteurs de quatre cent soixante-cinq pieds.

On n'a constaté aucune pression due à l'action de la glace sur le versant septentrional des Cobequids, et en conséquence l'on infère que ni glacier continental, ni glaces flottantes ne se sont heurtés contre leurs sommets du côté du nord. Au contraire, partout où l'on rencontre des traces de l'action des glaces, il est facile de prouver qu'elles sont dues à un glacier qui se dirigeait vers le nord.

Les Cobequids ont été soulevées en grande partie, et quelques portions peut-être complètement, depuis la période carbonifère moyenne, et certaines parties des couches de grès ont été soulevées avec elles. Ces couches ont été considérablement et profondément dénudées, et il n'en reste que de très petits lambeaux sur les versants, et des cailloux de grès ont été dispersés sur le sommet parmi les débris locaux et y existent encore. Partout où les débris portaient des traces de l'action des glaces, l'on a constaté que les cailloux de grès étaient striés de la même manière que ceux de la série cristalline sous-jacente, ces stries, à mon avis, provenant toutes de l'action d'un glacier local.

L'argile à blocaux se rencontre en monticules bas, ondulés, ou de forme lenticulaire, près des côtes du détroit de Northumberland, dans le comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, et dans le comté de Westmoreland, Nouveau-Brunswick. Ces buttes ont souvent une épaisseur de dix à vingt-quatre pieds ou plus. En arrière des côtes, ici, les couches d'argile à blocaux, en règle générale, deviennent plus minces et plus éparées dans leur distribution. Le long du versant septentrional et de la base des Cobequids, on n'en voit que çà et là, de grandes étendues du versant étant couvertes de matériaux détritiques. Sur le sommet, cependant, l'argile à blocaux se rencontre en couches d'étendue limitée, des glaciers locaux ayant apparemment un centre d'accumulation en cet endroit.

Mode de présentation de l'argile à blocaux.

On rencontre dans la région carbonifère du Nouveau-Brunswick de puissantes couches d'argile à blocaux, lesquelles semblent les plus épaisses dans les vallées des rivières Miramichi Nord-Ouest et Sud-Ouest. Ces vallées, qui sont préglaciaires, ont été, durant la période glaciaire, presque remplies d'argile à blocaux, renfermant une proportion considérable de matériaux de transport contenant souvent des blocs de cinq à dix pieds de diamètre, provenant des roches précambriennes de l'ouest. Depuis, les vallées ont été profondément érodées par les rivières, et le grand nombre de cailloux que l'on y trouve est tel qu'ils ont pu être produits de cette manière. En général, il y a un plus grand nombre de cailloux dans les parties inférieures des vallées que le long de leurs parties supérieures, ce qui est principalement dû au fait que l'érosion s'y est faite sur une plus grande échelle.

Argile à blocaux dans la région carbonifère du Nouveau-Brunswick.

On peut comparer les lits de ces rivières à des plans inclinés, les parties supérieures étant presque aussi élevées que le niveau général du pays ou de l'argile à blocaux comblant chaque vallée, tandis que les parties inférieures y ont été fouillées plus profondément. Par exemple, le long des parties supérieures de la Petite-Miramichi Sud-Ouest, de la Renous, de la Dungarvon, de la Grande Miramichi Sud-Ouest, etc., qui traversent la plaine carbonifère, les terrasses et les berges entre lesquelles elles coulent deviennent de plus en plus basses relativement aux lits des rivières, à mesure que nous les remontons, et il est évident que les rivières coulaient à des niveaux plus élevés aux premiers temps post-glaciaires, probablement sur des lits presque aussi élevés que le niveau général des deux côtés de leurs vallées actuelles. Il semblerait, en effet, que dans certains endroits leurs eaux ont dû, à cette phase, s'éloigner des vallées et inonder une certaine étendue des deux côtés, remodelant l'argile à blocaux et transportant des cailloux. Le cours supérieur de la rivière Renous coulait alors dans la Petite-Miramichi Sud-Ouest par une large vallée le long de la limite occidentale du carbonifère moyen. N'est-il pas possible que la distri-

bution la plus étendue des graviers et de l'argile à blocaux, et la dispersion des cailloux sur la surface de la région carbonifère, se soient faites, au moins en partie, de cette manière? Il semblerait que dans les premiers temps post-glaciaires, à mesure que les rivières ont débouché des montagnes ou des plateaux supérieurs de la région précambrière dans la plaine, à l'ouest, elles ont répandu leurs eaux sur le pays uni par diverses routes, jusqu'à ce qu'enfin elles fussent restreintes à une seule vallée. Aujourd'hui, elles coulent entre leurs berges inférieures dans des tranchées profondes et plus ou moins larges, creusées dans des bancs d'argile à blocaux qui, aux premiers temps post-glaciaires, comblaient leurs vallées jusqu'aux bords. Ce fait est surtout remarquable le long des rivières Miramichi que nous avons mentionnées.

Vers les côtes du détroit de Northumberland, près de la rivière Miramichi, l'argile à blocaux, contrairement à celle du comté de Cumberland, devient plus mince et plus disséminée, et, en plusieurs endroits, est supportée par des roches désagrégées *in situ*.

La partie occidentale de l'Île du Prince-Edouard est couverte sur une assez grande étendue d'argile à blocaux dans laquelle sont empâtés des galets et des cailloux provenant des roches cristallines du centre du Nouveau-Brunswick, et quelques-uns du carbonifère moyen. Des débris de grès meulier se rencontrent aussi dans certaines localités, mêlés à l'argile à blocaux. Sur les plateaux supérieurs de la partie centrale de l'île, les couches de surface se composent en grande partie de matériaux détritiques, souvent d'une épaisseur de dix à vingt pieds.

Où se rencontrent les couches les plus puissantes d'argile à blocaux dans l'Île du Prince-Edouard.

Les couches les plus puissantes de véritable argile à blocaux dans l'Île du Prince-Edouard se rencontrent sur le littoral. On peut en voir des bancs de dix à vingt pieds d'épaisseur près de Cavendish et du cap Turner, ainsi que sur la côte sud-ouest près du cap Traverse. Outre les cailloux transportés du Nouveau-Brunswick, lesquels ne semblent se rattacher à aucune des roches de la région, on en rencontre un certain nombre surmontant les bancs d'argile à blocaux et répandus dans les districts côtiers, surtout sur le côté nord-est de l'île. La question de savoir comment ces cailloux ont été transportés là constitue un problème à résoudre. Aujourd'hui, l'on suppose qu'ils y ont été transportés par les glaces flottantes.

On a rencontré, le long de la côte nord-ouest de la baie de Fundy, des dépôts très intéressants d'argile à blocaux, dont quelques-uns ont été décrits dans des rapports précédents.*

* Rapport Annuel, Commission de Géologie du Canada, vol. IV (N.-É.) 1888-89, partie N.—*Bulletin Geol. Soc. of America*, vol. IV, pp. 361-70.

Dans les îles de la Madeleine, l'on a observé quelques petits cailloux cristallins sur les côtes nord-ouest des îles Amherst et Grindstone; mais le temps limité que j'avais à ma disposition ne m'a pas permis de déterminer s'ils y avaient été transportés ou s'ils provenaient des collines de roches cristallines qui s'élèvent au centre de chacune de ces îles. Il n'est pas invraisemblable qu'ils ont été transportés là par les glaces flottantes, alors que ces îles étaient à un niveau moins élevé qu'aujourd'hui, bien que l'on n'en ait trouvé aucun dans les plages de sable de la période récente. Comme on l'a déjà dit, il n'a été trouvé aucune argile à blocaux dans les quatre plus grandes îles du groupe, Amherst, Grindstone, Entry et Alright.

Absence d'argile à blocaux dans les îles de la Madeleine.

En étudiant l'argile à blocaux de la région, j'ai fait un examen particulier relativement à la présence de couches intercalées d'argile, de sable ou de gravier, ou relativement à la question de savoir s'il existait d'autres faits tendant à prouver une division des dépôts glaciaires. Cependant, je n'en ai pas rencontré, si ce n'est à Saint-Jean, N.-B. L'explication que l'on a donné sur l'origine des dépôts qu'il y a là comporte qu'ils sont simplement dus à des oscillations locales, dans une région qui s'affaissait, de la partie antérieure du glacier, dont le bord, pendant quelque temps au moins, c'est-à-dire pendant la marche locale, s'étendait à une certaine distance au delà de la ligne côtière qui existait alors.

Couches intercalées dans l'argile à blocaux.

Dans un certain nombre de localités où l'argile à blocaux dépasse une épaisseur de huit à dix pieds, les parties supérieure et inférieure accusent les différences provenant de l'oxydation et de la non-oxydation. Un dépôt de ce genre se rencontre à Alma, comté d'Albert, Nouveau-Brunswick,* et des faits analogues ont été signalés dans d'autres localités, indiquant l'oxydation de la partie supérieure de l'argile à blocaux, tandis que la partie inférieure était composée de till compact d'un gris-bleuâtre. Cependant, il n'a été observé aucune couche intercalée le long de la ligne de démarcation, entre les parties oxydées et non-oxydées, et, en conséquence, l'on infère que toute la masse forme réellement une seule couche, le changement chimique de la partie supérieure ayant eu lieu depuis qu'elle a été déposée.

STRIES GLACIAIRES.

La liste suivante des stries comprend tout ce que l'on a découvert dans la région mentionnée dans ce rapport. J'ai cherché ici à établir la différence entre les stries produites par le glacier pendant la période de son plus grand développement, et celles formées alors qu'il diminuait et se retirait, ses mouvements pendant la dernière phase ayant été d'un

Stries glaciaires.

* Rapport Annuel, Commission géologique, vol. IV (N. S.) 1888-89, p. 27 N.

caractère apparemment plus local, et ayant été affectés dans une plus grande mesure par les inégalités secondaires de la surface. Il y a cependant un nombre considérable de stries qu'il est difficile, sinon impossible, d'expliquer de cette manière, ou d'assigner à une phase particulière de la période glaciaire.

On a trouvé dans un certain nombre d'endroits, le long du littoral, des stries produites par des glaces flottantes ou des bancs de glace. Ces stries figureront dans un groupe séparé.

La direction des stries est dans chaque cas rapportée au méridien astronomique, et l'élévation au niveau moyen de la marée.

Stries produites pendant la période de plus grand développement du glacier.
Comté d'Albert, N.-B.

Stries supposées avoir été produites pendant la phase de plus grand développement des glaces.

COMTÉ D'ALBERT, N.-B.

1. Dans l'établissement Dawson, S. 44° E. et S. 57° E. Côté frappé au N.-O. Hauteur, 430 pieds.
2. Sur la partie supérieure du chemin de traverse conduisant du ruisseau Weldon au ruisseau de la Tortue, une partie se trouvant à l'ouest de la feuille 4 N.-O., S. 52° E. Côté frappé, N.-O. Hauteur, 225 pieds.
3. Sud de la carrière de Mary's Point, S., S. 8° O. et S. 16° O.
4. A une courte distance au sud du chemin conduisant à Mary's Point, S. 8° E., S. 10° O., S. 23° O., S. 28° O. et S. 33° O. Distinctes et bien accentuées. Inclinaison N. Hauteur, 110 pieds.
5. Encore plus au sud, sur le même chemin, S. 25° O.
6. A un demi-mille au nord du chemin de traverse de Little-Ridge, sur le chemin du bord de l'eau, S. 7° E., S. 23° O. et S. 28° O.
7. Sur le chemin conduisant au cap Enragé, à environ un mille du cap, S. 23° O. Inclinaison raide à l'est. Hauteur, 150 pieds.
8. A un demi-mille à l'est d'Albert (Hopewell-Corner), sur le ruisseau Croche (*Crooked Creek*), S. 23° O. Hauteur, 340 pieds.
9. Allant au sud d'Albert (Hopewell-Corner), sur un chemin de traverse conduisant vers New-Ireland, S. 28° O. Obscures.
10. Sur le chemin allant de Riverside, par l'établissement de Caledonia (au coude du chemin), S. 23° O. Hauteur, 770 pieds.
11. Sur le chemin de Riverside, traversant l'établissement de Caledonia avant d'atteindre le chemin de traverse conduisant vers les mines d'Albert, S. 2° E., S. 8° E. et S. 12° E.; à une faible distance plus loin, S. 4° E. et S. 12° E. Sur d'autres affleurements, près de là, S. 2° E., S. 7° E. et S. 3° O. Cannelures distinctes. Hauteur, 1,120 pieds.

12. Plus au nord, à l'extrême hauteur sur ce chemin, un petit affleurement indique S. 6° E. Hauteur, 1,230 pieds.

13. Au sud de l'établissement Woodworth, à un mille en amont des chemins de traverse, S. 18° O. et S. 23° O. Inclinaison, S. Hauteur, 500 pieds.

14. Au sommet de la colline, en remontant, sur le même chemin, S. 18° O., S. 28° O. et S. 30° O. Ici l'affleurement indique très clairement le mouvement de la glace dans la direction du sud. Hauteur, 590 pieds.

15. Dans la vallée du Sawmill Creek, à 2½ milles au sud de Hope-well-Hill, S. 8° O. Hauteur, 500 pieds.

16. Au chemin de traverse supérieur, côté ouest de la même vallée, S. 7° E. Inclinaison E. Hauteur, 950 pieds.

COMTÉ DE WESTMORELAND, N.-B.

17. A environ un demi-mille au nord de la voie de garage de Cata-mount, C.F.I., dans une tranchée de gravier (peut-être sur un cailloux) * N. 79° E. Très peu de traces de l'action des glaces sur le plateau d'épanchement, ici. Comté de
Westmore-
land, N.-B.

18. A la carrière de Boudreau, S. 8° E., S. 9° E., S. 13° E., S. 12° E., S. 22° E., S. 24° E., S. 1° O., S. 8° O., S. 11° O., S. 28° O. et S. 38° O. Hauteur, 420 pieds. Grands bancs de roches striées. Direction constante.

19. Sur le versant faisant face à la rivière Petitcodiac, S. 7° E., S. 12° E., S. 22° E. et S. 38° O. Hauteur, 100 pieds.

20. Sur le versant opposé, faisant face à la vallée de la Memramcook, S. 2° E., S. 12° E., S. 32° E. Les stries S. 2° E. et S. 12° E. sont bien accusées et nombreuses. Hauteur, 250 pieds.

21. Sur une colline près du cap Dorchester, sur le chemin conduisant de Dorchester à la Grande-Anse, S. 2° E., S. 8° O. Les S. 2° E. sont les plus profondes. Côté frappé au nord. Hauteur, 300 pieds.

22. Sur le chemin de fer Intercolonial, à l'est de Dorchester, cinq ou six milles, S. 2° E., S. 5° E., S. 9° E., S. 14° E., S. 3° O., S. 5° O., S. 8° O., S. 12° O., S. 14° O., S. 20° O., S. 28° O. et S. 42° O. Les stries S. 8° O. sont les plus nombreuses ; elles couvrent toute la surface en lignes parallèles. Côté frappé, N. Hauteur, 100 pieds.

* Les cailloux striés notés dans cette liste sont ceux que la glace a apparemment burinés pendant qu'ils étaient dans l'argile à blocs, c'est-à-dire, lorsqu'ils y étaient empâtés, les stries étant dans la même direction que celles que l'on voit sur les surfaces rocheuses du voisinage. Ces faits sont communs dans les régions carbonifères du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Ecosse et de l'île du Prince-Edouard.

23. A Second-Westcock, à un demi-mille au sud de la bifurcation du chemin, S. 2° E. et S. 8° O. Côté frappé, N. Hauteur, 320 pieds.

24. Sur le chemin le plus à l'ouest conduisant de Second-Westcock à la rivière Petitcodiac, à environ deux milles de la bifurcation, S. 2° E. Hauteur, 250 pieds.

On voit que la direction S. 2° E. est extraordinairement constante sur les coteaux, au fond de la baie de Chignectou.

25. En aval de l'anse de Peck, S. 16° O. et S. 28° O.

26. A l'ouest de Westcock, sur le chemin se dirigeant vers le sud-ouest au centre de la péninsule aux Maringouins, S. 33° O. Hauteur, 150 pieds.

27. A deux milles à l'ouest de Four-Corners, sur le chemin de Beech-Hill, S. 2° E. Hauteur, 250 pieds.

28. Allant de Sackville par un chemin conduisant vers la mine de cuivre Coloniale, après avoir passé le troisième ruisseau, S. 8° O. et S. 10° O. Hauteur, 70 pieds.

29. Au sud de la mine de cuivre Coloniale, sur le chemin venant de Sackville, S. 8° E., et S. 12° E. Hauteur, 353 pieds. Plus à l'ouest, au delà de la traverse du chemin, S. 1° O. et S. 18° O. Hauteur, 320 pieds.

30. Sur le chemin conduisant de la vallée de la Memramcook au chemin de Beech-Hill, S. 2° E. et S. 8° O. Les S. 2° E. sont les plus fortes. Hauteur, 300 pieds.

31. Sur le sommet du coteau en arrière de Memramcook, S. 18° E. Hauteur, 320 pieds.

32. Sur le premier chemin est et ouest, au nord de la station de Rockland, C.F.I., à environ deux milles de la rivière Memramcook, S. 7° E., et S. 12° E.; plus loin à l'est une autre série, S. 17° E. et S. 19° E., et dans une troisième localité située près de là, S. 4° E. Hauteur, 280 pieds. Inclinaison au nord. Mouvement du glacier apparemment vers le sud.

33. A une tranchée de chemin de fer, à un mille et demi à l'est de la station de Midgie, Nouveau-Brunswick, et sur le chemin de fer de l'Île du Prince-Édouard, S. 54° E., N. 78° E. et N. 88° E. Les stries N. 78° E. sont très nombreuses et bien accusées. Hauteur, 160 pieds.

34. Près de l'extrémité nord du marais de Tantramar, du côté sud-est du chemin de fer en dernier lieu mentionné, S. 28° O., S. 34° O. et S. 38° O. Inclinaison sud-ouest vers le marais. Le glacier se dirigeait sans aucun doute dans ce sens. Hauteur, seulement quelques pieds au-dessus de la surface du marais.

35. A Westcock, S. 8° O., et à la carrière de Wood-Point, S. 18° O., S. 33° O., S. 43° O. et S. 48° O. Côté frappé, N. Hauteur, 90 pieds.

COMTÉ DE NORTHUMBERLAND, N.-B.

36. Sur le bras oriental de la rivière Barnaby, le long de la voie du C.F.I., N. 86° E. Côté frappé, O. Hauteur, 207 pieds. Comté de Northumberland, N.-B.

Dans un autre endroit, au premier ruisseau au sud du bras oriental de la rivière Barnaby, N. 88° E., N. 78° E., N. 76° E. et N. 68° E. Côté frappé, distinctement O. Hauteur, 250 pieds.

37. A environ un quart de mille au nord de la station de Rogersville, C.F.I., près de l'extrémité du chemin allant dans la direction de l'est, S. 73° E., N. 86 E. et N. 82° E. Côté frappé, O. Hauteur, 230 pieds. Sur ce chemin de traverse, près de la source de la rivière de la Baie-du-Vin, S. 82° E., S. 87° E. et N. 88° E. Inclinaison, S.-O. Hauteur, 280 pieds.

38. A un demi-mille au sud du bras oriental de la rivière Barnaby, le long du C.F.I., N. 78° E. et N. 88° E., et dans un autre endroit, S. 77° E., E. et N. 83° E. Ces dernières stries sont profondes. Côté frappé, O.

39. A deux ou trois milles à l'ouest de la station de Rogersville, C.F.I., S. 84° E. et S. 78° E. Hauteur, 322 pieds.

40. Dans la tranchée pratiquée dans le gravier et le roc, immédiatement au nord de la station de Rogersville, C.F.I., S. 86° E. Côté frappé, O. Hauteur, 298 pieds.

41. A un mille au nord de la station d'Acadieville, C.F.I., N. 59° E. Côté frappé, O. Hauteur, 290 pieds. Trois à cinq pieds d'argile à blocs sur le banc de roche.

42. A environ un quart de mille au nord de la rivière Kouchibouguac, le long du C.F.I., N. 84° E. et N. 89° E. Côté frappé, O. Hauteur, 278 pieds.

43. A un demi-mille à l'est d'Indiantown, rivière Miramichi du Sud-Ouest, sur le côté ouest du chemin de fer *Canada Eastern*, S. 82° E. et S. 88° E. Presque au niveau de la marée.

44. Au pont du ruisseau d'Indiantown, S. 88° E., S. 86° E., S. 83° E. et S. 78° E. Les stries S. 88° E. sont les plus nombreuses et les plus profondes.

45. Sur la rive nord de la rivière Miramichi du Sud-Ouest, à 135 pas en amont de l'embouchure de la rivière Renous, N. 87° E. (raïnures profondes), N. 69° E., N. 68° E., N. 80° E., N. 74° E., N. 73° E., N. 72° E., N. 70° E. et N. 62° E. Le côté frappé de ces stries est distinctement dirigé vers l'ouest. Hauteur, 10 à 15 pieds.

46. A deux milles en amont de Derby, sur le côté sud de la rivière, N. 70° E. et N. 58° E. Ces stries, ainsi que de plus récentes produites ici,

révèlent l'influence de la vallée de la Miramichi du Sud-Ouest, sur la marche du glacier.

47. Le long du chemin de fer *Canada Eastern*, au premier croisement du grand chemin à l'est de Blackville, N. 88° E., S. 82° E. et S. 74° E. Inclinaison au N.-E. Hauteur, 50 pieds.

48. A un ou deux milles en amont de l'embouchure de la rivière Renous, sur le côté sud-est de la rivière Miramichi du Sud-Ouest, S. 74° E., S. 67° E., S. 62° E. et S. 52° E. Les stries S. 74° E. sont les plus profondes. Inclinaison, N.-O., vers la rivière. Hauteur, 70 pieds.

49. A un mille à l'est du dernier endroit, au détour que la rivière fait vers le sud, N. 88° E., S. 84° E. et S. 74° E. Hauteur, 40 pieds.

50. A cinq milles et demi en aval de Blackville, sur le côté sud-est de la rivière Miramichi du Sud-Ouest, N. 88° E., S. 84° E., et S. 74° E. Terrain incliné vers le S.-O. Hauteur, 55 pieds.

51. Sur la rivière de Cain, sur le côté nord du premier gros coude en amont du ruisseau de Six-milles, franc E., S. 82° E. et S. 72° E. Stries légères. Côté frappé, O. Hauteur, 128 pieds.

52. A une courte distance en aval du bras de la rivière Dungarvon venant du lac Dungarvon, sur la berge de la rivière, N. 70° E. Côté frappé, O.

53. Sur le côté N. de la rivière Miramichi du Sud-Ouest, à un mille en aval de Boiestown, N. 68° E. Hauteur, 260 pieds.

COMTÉ DE QUEEN, N.-B.

Comté de
Queen, N.-B.

54. A un demi-mille à l'est du ruisseau Castaway, sur le chemin de la rivière au Saumon, N. 78° E. et S. 72° E.

55. Le long de la rivière aux Gaspareaux, à 7 milles de son embouchure, S. 54° E.

56. Sur le côté ouest de la rivière aux Gaspareaux, et à un demi-mille en amont du troisième ruisseau que l'on rencontre à partir de son embouchure, petites stries bien accusées, S. 56° E., S. 58° E., S. 62° E., S. 66° E., S. 67° E. et S. 72° E. Inclinaison, S.-O. Hauteur, 160 pieds.

COMTÉ DE KENT, N.-B.

Comté de
Kent, N.-B.

57. Entre la station de Saint-Anthony et la Petite-Rivière Bouctouche, le long du chemin de fer de Moncton à Bouctouche, N. 59° E. Hauteur, 195 pieds. Ici, plusieurs autres groupes tournant vers le N. indiquent la marche vagabonde du glacier durant la période de la fonte.

58. Dans l'établissement de Macdougall, à un mille de la station du chemin de fer, N. 63° E. et N. 50° E.

59. A l'est de l'établissement des Pélerins, sur la Petite-Rivière Bouctouche, N. 59° E. Hauteur, 214 pieds.

60. Sur le côté nord de la baie de Shédiac, S. 81° E.

61. Sur le côté nord de la baie de Shédiac, immédiatement à l'ouest du chemin de Richibouctou, S. 81° E.

62. A moins d'un demi-mille au sud de la station d'Harcourt, C. F. I., un groupe, S. 71° E. D'autres dévient vers le nord.

62½. Dans une tranchée pratiquée dans le roc, le long du C. F. I., à environ 4 milles au sud de la station d'Harcourt, N. 84° E.

COMTÉ DE CUMBERLAND, N.-E.

63. Sur le chemin d'Amherst à Fenwick, à une courte distance à l'ouest de sa jonction avec le chemin conduisant à la station de Nappan, C. F. I., S. 38° O. Comté de
Cumberland,
N.-E.

64. Sur le chemin conduisant de Salem à Fenwick, à un demi-mille ou à peu près de la première localité, et immédiatement au nord du premier pont, S. 16° O. Côté frappé N.; rocher brisé brusquement sur le côté sud. Hauteur, 450 pieds.

65. Sur le chemin conduisant de Fenwick au ruisseau de Baird, et de là à la station de Maccan, C. F. I., sur la berge du ruisseau, S. 2° E. Côté frappé, N. Hauteur, 350 pieds.

66. A un quart de mille de Salem, près des chemins de traverse de Leicester, S. 18° O. Inclinaison S. Hauteur, 385 pieds. Cinq perches plus à l'ouest, S. 7° E.; encore plus à l'ouest, S. 18° O.

67. A un mille et demi le long du chemin de Leicester, au nord de sa jonction avec le chemin d'Economy, S. 62° E., S. 8° O. et S. 26° O.

Les cinq derniers groupes ont été produits par le glacier venant du plateau d'épanchement du nord, c'est-à-dire, des hauteurs de Leicester et de Maccan.

68. Sur le chemin de Leicester, à deux milles du chemin d'Economy, N. 18° E., N. 23° E., N. 26° E. et N. 30° E.

Ces stries se rencontrent sur des bancs de roches près du sommet des hauteurs de Leicester, mais sur un versant nord. Le terrain au sud, dans le voisinage immédiat, est de 50 à 100 pieds plus élevé. Il semble donc probable que le glacier qui a produit ces stries se dirigeait vers le nord, principalement par la vallée de la rivière Shinimicas. Hauteur, 510 pieds.

69. A un mille à l'est des dernières stries, le long du chemin de Leicester, N. 22° E., N. 23° E., N. 26° E. et N. 28° E. Hauteur, 550 pieds.

A quelques perches à l'ouest de ces stries, un bon affleurement fait voir de profondes rainures d'un pouce ou plus de largeur, N. 8° E., N. 13° E. et N. 22° E. Hauteur, 570 pieds.

70. A deux milles et demi ou à deux milles trois quarts de la jonction de la Petite-Rivière et du chemin de Leicester, N. 12° O., N. 14° O., N. 18° E., N. 22° E., N. 23° E., N. 26° E., N. 38° E. Hauteur, 380 à 400 pieds.

71. Sur le même chemin, à la source de la rivière Shinimicas, N. 28° E. Hauteur du rocher, 440 pieds.

La glace qui a produit ces stries descendait aussi la vallée de la rivière Shinimicas. Le côté frappé n'est nulle part bien exposé.

72. En allant du chemin de Leicester à Oxford par le chemin de la Petite-Rivière, sur la berge de la rivière Noire, N. 20° E., ou l'inverse. Côté frappé apparemment N. Hauteur, 150 pieds.

73. Sur un court chemin de traverse au nord-ouest, à trois milles au sud du mont Plaisant, direction N. 18° E., N. 21° E. et N. 23° E., ou l'inverse.

74. Sur le premier chemin de traverse vers l'ouest, sur le chemin conduisant d'Oxford au mont Plaisant (peut-être sur un cailloux), N. 8° O. ou l'inverse. Côté frappé apparemment au nord. Hauteur, 270 pieds.

Les trois derniers groupes sont sur un versant incliné vers le sud, le mont Plaisant étant au nord.

75. Le long d'un chemin semi-circulaire sur le côté ouest du mont Plaisant, S. 8° O. et S. 24° O., et à quelques pas plus au nord, S. 12° O., et S. 32° O., ou l'inverse. Côté frappé apparemment au nord. Hauteur, 380 pieds.

Ces stries sont sur le côté sud du sommet du mont Plaisant, et il semble probable que le glacier a marché dans la direction indiquée dans les vallées de la Petite-Rivière et de la rivière Philip.

76. Sur le côté nord du sommet du mont Plaisant, le long du chemin droit allant vers le chemin de Leicester, N. 8° E., N. 7° E., N. 10° E., N. 12° E., N. 3° E., N. 13° E., N. 20° O., N. 8° O. et N. 12° O., ou l'inverse.

Ces stries sont toutes sur le versant du mont Plaisant qui fait face au détroit de Northumberland. Les surfaces légèrement burinées par l'action du glacier que nous avons rencontrées le long des chemins mentionnés, ne nous permettent pas de résoudre la question de savoir quel côté a été frappé; sur un petit nombre de bancs de roches, le côté frappé semble être le côté nord, et sur d'autres, le côté sud. Les surfaces striées s'inclinent vers le nord de 400 à 280 pieds, et les rochers les plus élevés sont, généralement parlant, frappés du côté sud, (l'un des côtés est distinctement arrondi, et le côté nord est coupé à pic,) tandis qu'il y a doute quant à la plupart des moins élevés. On rencontre souvent des stries courbes sur ces rochers. Les deux directions principales sont N. 8° E. et N. 8° O., et c'est dans cette

dernière direction que l'on rencontre les principales stries courbées. Le groupe le plus ancien et le plus profond est dans la direction N. 8° O.

77. Sur le côté est du mont Plaisant, sur le chemin de traverse allant directement à la rivière Philip, N. 14° E. et N. 24° E., ou l'inverse. Hauteur, 360 pieds. Inclinaison vers le nord.

78. Sur un chemin de traverse à un mille au sud du mont Plaisant (ne figurant pas sur la carte), qui court vers l'ouest à partir du chemin d'Oxford et du mont Plaisant, S. 12° O. et S. 18° O., ou l'inverse. Côté frappé, apparemment nord. Hauteur, 360 pieds.

En examinant les sulcatures faites par les glaciers sur le mont Plaisant en général, il semble possible de les expliquer en supposant que le sommet a été le centre d'un glacier local; en réalité, les preuves tendent assez à la démontrer. Le mouvement du glacier dans le sens nord l'aurait dirigé vers la partie la plus rapprochée et la plus basse de la côte, juste à l'ouest du havre de Pugwash. Cependant, ces stries traversent diagonalement le versant septentrional du mont Plaisant, et le glacier qui les a produites a dû, en conséquence, subir jusqu'à un certain point l'influence de la vallée près de sa base nord, orientée dans le sens des stries. N'était la difficulté d'expliquer le mouvement du glacier dans le sens du sud, je serais porté à dire que toute la montagne porte les traces d'un glacier qui venait du nord. La question de savoir si le glacier qui a produit les stries orientées vers l'est dans la région côtière située à l'est du mont Plaisant, lesquelles sont décrites plus loin, a subi l'impulsion des plateaux supérieurs du chemin de Leicester et de cette montagne, est une question à laquelle on peut répondre dans l'affirmative. En outre, les preuves semblent indiquer qu'il y a eu un mouvement local vers le sud partant des versants du mont Plaisant.

Sulcatures
sur le mont
Plaisant.

79. Sur le côté sud-est de la rivière Philip, immédiatement en aval du chemin de traverse conduisant à Conn's Mills, S. 85° E. Côté frappé, O. Hauteur, 190 pieds.

80. A environ 200 verges à l'ouest de la jonction de Pugwash, chemin de fer d'embranchement d'Oxford à Pietou, S. 73° E. et S. 75° E. Côté frappé, O.

81. Sur une autre tranchée pratiquée dans le roc près de la jonction de Pugwash, S. 68° E., S. 76° E., S. 77° E. et S. 82° E. Hauteur, 60 pieds.

82. Côté est du havre de Pugwash, sur des cailloux et des chaînes de roches, franc E. et S. 68° E.

83. A un mille à l'ouest des chemins de traverse, qui sont à deux milles au nord de la station de Thompson, chemin de fer Intercolonial (peut-être sur des cailloux), N. 73° E. Hauteur, 275 pieds.

84. A la Pointe Mackenzie, au nord du havre de Wallace, S. 62° E., S. 67° E., S. 72° E., S. 74° E., S. 77° E., S. 82° E. et S. 84° E.

Ces stries s'étendent le long de chaînes de roches sur le rivage sur une distance de 400 à 500 pieds, et sont bien accusées.

85. A un demi-mille au sud du village de Wallace, S. 77° E. Hauteur, 165 pieds.

Ce groupe est digne d'attention en ce qu'il présente des stries plus anciennes et plus profondes que les stries récentes orientées presque N.

86. Sur le côté est de la rivière Wallace, à un quart de mille au nord du chemin de Six-milles (sur des cailloux ?) N. 72° E. Hauteur, 80 pieds.

87. A la carrière de Wallace, S. 83° E., très distinctes et très nombreuses, aussi S. 72° E. L'argile à blocs susjacent est de cinq à dix pieds d'épaisseur et ne contient que des cailloux locaux.

88. Sur le chemin conduisant directement vers le sud de la carrière de Wallace à la rivière Deware, près d'un ruisseau, franc E. et S. 72° E.

89. Sur le chemin est et ouest, au nord du lac de Scott, S. 87° E. Inclinaison S. Hauteur, 90 pieds.

90. A un demi-mille au nord des chemins de traverse, à Hornsey, S. 82° E. et franc E. Inclinaison S. Hauteur, 150 pieds.

91. A environ deux milles et demi à l'est de la station de Wallace, chemin de fer d'Oxford à Pictou, à une tranchée pratiquée dans le roc S. 84° E. et S. 86° E. Côté frappé, O. Hauteur, 175 pieds.

92. A environ trois milles à l'est de la station de Wallace, chemin de fer O. à P., E., S. 86° E. et S. 88° E. Hauteur, 150 pieds.

93. A environ deux milles à l'ouest de la station de Wallace, N. 78° E.

94. Sur la berge est de la rivière Wallace, immédiatement en amont du pont du chemin de fer, S. 72° E., S. 82° E. et S. 83° E. Côté frappé visiblement O.

95. Sur le chemin d'Economy, à l'ouest de Westchester, sur le versant N. des Cobequids (sur des cailloux ?), N. 2° O. ou l'inverse. Hauteur, 689 pieds.

96. Sur un court chemin est et ouest, à un mille ou un mille et demi, au sud de Purdy's-Inn, Westchester, S. 2° E. ou l'inverse. Côté frappé apparemment N. Hauteur, 967 pieds.

97. Sur le chemin de Castlereagh, à un demi-mille de l'extrémité nord, S. 2° E.

98. A trois milles au sud du lac de Sutherland, sur le chemin le plus au sud-est, S. 2° E. Côté frappé, N.

99. Sur le chemin d'Economy, près du quatrième ruisseau qui le traverse à l'ouest de la station de Thompson, chemin de fer Intercolonial, et sur le chemin de Williamsdale, N. 73° E. Hauteur, 300 pieds.

100. Sur le chemin passant au sud du lac Folly, près de l'extrémité de la feuille (n° 4 N.-O.), S. 2. E., S. 22° E. et S. 27° E. Côté frappé, N. Ces stries sont sur le versant méridional des Cobequids. Hauteur, 650 pieds.

101. A quelques perches plus au nord sur le même chemin, S. 4° O.

102. Sur une colline sur le même chemin plus au nord et près du plateau d'épanchement, S. 22° E. Ici, la direction du glacier était presque dans le sens de la vallée, Hauteur, 725 pieds.

Sur une colline entre celle-ci et le lac Folly, et un peu plus élevée, il n'y a aucune trace de l'action du glacier.

103. Au premier chemin de traverse au nord de Westchester (Purdy's-Inn), N. 2° O. ou l'inverse. Probablement sur un caillou.

104. Sur le chemin d'Economy, immédiatement au nord-est de la colline Claremont S. 62° E., S. 78° E. et S. 82° E. Hauteur, 120 pieds.

105. Sur le chemin de Springhill à Salt-Springs, sur le versant oriental de la côte, N. 2° O. ou l'inverse. Côté frappé apparemment au N., mais, toutes choses considérées, il semble probable que le mouvement du glacier était dans la direction nord. Hauteur, 310 pieds.

106. Sur les chemins de traverse au sud-ouest du bureau de poste de River-Philip, N. 6° E. Côté frappé S.

107. Sur le sommet de Springhill, au point le plus élevé, S. 28° O. ou l'inverse. Hauteur, 610 pieds.

108. A Springhill, près du ruisseau des Mines-de-Charbon, côté est de la voie du chemin de fer, S. 11° O. A une courte distance plus à l'est, S. 13° O. et S. 26° O.

109. A deux milles au sud des mines de Springhill, sur un chemin allant directement au sud et aboutissant au bras de la rivière Maccan supérieure, et au dernier chemin de traverse avant d'atteindre la rivière, S. 11° O. Hauteur, 300 pieds.

110. Sur un chemin près du chemin de fer Intercolonial, à l'ouest de la station d'Athol, S. 28° O., S. 38° O. et S. 40° O. Côté frappé distinctement au N.-E., et rocher brisé brusquement au S.-O. Hauteur, 150 pieds.

111. Suivant la rivière Maccan supérieure vers Southampton, à environ deux milles de l'extrémité du chemin de Mapleton, S. 68° O., S. 48° O., S. 36° O. et S. 33° O. Les stries orientées S. 68° O. sont les plus anciennes et sont presque effacées. Le côté frappé n'est pas bien distinct, mais il semble être au N.-E.

112. Sur le chemin de traverse le plus au sud dans l'établissement de West-Brook, stries légères et irrégulières, S. 28° O. Côté frappé, N.-E. Hauteur, 350 pieds.

A une faible distance plus à l'ouest, sur le même chemin, S. 8° O. à S. 38° O. Côté frappé, N.-E.

Sulcatures sur
le versant sep-
tentrional des
Cobequids.

Ces stries ont été produites par un très petit glacier local, ou par une langue du glacier plus étendu qui a suivi une petite vallée débouchant dans la plus grande vallée de West-Brook. Le glacier qui a produit ces stries ne semble pas avoir gravi les montagnes de Cobequid, car, à de plus grandes hauteurs sur leur versant septentrional, l'on n'en a observé aucune trace, les matériaux étant anguleux, et la surface des roches, partout où elles affleurent, est déchiquetée et brisée, ce qui indique seulement une altération provenant de l'action atmosphérique, tandis qu'il n'y a pas d'argile à blocs ni d'autres preuves démontrant l'action du glacier.

113. Le long du ruisseau de l'Ouest, entre deux chemins de traverse, et à environ deux milles du chemin de fer de Springhill à Parrsboro' (sur des cailloux *in situ*), S. 58° O.

Les trois derniers groupes de stries indiquent que le glacier venant de la région de Springhill s'est heurté, ici, contre la base septentrionale des Cobequids, mais il ne semble pas avoir remonté au delà de 400 pieds au-dessus du niveau de la mer. De cette région, le glacier s'est dirigé vers le sud-ouest, comblant les inégalités de la surface le long de la base des montagnes et atteignant la gorge de Parrsboro' à quelque distance de là, mais il ne semble pas l'avoir traversée.

On ne sait pas jusqu'où le glacier s'est étendu du côté de l'ouest, le long du pied des montagnes, car des dépôts superficiels très épais recouvrent la surface, et l'on n'a vu aucune surface sulcaturée.

114. Sur le chemin du lac Halfway à Southampton, à un demi-mille d'un chemin de traverse, sur le côté N.-O., S. 46° O. Hauteur, 180 pieds.

115. Dans la gorge de Parrsboro', où passe le chemin de fer Springhill à Parrsboro', immédiatement au sud du bord de la feuille (n° 4 N.-O.), il y a de faibles stries S. 12° E. Côté frappé apparemment N.

Ces dernières stries ont été produites par l'extrémité sud du glacier qui suivait ici une direction sud-ouest et sud sur et vers la base septentrionale des Cobequids, venant de la région de Springhill et d'autres plateaux supérieurs au nord-est, tel que mentionné plus haut.

115½. Sur le chemin, le long du côté N. du chenal des Mines, près de l'île de Spencer, S. 67° O., bien accusées. Côté frappé, apparemment à l'est, le glacier s'étant sans doute avancé vers l'ouest dans la baie de Fundy.

116. Sur le chemin conduisant de la station de Maccan, chemin de fer Intercolonial, à la rivière Hébert, près de Patrick-Mine, S. 23° O. et S. 40° O. Peut-être locales. Hauteur, 175 pieds.

117. Sur le chemin du sud allant de Lower-Cove ou Boss-Point, au nord de Joggins-Sud, vers la rivière Hébert, à deux milles de la carrière,

et sur le côté est du plateau d'épanchement, S. 18° O., S. 26° O. et S. 38° O. Côté frappé, douteux. Hauteur, 210 pieds.

118. A quatre-vingts perches plus à l'est, sur le même chemin, S. 23° O. et S. 33° O. Hauteur, 180 pieds.

119. Sur un chemin allant de la rivière Hébert à Joggins-Sud, à un demi-mille de la rivière, S. 62° O. et S. 63° O. Hauteur, 150 pieds.

Le glacier qui a produit ces stries se dirigeait évidemment vers le sud-ouest.

120. Sur la côte de la baie de Fundy, immédiatement au sud des Deux-Rivières, S. 33° O., S. 38° O., S. 43° O. et S. 48° O. Hauteur, environ 100 pieds.

121. A deux milles plus au sud, avant de traverser un ruisseau, S. 36° O., S. 38° O., S. 42° O., S. 53° O. et S. 58° O. Hauteur, 200 pieds.

122. A un demi-mille au sud du ruisseau en dernier lieu mentionné, qui est à peu près à mi-chemin entre Deux-Rivières et le ruisseau Plat, S. 40° O. Hauteur, 100 pieds.

123. A un quart de mille plus au sud-ouest, stries distinctes, S. 38° O. et S. 41° O. Hauteur, 50 pieds.

124. A cinq perches plus au sud-ouest, S. 48° O.

125. A un demi mille au delà du ruisseau Plat, S. 43° O., et à dix perches plus au sud-ouest, S. 48° O. et S. 51° O. Hauteur, 60 pieds.

A quatre-vingts perches plus au sud-ouest, S. 40° O.

126. A un mille et demi au nord-est de la rivière Shoulee, S. 43° O. et S. 48° O. Côté frappé, N.-E. Hauteur, 100 pieds.

127. Sur le versant vers la rivière au Sable, et à environ un mille de cette rivière, S. 33° O. et S. 38° O. Hauteur, 210 pieds.

128. A deux milles au sud du chemin de la rivière au Sable, S. 30° O., S. 27° O. et S. 33° O. Hauteur, 350 pieds.

Dans un autre endroit, à un quart de mille plus au sud, S. 28° O.

A dix perches plus au sud-ouest, un magnifique affleurement, S. 30° O. et S. 33° O. Hauteur, 350 pieds.

129. A un demi-mille ou davantage plus au sud, S. 33° O. et S. 35° O., et encore plus au sud-ouest, S. 33° O., S. 28° O., etc., en grand nombre. Côté frappé, N.-E. Hauteur, 380 pieds. De petites projections sur la surface striée du grès indiquent le mouvement du glacier vers le sud. Il est évident qu'il y a un changement sensible plus au sud à mesure que nous gravissons le versant des Cobequids, ce qui est remarquable et ne saurait être expliqué que par l'hypothèse que la baie de Chignectou a été remplie par un glacier local se dirigeant vers le sud-ouest, et dont le bord sud-est couvrait la région où ces stries se rencontrent.

ILE DU PRINCE-ÉDOUARD.

Ile du Prince-
Edouard.

130. Sur la plage de Linkletter, sur une surface unie surmontée par de l'argile à blocaux, il y a des stries distinctes, N. 67° E., N. 74° E. et N. 76° E. Côté frappé, O.

131. Le long de la voie du chemin de fer de l'Ile du Prince-Edouard, au sud-est de la station de Kensington, N. 71° E. Côté frappé, O. Hauteur, 116 pieds.

132. Le long du chemin de fer du cap Traverse, à environ un mille de la station d'Emerald, N. 75° E., et sur un autre banc de roches près de là, N. 67° E. Côté frappé, O. Hauteur, 130 pieds.

133. A un mille ou un mille et quart au nord de la station de Kinkora, N. 85° E. Côté frappé, O. Hauteur, 100 pieds. Une couche de deux à cinq pieds d'argile à blocaux couvre la surface rocheuse et renferme de nombreux cailloux sulcaturés, tous locaux.

134. A un demi-mille au nord de la station d'Albany, S. 78° E. et N. 82° E. Hauteur, 125 pieds.

135. Au sud de la station d'Albany, sur un caillou *in situ* dans une sablonnière, lequel s'adapte à une cavité dans un banc de roche, S. 79° E. et N. 83° E. Hauteur, 80 pieds.

136. A la station de Breadalbane, sur le chemin de fer de l'Ile du Prince-Edouard, à une hauteur de 131 pieds, N. 69° E.

137. A deux milles à l'ouest de la station de Hunter-River, N. 89° E., N. 73° E. et N. 72° E.

138. A l'endroit où un chemin traverse le chemin de fer, à mi-chemin à peu près entre les stations de Hunter-River et de North-Wiltshire, S. 87° E., N. 89° E., N. 85° E., N. 83° E. et N. 79° E. Les stries orientées N. 89° E. sont nombreuses. Hauteur, 210 pieds.

Le glacier qui a produit ces stries a suivi les vallées le long desquelles passe le chemin de fer. Les plateaux supérieurs de cette partie de l'île n'ont été que légèrement sulcaturés, car en certains endroits on rencontre de grandes masses de roches cariées.

139. A un quart de mille à l'est des chemins de traverse, à South-Wiltshire, sur un petit affleurement incliné vers l'est, N. 82° E. Hauteur, 280 pieds.

140. A l'extrémité du chemin qui conduit de la rivière Platt à l'anse Bentick, N. 67° E., N. 85 E., etc.

141. A trois quarts de mille à l'est de la limite du comté, sur le chemin de New-Bédèque, N. 69° E. Hauteur, 200 pieds.

142. A l'ouest de l'intersection des chemins de la limite du comté et de New-Bédèque, N. 77° E. Hauteur, 210 pieds.

143. A l'intersection de ces chemins, N. 77° E., N. 88° E. et N. 62° E. Hauteur, 250 pieds. Inclinaison, N. O.

144. Au nord-est de Middleton, où le chemin traverse le bras de la rivière Dunk, N. 71° E., N. 67° E. et N. 77° E. Hauteur, 55 pieds.

145. Sur le chemin du Sud-ouest, à un mille et demi au sud du chemin de New-Bédèque, S. 88° E. Hauteur, 159 pieds. Inclinaison, S.

146. A quatre-vingt-dix ou cent perches à l'est de la jonction des chemins du Sud-ouest et de New-Bédèque, N. 87° E. Hauteur, 170 pieds. Inclinaison, O.

149. A cinquante perches à l'ouest de la limite du comté, sur le chemin de traverse, à un mille au nord de la Tryon, N. 69° E. Hauteur, 100 pieds. Inclinaison, O.

148. Près de l'extrémité du chemin, au nord de l'anse Bentick, N. 77° E. Niveau de la marée.

A quelques perches plus à l'ouest. N. 67° E.

149. A un quart de mille à l'est du passage d'eau sur la rivière Ellis, N. 67° E.

150. Sur le côté ouest du pont de la rivière au Sable, N. 73° E., N. 63° E. et N. 77° E.

151. Sur le côté est de la rivière au Sable, sur le chemin conduisant à Bonshaw, N. 77° E. Hauteur, 170 pieds. Inclinaison, O.

152. A un quart de mille à l'est du cap Traverse, S. 73° E. et S. 71° E.

153. A la Pointe, cap Traverse, S. 73° E.

154. A l'ouest du cap Traverse, S. 71° E.

155. A quelques verges plus à l'ouest, S. 63° E., et S. 68° E. Encore plus à l'ouest, S. 68° E., N. 77° E. et S. 81° E.

156. A l'ouest de la Pointe-Cumberland, S. 75° E. et S. 81° E. Sur un autre affleurement, à une courte distance à l'ouest, N. 72° E. et S. 67° E. Encore plus à l'ouest, S. 71° E., S. 73° E. et S. 79° E.

157. A l'est de la Pointe-Cumberland, N. 73° E. et S. 68° E. A un demi-mille plus à l'ouest, S. 73° E.

158. Près d'un petit ruisseau, à un mille et demi au nord de la source de la rivière Tryon, S. 85° E. Hauteur, 20 pieds.

159. A l'extrémité d'un court chemin à l'ouest de Paul's-Bluff, N. 87° E.

160. A la jonction du chemin de Bédèque et du bras est de la rivière Tryon, S. 85° E. et N. 39° E. Hauteur, 20 pieds.

161. Sur le côté ouest de l'anse Augustine, à un quart de mille à l'ouest d'un petit ruisseau, S. 73° E., S. 68° E., S. 81° E. et S. 85° E., distinctes.

162. Sur le chemin à l'est d'Albany, à dix perches au nord de la rivière Tryon, N. 87° E. Inclinaison, S.-E. Hauteur, 75 pieds.

163. A un endroit à l'ouest de l'anse Gordon, S. 63° E., S. 68° E et S. 55° E.
164. A la Pointe-Boquet, S. 81° E., S. 73° E. et S. 63° E.
Sur un autre affleurement, S. 68° E., S. 76° E., S. 63° E. et S. 79° E. Il y a deux directions principales, S. 68° E. et S. 79° E. Un peu plus à l'est, S. 63° E. et S. 73° E.; et encore plus à l'est, S. 83° E. et S. 63° E. Ces dernières stries sont à un quart de mille à l'est de la Pointe-Boquet.
165. Sur des bancs de roche au-dessous du niveau de la marée, à un mille à l'ouest du quai du chemin de fer du cap Traverse, S. 81° E., S. 78° E. et S. 55° E.
166. Au nord de l'anse Gordon, S. 71° E., S. 68° E. et N. 87° E.
167. A Sea-Cow-Head, S. 68° E. et S. 81° E. Hauteur, 5 pieds.
168. A l'est d'Indian-Point, N. 87° E.
169. A la Pointe-Simpson, au nord de la rivière Hope, S. 82° E., S. 86° E. S. 78° E. et S. 89° E. Des cannelures singulières indiquent un mouvement vers l'est. Hauteur de trois pieds au-dessous du niveau de la marée haute à quatre pieds au-dessus. Un excellent affleurement.
170. Près de la source de la rivière à la Truite (*Trout river*), S. 88° E. et N. 80° E. Côté frappé, O. Hauteur, 105 pieds.
171. A l'endroit où le chemin de Millvale fait un coude au nord en descendant la rivière à la Truite, S. 83° E. Hauteur, 110 pieds.
172. A la baie de New-London, à un mille au nord du pont Stanley, S. 78° E., S. 68° E., S. 85° E., S. 83° E., S. 73° E. et S. 88° E. Hauteur, du niveau de la marée à quatre pieds au-dessus.
173. Chemin Old-Prince-Town, à quarante perches au nord de Margate, N. 65° E. Hauteur, 60 pieds.
174. A un quart de mille au nord de l'extrémité du chemin, à Mill's Point, N. 67° E.
- 174½ A Mill's Point, à l'extrémité du chemin, N. 65° E.
175. A la baie de Malpèque, près de l'extrémité du chemin à l'ouest de Mill Creek, N. 75° E., N. 71° E., N. 67° E., N. 79° E., N. 81° E., N. 77° E., N. 69° E., N. 57° E. et N. 59° E. Près du niveau de la marée haute. Stries nombreuses et s'étendant sur 46 pas de la surface rocheuse.
176. A sept cent soixante-dix pas à l'ouest de l'extrémité du chemin en dernier lieu mentionné, N. 83° E., N. 51° E., N. 40° E., N. 67° E., N. 41° E., N. 65° E. et N. 87° E.
177. Au nord de la baie de Saint-Pierre (*St. Peter's Bay*), près de la station du chemin de fer, N. 87° E.
178. Sur le côté sud-ouest de la baie de Saint-Pierre, à l'ouest de la station du chemin de fer, N. 84° E. Argile à blocs abondante.

Trois groupes de stries se rencontrent à la baie de Saint-Pierre, savoir : (1) un groupe dans la direction de l'est, le plus ancien ; (2) un groupe dans la direction du nord, formé par des glaciers locaux s'avancant du côté du nord des plateaux supérieurs de l'île vers le golfe ; et (3) un groupe parallèle à la dépression occupée par la baie de Saint-Pierre, et approximativement parallèle à la côte N.-E. de l'île, apparemment produit par des glaces flottantes. Cependant, aucun de ces groupes n'est très bien accusé.

179. Près du phare, à Souris, N. 87° E., et dans une tranchée de chemin de fer à l'est du village de Souris, N. 79° E.

Sur un autre affleurement à l'est du village, N. 87° E. et S. 83° E.

On ne rencontre ici aucun caillou erratique dans l'argile à blocs, tous les matériaux qu'elle renferme étant locaux. On peut inférer que les traces laissées par la glace sont aussi locales, mais cette conclusion est peut-être inexacte. Le fait qu'il ne se rencontre pas de matériaux étrangers dans la partie orientale de l'île indique plutôt que le glacier était d'origine locale (de l'île du Prince-Edouard), formant un lambeau détaché du glacier continental, qui le poussait, ce qui a produit les phénomènes glaciaires mentionnés.

Si le glacier du Nouveau-Brunswick lui-même avait passé sur toute la surface de l'île, au lieu de ne passer que sur la moitié ouest, où nous trouvons des cailloux et autres matériaux glaciaires provenant du continent mêlés à l'argile à blocs, nous pourrions nous attendre à rencontrer aussi des cailloux cristallins empâtés dans les dépôts formés ici. Autrement, il n'est pas facile d'en expliquer l'absence, car on ne les rencontre que sur la côte voisine, où ils ont été déposés par des glaces flottantes.

Glacier du Nouveau-Brunswick sur l'île du Prince-Edouard.

Stries supposées avoir été produites par des glaciers locaux, etc., durant la dernière phase de l'âge glaciaire.

Stries produites par des glaciers locaux durant la dernière phase de la période glaciaire.

COMTÉ D'ALBERT, N.-B.

180. Au cap Hopewell, S. 86° E., S. 82° E. en deux endroits, S. 30° E., franc E. et N. 88° E.; aussi plus au nord, S. 22° E.

Comté d'Albert, N.-B.

181. A un mille au nord du cap Hopewell, N. 82° E.

182. A la carrière de Mary's Point, divers affleurements striés, S. 2° E., S. 3° O., S. 22° E., S. 32° E., S. 37° E. et S. 46° E. Stries ou rainures les plus profondes, S. 22° E.

183. A un endroit où le chemin du cap Enragé se bifurque à l'est, S. 52° E., S. 62° E., S. 77° E., S. 82° E., franc E., N. 78° E. et N. 80° E. Hauteur, 190 pieds.

184. Près de l'embouchure du ruisseau des Demoiselles, S. 2° E. Côté frappé, N. Inclinaison, E. Hauteur, 170 pieds.

185. Au ruisseau du Jaspe (*Jasper Creek*), sur un chemin de traverse conduisant du ruisseau des Demoiselles au ruisseau de la Scierie (*Sawmill Creek*), S. 2° E. et S. 1° O. Inclinaison vers l'est. Hauteur, 580 pieds.

Sur le même chemin, plus haut, à une hauteur de 610 pieds, où l'inclinaison est dans la direction nord, S. 4° O.

186. Sur le chemin allant à l'ouest de Curryville, S. 12° E. et S. 20° E. Inclinaison, E. Hauteur, 400 pieds.

Sur un autre bon affleurement ici, S. 19° E. et S. 22° E.,

Sur le même chemin, un peu plus à l'est en descendant la côte, S. 20° E., S. 12° E., S. 2° E., S. 8° O., S. 18° O. et S. 28° O.

A vingt pieds de cet affleurement, on voit d'autres stries bien accusées, S. 32° E. Inclinaison, E. Hauteur, 300 pieds.

COMTÉ DE WESTMORELAND, N.-B.

Comté de
Westmore-
land, N.-B.

187. Dans l'établissement de Weissner, sur la berge du ruisseau de Bateman, N. 49° E. Affleurement plat. Hauteur, 90 pieds.

188. Le long de la voie de C.F.I., entre la jonction de Painsec et la traverse du chemin de Dorchester, immédiatement au nord du ruisseau Meadow, N. 55° E. Peut-être sur un caillou.

189. A la base méridionale du Mont Lutz, à un chemin de traverse, trois milles à l'est de la station de Berry's Mills, C.F.I., N. 48° E. Hauteur, 300 pieds.

190. Près de Chapman, sur le versant qui donne sur le détroit de Northumberland, N. 42° O. Hauteur, 80 pieds. Peut-être sur un caillou.

COMTÉ DE NORTHUMBERLAND, N.-B.

Comté de
Northumber-
land, N.-B.

191. A Tickle, confluent des bras Nord-Ouest et Sud-Ouest de la rivière Miramichi, vis-à-vis l'île de Beaubair, S. 17° E. et S. 20° E. Stries légères.

192. Sur le bord septentrional de la Miramichi du Sud-Ouest, immédiatement en amont de l'embouchure de la rivière Renous, N. 2° E., N. 10° E., N. 22° E. et N. 32° E. Côté frappé, S.

193. A deux milles en amont de Derby, sur le côté sud de la Miramichi du Sud-Ouest, S. 37° E., N. 28° E., N. 46° E. et N. 43° E.; sur un autre affleurement, à deux cents pieds plus à l'ouest, N. 34° E., N. 36° E., N. 40° E., N. 43° E. et N. 46° E. Au niveau de la marée.

Les stries orientées vers le N.-E. semblent avoir été produites par un glacier local qui aurait suivi, ici, la vallée de la rivière Miramichi du Sud-Ouest.

194. De un à deux milles en amont de l'embouchure de la rivière Renous, sur le côté S.-E. de la rivière Miramichi du Sud-Ouest, franc N. Toute la surface de l'affleurement est couverte de cannelures parallèles dans cette direction. Hauteur, 70 pieds.

Les deux principaux groupes de stries sont bien accusés ici, l'un indiquant le mouvement du glacier vers l'est, tel qu'enregistré au n° 45, et le second indiquant le mouvement vers le nord d'un glacier postérieur et indépendant.

195. A huit milles et demi en aval de Doaktown, le long de la voie du chemin de fer *Canada Eastern*, N. 38° E.

196. A huit milles en aval de Doaktown, le long du même chemin de fer (au 72^e poteau milliaire), N. 24° E., N. 30° E., N. 26° E., N. 32° E. et N. 38° E.

197. A cinq milles en aval de Doaktown, le long du chemin de fer *Canada Eastern*, N. 13° E. et N. 28° E.

198. A trois milles et demi en aval du même endroit, le long du chemin de fer, N. 16° E., N. 20° E., N. 23° E. et N. 28° E.

Le groupe orienté vers N. 28° E. est celui qui contient le plus grand nombre de stries. Hauteur, 320 pieds.

A quelques verges plus au N.-E., N. 18° E., N. 23° E. et N. 33° E.

199. A un quart de mille en amont du chemin de traverse chez Dunphy, côté nord de la rivière Miramichi, N. 24° E. et N. 28° E.

200. De un à deux milles en amont du pont de Blackville, dans la vallée de la rivière Miramichi du Sud-Ouest, sur le bord de la rivière, N. 12° O. et N. 22° O. Ces stries sont ici très parallèles à la vallée de la rivière, et ont peut-être été produites par la glace de la rivière.

201. A l'embouchure du ruisseau de Bett, en amont de Doaktown, de petites stries distinctes, N. 42° O. (fortes), N. 6° O. et N. 23° E.

202. A Ludlow, à un mille et demi au sud de Boiestown, où le chemin et la rivière se séparent, sur le côté sud de la rivière, N. 42° O., ou l'inverse.

203. Dans une tranchée de chemin de fer, au pont couvert, immédiatement à l'ouest de Boiestown, N. 18° E. et N. 28° E. Côté frappé, S.-O.

204. Le long de la rivière Miramichi du Sud-Ouest, sur le côté nord-ouest du ruisseau de Hayes, N. 28° E., N. 33° E., N. 38° E. et N. 46° E. Côté frappé distinctement S.-O. Hauteur, 520 pieds. (Ce groupe est dans le comté d'York.)

COMTÉ DE QUEEN, N.-B.

Comté de
Queen, N.-B.

205. Le long de la rivière aux Gaspareaux, à sept milles de son embouchure, S. 54° E.

A un demi-mille en amont du troisième ruisseau à partir de l'embouchure de la rivière aux Gaspareaux, plusieurs cannelures profondes ont une direction S. 32° E. en outre de directions plus à l'est. Inclinaison, S.-O. Côté frappé, N.-O. Hauteur, 160 pieds.

COMTÉ DE KENT, N.-B.

Comté de
Kent, N.-B.

206. A environ un mille à l'est de la station de Macdougall, sur le chemin de fer de Moncton à Bouctouche, sur le chemin conduisant à Cocagne, N. 18° E., N. 38° E., et sur une autre surface près de là, N. 38° E. Inclinaison, N.-O. Hauteur, 130 pieds.

207. A un mille au sud de la station de Saint-Anthony, chemin de fer de Moncton à Bouctouche, un bon affleurement, N. 52° E.

208. Immédiatement à l'ouest du village de Cocagne, sur le rivage, N. 38° E., N. 43° E.

209. Immédiatement au nord de la station de Saint-Anthony, chemin de fer de Moncton à Bouctouche, N. 44° E., N. 49° E. et N. 54° E.

210. Entre la station de Saint-Anthony et la Petite Rivière Bouctouche, le long de la voie du chemin de fer, N° 39° E., N. 49° E., N. 54° E. et N. 59° E.

Dans un autre endroit, N. 44° E. Hauteur, 195 pieds.

211. Immédiatement au nord de la Petite-Bouctouche, le long du chemin de fer de Moncton à Bouctouche, N. 19° E. et N. 39° E.

212. Au bord de la feuille (n° 5 S.-O.), à un mille au sud de la rivière Bouctouche, S. 31° E. Hauteur, 90 pieds.

213. A environ deux milles de la station de Saint-Anthony, chemin de fer de Moncton à Bouctouche, en allant vers la rivière Cocagne, dans l'établissement d'Ohio, N. 49° E. Nombreuses et bien accusées. Côté frappé, S.-O. Hauteur, 150 pieds.

214. Sur le côté nord de la baie de Shédiac, N. 29° E., N. 39° E., etc.

215. A 770 verges au sud de la station d'Harcourt, chemin de fer Intercolonial, sur un affleurement, de légères stries courbées, la direction générale étant N. 22° O.

216. A 990 verges de la station d'Harcourt, et au sud du dernier point d'observation, de grands affleurements plats se présentent dans des sablonnières sur les deux côtés de la voie du chemin de fer





PLANCHE II.—STRIES PRÈS DE LA STATION DE HARCOURT, SUR L'INTERCOLONIAL.
(No. 216, Liste des stries.) Direction N. 9° E. Vue du côté sud-ouest.

Intercolonial, avec des stries bien accusées, N. 27° E., N. 17° E., N. 16° E., N. 13° E., N. 11° E., N. 9° E., N. 7° E., N. 6° E., N. 4° E., N. 3° E., N. 1° E., N. 1° O., N. 2° O. et N. 16° O. Ces stries ont évidemment été produites par un glacier qui s'avancait dans une direction nord, mais il n'y a pas de traces bien distinctes de la pression du glacier. Hauteur, environ 190 pieds.

217. A environ deux milles au sud de la station d'Harcourt, dans une tranchée pratiquée dans le roc, N. 3° E., N. 4° E., N. 5° E., N. 9° E., N. 11° E., (profondes), N. 12° E., N. 19° E., N. 24° N. 29° E., N. 1° O. (nombreuses), N. 6° O. et N. 21° O. Le côté frappé est aussi douteux ici ; mais plusieurs circonstances sont en faveur de la conclusion que le glacier cheminait dans une direction nord.

218. A un mille et quart de la station d'Adamsville, C.F.I., dans une tranchée pratiquée dans le roc, N. 1° E., N. 2° E., N. 3° E., N. 4° E., N. 5° E., N. 6° E., N. 7° E., N. 8° E., N. 9° E., N. 11° E., N. 12° E., N. 13° E., N. 14° E., N. 17° E., N. 19° E., N. 31° E., N. 1° O., N. 3° O., N. 6° O., N. 8° O., N. 16° O., N. 33° O. Le côté frappé n'est pas apparent ; mais sur le côté sud de l'affleurement, l'on a observé des faits qui démontrent que le mouvement du glacier a dû être dans une direction nord.

219. Sur l'embranchement sud de *Coal Branch*, immédiatement à l'est de la voie du chemin de fer Intercolonial, dans une ancienne carrière, N. 9° E., N. 19° E., N. 29° E., N. 32° E., N. 34° E., N. 39° E., N. 42° E. et N. 49° E. Côté frappé, distinctement au S.-O. Hauteur, 203 pieds.

On observera que la direction des stries, le long de la Miramichi du Sud-Ouest et du chemin de fer Intercolonial à Harcourt, Adamsville, Coal-Branch, ainsi que près des côtes entre les rivières Bouctouche et Shédiac, indique que les mouvements du glacier étaient analogues. Ces stries, il me semble, ont été produites par le glacier durant la période de fonte ou de recul, bien qu'un petit nombre appartiennent peut-être à la phase primitive ou de développement qui en a précédé le plus grand développement.

Observations
sur la marche
errante et
irrégulière du
glacier.

Cependant, les stries les plus petites indiquent clairement les derniers mouvements, alors que le glacier se brisait en nappes détachées, et, à mesure qu'il diminuait, s'écartait de plus en plus de sa marche vers l'est, la direction des mouvements se rapprochant plus de celle des versants et des vallées des rivières. Ces directions en divers sens constituent un trait caractéristique et digne de remarque des stries laissées par le glacier sur la plaine carbonifère qui s'étend au nord du point de partage séparant le bassin de drainage de la rivière Saint-Jean de celles des rivières qui se jettent dans le détroit de Northumberland.

COMTÉ DE CUMBERLAND, N.-E.

Comté de
Cumberland
N.-B.

220. Au nord-est d'Amherst-Head, sur un caillou, apparemment *in situ*, N. 3° O., ou l'inverse. Côté frappé, S. Hauteur, 130 pieds.

221. Immédiatement à l'ouest de Fenwick, sur un affleurement, apparemment un caillou, sur le côté du chemin, S. 78° O. et S. 73° O. Côté frappé, E. Hauteur, 135 ou 140 pieds.

222. Près d'une carrière, à environ un mille à l'est d'Amherst, N. 12° O. et N. 22° O. Hauteur, environ 150 pieds.

Ces stries ont apparemment été produites par un glacier qui a passé sur les plateaux inférieurs de l'isthme de Chignectou, ou s'est jeté dans la mer pléistocène qui l'occupait comme un détroit, durant la phase de retrait de la période glaciaire.

223. A un mille au sud de Pugwash, sur le principal grand chemin conduisant à Wallace, N. 23° E. Inclinaison au S. Hauteur, 80 pieds.

224. Sur le côté ouest du havre de Pugwash, sur des cailloux et des bancs de roche, N. 22° E. et N. 45° E.

225. Sur des chemins de traverse à Victoria, N. 2° E., N. 10° E. et N. 18° E. Côté frappé distinctement au sud. Affleurement sur le versant nord. Argile à blocs abondante. Hauteur, 275 pieds.

226. Sur le chemin nord et sud, au sud-ouest de Victoria et entre les deux bras de la rivière Wallace, N. 8° E. Côté frappé aussi distinctement S.

227. Dans l'établissement d'Hansford, à deux milles le long d'un chemin partant de la rivière Philip, N. 20° E. et N. 23° E. Hauteur, 250 pieds.

228. Près des chemins de traverse, à mi-chemin entre Conn's-Mills et le ruisseau Doherty, N. 48° E. et N. 53° E. Hauteur, 25 pieds.

229. Sur le chemin est et ouest conduisant à Howard's-Mill, et à un quart de mille de son extrémité ouest ou de sa jonction avec le chemin nord et sud, N. 10° E. et N. 40° E. Hauteur, 150 pieds.

230. A un demi-mille au sud de Wallace, N. 3° E. et N. 2° O. Hauteur, 165 pieds. Les directions est et ouest sur le même affleurement prouvent que le groupe du S. au N. est le dernier.

231. Sur le chemin N.-E. et S.-O., le long du cours supérieur de la rivière Deware, N. 8° E. Hauteur, 200 pieds.

232. Sur le second chemin à l'est du lac Wallace et au nord de la rivière Deware, N. 7° O. et N. 12° O. Hauteur, 150 pieds.

233. A la carrière de Wallace, N. 2° O., N. 10° O., aussi N. 3° E., N. 32° O. et N. 54° O., ou l'inverse.

234. A un quart de mille au sud de la station de Wallace, chemin de fer d'embranchement d'Oxford à Pictou, N. 3° E. et N. 18° E. Inclinaison N. Hauteur, 90 pieds.

235. Sur le chemin longeant la rivière DeBert, près du bord de la carte, et à une hauteur de 620 pieds, S. 2° E. et S. 12° E. Ces stries sont sur le versant sud du plateau d'épanchement des Cobequids.

236. Au nord des chemins de traverse passant au nord de la voie du chemin de fer près de la station de Wallace, chemin de fer d'embranchement d'Oxford à Pictou, franc N. Hauteur, 220 pieds.

237. Immédiatement à l'est de Wallace, sur le rivage, on rencontre des bancs de roches striées N. 8° E.

238. Sur le chemin allant de l'Anse-au-Plâtre (*Plaster Cove*), à l'est de Wallace, au côté nord du lac de Scott, au troisième chemin de traverse, N. 30° E. Inclinaison, E. Hauteur, 170 pieds.

239. Sur le chemin de traverse le plus à l'est allant du lac de Scott au détroit de Northumberland, près du rivage (peut-être sur un caillou), N. 36° E.

240. Près de là, sur le même chemin, un autre groupe, N. 12° E. Hauteur, 170 pieds.

241. Sur des chemins de traverses à Hornsey, franc N. Inclinaison S. Hauteur, 45 pieds.

242. Au sud de la source de la Tatamagouche, peut-être sur un caillou, N. 2° O.

243. Sur le chemin du lac, à peu près sud de la source de Tatamagouche, sur un caillou *in situ*, N. 12° E. Hauteur, 270 pieds.

244. Sur un chemin remontant le côté sud du ruisseau du Moulin (*Mill Brook*), N. 3° E.

245. Sur un chemin à l'est de Wentworth, le long du ruisseau de Higgins, N. 18° E. et N. 7° O.

246. A environ deux milles à l'ouest de la station de Wallace, chemin de fer d'embranchement d'Oxford à Pictou, N. 2° E.

247. Sur le bord est de la rivière Wallace, immédiatement en amont du pont du chemin de fer, N. 28° E. et N. 38° E. Hauteur, 25 pieds.

248. Près du bord de la feuille (n° 4 N.-O.), et au sud du lac de Sutherland, S. 32° E. Côté frappé, N. Hauteur, 600 pieds.

249. Encore plus au sud, S. 14° E. et S. 12° E., et un groupe de moins d'importance, S. 3° O.

250. A un mille et demi au nord-ouest du lac de Sutherland, le long du chemin, franc S. Inclinaison N. Hauteur, 650 pieds.

251. Sur le chemin conduisant de la station de Westchester, C.F.I., aux mines Acadia, et près du bord de la carte (feuille n° 4 N.-O.), S. 14° E.

252. Sur le chemin d'Economy, près du quatrième ruisseau qu'il traverse à l'ouest de la station de Thomson, C.F.I., sur le chemin de Williamsdale, N. 10° O. Hauteur, 300 pieds.

253. Sur le chemin allant à l'ouest de la station de Westchester, C. F.I., sur le côté ouest du ruisseau, N. 6° E. Côté frappé évidemment S. Hauteur, 310 pieds.

254. Au nord de la colline Claremont, entre cette colline et le chemin de fer Intercolonial, l'on a observé de petites stries sur le bord du chemin, N. 68° E. Côté frappé, O.

Le glacier qui a produit ces stries est descendu le versant nord-est de la colline Claremont pour déboucher dans la vallée de la rivière Philip.

255. A deux milles à l'est de la jonction d'Oxford, sur le côté nord du chemin de fer Intercolonial, N. 12° O. Hauteur, 125 pieds.

256. Au nord de Rodney, sur le versant nord, des stries fines, mais distinctes, N. 12° O. et N. 3° E. Côté frappé évidemment S.

257. Sur le chemin de Williamsdale, à un demi-mille de West-Branch, N. 20° E. Inclinaison au N. Hauteur, 225 pieds.

258. Près de la rivière Maccan supérieure, sur le chemin des Cinq-Îles (*Five Islands*), S. 8° O. et S. 12° E., ou l'inverse. Hauteur, 175 à 200 pieds.

259. Sur le chemin allant au sud du chemin de fer Springhill à Parrsboro', le long du ruisseau de Harrison, S. 20° O. A un mille du chemin de fer, un autre affleurement, S. 27° E. Hauteur, 400 pieds.

260. Sur le chemin qui quitte celui de la rivière Maccan supérieure à un mille et quart à l'ouest du pont de Mapleton, conduisant vers le sud à un établissement de l'intérieur (établissement de South-Brook) à environ deux milles de la rivière, en remontant, N. 10° O. et N. 32° O. (peut-être sur un caillou). Côté frappé distinctement au S. Hauteur, 400 pieds.

Sur un autre caillou près de là, N. 12° O.

261. Sur le même chemin et au sud d'un bras du ruisseau du Sud (*South Brook*), sur du grès *in situ*, N. 6° O. et N. 8° E. Côté frappé, évidemment S.

262. Dans l'établissement de West-Brook, sur le second chemin de traverse, à trois mille au sud du chemin de fer de Springhill à Parrsboro', S. 12° E., S. 22° E. et S. 18° O., ou l'inverse. Côté frappé, N. Hauteur, 350 pieds.

263. Sur un chemin de traverse conduisant vers le nord-ouest du chemin principal entre le lac Halfway et Southampton, S. 12° E. (peut-être sur un caillou). Hauteur, 120 pieds.

264. Sur le côté-ouest de la rivière Hébert, à environ deux milles en amont du pont, douteuses, S. 7° E., ou N. 7° O. Côté frappé apparemment S.

ILE DU PRINCE-EDOUARD.

265. A un mille et demi au sud du cap Nord, sur la côte occidentale, N. 52° E., N. 27° E. Hauteur, 20 pieds. Ile du Prince-Edouard.

A quatre perches plus au sud, N. 57° E. et N. 47° E. Côté frappé, distinctement S.-O. Hauteur, 20 pieds.

266. A un quart de mille à l'est du phare du cap Nord, N. 53° E. N. 22° E. et N. 27° E. Hauteur, 15 pieds. Le groupe orienté N. 53° E. est le plus prononcé.

267. Au cap Kildare, sur plusieurs affleurements le long du rivage, S. 11° E., S. 13° E., S. 29° E., S. 23° E. et S. 18° E. Hauteur, 10 pieds.

268. Sur le rivage, à la pointe des Quinze (*Fifteen Point*), S. 10° O. Hauteur, 5 pieds. Sur le chemin, à la pointe des Quinze, S. 45° E. Hauteur, 20 pieds.

269. A un quart de mille à l'est du passage d'eau de la rivière Ellis, N. 69° E. et N. 50° E. Hauteur, 4 pieds.

271. A la pointe de Linkletter, en deux endroits, sous l'argile à blocs, S. 55° E. Côté frappé apparemment N.-O.

272. A Clifton, à l'est des chemins de traverse, N. 42° E. Hauteur, 10 pieds. Sur un autre affleurement, N. 52° E. Hauteur 110 pieds; et à un quart de mille à l'ouest de Clifton, sur un banc de roche, N. 51° E. et N. 58° E. Hauteur, 100 pieds.

273. A l'est du chemin, sur le côté ouest du Mill creek, N. 22° E. N. 47° E., N. 45° E., N. 57° E., N. 54° E. et N. 65° E.

274. Immédiatement à l'ouest de l'extrémité du même chemin, N. 61° E., N. 47° E., N. 52° E. et N. 57° E. Sur une surface récente, près de là, N. 65° E. et N. 54° E.

275. A l'extrémité du chemin, à la pointe Mills, N. 52° E.

276. A un quart de mille au nord de l'extrémité du chemin, à la pointe Mills, N. 52° E. et N. 37° E., et à une courte distance plus au nord, N. 55° E., N. 51° E., N. 42° E. et N. 39° E., et sur un autre affleurement à quelques pas plus au nord, N. 55° E., N. 49° E. et N. 51° E.

277. Sur l'ancien chemin de Prince-Town, au nord de Margate, N. 37° E. Hauteur, 60 pieds.

278. A la baie de New-London, à un mille au nord du pont Stanley, N. 37° E.

279. A l'extrémité du chemin au nord de Beach-Point, N. 37° E.

280. Au brise-lames, Prince-Town, N. 11° E. et N. 22° E.

281. Sur l'ancien chemin de Prince-Town, à un mille au nord de Punch-Bowl, N. 42° E. (douteuses). Hauteur, 165 pieds.

282. A un mille à l'ouest du quai du chemin de fer, cap Traverse, S. 58° E. et S. 53° E.

283. Au nord de l'anse Gordon (*Gordon Cove*), S. 58° E.

284. A un demi-mille à l'ouest de la pointe Cumberland, sur un petit affleurement, N. 57° E. et N. 62° E. Immédiatement à l'ouest de celle-ci, il y a un groupe de stries N. 57° E.

285. Immédiatement à l'ouest de la pointe Cumberland, N. 53° E. et N. 63° E.

286. A l'est de la pointe Carleton, S. 32° O., S. 27° O., S. 22° O. et S. 13° O. Hauteur, 10 pieds. Et sur d'autres affleurements, près de là, S. 22° O., S. 17° O. et S. 15° O.

Il est probable que ces stries ont été produites par de petits glaciers locaux qui ont glissé de l'île dans la dépression aujourd'hui occupée par le détroit de Northumberland.

287. A l'ouest du cap Traverse, S. 53° E. Hauteur, de 3 à 5 pieds. A quelques perches plus à l'ouest, S. 33° E., S. 58° E. et S. 48° E.

288. A l'est du havre de Westmoreland, sur le côté sud de la péninsule, S. 58° E. et S. 33° E.

Plus à l'est, à un certain endroit, N. 57° E. ou l'inverse.

289. Sur le côté est de la rivière au Sable, sur le chemin conduisant à Bonshaw (à un demi-mille de la rivière), N. 49° E., N. 57° E. Inclinaison, O. Hauteur, 170 pieds.

290. Sur des chemins de traverse, rivière au Sable, N. 57° E.

291. Sur le chemin de New-Bédèque, à trois milles à l'ouest de Hartsville, N. 47° E. Hauteur, 300 pieds.

292. A quatre-vingts perches à l'est de la jonction du chemin du sud-ouest et de celui de New-Bédèque, N. 37° E. Inclinaison, O. Hauteur, 160 pieds.

293. A l'ouest de l'intersection de la ligne du comté et du chemin de New-Bédèque, N. 53° E. Inclinaison O. Hauteur, 200 pieds.

293½. A l'intersection des chemins précédents, un excellent affleurement, N. 47° E. et N. 52° E. Inclinaison, N.-O. Hauteur, 250 pieds.

294. A un demi-mille à l'ouest de l'extrémité sud du chemin du lot 30, N. 36° E. Inclinaison, S.-E. Hauteur, 190 pieds.

295. Sur l'ancien chemin de Tryon, à trois milles au sud-ouest de la station de chemin de fer de Wiltshire-nord, N. 27° E. ou l'inverse. Inclinaison, O. Hauteur, 150 pieds.





PLANCHE III.—STRIES PRÈS DU CAP-TOURMENTIN, N.-B.
(No. 9, Liste des stries produites par la glace flottante.) Vue du côté est.

296. A cinquante perches à l'ouest de la ligne de comté, sur un chemin de traverse, à un mille au nord de Tryon, N. 57° E. Inclinaison, O. Hauteur, 100 pieds.

297. A l'extrémité du chemin reliant la rivière Platt et l'anse Bentic, N. 47° E. et N. 57° E.

298. Près de l'extrémité du chemin au nord de l'anse Bentic, N. 47° E. A vingt perches plus à l'ouest, sur divers affleurements, N. 27° E., N. 47° E., N. 52° E., N. 57° E.

299. A un quart de mille à l'est du passage d'eau de la rivière Ellis, N. 50° E. et N. 69° E.

300. Sur le chemin à la pointe des Quinze, S. 45° E. Hauteur, 20 pieds. Et sur le rivage à la pointe des Quinze, S. 10° O.

301. Au cap Kildare, sur divers affleurements, le long du rivage, S. 11° E., S. 13° E., S. 18° E., S. 23° E. et S. 29° E.

302. Sur le côté sud-est de la baie de Saint-Pierre, à environ trois quarts de mille au nord-ouest de la station du chemin de fer, N. 59° E.

303. Immédiatement à l'ouest du premier ruisseau, à environ deux milles à l'ouest de la station de chemin de fer de Saint-Pierre, N. 6° E. Côté frappé, S.

Argile à blocs abondante sur le côté sud de la baie de Saint-Pierre.

304. A l'est de Souris, sur le bord du premier ruisseau, sur le rivage, S. 14° E. Légères et locales.

Stries supposées avoir été produites par d'épaisses glaces flottantes.

Les glaces flottantes qui ont buriné les roches en plusieurs endroits le long du littoral des provinces maritimes, comme on le verra à la page 118 M, consistaient principalement en lourdes masses, ou en banquises, et les stries ont été produites par la violence avec laquelle les vents, les courants, les marées, etc., les ont poussées contre le rivage. La nature de la glace dont ces banquises étaient formées ne semble pas nous autoriser tout à fait à affirmer qu'elles provenaient du glacier continental de la région. Des parties considérables venaient sans aucun doute du glacier de Terre-Neuve, du Labrador et du Groënland, transportées par les courants arctiques et les vents de l'est qui règnent sous ces latitudes.

Stries produites par les glaces flottantes.

Durant les dernières phases de la période glaciaire, le sud du golfe Saint-Laurent a dû être très encombré de ces fortes banquises pendant une grande partie de l'année. En même temps que régnait cet état de choses dans les eaux qui baignaient le littoral, le glacier dont était couverte la région voisine se fondait et se retirait, tandis qu'il se produisait un léger affaissement. En conséquence, il est possible que les

Gaspé.

stries faites par les glaciers locaux et celles que les glaces flottantes ont produites aient été en grande partie contemporaines.

Commençant à Gaspé, dans la province de Québec, nous noterons les stries produites par les glaces flottantes sur les côtes sud-ouest du golfe Saint-Laurent.

1. Au Petit-Gaspé, N. 13° E., N. 23° E. et N. 28° E. Hauteur, 75 pieds.

2. Au sud de Grande-Grève, N. 23° E.

Ces stries ont été produites par un corps aux mouvements irréguliers et saccadés, pressant fortement contre la côte inclinée. Les rainures varient en longueur de trois ou quatre pouces à deux ou trois pieds, et il y en a de fines et de grosses, souvent d'un quart de pouce de profondeur, et l'on dirait qu'elles ont été creusées à la gouge. Elles se rencontrent seulement sur le côté est de la partie la plus large du bassin de Gaspé, et ont évidemment été produites par des masses de glaces poussées du golfe Saint-Laurent par des vents violents, les marées, etc., qui amoncelaient les glaces ici.

3. Sur le côté sud-ouest de la baie des Chaleurs, on rencontre de petites stries, produites, d'après toutes les apparences, par les glaces flottantes. Les mieux marquées ont été observées près de la station de Belledune, C.F.I. A un demi-mille au nord de la station, à une hauteur d'environ 100 pieds, l'on a constaté les directions suivantes : S. 39° O., S. 21° O., S. 19° O., S. 9° O., S. 5° O., S. 7° O., S. 2° O., S. 1° E., S. 3° E., S. 5° E., S. 8° E., S. 12° E., S. 13° E., S. 15° E., S. 16° E., S. 18° E., S. 19° E., S. 20° E., S. 21° E. et S. 23° E.

4. A environ un demi-mille au sud de la même station, S. 1° O., S. 5° E., S. 9° E., S. 10° E., S. 11° E., S. 15° E., S. 17° E., S. 21° E., S. 23° E., S. 27° E., S. 31° E., S. 29° E., S. 35° E. et S. 38° E.

5. En allant vers le sud, le long du C.F.I., à un mille au sud du ruisseau de Fournier, S. 5° O. et S. 11° O., et sur un autre banc de roche, près de là, S. 18° E., S. 43° E. et S. 45° E.

6. A mi-chemin entre le ruisseau de Fournier et la rivière des Ormes, sur le côté nord d'une éminence de diorite, S. 9° O., S. 5° O., S. 3° E., S. 9° E., S. 11° E. et S. 13° E.

7. Encore plus près de la rivière des Ormes, une autre éminence montre S. 27° O., S. 29° O. et S. 37° O., avec un grand nombre de petites stries croisées.

8. Immédiatement au nord de la rivière des Ormes, sur des éminences de diorite ou de diabase, S. 45° O., S. 37° O., S. 29° O., S. 25° O., S. 21° O., S. 17° O., S. 7° O. et S. 1° O.

L'élévation des surfaces rocheuses où se rencontrent les groupes des n^{os} 3, 4, 5, 6, 7 et 8 varie entre 100 et 75 pieds. Le côté frappé est



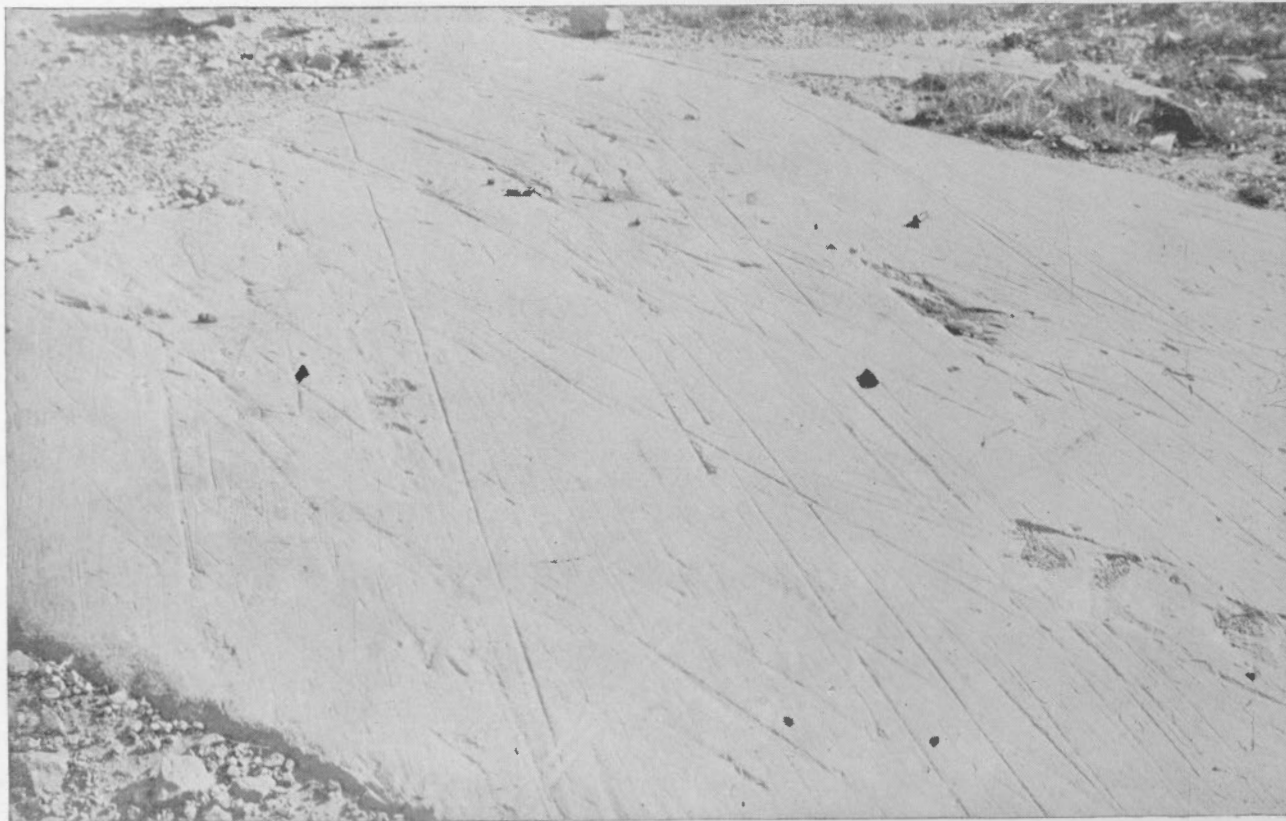


PLANCHE IV.—STRIES PRÈS DU VILLAGE DE BAIE-VERTE, N.-B.
(No. 16, Liste des stries produites par la glace flottante.) Vue du côté sud-ouest.

partout distinctement au nord. Les côtés des cannelures profondes E. et O. formées par l'ancien glacier continental sont toujours frappées du côté nord.

La surface du pays, sur le côté sud-ouest de la baie des Chaleurs, s'élève doucement à partir du bord de la côte, et atteint une hauteur de 500 à 600 pieds aux sources des rivières qui égouttent la région. Les glaces flottantes ou amoncelées semblent s'être heurtées violemment contre une zone dont l'étendue varie de 75 à 175 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer, dans une direction coupant à peu près à angle droit la courbe de la côte. Cette partie de la côte étant immédiatement en face de l'entrée de la baie, a supporté toute la force et tout le choc des glaces flottantes chassées du golfe Saint-Laurent par les gros vents de l'est. De là la formation de ces stries le long de la zone en question.

9. A la carrière de Lane, près du cap Tourmentin, on rencontre aussi des stries évidemment produites par des glaces flottantes ou amoncelées. Un groupe semble avoir été produit par des glaces poussées de la baie Verte contre ou vers le cap Tourmentin, et indique les directions suivantes :—N. 56° O., N. 44° O., N. 42° O., N. 38° O., N. 36° O., N. 32° O., N. 31° O., N. 30° O., N. 24° O., N. 18° O., N. 16° O., N. 12° O. et N. 2° O. L'autre groupe a apparemment été formé par des glaces flottantes venant du nord et du nord-ouest, et présente les stries suivantes :—S. 18° O., S. 13° O., S. 11° O., S. 10° O., S. 6° O., S. 4° O. et S. 3° O.

Les stries ou cannelures orientées N. 34° O. et S. 11° O. sont les plus profondes. Les traces laissées par les glaces couvrent un affleurement de roches de 75 à 130 pas de surface. La direction du mouvement des glaces, en ce qui a trait aux deux groupes, a été déterminée par certaines petites protubérances en *chignons à queue* (*crag-and-tail*) sur les bancs de grès presque plats. Hauteur, 100 pieds.

10. Sur le chemin de fer du Nouveau-Brunswick et de l'Île du Prince-Edouard, à six milles et un quart à l'ouest du cap Tourmentin, les deux groupes notés sous le n° 9 se présentent encore, savoir : S. 5° O., N. 37° O. et N. 32° O. Inclinaison, S.-E. Hauteur, 135 pieds.

Ces stries se rencontrent sur une surface de huit pieds sur quatre d'étendue. La moitié ouest est striée dans la direction S. 5° O., et quelques-unes des rainures ont un pouce de profondeur; le versant oriental est couvert des stries courant N. 37° O. et N. 32° O.; elles sont légères, mais bien accentuées.

A trente-deux pieds plus à l'est, sur un affleurement de dix pieds sur six, N. 37° O. et N. 32° O.; et sur deux autres affleurements, près de là, on a noté la direction N. 15° O.

11. Sur le chemin de Emigrants, à environ un mille et demi du cap Tourmentin, N. 32° O. et N. 42° O. Hauteur, 50 pieds.

Dans un autre endroit plus à l'ouest, N. 32° O.

12. A Bayfield, N. 2° O. et N. 12° O. ou l'inverse. Hauteur, 15 pieds.

Plus près du phare du cap Jourimain, N. 12° O. ou l'inverse. Niveau de la marée.

13. Sur le chemin des Emigrants, à trois milles à l'est de Port-Elgin, N. 27° O., N. 22° O., N. 16° O., N. 12° O. (profondes), N. 7° O. et N. 2° O.; aussi S. 13° O. et S. 8° O. (toutes deux profondes). Stries distinctes. Hauteur, 45 pieds.

14. Sur le chemin des Emigrants, au troisième ruisseau à l'est de Port-Elgin, S. 13° O. Hauteur, 125 pieds.

Baie-Verte.

15. A la carrière de Cobourg, à environ un mille du village de la Baie-Verte, S. 38° O., S. 32° O., S. 28° O., S. 21° O., S. 18° O., S. 13° O. et S. 10° O. Outre ces directions, il y en a deux autres, S. 8° E. et S. 4° E. ou l'inverse, et une troisième, N. 68° E. ou l'inverse. On rencontre un grand nombre de stries brisées, irrégulières et courbes, et diverses empreintes singulières. Si l'on en juge d'après l'atondance des protubérances en chignons à queue, il semble que les glaces venaient du nord. Hauteur, 55 pieds.

16. A environ deux milles du village de la Baie-Verte, dans une ancienne carrière située sur le côté sud-est du chemin de fer du Nouveau-Brunswick et de l'Île du Prince-Édouard, et à environ cinquante perches de cette carrière, S. 43° O., S. 40° O., S. 38° O., S. 28° O., S. 23° O., S. 20° O., S. 18° O., S. 15° O., S. 13° O., S. 11° O., S. 3° O., et S. 12° E., S. 10° E., S. 4° E., S. 2° E. et S.

Outre ces groupes, on en rencontre orientés N. 78° E., N. 68° E. et franc E., appartenant sans aucun doute aux plus anciens groupes de stries produits pendant le maximum de développement du glacier. Les stries orientées dans d'autres directions ont apparemment été produites par des glaces venant du N.-E., probablement des glaces flottantes (glaces amoncelées). Les principaux de ces groupes sont les stries orientées S. 43° O. et S. 18° O. Les protubérances en chignons à queue sont aussi nombreuses ici. Hauteur, 55 pieds.

17. A l'extrémité est du chemin de fer de transport maritime de Chignectou, S. 2° E., S. 3° O., S. 13° O., S. 18° O., S. 23° O. et S. 28° O. Ces stries indiquent que le côté frappé est au nord, mais non distinctement. La surface rocheuse est couverte de 10 à 15 pieds d'argile à blocs, et les stries ont apparemment été produites par des glaces venant du nord, probablement des glaces flottantes, qui se sont heurtées contre cette surface. Hauteur, 40 pieds ou plus.

18. Sur un autre banc de roche, dans la profonde tranchée pratiquée le long de l'extrémité est du chemin de fer en question, et à un demi-mille ou trois quarts de mille du bassin de Tidnish, S. 3° O. et S.

18° O., avec de nombreuses stries de moindre étendue et suivant des directions irrégulières.

Encore plus à l'ouest, dans la même tranchée, S. 48° O. et S. 50° O.

Toutes ces stries semblent l'œuvre de glaces flottantes.

Sur le dernier affleurement, l'on a observé un groupe de stries orientées S. 60° E., ou l'inverse, produites sans aucun doute par un glacier continental.

19. A la tranchée de Cook, sur le chemin de fer de transport maritime de Chignectou, qui est à peu près l'axe de l'isthme, laquelle est presque équidistante des deux extrémités de la ligne, S. 8° O., S. 18° O., S. 22° O., S. 23° O., S. 32° O., S. 38° O. et 46° O. Les groupes dominants comprennent les stries orientées S. 22° O., S. 28° O. et S. 32° O. Les glaces qui ont produit ces stries venaient évidemment du détroit de Northumberland.

20. A un demi-mille plus à l'est, sur le côté sud du chemin de fer, S. 10° O., S. 18° O., S. 24° O., S. 30° O., S. 36° O. et S. 46° O. Ces stries semblent avoir été produites de la même manière que les dernières.

La hauteur de ces bancs de roche au-dessus du niveau moyen de la marée est de 43 pieds.

La manière dont les glaces flottantes ont strié la surface de l'isthme de Chignectou et de la péninsule du cap Tourmentin est mentionnée aux pages 118 et 119 m.

21. Dans le voisinage du lac Germantown, comté d'Albert, dans une vallée courant parallèlement à la côte de la baie de Shepody, on rencontre un nombre de stries qui semblent avoir été produites par les glaces flottantes.

Sur le côté ouest du lac Germantown, au sud du ruisseau du Castor (*Beaver Brook*), S. 38° O. et S. 43° O. Hauteur, 20 pieds.

A environ 150 verges plus en arrière, sur le même chemin, S. 6° E., S. 18° O., S. 31° O., S. 38° O., S. 41° O. et S. 43° O. Hauteur, 100 pieds.

Dans un autre endroit, près de là, sur le même chemin, S. 28° O. et S. 38° O. Hauteur, 125 pieds.

Encore plus haut sur le versant de la colline, vers le nord-ouest, l'on voit sur un grand affleurement, S. 3° O., S. 38° O., S. 40° O., S. 43° O. et S. 46° O. Les stries orientées S. 38° O. sont les plus accentuées et les plus nombreuses. On peut suivre, sur la surface rocheuse, plusieurs cannelures de cinq à dix pieds en lignes droites parallèles.

Dans un autre endroit, près du ruisseau du Castor, S. 43° O. Toutes ces stries ont-elles été produites par les glaces flottantes ?

22. Sur le côté sud du havre de Cocagne, sur une terrasse, à un demi-mille en aval du village de Cocagne, S. 1° E., S. 6° E., S. 11° E., S. 12° E. et S. 9° O.

Ces stries ont peut-être été produites par des glaces flottantes, car leur direction correspond à celle des stries que l'on remarque dans l'Île du Prince-Edouard et sur l'isthme de Chignectou. Si elles ont été produites autrement, elles ont dû l'être par de petits glaciers locaux cheminant vers le nord.

Île du Prince-Edouard.

23. Dans l'Île du Prince-Edouard, au nord du cap Wolf, sur la berge, près du rivage, l'on a trouvé des stries évidemment produites par des glaces flottantes amoncelées contre la côte, S. 9° E. Hauteur, 5 pieds.

24. A Cavendish, sur la berge, le long du rivage, S. 66° E. Hauteur, 15 pieds. Surmontant la surface striée, se trouve une masse d'argile à blocs de plus de dix pieds d'épaisseur sans mélange de cailloux erratiques, bien qu'il s'en rencontre à la surface du sol tout près de là.

25. A un quart de mille au sud d'Orby-Head, S. 59° E. et S. 62° E.

26. A un mille à l'ouest du cap Turner, S. 62° E.

27. Sur le côté sud-ouest de la baie de Saint-Pierre, à l'ouest de la station du chemin de fer, S. 74° E.

Aucune de ces stries ne se rencontre sur des bancs de roche de plus de dix à vingt pieds de hauteur.

Estuaire du Saint-Laurent.

Dans la vallée du Saint-Laurent, entre Métis et la Pointe-Lévis, l'on a remarqué des stries apparemment produites par des masses de glaces flottantes qui remontaient le fleuve, et, dans un petit nombre de cas, allant dans le sens opposé.

Au Bic, S. 54° O. Hauteur, 125 pieds.

Aux Trois-Pistoles, au nord de la station du chemin de fer Intercolonial, S. 74° O. ; à l'ouest de la station, S. 64° O. Hauteur, 100 pieds.

Immédiatement à l'ouest de la station de Saint-François, C.F.I., l'on a observé des éminences striées aux extrémités est et ouest.

Entre Saint-Charles, sur le C.F.I., et la Pointe-Lévis, l'on a trouvé des stries orientées S. 64° O. Côté frappé à l'est. Hauteur, 145 pieds.

ESARS ET DIGUES DE GRAVIERS.

Esars et digues de graviers.

Ni moraines ou *drumlins*.

Je ne sache pas que des moraines ou *drumlins* se rencontrent dans la région spécialement mentionnée dans ce rapport, et je doute qu'il y ait même des dépôts d'argile à blocs disposés de telle manière que l'on puisse leur donner avec raison le nom de traînées de cailloux et de graviers (*osar* ou *eskers*). On rencontre des crêtes de graviers le long de la rivière Hébert et de la rivière Pugwash, au sud de la station de

Thomson, dans la Nouvelle-Ecosse, et une crête ou une série de crêtes se rencontrent à l'est de Pictou.

Au Nouveau-Brunswick, l'on a observé des crêtes de graviers de Crêtes de peu d'étendue, à l'embouchure de la rivière Renous, ou le long de la graviers. Miramichi du Sud-Ouest, en amont, au sud de la Petite Miramichi du Sud-Ouest, vis-à-vis de la résidence de John Dennis; à douze ou treize milles de son embouchure, on en a aussi observe une autre à environ cinq milles à l'ouest de Doaktown, s'étendant du confluent des ruisseaux *Big-Hole* et *Meadow* à la rivière Barthélemy, et une quatrième à la source du ruisseau de Muzroll. On a observé ailleurs de plus petites crêtes de sable et de graviers, et un certain nombre de petits lacs peu profonds de la région carbonifère sont bordés d'éminences ressemblant à des digues de graviers (*kames*), probablement formées par l'expansion de la glace qui les couvre chaque hiver.

Le Dos-de-Sanglier.

La crête de graviers la plus remarquable de la région est celle qui Le Dos-de-s'étend le long de la rivière Hébert, déjà mentionnée, appelée le Dos-de-Sanglier. Sanglier. (*Boar's Back*). Sir J. W. Dawson en a donné la description il y a longtemps,* et, d'après le mesurage que nous en avons fait, la longueur en est de six milles et demi, la hauteur de 130 à 135 pieds au-dessus du niveau de la mer au point de sa plus grande altitude, et, en certains endroits, de dix pieds, et de vingt-cinq ou trente pieds dans d'autres, au-dessus du niveau général de la vallée où elle est située.

Bien que, jusqu'à aujourd'hui, on l'ait classée comme simple crête, elle comprend réellement une série de crêtes d'une longueur plus ou moins grande, disposées pour la plupart parallèlement, ou à peu près, au cours de la rivière Hébert, mais un certain nombre sont divergentes et recourbées, et évidemment sans alignement régulier. Quelques-unes des crêtes les moins étendues se joignent, ou plutôt leurs extrémités semblent se joindre les unes aux autres, ou, plus souvent, à une crête ou une série principale, sur le sommet de laquelle court le chemin, car il n'y a en réalité aucune crête principale. Parfois, c'est une crête qui est la plus élevée et la plus large, et puis, c'est une autre se joignant à la dernière et se continuant sur une distance plus ou moins grande.

Cependant, il n'est pas rare qu'il y ait une solution de continuité ou Pas une simple crête. une brèche entre une crête et l'extrémité de la suivante, et que des vallées latérales sur un côté ou sur les deux côtés séparent cette crête et la parallèle. De cette manière, le Dos-de-Sanglier est composé, pour ainsi dire, d'une série de crêtes reliées en deux ou trois endroits, dans

* *Acadian Geology*, 2^e édit., page 82.

toute son étendue, tandis qu'entre ces crêtes ainsi reliées s'étendent des éminences plus étroites et plus allongées. A l'extrémité inférieure ou septentrionale du Dos-de-Sanglier, une certaine étendue n'en forme qu'une simple crête. Cette partie est basse, étroite, et les éléments dont elle est formée sont compacts et ressemblent à de l'argile à blocs ou à ceux d'une moraine. Sur une distance d'un mille ou deux au sud de cette partie, cependant, la crête est irrégulière et disparaît absolument en certains endroits. Parfois, des dos d'âne de peu d'étendue partent presque à angle droit de la crête principale, et parfois ils se courbent et renferment des tourbières.

En examinant l'ensemble des éminences composant le Dos-de-Sanglier, l'on observe que les plus éloignées de la rivière Hébert, du côté ouest, sont les plus élevées, comme si les sommets de toutes celles qui coupent transversalement la vallée correspondaient, sans précision naturelle, à l'ancienne surface d'une vallée profonde avant qu'elle ne fût découpée en crêtes. Mais entre les éminences il y a de larges solutions de continuité et des vallées, et par intervalles le long des côtés. En réalité, entre les extrémités de plusieurs de ces éminences, nous rencontrons ce qui est évidemment une partie de la surface primitive du sol, unie et non bouleversée, les éléments constituant étant du sable et du gravier appartenant au grès sous-jacent. Presque toutes les éminences sont arrondies ou frappées par la glace à l'extrémité sud, ce qui prouve que l'agent de dénudation s'avavançait contre cette extrémité, c'est-à-dire dans la direction que suit aujourd'hui la rivière Hébert.

Les éléments constituant de la série d'éminences qui forment le Dos-de-Sanglier, sont presque entièrement locaux, appartenant aux roches carbonifères sous-jacentes, seulement un ou deux petits cailloux provenant de la série de Cobequid ayant été rencontrés dans toute la formation. Ils semblent plus fins, peut-être, à l'extrémité nord, mais seulement en certains endroits, car il y a aussi des dépôts à gros éléments. Dans la partie méridionale du Dos-de-Sanglier, les couches à gros éléments semblent dominer. On n'a observé aucun affleurement de roches dans la vallée de la rivière Hébert.

Mode de formation du Dos-de-Sanglier.

D'après un examen général des faits, le Dos-de-Sanglier semble être une série de crêtes laissées après la dénudation d'une terrasse ou masse de matériaux stratifiés, qui remplissaient la vallée jusqu'au niveau des sommets actuels des crêtes ou des plus hautes parties de la vallée. Mais les matériaux ont dû être antérieurement remaniés de quelque manière par l'action des eaux, pour être ainsi arrondis et stratifiés.

Deux modes de formation sembleraient avoir été à l'œuvre, savoir : l'élévation de quelques-unes des crêtes, ou ce que l'on peut appeler le procédé de formation, et la dénudation des terrasses ou des bancs de graviers,

ou le procédé de démolition, cette dernière opération laissant ce qui constitue aujourd'hui les crêtes. Comme je l'ai déjà dit, certains faits m'amènent à la conclusion que ces modes de formation, soit celui de formation proprement dite, soit celui de démolition, ou les deux, n'ont pas eu lieu simultanément, mais successivement, en allant du talus supérieur de la vallée, de l'un et l'autre côté, vers le lit actuel de la rivière. Ainsi, sur le côté ouest de la vallée de la rivière Hébert, comme je l'ai fait voir, il y a des éminences courbes et divergentes aboutissant à des éminences en ligne droite. Il semblerait que les premières ont dû être formées avant les dernières, car nous ne pouvons supposer que l'action glaciaire, fluviale ou marine, les auraient façonnées telles qu'elles sont aujourd'hui, dans l'hypothèse où elles auraient été produites simultanément. Il est en conséquence possible que les éminences courbes et transversales soient les plus anciennes, et aient été formées par des remous ou courants circulaires, ou, peut-être, qu'elles soient dues à l'action glaciaire, vu la manière dont les berges sont disposées le long des côtés des rivières et sur les bords des lacs. Les éminences les plus droites ont probablement été formées par des courants plus directs à une époque postérieure.

Eminences de Pugwash et de Pictou, etc.

La crête qui longe la rivière Pugwash a environ un mille de longueur et est à cent cinquante pieds au-dessus du niveau de la mer. Elle suit de près le cours d'eau actuel, et est formée de sable et de gravier, probablement d'origine fluviale. Cette éminence semble avoir été formée des matériaux de transport enlevés à la vallée. Crête de
Pugwash.

La crête de Pictou ressemble au Dos-de-Sanglier sous certains rapports. Comme elle gît au delà de la région dont il a été fait une carte, elle n'a pas été examinée, sauf pour la comparer avec ce dernier. Elle s'étend dans une direction générale nord et sud sur une distance d'environ deux milles, et la partie la plus élevée en est d'environ cent vingt-cinq pieds au-dessus du niveau de la mer. Comme le Dos-de-Sanglier, elle ne forme pas une éminence continue, mais elle en forme deux ou un plus grand nombre, et les éléments qui la composent, tout en étant différents de ceux dont est constituée ce dernier, a cependant avec les dépôts du district les mêmes rapports que ceux du Dos-de-Sanglier avec les couches de la vallée de la rivière Hébert. La digue de gravier de Pictou renferme des cailloux de granit, de diorite, de pétrosilex, d'ardoise, de conglomérat, etc. Crête de
Pictou.

La péninsule située à l'est de la crête de gravier semble avoir été le réceptacle des débris, car elle est couverte de nombreuses buttes

et de petites élévations de gravier, de sable, etc., entremêlés d'un plus ou moins grand nombre de cailloux erratiques.

Crêtes de
gravier au
Nouveau-
Brunswick.

Passant au Nouveau-Brunswick, nous trouvons des crêtes de gravier et de sable dans plusieurs endroits de la vallée de la rivière Miramichi du Sud-Ouest. La plus remarquable de ces éminences se rencontre à l'ouest de Doaktown, sur le chemin courant de cet endroit vers le nord-ouest, à cinq milles de la rivière Miramichi du Sud-Ouest. Elle s'étend dans une direction presque nord depuis le confluent des ruisseaux *Big-Hole* et *Meadow* jusqu'à la rivière Barthélemy; nous n'avons pas constaté si elle était continue, car la région était boisée. Elle s'élève à une hauteur de trente ou quarante pieds au-dessus du niveau de la région environnante. On prétend que cette éminence suit le cours de la rivière Barthélemy sur une certaine distance, mais nous ne l'avons pas constaté nous-mêmes.

Une crête saillante, le long de la Miramichi du Sud-Ouest, en amont de l'embouchure de la rivière Renous, et d'autres éminences trouvées dans la vallée de la Petite Miramichi du Sud-Ouest, ont évidemment été produites par la dénudation post-glaciaire du drift de la vallée.

Mode de for-
mation de ces
éminences.

Maintenant, la question suivante se présente: Quelque loi générale préside-t-elle à la formation de ces éminences et de ces accumulations de gravier, de sable et de matériaux de transport autres que ceux dus à la dénudation ordinaire et au déplacement des dépôts par des agents fluviaux, lacustres, marins et atmosphériques? Dans le cas des crêtes en question, je crois que l'on doit donner une réponse négative. Chaque éminence ou série d'éminences semble avoir été formée dans les conditions locales particulières auxquelles les matériaux qui la composent ont été soumis durant le procédé de son développement. Celles que l'on rencontre dans les vallées de rivières, ainsi qu'on l'a démontré, sont sans aucun doute dues à l'action des rivières; celles que l'on rencontre dans les bassins des lacs, à l'action des vagues, au refoulement des glaces, etc., tandis que celles que l'on peut classer dans la catégorie des *mesars* sont le résultat d'une suite de causes complexes qui ne sont encore que partiellement comprises.

Pour démontrer comment une crête peut être produite, nous pouvons prendre le Dos-de-Sanglier sur la rivière Hébert, lequel semble avoir été formé de matériaux d'abord déposés par des glaciers pléistocènes et remaniés ensuite par les eaux produites par la fonte de la masse de glace qui occupait la vallée de la rivière Halfway.

Le Dos-de-
Sanglier for-
mé à diverses
phases succes-
sives.

Durant la période d'affaissement du sol qui a suivi, la mer a envahi cette vallée, et il y avait un détroit par la gorge des Cobequids et le long des vallées des rivières Halfway et Hébert, alors que ces maté-

riaux ont été remaniés de nouveau. Postérieurement, à mesure que le terrain s'est élevé, un lac d'eau douce semble avoir occupé le bassin où se trouve aujourd'hui le lac Halfway, et en s'échappant par la vallée de la rivière Hébert, il a encore érodé et transporté ces graviers et ces sables. C'est probablement à la dernière phase que nous pouvons rapporter la principale érosion qui a donné aux crêtes leurs formes et leurs contours actuels. Depuis, l'action de la rivière Hébert, en creusant les dépôts qui occupent sa vallée, a sans aucun doute produit d'autres changements le long de son cours, et donné aux éminences les plus rapprochées de la rivière les caractères prononcés qu'ils ont actuellement.

La crête de Pictou n'a pas été étudiée aussi attentivement dans ses rapports avec les caractères topographiques et autres de la région où elle se trouve que le Dos-de-Sanglier, mais il semble que dans sa formation l'action marine et glaciaire s'est fait sentir dans une plus grande mesure, et que l'action fluviale et lacustre a été moindre.

La question de l'origine de ces éminences est d'un grand intérêt, à cause de leurs caractères physiographiques frappants, et son explication, indépendamment des théories préconçues, aiderait à résoudre une foule de problèmes se rattachant à la géologie de surface de la région.

GLACIERS PLÉISTOCÈNES.

La théorie de l'existence des glaciers locaux sur les plateaux supérieurs, et de l'existence des glaces flottantes sur les régions côtières inférieures, émise par moi en 1885 et 1886 * comme hypothèse plausible pour l'explication des phénomènes glaciaires pléistocènes au Nouveau-Brunswick et dans la partie sud est de Québec, peut aujourd'hui être considérée, à certaines exceptions et modifications près, comme établie. Elle semble susceptible d'expliquer et de coordonner, dans les provinces maritimes de l'est, un plus grand nombre de faits que l'hypothèse des grandes nappes de glace. Il y a cependant certaines questions spéciales concernant la dispersion des cailloux sur les montagnes et sur les crêtes qu'elle n'explique pas d'une manière satisfaisante, mais toutes les directions divergentes des stries peuvent être conciliées et réduites en système par cette méthode d'interprétation mieux que par toute autre.

Théorie des phénomènes glaciaires de la région.

* Pendant l'exploration détaillée que j'ai faite dans le cours des quatre dernières années, surtout dans les régions côtières du Nouveau-Brunswick.

* Rapport préliminaire sur la géologie superficielle du Nouveau-Brunswick, Com. géol. du Canada, Vol. I (N. S.), 1885.—Transactions de la Société Royale du Canada, sec. IV., 1886, pp. 139-145.

wick et dans certaines parties de la Nouvelle-Ecosse et de l'Île du Prince-Edouard, j'ai recueilli un nombre considérable de données au sujet des phénomènes glaciaires qui se sont produits dans ces régions. Ces données seront coordonnées, et je chercherai à démontrer la relation existant entre les divers glaciers locaux qui occupaient la région côtière des provinces acadiennes du Canada durant la période pléistocène, ainsi que la relation existant entre ces glaciers et la masse de glace ou névé des monts Alléghanys du nord-est.

Le caractère des glaces flottantes ou glaces marines qui dominaient vers la fin de la période glaciaire, et la direction des mouvements, ou plutôt la direction dans laquelle les grands champs ou accumulations de glace se sont heurtés contre les surfaces rocheuses, sera démontré. On peut remarquer que l'on n'a trouvé aucune strie ni sulcature laissées par ces derniers au-dessus des lignes de rivage les plus élevées du soulèvement post-glaciaire; elles sont strictement limitées aux versants inférieurs et aux régions qui les bordent.

Délimitation
des glaciers
locaux.

Dans le présent rapport, je me propose, d'abord, de délimiter les glaciers qui occupaient la région pendant la phase du pléistocène, où ils semblent avoir eu leur plus grand développement. Cet essai sera fait, non pas tant pour en démontrer l'étendue superficielle et l'épaisseur, que pour en définir les rebords est et sud-est, surtout le long de la côte entre le cap de Gaspé et la frontière internationale à la rivière Sainte-Croix, dans la baie de Fundy.

Mouvements
généraux des
glaciers.

Le glacier qui couvrait la péninsule de Gaspé, et, en réalité, toute la partie de la province de Québec située à l'est de la rivière Chaudière et au sud de l'estuaire du Saint-Laurent, pendant la période pléistocène, semble avoir été local, bien qu'il ait été sans aucun doute rattaché au centre ou aux centres plus considérables des glaciers de l'ouest. Sur le côté nord de l'axe de la chaîne des montagnes Notre-Dame, il tombait dans l'estuaire du Saint-Laurent, et ici se présentent diverses directions indiquant que les mouvements ont été affectés d'une manière sensible par les caractères topographiques du versant. L'estuaire devait être libre durant une partie de l'année, sinon durant toute l'année, peut-être, comme le sont aujourd'hui la baie de Baffin et le détroit de Davis, dans lesquels se déchargent les glaciers du Groënland.

La hauteur à laquelle s'élevait ici le terrain au maximum de développement du glacier est incertaine, vu que l'on n'a encore découvert, dans la vallée du Saint-Laurent, aucun fait portant directement sur cette question; mais elle était probablement aussi considérable, sinon plus considérable qu'aujourd'hui. Les stries, sur ce versant, sont orientées de N. 64° E., à Montagny, à franc N. à N.-O. aux Trois-Pistoles, au Bic, etc., et, en certains endroits, N. 50° O., ce qui indi-

que un écart considérable dans les mouvements, dû principalement aux inégalités de la surface et au fait que le glacier suivait les vallées locales.

La limite des glaces le long du bas du Saint-Laurent, durant cette phase du pléistocène, ne peut pas avoir beaucoup dépassé la ligne de rivage actuelle.

Dans la partie orientale de la péninsule de Gaspé, le glacier chemi- Partie orientale de la péninsule de Gaspé.
nait vers l'est, suivant là aussi la direction des vallées des rivières. On a trouvé, au bassin de Gaspé, des stries évidemment formées par un glacier continental, orientées comme suit : Sur le côté ouest, immédiatement au sud du village de Gaspé, N. 70° E., N. 75° E., etc. A un demi-mille au nord du cap Haldimand, N. 89° E., N. 83° E. et N. 75° E. Sur le côté est, à trois milles au sud de ce qu'on appelle la "Péninsule," sur le chemin conduisant au cap de Gaspé, S. 87° E.; et entre ce chemin et Grande-Grève, S. 63° E. et S. 65° E. D'autres stries ou sulcatures glaciaires se rencontrent en aval de Grande-Grève, mais elles ont évidemment été produites par des glaces flottantes et sont décrites à la page 90 m.

Les faits relatifs aux stries du bassin de Gaspé, lorsqu'ils sont réunis, démontrent qu'un glacier local en occupait l'extrémité occidentale et s'alimentait dans les vallées des rivières York et Darmouth. Il semble s'être aminci vers le cap Haldimand, les stries indiquant une convergence des deux extrémités vers le centre du bassin, et son rebord devait se trouver quelque part entre le cap Haldimand et Petit-Gaspé.

Sur l'étroite péninsule se terminant au cap de Gaspé, aucune action glaciaire n'est apparente, sauf les stries transversales produites par les glaces flottantes et décrites dans une page précédente, la surface étant couverte de débris de roches anguleux dus à la désagrégation produite par les agents atmosphériques. Au bassin de Gaspé et sur la péninsule, sur le côté est, nous avons donc la limite du glacier continental qui s'éloignait de la péninsule de Gaspé dans une direction est.

En suivant le littoral de la péninsule de Gaspé dans une direction sud et sud-ouest, jusqu'à ce que l'on atteigne le cap au Maquereau, l'on trouve de nombreuses stries, dont la direction moyenne est S. 44° E. et S. 45° E., ce qui indique que le glacier était encore local et descendait des versants dans le golfe libre du Saint-Laurent, ou dans l'entrée de la baie des Chaleurs, à angle droit avec la ligne côtière. Le bord du glacier était probablement presque limitrophe de la côte alors existante, qui, là aussi, semble avoir été un peu plus élevée qu'elle ne l'est aujourd'hui. Cap au Maquereau, baie des Chaleurs.

Glacier de la baie des Chaleurs.

L'extrémité occidentale de la dépression de la baie des Chaleurs et des vallées de la Cascapédiac, de la Nouvelle, de la Métapédiac, de la Glacier de la baie des Chaleurs.

Ristigouche, etc., qui y versent leurs eaux, étaient occupées par un glacier dans la première partie de la période pléistocène. La limite de ce glacier était à peu près à la ligne de contour de 100 pieds au-dessous du niveau actuel de la baie, c'est-à-dire presque en droite ligne de l'embouchure de la rivière Bonaventure, Québec, à la pointe Belledune, Nouveau-Brunswick. À l'est de cette ligne, sur les deux côtés de la baie des Chaleurs, les stries indiquent que les mouvements du glacier étaient plus directement vers la dépression de la baie.

À cette masse de glace, je donnerai le nom de glacier de la baie des Chaleurs.* Il s'alimentait dans les montagnes Notre-Dame, et principalement dans le bassin de drainage de la rivière Ristigouche, mais il s'alimentait aussi dans les vallées de la Scauménac, de la Nouvelle et de la Cascapédiac. La plus grande longueur du glacier de la baie des Chaleurs était d'au moins 120 milles, mais il était sans aucun doute relié à d'autres glaciers ou nappes de glace, au nord, à l'ouest et au sud, et au névé nord-est central des Alléghany. Sa largeur, dans la vallée de la baie des Chaleurs, où elle était la plus grande, était de 35 à 40 milles, et sa plus grande épaisseur était probablement de 900 à 1,000 pieds.

Glacier de Northumberland.

Glacier de
Northumber-
land.

Bordant le glacier de la baie des Chaleurs au sud-est, le long du point de partage entre le bassin de drainage de la baie des Chaleurs et celui des rivières Miramichi, et probablement soudé à ce champ de glace, existait un glacier considérable aux premiers temps du pléistocène, auquel on a donné le nom qui figure ci-dessus. Son raccordement nord-ouest ou névé n'a pas été établi; mais nous savons que le glacier est descendu dans le golfe Saint-Laurent dans une direction généralement est à nord-est, de la région qui avoisine les sources des rivières Miramichi. Sa limite méridionale était près du plateau d'épanchement séparant les rivières Miramichi et autres rivières tombant dans le détroit de Northumberland, des eaux de la Saint-Jean, et s'étendait le long de la montagne des Sauvages ou de Lutz, du plateau d'épanchement de l'isthme de Chignectou, de la base septentrionale du mont Plaisant, comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, de la source de la Tatamagouche, de la colline du Bois-Franc (*Hardwood Hill*), à l'ouest de Pictou, etc. De la terre ferme du Nouveau-Brunswick, il s'étendait vers l'est, à travers ce qui forme aujourd'hui le détroit de Northumberland, et couvrait une partie de l'Île du Prince-Édouard, sinon toute cette région.

* *Can. Naturalist*, Montréal, Vol. X., 1881 : "Les phénomènes glaciaires de la baie des Chaleurs."

On rencontre dans la partie occidentale de cette île, mêlés à l'argile à blocs, des cailloux et du terrain de transport provenant de la terre ferme du Nouveau-Brunswick, et on en rencontre en petite quantité vers l'est jusqu'aux plateaux supérieurs de la partie centrale. Le tableau de stries et les cartes qui accompagnent ce rapport indiquent différents groupes de stries, mais le glacier de Northumberland n'a produit que celles qui se dirigent vers l'est.

Il n'y a pas de traces de glaciers dans les îles de la Madeleine, et il semblerait que le glacier continental n'a pas été plus loin que la côte est et nord-est de l'île du Prince-Edouard, la partie sud-est ayant apparemment subi l'action des glaces accumulées sur l'île même, lesquelles, en conséquence, ne contenaient aucun débris provenant de la terre ferme mêlés à l'argile à blocs. Ce fait explique aussi la petite quantité ou l'absence de cailloux erratiques ou étrangers sur les plateaux supérieurs, bien que, dans cette région, les stries accusent un mouvement vers l'est. Les autres directions des stries seront examinées plus tard.

Aucune trace de glaciers dans les îles de la Madeleine.

En conséquence, la limite sud-est du glacier de Northumberland semblerait avoir suivi une ligne, près du littoral, depuis l'île Miscou ou l'île Shippegan jusqu'à l'embouchure de la rivière Miramichi, traversant cette dernière probablement à côté de l'île du Portage; de là, le glacier s'est dirigé vers le cap Nord, île du Prince-Edouard, et a suivi la côte nord-est de l'île probablement jusqu'au cap Est. Dans la dépression occupée par le détroit de Northumberland, il ne semble pas avoir été plus loin, vers l'est, que le havre de Pictou.

Sur plusieurs parties de l'étendue couverte par le glacier de Northumberland, la glace était mince et légère et ne possédait qu'une faible puissance d'érosion, des masses considérables de roches désagrégées et non-bouleversées se rencontrant sur la terre ferme tout comme sur l'île du Prince-Edouard.

La dépression occupée par les eaux du détroit de Northumberland semble avoir influé sur la marche du glacier partout où la profondeur actuelle de la mer n'excède pas 100 à 110 pieds. Au delà, les stries indiquent que les mouvements de la glace étaient indépendants de la direction générale vers l'est du glacier de Northumberland; ce qui fait supposer que ce dernier se terminait à peu près à la ligne de contour de 100 pieds au-dessous du niveau de la mer.

Il est probable que la source d'alimentation du glacier de Northumberland était dans les plateaux supérieurs du Nouveau-Brunswick central. Les eaux de la Saint-Jean et du Saint-Laurent s'entremêlent dans la partie nord-ouest de la province, et le névé de ce glacier a dû être au nord du lac Nictor. Cependant, une nouvelle étude est nécessaire pour établir ce point.

Glacier de la vallée de la rivière Saint-Jean.

Glacier de la
vallée de la
rivière Saint-
Jean.

Passant du plateau d'épanchement du golfe Saint-Laurent à celui de la baie de Fundy, une différence sensible est apparente dans le caractère des phénomènes glaciaires et des dépôts de matériaux de transport. La direction générale du mouvement du glacier sur ce versant est sud à est-sud-est, variant selon la direction de la grande vallée de la rivière Saint-Jean et les inclinaisons générales de la surface. Près de l'embouchure de cette rivière, l'on rencontre des stries dont la direction est sud-ouest ; elles appartiennent apparemment à une phase où le glacier avait passé la période de son plus grand développement et allait en diminuant.

Etendue du
glacier de la
vallée de la
rivière Saint-
Jean.

Le glacier de la vallée de la rivière Saint-Jean était la plus considérable des nappes de glace qui ont occupé le territoire canadien au sud de la vallée du Saint-Laurent. Son champ d'accumulation, ou son névé, était sur les hauteurs de la partie septentrionale de l'Etat du Maine, dans les Cantons de l'Est de la province de Québec et dans le nord-ouest du Nouveau-Brunswick. De grands glaciers tributaires s'y reliaient des vallées des divers affluents. Sur le côté nord-est, son rebord était probablement en contact avec le glacier de Northumberland le long d'une grande partie du plateau d'épanchement qui les séparait ; à l'ouest, il se confondait avec le glacier qui couvrait l'Etat du Maine, et, de fait, il est possible qu'il confluaît partiellement, sinon complètement, avec ce glacier, bien que, sur la plus grande partie de son parcours, il se dirigeât plus à l'est. Qu'ils aient conflué ou non, le glacier de la vallée de la rivière Saint-Jean semble avoir été plus épais et plus massif à mesure que nous avançons de l'est à l'ouest. C'est sans doute le résultat des conditions plus favorables où il se trouvait pour son développement.

Causes de sa
plus grande
épaisseur.

La proximité de la surface d'évaporation de l'Atlantique, et, naturellement, une plus grande quantité de précipitation et une surface de condensation plus élevée et meilleure, ont été sans aucun doute les causes prédisposantes d'une plus grande accumulation de glace pléistocène dans la vallée de la rivière Saint-Jean et sur le littoral de la baie de Fundy, ainsi que vers l'ouest. Le front du glacier de la vallée de la rivière Saint-Jean est difficile à indiquer. Il est douteux que ce glacier ait surmonté et franchi toute cette partie du plateau de roches cristallines gisant à l'est de l'embouchure de la rivière Saint-Jean. Il n'en a certainement pas été ainsi avec les niveaux relatifs de ce plateau de roches cristallines, et avec la région carbonifère qui s'étend au nord dans les conditions où elle est aujourd'hui. On possède des faits tendant à démontrer que cette dernière devait être plus élevée, relative-

ment, lorsque le glacier de la rivière Saint-Jean tombait dans la baie de Fundy. Mais ce glacier, ou ce système de glaciers, s'est beaucoup brisé en passant à travers les collines qui bordent cette étendue d'eau, ainsi que la chose est prouvée par les directions divergentes des stries le long de la côte.

Il n'est pas possible, vu la quantité restreinte de données à notre disposition, de déterminer d'une manière précise si la limite du champ de glace appartenant au glacier proprement dit de la vallée de la rivière Saint-Jean, était à l'ouest, ou si ce glacier était uni à celui qui occupait le territoire de l'Etat du Maine. Il est possible que de nouvelles études que l'on est à la veille d'entreprendre dans la partie occidentale du Nouveau-Brunswick élucident cette question.

Relativement aux traces laissées par la glace sur le plateau qui longe la baie de Fundy à l'est du havre de Saint-Jean, si elles n'ont pas été produites par le glacier qui a franchi ce plateau et qui venait de la vallée de la rivière Saint-Jean et des bassins des lacs Grand et Washadamoak, etc., elles ont dû l'être par des masses de glaces locales accumulées sur ce plateau, lesquelles se dirigeaient vers les eaux libres de la baie de Fundy. Cependant, au havre de Saint-Jean et à l'ouest, le bord de la glace semble s'être étendu au delà de la ligne côtière actuelle, s'élargissant apparemment davantage à mesure que nous avançons vers la frontière internationale. Ce fait est conforme à l'opinion que les conditions météorologiques et physiques nécessaires à la production des glaciers ont été plus favorables sur le littoral de la baie de Fundy et à l'ouest, que dans le golfe Saint-Laurent.

Glacier de Chignectou.

Sur l'isthme de Chignectou et dans les deux bras de la baie de Chignectou, et probablement s'étendant dans la direction du sud-ouest jusqu'au cap Enragé, d'un côté, et jusqu'à l'embouchure de la rivière aux Pommes (*Apple River*) de l'autre, il existait, aux premiers temps du pléistocène, un glacier local dont le mouvement général était dans une direction sud-ouest vers les eaux libres de la baie de Fundy. On trouve des stries produites par ce glacier près de la montagne de Shepody, comté d'Albert, Nouveau-Brunswick, à 500 ou 600 pieds ou plus au-dessus du niveau actuel de la mer, et sur la rive opposée, dans le voisinage des rivières au Sable (*Sand River*) et aux Pommes, de 350 à 400 pieds de hauteur. Dans les parties centrales de l'isthme de Chignectou, à Westcock, au cap Dorchester et au nord de la pointe de la Folie (*Folly Point*), on rencontre aussi, à des élévations variant de 300 à 400 pieds, des stries qui, selon toutes les apparences, ont été produites par ce glacier. Les stries sont distinctes

Glacier de
Chignectou

et bien accentuées, et ne laissent aucun doute qu'elles ont été produites par un glacier assez considérable cheminant dans la direction indiquée.

En cherchant la source du glacier de Chignectou, ou plutôt le plateau d'épanchement qui lui a donné l'impulsion, l'on a éprouvé de grandes difficultés. Tout d'abord, on a cherché à expliquer les traces glaciaires par l'action des glaces flottantes ; mais cette action, tout en pouvant expliquer certaines stries produites à une phase postérieure de la période glaciaire dans cette région, n'a pas semblé capable d'expliquer certains phénomènes se rattachant au glacier de Chignectou. Ainsi, dans le comté d'Albert, les stries que l'on peut attribuer à l'action de ce glacier se rencontrent sur des déclivités nord et sud, et traversent obliquement des vallées étroites, comme celle du ruisseau de la Demoiselle. On les rencontre à des altitudes variant de 500 à 600 pieds au-dessus du niveau de la mer, et elles sont parallèles sur les versants supérieurs aussi bien que sur les versants inférieurs des côtés opposés de la baie de Chignectou. Ces faits et d'autres que l'on pourrait citer démontrent l'action d'un glacier continental seulement.

En même temps, l'on ne nie pas qu'une partie considérable des stries des plateaux inférieurs des deux côtés de la baie de Chignectou, ainsi que sur l'isthme, ne soit due aux glaces flottantes ; en réalité, dans la dernière région, ces stries ont été principalement produites par cet agent, à une phase subséquente de la période glaciaire. Mais sur les niveaux supérieurs, les stries semblent provenir entièrement du glacier continental.

On a dit à la page 30 M que l'élévation de l'isthme de Chignectou, près du détroit de Northumberland, n'excède pas soixante-quinze à cent pieds. Des collines et des éminences s'élèvent de cent vingt-cinq à cent cinquante pieds, mais, d'un autre côté, une partie considérable de l'isthme est basse et unie, et n'atteint pas une hauteur de plus de cinquante à soixante pieds. L'élévation de l'axe n'excède cela que de très peu, sauf sur les crêtes situées entre Memramcook et Sackville, dont une partie s'élève au-dessus de la ligne de contour de 200 pieds. Comment, alors, le glacier s'est-il dirigé dans la baie de Chignectou par le sud-ouest de l'isthme, et a-t-il franchi les hauteurs qui en entourent l'entrée, tandis que des parties de ce glacier se sont apparemment élevées de deux cents à trois cents pieds au-dessus du niveau de sa source ?

C'est là un des problèmes qui se sont présentés à nous lorsque nous avons étudié les phénomènes glaciaires de cette région. Pour nous satisfaire en ce qui concerne le champ d'accumulation ou le névé du glacier de Chignectou, nous avons fait un examen approfondi de l'isthme, et nos recherches se sont étendues à l'île du Prince-Edouard,

à l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé et aux îles de la Madeleine.

Si le champ d'accumulation de ce glacier eût été au delà de l'isthme de Chignectou, nous aurions conclu qu'il aurait strié les plateaux supérieurs de l'extrémité orientale de Gaspé et de l'Île du Prince-Edouard dans sa marche vers le sud. Cependant, nous n'avons trouvé aucune strie orientée nord et sud, ou nord-est et sud-ouest, ni sur les parties supérieures de l'Île du Prince-Edouard, ni à Gaspé, et nous avons constaté que les îles de la Madeleine n'avaient pas été sulcaturées. Sur la côte sud-ouest de l'Île du Prince-Edouard, vis-à-vis de l'isthme de Chignectou, il y a quelques stries éparses, mais elles semblent avoir été produites par un glacier local qui s'éloignait de l'île à une phase postérieure.

Ne trouvant ainsi aucune solution au problème, il nous a alors fallu examiner de nouveau le côté nord-est de l'isthme de Chignectou. On rencontre ici de nombreuses stries, comme l'indique la carte, mais elles démontrent toutes qu'elles ont été produites par l'action des glaces flottantes plutôt que par l'action d'un glacier continental. Il est possible que quelques-uns des plus anciens groupes aient été produits par cette dernière action, mais les roches sont du grès tendre, qui s'érode facilement, et il est possible que ces stries aient été en grande partie effacées. En conséquence, avec toutes les données à notre disposition, nous avons été obligés d'arriver à la conclusion que le glacier de Chignectou est, après tout, un glacier qui s'est développé sur l'isthme de Chignectou et dans la dépression entre cet isthme et l'Île du Prince-Edouard, et, comme nous l'avons inféré à la page 30 M, les niveaux relatifs de l'axe et de la partie nord-est de l'isthme, ainsi que celui du fond du détroit de Northumberland ont dû être plus élevés qu'aujourd'hui, et les niveaux de la partie sud-ouest et du littoral de la baie de Chignectou moins élevés.

Le glacier de Chignectou a été sans aucun doute le produit, partiellement au moins, de l'évaporation des eaux libres de la baie de Fundy et de la condensation de cette vapeur dans cette localité. C'est ce qui a probablement amené la formation de cette masse épaisse de glace dans ces circonstances exceptionnelles; car, au sud-ouest du cap aux Marin-gouins, le glacier n'a pas pu avoir moins de cinq cents à six cents pieds d'épaisseur. Mais les dimensions superficielles en étaient limitées, la longueur n'en étant probablement de pas plus de quarante-cinq à cinquante milles, et l'extrême largeur en étant de dix-huit à vingt milles.

L'origine et le développement du glacier de Chignectou, dans ces conditions locales particulières, sont sans doute dus en partie au fait que le détroit de Northumberland, au nord-est, était à cette époque

Champ d'ac-cumulation du glacier de Chignectou

Développe-ment particu-liier du glacier de Chignec-tou.

obstrué par le glacier de Northumberland, de sorte qu'il a fallu que le premier cherchât un débouché dans les eaux libres de la baie de Fundy. De fait, il n'est pas improbable qu'une partie du glacier de Northumberland ait pu osciller et passer sur l'isthme de Chignectou et se diriger vers la baie de Fundy, comme m'a porté à le croire le Dr G. M. Dawson, formant ainsi la source ou la tête du glacier de Chignectou, bien que nous ayons trouvé peu de stries, si tant est que nous en ayons trouvé, indiquant un pareil mouvement détourné, qui signifierait réellement un changement d'une direction franc est à une direction presque sud-ouest.

En conséquence, à quelque point de vue que nous envisagions la question, nous éprouvons des difficultés, et nous n'avons pas encore trouvé de solution parfaitement satisfaisante du problème de la glaciation sur l'isthme de Chignectou.

Phénomènes glaciaires à la Nouvelle-Ecosse.

Phénomènes
glaciaires à la
Nouvelle-
Ecosse.

Les faits cités au sujet des glaciers du Nouveau-Brunswick au commencement du pléistocène semblent démontrer qu'aucun glacier venant du continent n'a atteint la péninsule de la Nouvelle-Ecosse, sauf les parties des glaciers de Northumberland et de Chignectou qui sont venues se heurter contre les côtes du comté de Northumberland, le premier dans le détroit de Northumberland, et le dernier dans le bassin de Cumberland. La dépression de la baie de Fundy n'a pas été traversée par le glacier continental venant du Nouveau-Brunswick méridional; le glacier n'a pas non plus traversé l'isthme de Chignectou dans une autre direction que la direction indiquée. Un glacier extrapéninsulaire venant du nord ou du nord-est, n'a pas, non plus, laissé de traces dans la Nouvelle-Ecosse, qui n'a peut-être subi que l'action de quelques glaces flottantes sur la région côtière. Quelles que soient les traces que le glacier continental a pu laisser, et certaines régions ont été striées d'une manière très accentuée, elles ont été entièrement produites par les glaces accumulées à la surface du pays même.

Stries locales
et divergentes

Dans la partie de cette province comprise dans la carte, les stries sont extrêmement locales et divergentes. La glace s'est accumulée sur les sommets des Cobequids, ainsi que sur quelques autres élévations, comme le mont Plaisant, Springhill, etc., puis s'est étendue dans deux directions, c'est-à-dire au nord et au sud. Il est possible que quelques-unes des stries du versant qui sépare les Cobequids du détroit de Northumberland appartiennent à une époque postérieure à celle du glacier de Northumberland. Sur le côté sud des Cobequids, un glacier local assez considérable cheminait du Bassin des Mines vers la baie de Fun-

dy, dans une direction ouest. On rencontre sur l'île de Spencer des stries indiquant le mouvement de ce glacier, S. 67° O. et S. 70° O., etc. A l'est, cependant, un glacier local semble avoir descendu le versant méridional des montagnes de Cobequid, traversant la partie est de baie de Cobequid, et de là, passant sur la région basse traversée par le chemin de fer Intercolonial, tombait dans l'Atlantique dans le voisinage d'Halifax. Nous avons observé, près de Shubénacadie, et depuis là jusqu'au littoral de l'Atlantique, des stries frappées du côté nord-ouest, et indiquant clairement le mouvement du glacier.

Au sud-ouest et au sud du Bassin des Mines, la glace accumulée sur la péninsule s'est dirigée vers sa périphérie dans une direction nord-ouest, ouest, sud et sud-ouest. De la montagne du Sud, le glacier a traversé la vallée d'Annapolis, passant par-dessus la montagne du Nord, et allant se jeter dans la baie de Fundy. On a trouvé des stries qui prouvent cela à Bridgetown, Annapolis, Digby, au fond de la baie de Sainte-Marie, etc.

Sur la montagne du Sud, au premier endroit mentionné, l'on rencontre les directions suivantes : N. 32° O., N. 47° O., N. 54° O., N. 62° O. et N. 70° O. ; sur la montagne du Nord, ici, N. 22° O., N. 40° O., N. 47° O. et N. 52° O., et près de la côte de la baie de Fundy, N. 57° O. et N. 72° O. La montagne du Nord est ici de plus de cent pieds plus élevée que la montagne du Sud d'où le glacier est venu ; cependant, des cailloux de granit provenant de cette dernière montagne, cailloux de toutes dimensions jusqu'à dix pieds de diamètre, sont répandus sur les versants de la montagne du Nord jusqu'au rivage de la baie de Fundy.

Glaciation sur
la montagne
du Nord.

A Annapolis, l'on rencontre sur la montagne du Nord des stries orientées N. 32° O., N. 34° O., N. 42° O., etc. Le côté frappé est au sud-est, et la surface est partout jonchée de cailloux de granit provenant de la montagne du Sud.

Sur la montagne du Nord, à Digby, les stries sont orientées N. 42° O., N. 52° O., N. 56° O. et N. 68° O., les deux dernières directions étant près de la côte. Les cailloux de granit provenant de la montagne du Sud sont aussi abondants ici.

Au fond de la baie de Sainte-Marie, la montagne du Nord présente au sud est un grand côté frappé, les directions des stries en cet endroit étant N. 70° O., N. 74° O., etc. Ces stries démontrent une déviation du mouvement du glacier dans la direction des parties les plus profondes de la baie de Sainte-Marie. Les traces laissées par le glacier le long de la montagne du Nord ont été apparemment très fortes, des bancs et des buttes de roches portant de profondes rainures et étant usés par la glace.

Près de Yarmouth, on rencontre des stries ayant une direction S. 3° E., ce qui indique que le mouvement du glacier a été en grande partie dans la direction des estuaires.

Un glacier local a été l'agent qui a produit les stries.

On verra que ces dernières stries et celles que d'autres observateurs ont remarquées sur la côte sud-est indiquent clairement qu'un glacier local a été l'agent qui les a produites dans la péninsule de la Nouvelle-Ecosse. Durant la phase de son maximum de développement, le glacier a probablement été plus épais sur le versant sud-est que sur le versant nord-ouest. Tourné vers l'océan Atlantique, ce versant, tout comme ceux de la baie de Fundy au Nouveau-Brunswick et de la région côtière de la Nouvelle-Angleterre à l'ouest, était très bien situé pour l'alimentation de glaciers. La facilité avec laquelle le glacier pouvait se jeter dans la mer le long de son rebord lui a permis d'éroder les roches sur lesquelles il a passé beaucoup plus que dans l'intérieur. Cette érosion est visible par les rainures profondes et les bosses arrondies que l'on rencontre sur les côtes sud-est et nord-ouest de la Nouvelle-Ecosse.

LIMITES EST ET SUD-EST DES GLACIERS DU NOUVEAU-BRUNSWICK.

Limites des glaciers plus haut décrits.

Les limites des divers glaciers locaux que je viens de décrire sont connues, approximativement au moins, et sont représentées sur la carte-esquisse annexée à ce rapport. Ce qui constituait probablement le bord du glacier était situé sur le côté est du bassin de Gaspé, la pointe de terre qui forme le cap de Gaspé n'étant pas sulcaturée par la glace. Dans le bassin de la baie des Chaleurs, il y a des preuves que le glacier local qui l'occupait ne s'étendait pas plus loin vers l'est que la rivière Bonaventure et la pointe Belledune, de petites nappes locales débouchant dans la dépression des deux côtés de la baie à l'est. Le glacier s'étendait le long de la péninsule entre la baie des Chaleurs et le détroit de Northumberland jusqu'à Caraquette, et il a peut-être passé sur une partie de l'île Shippegan; mais la partie septentrionale de l'île Shippegan et toute l'île Miscou n'ont pas fourni de preuves de glaciation.

L'endroit précis où se trouvait le rebord du glacier dans la baie de Miramichi est problématique; il était peut-être le long ou près de la ligne de contour de cent pieds au-dessous du niveau de la mer, tournant en dehors du cap Nord, Ile du Prince-Edouard, et suivant peut-être la côte nord-est de cette île jusqu'au cap de l'Est. De là la limite du glacier se dédoublait et se dirigeait vers le havre de Picton, Nouvelle-Ecosse. Le rebord sud du glacier du Nouveau-Brunswick coïncidait avec celui du glacier de Northumberland jusqu'à l'isthme de Chignectou. Si nous comprenons le glacier de Chignectou parmi les nappes de glace du Nou-

veau-Brunswick, la limite s'en serait étendue jusqu'à Amherst et l'embouchure de la rivière Maccan, et de là, suivant le sommet de la crête basse située au sud-est du bassin de Cumberland jusqu'à la rivière aux Pommes (*Apple River*), et, peut-être, jusqu'à la base septentrionale des montagnes de Cobequid. La position probable du front du glacier de Chignectou a été esquissée à la page 105 m. Sur la baie de Fundy, côté du Nouveau-Brunswick, le rebord du glacier semble avoir été tout près de la côte ouest du cap Enragé, jusqu'au havre de Saint-Jean. Ici et du côté de l'ouest, il s'est évidemment étendu au delà de la région actuelle, passant sur les îles qui y sont adjacentes. Son extension du côté de la mer a probablement augmenté en gagnant l'ouest, jusqu'à l'île du Grand-Manan, que le glacier continental semble avoir surmontée et sulcaturée.

Autour de la péninsule de la Nouvelle-Ecosse, le rebord du glacier n'a pas été définitivement suivi, mais il s'est probablement étendu très peu au delà de la ligne du littoral actuel.

ABSENCE DE MORAINES FRONTALES.

On n'a observé aucune moraine frontale le long de la lisière est et sud-est de l'étendue décrite dans ces pages sur laquelle le glacier a laissé des traces. Il est possible que des moraines aient existé et aient depuis été balayées par l'action de la mer, durant la submersion postglaciaire du littoral, mais cela est extrêmement douteux. Le mode d'existence de l'argile à blocs et la distribution des cailloux erratiques n'apportent pas de preuves d'une disposition linéaire de dépôts, soit comme moraines frontales ou latérales, dans la région, sauf peut-être dans le Nouveau-Brunswick méridional, sur le point de partage qui se trouve entre la vallée de la rivière Saint-Jean et la baie de Fundy, où de petits glaciers locaux que l'on peut classer comme tels, ont laissé, en se retirant définitivement, un petit nombre d'éminences irrégulières. Il y a une plus ou moins grande distribution de matériaux glaciaires disséminés, mais ces matériaux sont très rarement réunis en crêtes ou en monticules.

Sans entrer dans la question débattue du mode de transport du terrain erratique par les glaciers, nous pouvons faire quelques observations relativement au transport des matériaux glaciaires dans la région dont nous nous occupons ici particulièrement.

Le mode de distribution du terrain erratique dépend en grande partie des caractères topographiques. Dans les régions couvertes de collines ou de montagnes qui bordent des vallées ou des plaines, les glaciers reçoivent une impulsion des pentes plus raides, ce qui leur permet d'éroder et souvent de balayer les débris jusqu'à la surface

Absence de moraines frontales.

Mode de distribution du terrain erratique dans le Nouveau-Brunswick oriental.

rocheuse, montrant les stries et le polissage. Ces débris sont jetés au fond des vallées, où ils restent jusqu'à ce qu'ils soient de nouveau rongés par la glace, ou par les rivières ou les cours d'eau. Dans ce cas, tous les matériaux que la glace transporte d'un endroit, elle les dépose un peu plus loin, tout comme le ferait une rivière. Souvent, à la base des déclivités, sur le côté abrité, des amas de terrain erratique ont été ainsi déposés ; mais parfois, dans les régions accidentées ou à surface irrégulière, l'on rencontre l'argile à blocs en buttes ou en amas lenticulaires sur les terrains plus unis, ou elle peut être amassée contre les collines sur le côté frappé ; dans ces différents cas, elle renferme généralement une bonne quantité de cailloux et de galets erratiques qui ont été sulcaturés. Dans les localités où l'action glaciaire s'est fait ainsi sentir, localités très communes au Nouveau-Brunswick et à la Nouvelle-Ecosse, on trouvera des surfaces rocheuses d'étendue plus ou moins grande, dénudées, striées et polies à un haut degré, les matériaux dont elles étaient primitivement couvertes ayant été complètement ou partiellement enlevés par la glace. On peut les appeler des surfaces balayées par la glace, pour les distinguer des surfaces unies sur lesquelles la glace a distribué plus également l'argile à blocs à travers laquelle les surfaces rocheuses paraissent rarement.

Cette dernière condition caractérise les terrains carbonifères du Nouveau-Brunswick. Ici, le mouvement du glacier a été comparativement lent, et la plus grande partie de l'argile à blocs est d'un caractère plus local. Dans plusieurs parties de cette étendue, les roches désagrégées sont encore non-bouleversées, et l'argile à blocs est souvent épaisse et se présente en nappes larges, régulièrement distribuées. Des couches successives de cette argile ont, ainsi été déposées ici et là, et, en règle générale, les cailloux erratiques sont plus nombreux dans la partie supérieure des dépôts, et surtout à la surface, ce caractère, cependant, étant sans aucun doute en partie le résultat d'une dénudation postérieure.

D'après les preuves que nous avons en notre possession, il semble que les versants des plateaux supérieurs du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Ecosse ont été, en règle générale, sulcaturés et polis à un plus haut degré que les régions côtières inférieures qui entourent le littoral sud-ouest du golfe Saint-Laurent ; c'est une région que la glace a fortement burinée, et qui présente ordinairement plusieurs surfaces rocheuses dénudées par la glace, tandis que celle que le glacier a traversé lentement porte des dépôts de surface d'une grande épaisseur. C'est ce qui est arrivé surtout sur les plateaux inférieurs du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Ecosse et de l'Île du Prince-Edouard, occupés par le glacier de Northumberland.

Ce mouvement lent et cet amincissement de la glace près des bords des glaciers de la baie des Chaleurs, de Northumberland et de la vallée de la rivière Saint-Jean, réunis au fait qu'ils se terminaient à la mer en plusieurs endroits, ont été défavorables à la formation de moraines frontales ; de là l'absence de ces dépôts dans cette région.

Raison de l'absence de moraines frontales dans cette région.

RELATIONS ENTRE LES GLACIERS LOCAUX ET LE NÉVÉ DES ALLÉGHANYS.

Les glaciers du Canada oriental qui viennent d'être décrits avaient évidemment leurs sources d'alimentation et leurs champs de névé au delà des frontières du Nouveau-Brunswick, dans les montagnes de Notre-Dame ou les montagnes Vertes, au nord de la Nouvelle-Angle-terre et dans la province de Québec. Ces champs n'ont pas encore été explorés d'une manière systématique. Mais ces glaciers avaient aussi des champs d'accumulation sur les plateaux d'épanchement ou points de partage qui les séparaient les uns des autres, surtout sur le plateau séparant le bassin de drainage de la rivière Saint-Jean de ceux des rivières qui se jettent dans le détroit de Northumberland et le golfe Saint-Laurent, lequel semble avoir été le réceptacle des glaces durant toute la période glaciaire. Le névé du glacier de Northumberland était peut-être complètement situé dans le Nouveau-Brunswick.

Relations entre les glaciers décrits et le système des Alléghany.

Le glacier qui occupait la région située au sud de la vallée du Saint-Laurent, au commencement de la période glaciaire, descendait des parties supérieures de la chaîne des monts Notre-Dame ou des Alléghany du nord-est, et cheminait dans des directions très divergentes et sur différents points du compas, ses mouvements dépendant beaucoup de la topographie et de ses relations avec la masse centrale ou névé. Dans la province de Québec, le glacier suivait généralement les canaux de drainage existants, vers le nord, l'est et le sud-est, une masse considérable de glace passant de la région connue sous le nom de Cantons de l'Est dans la vallée du cours supérieur de la rivière Saint-Jean. Dans la partie septentrionale du Nouveau-Brunswick, la direction générale du mouvement était de l'ouest à l'est ou au nord-est, le glacier de la baie des Chaleurs s'avancant presque franc est, et celui de Northumberland, de l'est au nord-est.

Dans la partie méridionale de la province, les glaciers se dirigeaient plus vers le sud, celui de la vallée de la rivière Saint-Jean cheminant presque vers le sud-est. En gagnant l'ouest, les directions sont de plus en plus vers le sud, le glacier ayant ainsi un mouvement plus ou moins rayonnant partant des parties supérieures du nord de la Nouvelle-Angleterre et de Québec. La question de savoir si la masse de glace consistait en une nappe confluyente, analogue à la nappe actuelle du Groën-

land, ou en glaciers locaux, est une question qui peut seulement être résolue par des observations plus détaillées et par le tracé des stries sur la carte. Il est très probable qu'elle était épaisse et massive sur les plateaux les plus élevés. En effet, d'après une comparaison des conditions physiographiques et météorologiques qui règnent dans les parties du monde où l'on rencontre aujourd'hui des glaciers, avec celles qui ont dû exister dans la région des Alléghanys du nord-est aux temps pléistocènes, nous pouvons inférer que c'était une région très favorable à l'accumulation de la glace.

Conditions
glaciaires de
la région aux
temps pléis-
tocènes.

Trois choses essentielles à la production de puissants glaciers semblent avoir existé ici, savoir : la proximité d'une surface d'évaporation étendue, des précipitations considérables, et une région de grande altitude, servant de surface de condensation. La hauteur de cette région était probablement plus grande aux premiers temps du pléistocène qu'elle ne l'est aujourd'hui. Ainsi, une grande nappe de glace ou plusieurs nappes de glace ont dû se développer ici, lesquelles n'étaient inférieures à aucune autre dans l'Amérique du Nord, sinon par la surface qu'elles couvraient, au moins par leur épaisseur.

Température
des eaux
côtières de la
Nouvelle-An-
gleterre aux
temps pléisto-
cènes.

Nous pouvons, vu que la chose se rapporte dans une certaine mesure à la question de l'évaporation de l'océan Atlantique durant la période glaciaire, ou, peut-être, dans ses phases les plus récentes, parler de la présence, dans l'argile à blocs et les *drumlins*, près de Boston, de coquilles marines recueillies par Upham, Dodge et autres. On a constaté que ces coquilles ressemblaient beaucoup à des espèces vivant aujourd'hui dans les eaux adjacentes au littoral de la Nouvelle-Angleterre. Ne pouvons-nous pas prétendre que ce fait indique qu'à l'époque où elles vivaient dans ces eaux, la température de l'océan, sur les rivages de la Nouvelle-Angleterre, ne saurait avoir été bien différente de celle qui y règne aujourd'hui? S'il en est ainsi, l'évaporation de sa surface a dû être aussi grande qu'aujourd'hui.

DÉPART DE LA GLACE DU PLÉISTOCÈNE.

Quoique les changements survenus dans les conditions météorologiques entre la phase primitive de la période pléistocène, ou période du maximum de l'accumulation des glaces, et la phase que nous sommes à la veille d'étudier, n'aient laissé aucune trace dans la région, cependant, il est certain que d'importants changements ont eu lieu, tant sous le rapport du climat que sous celui de l'élévation du terrain.

Départ de la
glace du pléis-
tocène.

Comme nous l'avons démontré à la page 37 M, il semblerait que peu après que l'accumulation des glaces eût atteint son maximum dans les provinces orientales du Canada, un affaissement de la région commença,

et, en tant que les preuves le démontrent, il s'est continué non seulement jusqu'à la fin de la période glaciaire, mais quelque temps après, c'est-à-dire jusqu'à ce que l'argile à léda fût déposée. L'affaissement, comme nous l'avons dit, a été plus ou moins différentiel, et l'on en trouve la preuve dans les mouvements divergents des glaciers et dans la débâcle et la dissolution des glaciers de Northumberland et de Chignecou. Les coquilles marines trouvées dans l'argile à blocs à Saint-Jean, Nouveau-Brunswick, indiquent aussi que durant cette phase un climat arctique régnait dans la région. Les glaciers locaux qui occupaient les falaises de la région côtière, et les champs de glaces flottantes ou les amoncellements de glaces qui se heurtaient contre ces falaises durant les dernières phases de la période glaciaire, lorsque cette région était plus basse qu'aujourd'hui, ont sulcaturé les surfaces rocheuses, laissant des preuves de leur existence et de l'altitude du pays à cette phase.

Nous allons maintenant donner de courtes descriptions des stries produites par les glaciers locaux et les glaces flottantes, et d'autres phénomènes appartenant à la dernière phase ou phase de la fonte de la période glaciaire, et nous noterons les différentes localités où ces phénomènes ont été observés.

GLACIERS LOCAUX DURANT LA DERNIÈRE PHASE DE L'ÂGE GLACIAIRE.

Sur le côté sud de la baie des Chaleurs, des stries évidemment produites par des glaciers locaux pendant que se retirait le principal glacier de la baie des Chaleurs, ont été rencontrées à l'établissement de Dundee, au sud de la jonction de Dalhousie, dans les établissements de Lorne et de Sunnyside, en arrière de la rivière Jacquet, dans l'établissement de Sainte-Louise et de la Rivière du Milieu, près de Bathurst, etc.

Glaciers locaux de cette phase de l'âge glaciaire.

Dans ces endroits, les glaces mentionnées ont glissé plus directement dans la dépression de la baie des Chaleurs, indépendamment du glacier principal de la baie des Chaleurs décrit à la page 101-2 m.

Région de la baie des Chaleurs.

On trouve les stries produites par ces glaciers sur les versants, à des hauteurs variant de 150 à 500 et 600 pieds au-dessus du niveau de la mer, et le glacier qui les a produites était probablement contemporain des masses ou accumulations de glaces flottantes qui se sont heurtées contre les côtes, tel qu'indiqué à la page 89 m, pendant la dernière phase de la période glaciaire. Ces glaciers et ces amas de glaces ont existé et accompli leur œuvre avant le dépôt de l'argile à léda et des sables à saxicaves; autrement, ces couches auraient été bouleversées et érodées, sinon entièrement détruites par ces agents. En plusieurs endroits autour du littoral sud du golfe Saint-Laurent, l'on trouve les

dépôts marins mentionnés reposant sur des surfaces rocheuses qui ont dû subir l'action des glaciers locaux ou des glaces flottantes du caractère décrit, ce qui indique que ces dépôts ont été faits à une phase subséquente.

Région située à l'ouest du détroit de Northumberland.

La région qui était occupée par le glacier de Northumberland montre des traces remarquables des mouvements du glacier local lorsque la grande nappe de glace s'est retirée ou s'est brisée. Comme nous l'avons démontré dans une page précédente, le sens général du mouvement du glacier pendant la première partie de la période glaciaire, dans cette région, était presque franc est. Mais nous constatons que pendant la période récente, ou période de la fonte, les glaciers des plateaux supérieurs avaient dévié de leur route et pris une direction presque nord. A la rivière Renous, à la station de Rogersville, et le long du chemin de fer Intercolonial au sud, surtout à Harcourt, sur le *Coal Branch*, etc., nous avons observé des directions intermédiaires tendant à démontrer que cet écart des mouvements du glacier a peut-être été graduel, et a probablement coïncidé avec un changement différentiel de niveau du district. En réunissant tous les faits, il semblerait qu'à mesure que le glacier a commencé à diminuer d'épaisseur, l'axe ou plateau d'épanchement entre les eaux de la Saint-Jean et celles qui tombent dans le détroit de Northumberland ne s'est pas affaissé, et n'a peut-être pas été dénudé au même degré que le littoral, et il semblerait que, coïncidant avec la diminution d'épaisseur du glacier et ce changement de niveau, les mouvements des petits glaciers locaux étaient devenus absolument dépendants des versants de la région avant leur disparition définitive.

En outre, ces faits indiquent que les glaciers ne se sont pas retirés de cette région durant une période interglaciaire supposée; au contraire, qu'ils sont restés ici pendant toute la période du dépôt de l'argile à blocs sans se retirer.

Rivage de la baie de Shepody.

Dans les parties nord et est du comté d'Albert, et aussi localement sur quelques-uns des versants les plus élevés des coteaux qui traversent l'isthme de Chignectou, on rencontre des preuves de l'existence de glaciers locaux dont l'action a eu lieu après la disparition du glacier de Chignectou et l'affaissement de la région. Nous avons aussi observé à Amherst et à Fenwick, dans le comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, des stries indiquant les mouvements locaux du glacier vers les parties inférieures de l'isthme.

Plus à l'est, sur le versant qui sépare les montagnes de Cobequid et le détroit de Northumberland, l'on rencontre en plusieurs endroits des stries indiquant l'action de nappes de glaces locales descendant vers le nord presque jusqu'au niveau actuel de la mer. Des glaciers locaux

semblent aussi avoir occupé les sommets et les versants des Cobequids et le bassin de drainage des rivières Macan et Hébert, coulant dans des directions différentes suivant les caractères topographiques.

Le long des côtes de la baie de Fundy, depuis la baie de Shepody jusqu'à celle de Passamaquoddy, nous avons observé plusieurs directions de stries que nous ne pouvons expliquer que par l'hypothèse qu'elles ont été produites par des glaciers locaux pendant la dernière phase de la période glaciaire. Ces stries ont été observées à Quaco, West-Beach, Mispèque, Saint-Jean, Musquash, Letite, et sur les îles Occidentales (*West Isles*), et elles accusent, dans quelques-unes de ces localités au moins, des directions très divergentes dépendant en grande partie des contours locaux de la surface. Les plus remarquables de ces glaciers locaux semblent avoir existé à l'embouchure de la rivière Saint-Jean.

De Shepody à la baie de Passamaquoddy.

Sur le côté ouest du havre, l'on rencontre des stries dirigées vers différents points du compas, entre S. 2° O. et S. 65° E. ; sur le côté est, elles se dirigent de S. 15° O. à S. 55° O. En conséquence, des mouvements convergents sont indiqués dans ces groupes, variant de S. 65° E., sur le côté ouest du havre, à S. 55° O. sur le côté est. Bien que nous devons admettre que quelques-unes de ces stries convergentes ont peut-être été produites par des masses de glace charriées durant le maximum de développement du glacier de la vallée de la rivière Saint-Jean, le plus grand nombre en a probablement été formé par les glaces qui tombaient dans le havre comme glaciers locaux. Nous devons ajouter, cependant, que dans cette localité nous avons jusqu'ici été incapables de différencier les stries produites pendant la période du maximum de développement de l'action des glaciers de celles produites pendant une phase postérieure ou pendant la phase de la fonte des glaces. Cependant, que des glaciers locaux aient existé ici, et se soient étendus dans les eaux libres de la baie de Fundy lorsque la glace pléistocène s'est retirée, ce fait est suffisamment prouvé.*

En repassant tous les faits, il est évident que la théorie des glaciers locaux s'avancant et se retirant durant la dernière phase de la période glaciaire, tandis que le littoral était de 100 pieds ou plus moins élevé qu'aujourd'hui, contribuera à expliquer tous les phénomènes. Les conditions climatiques semblent avoir été au moins subarctiques ; mais il s'était produit une amélioration coïncidant apparemment avec l'affaïssement progressif du littoral dans les différentes parties de cette région maritime.

Sur l'île du Prince-Edouard, les glaciers locaux et les glaces flottantes ont sans aucun doute dominé durant la période d'affaïssement et de

Littoral de l'île du Prince-Edouard.

* *Bulletin Geol. Soc. of America*, vol. IV, pp. 361-370.

fonte des glaces Les premiers ont laissé des preuves de leur existence à New-London et à l'ouest et au sud-ouest de la baie de Richmond, ainsi que sur la rive sud-ouest de l'île à la pointe des Quinze (*Fifteen Point*), à la pointe Carleton, à l'île de Sable, etc. D'après la position des stries produites par les glaces flottantes, relativement au niveau de la mer, la région ne saurait avoir été, alors, de plus de 50 à 100 pieds plus basse qu'aujourd'hui.

Il a été impossible de découvrir à Saint-Jean, Nouveau-Brunswick, ou sur l'Île du Prince-Edouard, un changement de la surface entre les phases primitives et récentes de la période glaciaire semblable à celui décrit comme se rencontrant dans la région carbonifère centrale du Nouveau-Brunswick ; mais les faits n'ont été recueillis que dans des étendues restreintes, et, dans le cas même où un changement aurait eu lieu, il ne pourrait guère être discerné.

GLACES FLOTTANTES OU APPORTÉES PAR LA MER.

Glaces flottantes.

La théorie de la formation des stries sur les surfaces rocheuses par les masses de glaces flottantes transportées dans différentes directions par les courants marins, les marées et les vents, à mesure qu'elles s'échouaient sur les fonds, a été soutenue pendant longtemps, mais aujourd'hui, cependant, c'est une question contestée parmi les partisans de la théorie des glaciers. Nous nous proposons de signaler brièvement à l'attention, par des descriptions et des illustrations de certaines cannelures glaciaires que nous croyons avoir été laissées par les glaces flottantes, et de démontrer, d'après les circonstances locales et la situation particulière dans laquelle elles se présentent, le fait qu'elles ne sauraient avoir été produites par un glacier continental.

Caractère des glaces flottantes qui ont strié les roches de cette région.

Les glaces flottantes ou apportées par la mer sont de plusieurs espèces. D'abord, il y a les montagnes de glace flottante isolées, transportées par les courants et les marées, qui fondent graduellement et s'écroulent par morceaux à mesure qu'elles s'éloignent des régions arctiques et qu'elles s'avancent dans les mers plus chaudes du sud ; en second lieu, il y a les banquises et les glaces en dérive formées de nappes plates, sans liaison intime, d'étendue plus ou moins grande, transportées par les vents, les marées ou les courants. Elles couvrent souvent plusieurs milles carrés de la surface de l'océan. Et, en troisième lieu, il y a ce que j'ai appelé des amoncellements de glace (*ice-jams*), faute de meilleur nom, qui sont des amas considérables de glaces flottantes massées dans les détroits ou les goulets par les glaces terrestres, ou par les courants ou les vents, d'une manière tellement compacte qu'une masse de cette nature se meut comme un seul et même corps à l'instar

des glaces terrestres. Elles sont souvent appelées champs de glace (*ice-packs*), je crois. Ces amas de glace se rencontrent dans le sound de Smith, et plus au nord entre les côtes du Groënland et la Terre de Grinnell, et ailleurs dans les régions arctiques. Les nappes plates et basses de la deuxième catégorie peuvent devenir des amoncellements de glaces en étant refoulées dans les détroits et les passages étroits.

Les champs ou amoncellements de glace semblent constituer la seule espèce de glaces flottantes susceptibles de produire des stries régulières. La production de stries sur les récifs peu élevés de l'estuaire du Saint-Laurent, s'étendant vers le nord-est et vers le sud-ouest, semble être due à des glaces de cette nature. Dans le bassin de la baie des Chaleurs, et sur le côté nord-est de l'isthme de Chignectou, ainsi que sur la péninsule du cap Tourmentin, les stries produites par les amoncellements de glaces dominant. Des glaces de ce genre se sont aussi heurtées violemment contre les côtes nord-est et sud-ouest de l'Île du Prince-Edouard. Des banquises isolées, ou des masses de glaces flottantes libres, ne laissent pas, en règle générale, de traces sur les surfaces rocheuses de la même manière que les champs de glace.

Chaque hiver, durant plusieurs années, l'auteur a étudié les phénomènes glaciaires des côtes sud-ouest du golfe Saint-Laurent, mais l'action des glaces côtières, ou des masses de glaces flottantes libres poussées par les marées, les vents et les courants, ne lui a fait découvrir aucune preuve de la production de stries régulières dues à ces glaces. Elles font disparaître les aspérités et polissent les surfaces rocheuses, mais peu ou point de sable ou de gravier n'adhérant aux parois inférieures, leur puissance d'érosion est insignifiante, et elles ne laissent pas de stries. Les amoncellements de glaces, au contraire, sont poussés sur les hauts-fonds, ou sur les rives peu élevées, et même sur des pointes de terre, transportant avec elles les graviers, les sables sans liaison, etc., et, en certains endroits, leur pression et leur puissance d'érosion sont aussi considérables que celles d'un glacier continental.

Dans plusieurs parties de la région, on rencontre des stries sur les versants inférieurs, dans une direction parallèle à la côte, lesquelles ont sans aucun doute été produites par des amoncellements de glaces, dont les bords se sont échoués le long du rivage dans leur marche comme s'ils avaient été poussés par une force presque irrésistible. On trouve des stries produites de cette manière à Belledune, Coragne, sur la côte de l'Île du Prince-Edouard, et dans un certain nombre d'autres endroits.

On a donné à la page 94 M des explications détaillées sur les preuves de l'existence des glaces flottantes dans l'estuaire du Saint-Laurent, sur le côté sud de la baie des Chaleurs, etc. Dans la partie orientale

Où l'on a observé des stries produites par les

glaces flottantes.

du Nouveau-Brunswick, surtout sur l'isthme de Chignectou, l'on a observé plusieurs faits intéressants concernant l'action des glaces flottantes. Des amoncellements ou champs de glace ont traversé l'espace compris entre le détroit de Northumberland et le fond de la baie de Fundy, et probablement aussi dans la direction inverse. On a observé à la baie Verte, ainsi que sur l'axe de l'isthme et sur la péninsule du cap Tourmentin, les stries produites par ces glaces. Dans cette dernière localité, les mêmes bancs de roche donnent des preuves très distinctes des mouvements de la glace tant vers le nord que vers le sud. (*Voir* liste des stries produites par les glaces flottantes, n^{os} 9 et 16.) Le fait qu'elles n'ont pas pu être produites par d'autres agents que les glaces flottantes est démontré par cet autre fait qu'aucune strie d'une direction correspondante n'a été trouvée sur l'Ile du Prince-Edouard. Les glaces flottantes se dirigeant vers le sud qui ont produit ces stries ont dû, en conséquence, venir ou par l'entrée nord-ouest du détroit, ou par la partie basse de l'Ile du Prince-Edouard, alors submergée, immédiatement à l'ouest des baies de Richmond et de Bédèque, ou par l'entrée est du détroit de Northumberland. De fait, il semblerait qu'elles sont venues simultanément par les passages est et nord-ouest, formant ainsi l'accumulation de glace déjà mentionnée qui cherchait une issue à travers l'isthme de Chignectou dans les eaux libres de la baie de Fundy.

Mais une partie des glaces flottantes venant de l'est a dû s'échouer sur le haut-fond qui existait alors et qui forme aujourd'hui la basse péninsule du cap Tourmentin, et y produire les stries dirigées vers le nord. Que des glaces flottantes en quantité considérable aient traversé l'isthme submergé de Chignectou entre la baie de Fundy et le détroit de Northumberland, la chose semble un peu douteuse, car aucune strie sur les bancs de roche avec côté frappé au sud-ouest n'a été rencontrée autour du fond de cette baie. Sur cette étendue d'eau, les principaux courants et les principales glaces, ainsi que les matériaux de transport, ont apparemment suivi une direction nord-est-sud-ouest.*

Stries produites par les glaces flottantes sur le littoral de l'Ile du Prince-Edouard.

Autour des rivages de l'Ile du Prince-Edouard, il y a un grand nombre de stries évidemment produites par les glaces flottantes, à une époque où le niveau de l'île était moins élevé qu'aujourd'hui. Aucune de ces stries ne traverse l'île dans une direction quelconque, mais elles ont apparemment été formées par des glaces flottantes se heurtant obliquement contre les rivages nord-est et sud-ouest pendant la période mentionnée.

* Au printemps de 1894, des accumulations de glaces ont été poussées dans le détroit de Northumberland, et le passage séparant le cap Tourmentin du cap Traverse a été obstrué par ces glaces à une profondeur de trente pieds, d'après les rapports des journaux et des voyageurs.

A l'ouest de l'isthme de Chignectou, ou au fond de la baie de Fundy, il a été impossible de trouver des preuves de l'action des glaces flottantes sur les côtes du Nouveau-Brunswick.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

En résumant les faits principaux se rattachant aux sulcatures laissées par les glaces, pendant la période pléistocène, sur la surface de la région à l'étude, nous constatons que, pendant la période du maximum de développement des glaciers, il y a eu un mouvement général rayonnant depuis le principal névé des Alléghanys du nord-est, vers le nord et vers l'est dans la vallée du Saint-Laurent, vers l'est sur la côte sud-ouest du golfe Saint-Laurent, vers le sud-est dans la baie de Fundy et l'océan Atlantique, et vers le sud et le sud-ouest sur le territoire des Etats-Unis.

La vallée du Saint-Laurent, jusqu'aux Mille-Iles à l'ouest, était probablement, au moins durant la dernière partie de la période glaciaire, un chenal libre dans lequel descendaient les glaces du nord et du sud.

Bien que la surface couverte par les glaciers des Alléghanys dont il est ici question ne fût pas d'une grande étendue, celui qui occupait la Nouvelle-Angleterre et le sud-est de Québec semble avoir été le plus épais et le plus puissant des glaciers pléistocènes de l'est de l'Amérique du Nord qui se sont développés sous ces latitudes; et les conditions géographiques et météorologiques appuient l'opinion qu'il n'a été surpassé sous ce rapport que par le grand glacier de l'ouest des Cordillères.

Dans le Canada oriental, au sud de l'estuaire du Saint-Laurent, la glace continentale semble avoir consisté en glaciers locaux, et les différentes parties qui partaient du névé central se sont séparées et ont reçu des noms différents. Celui qui occupait la péninsule de Gaspé et la chaîne des montagnes de Notre-Dame a suivi les canaux de drainage, généralement parlant, dans sa descente vers le nord et vers le sud. Le long du cours inférieur du Saint-Laurent, la direction a été apparemment vers les eaux libres de l'estuaire, tandis qu'au Bassin de Gaspé, elle a été vers l'est, directement vers les eaux du golfe Saint Laurent.

Direction du
cours des
glaciers.

La partie occidentale de la vallée de la baie des Chaleurs était occupée par une nappe de glace à laquelle on a donné le nom de glacier de la baie des Chaleurs. Au sud de ce glacier et couvrant la plus grande partie de la région carbonifère du Nouveau-Brunswick et de l'île du Prince-Edouard, s'étendait le glacier de Northumberland. La grande vallée de la rivière Saint-Jean et les rives des deux côtés étaient

Glaciers dis-
tincts.

occupées par une nappe de glace que l'on a désignée sous le nom de glacier de la vallée de la rivière Saint-Jean. Les extrémités est et sud-est de ces glaciers étaient amincies et n'étaient pas accompagnées de moraines.

A l'époque du maximum de l'accumulation des glaces, les côtes étaient un peu plus élevées qu'aujourd'hui. Un affaissement et des mouvements différentiels se sont produits vers la dernière phase de la période glaciaire, lesquels sont démontrés par un grand nombre de stries divergentes, dans la plaine carbonifère du Nouveau-Brunswick central et oriental. Ces stries indiquent que le plateau d'épanchement séparant les bassins de drainage de la rivière Saint-Jean et des rivières tombant dans le détroit de Northumberland, n'a pas été affecté par le mouvement d'affaissement des côtes dans une aussi grande mesure que le dernier. Les stries qui démontrent les mouvements graduels sur la plaine unie du carbonifère peuvent être prises comme preuve que le glacier ne s'est pas retiré de la région durant toute la période glaciaire. Vers la dernière phase, les glaciers sont devenus plus petits et plus morcelés, et des glaces flottantes occupaient les baies et les détroits. Les traces laissées par ces dernières sur les surfaces rocheuses démontrent que les parties côtières du Nouveau-Brunswick étaient alors de 75 à 150 pieds plus basses qu'aujourd'hui. La région qui entoure la baie des Chaleurs et la région de la côte nord de la baie de Fundy semblent avoir subi de plus grands changements différentiels de niveau que la région carbonifère centrale du Nouveau-Brunswick et celle de l'Ile du Prince-Edouard, cette dernière ayant apparemment une attitude plus stable relativement aux oscillations de l'écorce terrestre. L'affaissement commencé alors était celui qui s'est continué pendant la période de l'argile à léda.

La péninsule de la Nouvelle-Ecosse a été sulcaturée par un glacier continental qui s'est accumulé à sa surface, et probablement, à une phase subséquente, par des glaces flottantes dans les régions côtières.

Un glacier local semble s'être amassé autour du fond de la baie de Chignectou, et sur l'isthme du même nom, pendant la première phase du pléistocène, et on l'a appelé le glacier de Chignectou. Les glaces flottantes ont aussi laissé des traces sur l'isthme à une date postérieure.

Les îles de la Madeleine n'ont pas subi l'action glaciaire.

Sur les îles de la Madeleine, l'on n'a observé aucune preuve de l'action glaciaire durant le pléistocène; on n'y a pas non plus rencontré d'argile à blocs; au contraire, les surfaces rocheuses y sont partout recouvertes de leurs propres débris.

La cause ou les causes de la période glaciaire, ou plutôt de l'existence de nappes de glaces sous ces latitudes aux temps pléistocènes, ne sauraient être discutées ici. Mais l'on peut remarquer que la tendance

à éliminer les influences cosmiques et à attribuer le refroidissement de la période glaciaire la partie nord de ce continent à des causes géographiques ou terrestres, était-elle due ce qui est la caractéristique des récentes études relatives aux phénomènes glaciaires, ne semble pas avoir jusqu'ici jeté beaucoup de lumière à des causes locales ou générales ? sur la question, et peut être après tout seulement un point de vue partiel. Si la période glaciaire est uniquement due à des causes terrestres, le fait que ces causes doivent être en grande partie d'un caractère local semble avoir été oublié ; car il n'est pas probable que ces causes auraient pu se produire simultanément dans toute l'étendue des zones arctiques et tempérées du nord jusqu'aux limites de la zone glaciaire au sud. On peut sérieusement douter que des changements dans l'élévation du sol, des changements dans la distribution des terres et des eaux, des changements dans les courants atmosphériques et marins, une quantité d'humidité et de précipitation plus grande ou moindre que celle que nous avons aujourd'hui, etc., eussent suffi, réunis, à amener une époque glaciaire, qui a dû exister vers les temps pléistocènes, ainsi que l'indiquent les phénomènes. Si l'on tentait de démontrer que des conditions terrestres de cette nature étaient suffisantes pour amener une période glaciaire localement, sur l'un ou l'autre côté du continent de l'Amérique du Nord, par exemple, ou sur les deux côtés de l'Atlantique nord, l'hypothèse semblerait fondée ; mais ces causes, tout en étant susceptibles de produire diverses modifications locales de climat et de conditions glaciaires, ont probablement été régies ou modifiées par quelque loi générale. En conséquence, il est certain, par voie de déduction, que toute hypothèse basée sur des conditions terrestres doit comprendre les influences générales ou cosmiques qui aurait pu simultanément agir dans toutes les régions circompolaires et tempérées du nord de la terre, durant la période pléistocène, car autrement les conditions glaciaires ne sauraient s'être produites en même temps dans les deux hémisphères, ou même sur les deux continents.

DÉPÔTS DU PLÉISTOCÈNE RÉCENT.

(M 2 a.) Gravier, sable et argile de l'intérieur stratifiés (eau douce).

Le caractère général des dépôts stratifiés de l'intérieur, et leur relation avec l'argile à blocs et autres matériaux de surface de la région, ont été discutés dans des rapports précédents, et nous ne pouvons ajouter que peu de chose à leur sujet après nos études des quatre dernières années. Presque partout, au-dessus de la ligne de rivage la plus élevée du pléistocène, et quelquefois s'étendant au-dessous, ils recouvrent les dépôts glaciaires proprement dits et les matériaux détritiques à une profondeur plus ou moins grande. Des coupes de ces dépôts sont

Dépôts du
pléistocène
récent.

données dans mes rapports sur les parties nord-est et sud du Nouveau-Brunswick,* que l'on peut appliquer à la région dont il s'agit ici, vu qu'elle forme partie du même terrain carbonifère.

Dépôts d'eau
douce strati-
fiés.

Cette portion des dépôts de surface n'a pas encore été l'objet d'une étude suffisante et comparative dans les pays qui ont subi l'action glaciaire, et cela est dû en grande partie, peut-être, aux théories aujourd'hui en vogue. Certains géologues attribuent ces dépôts principalement à l'action glaciaire, ou plutôt à l'action des eaux résultant de la fonte des glaciers; et les mots *gravières glaciaires*, *sables glaciaires*, etc., se rencontrent souvent dans les écrits sur la question. D'un autre côté, les partisans des grandes submersions prétendent avoir trouvé dans ces dépôts, et surtout dans les terrasses des rivières et des fleuves qui forment partie du système, des preuves à l'appui de leurs hypothèses.

Nos recherches n'ont pas mis en lumière un nombre considérable de faits en faveur de l'une ou l'autre opinion. Comme je l'ai dit dans des rapports précédents, il existe, dans les parties inférieures du système, en certains endroits, des preuves que ces dépôts sont le produit des glaciers, c'est-à-dire qu'ils ont été formés par les eaux sortant de la base de nappes de glace fondantes et se retirant; mais une partie du système, et de beaucoup la plus grande, ne semble pas avoir été produite de cette manière, mais plutôt par des agents qui agissent encore aujourd'hui. D'ailleurs, en ce qui concerne l'hypothèse de la submersion, toutes les terrasses et autres dépôts formés par l'eau au-dessus des lignes de rivage post-glaciaires les plus élevées, mentionnées aux pages 24-28 M, semblent explicables d'après la théorie qu'ils ont été produits par des agents fluviaux et lacustres. En règle générale, les terrasses qui bordent les vallées des rivières sont inclinées longitudinalement dans la direction que suit le courant; celles qui sont enclavées dans des bassins peuvent s'expliquer par l'action des eaux autour des bords de lacs existants ou disparus. Cette explication s'applique à la formation des terrasses à toutes les élévations au-dessus des limites marines du pléistocène plus haut mentionnées, et obvie à la nécessité de supposer une grande submersion de la région.

On a parfois expliqué la présence des cailloux sur ces niveaux supérieurs en l'attribuant à l'action des glaces flottantes durant cette période supposée de submersion, mais, autant que je l'ai constaté par mes observations, l'on ne rencontre pas d'argile à blocs ni autres matériaux glaciaires interstratifiés avec ces dépôts stratifiés, associés et disposés en terrasses, ou les surmontant. Des cailloux erratiques, souvent usés et sulcatés par la glace, se rencontrent à la surface, il est vrai, mais je

* Rapport annuel, Commission géologique du Canada, vol. III (N. S.), 1887-88; et vol. IV (N. S.), 1889-90, p. 55 N.

crois que leur présence en ces endroits est due à la dénudation de l'argile à blocs primitive, dont ils faisaient partie, et à une érosion et à un transport subséquents par des agents fluviaux ou lacustres ; ou leur présence est peut-être due à la simple érosion des dépôts de surface par des agents atmosphériques, la gravitation les faisant mouvoir des niveaux supérieurs aux niveaux inférieurs, en même temps que l'affaissement du terrain.

Ces dépôts de graviers, de sables et d'argiles stratifiés sont donc dus à une longue série de causes complexes qui ont été en activité depuis la fin de la période glaciaire. En éliminant ceux que l'on suppose avoir été formés par les eaux provenant de la fonte des glaciers, nous constatons que les produits des agents fluviaux et lacustres gisent principalement dans les vallées et les dépressions, où les dépôts sont souvent épais, et démontrent les changements et les fluctuations des eaux qui les ont produits. Sur les terrains supérieurs, entre les vallées, ces couches sont d'épaisseur variée, depuis quelques pouces sur certaines collines et certains versants, jusqu'à plusieurs pieds dans les vallées, et semblent, comme je l'ai déjà dit, avoir été formés en grande partie par des agents atmosphériques ordinaires, tels que la gelée, les pluies, la fonte des neiges chaque hiver, etc., agents qui ont tous l'effet de dénuder lorsqu'ils se continuent d'année en année. Dans certaines vallées, ils sont produits par les matériaux enlevés aux collines, et contiennent ordinairement de minces couches lenticulaires d'argile. Les matériaux proviennent tous de l'argile à blocs et des terres détritiques de la région.

Mode de formation.

Dans la région carbonifère des provinces maritimes de l'est, les strates supérieures de cette division des dépôts de surface contiennent des couches lenticulaires, irrégulières et blanchies, de sables gris ou blanchâtres ; ils sont surtout remarquables dans les champs fraîchement labourés. Cette couleur est due à la désoxydation du fer contenu dans les matériaux par l'action de la végétation de la surface.*

La question se rattachant à l'origine et au mode d'existence de ces couches stratifiées de l'intérieur est très importante, et nous nous proposons de l'examiner encore plus à fond, lorsque nous aborderons l'étude de la vallée du cours supérieur de la rivière Saint-Jean et de la région adjacente.

Terrasses de rivières et de lacs.

Des terrasses se rencontrent le long de la rivière Miramichi du Sud-Ouest et de ses tributaires, surtout à Doaktown et à Boiestown, ainsi

Terrasses de rivières et de lacs.

* Rapport annuel, Commission géol. du Canada, vol. III (N.S.), 1887-88, p. 17 N.

que le long des rivières Renous et Dungarvon, et, dans certains endroits, atteignent des dimensions considérables. Mais le long des rivières dont les bassins de drainage se trouvent entièrement dans la région carbonifère, au Nouveau-Brunswick, à la Nouvelle-Ecosse ou dans l'Île du Prince-Edouard, l'on n'a rencontré aucune terrasse élevée ou remarquable.

Mode d'origine.

On a parlé du mode d'origine des terrasses de rivières et de lacs. On constate que ces terrasses peuvent être surtout attribuées à l'action des rivières et des lacs eux-mêmes sur les matériaux des vallées où ils se trouvent. On rencontre parfois l'argile à blocs supportant les terrasses de rivières, surtout les plus élevées ; et il semble aussi probable que les parties stratifiées des bases de ces terrasses, au moins, ont peut-être été formées par des dépôts de matériaux transportés par les eaux provenant de la fonte des glaciers lorsqu'ils se sont retirés. Autour des bords des lacs, nous rencontrons des dépôts stratifiés et non-stratifiés en buttes et en crêtes associées aux terrasses ou banquettes, ou en formant partie. Ces dépôts ont été produits par l'expansion mécanique ou le refoulement des glaces qui en recouvrent la surface chaque hiver.

L'étude relative à la formation des terrasses de rivières et de lacs, étude qui a été faite dans des rapports antérieurs, a été assez approfondie pour comprendre tout ce qu'il est nécessaire de dire sur la question, jusqu'à ce que de nouvelles observations et de nouvelles recherches soient complétées au sujet de celles qui sont développées d'une manière si typique le long de la rivière Saint-Jean et dans la partie occidentale du Nouveau-Brunswick ; on espère alors que de nouveaux faits nous permettront de résoudre quelques-uns des problèmes que présente cette catégorie très intéressante de formations.

(M. 2 b.) *Argile à léda et sable à saxicaves.*

Argile à léda et sable à saxicaves.

Dans la région qui borde le détroit de Northumberland, les dépôts d'argile à léda et de sable à saxicaves accusent une différence marquée entre eux et les couches de la même formation que l'on rencontre dans le bassin de la baie des Chaleurs, ou sur les côtes de la baie de Fundy. Autour de ces baies, l'argile à léda est souvent bien répandue, l'épaisseur en variant de cinq ou dix pieds à cinquante pieds ou davantage. La partie inférieure est ordinairement à gros éléments, et renferme des cailloux provenant de l'argile à blocs ou de matériaux détritiques, et est parfois associée à la première, aucune ligne de démarcation accusée ne les séparant, et il arrive souvent qu'elle ne contient pas de fossiles. En règle générale, la partie supérieure consiste en matériaux plus fins, et partout où ils sont un peu calcarifères, ils contiennent des

fossiles marins en plus ou moins grande abondance. Les couches qui contiennent le plus de coquilles marines sont celles qui touchent immédiatement aux sables à saxicaves susjacentes.

On a essayé de classer l'argile à léda en supérieure et en inférieure. Cette division est peut-être possible au point de vue paléontologique, bien qu'après tout elle puisse dépendre principalement de la profondeur où vivaient les mollusques marins ; mais on n'a constaté dans l'argile à léda même aucune lacune stratigraphique comme celles qui se rencontrent entre l'argile à léda et les sables à saxicaves susjacentes. Cette argile à léda et les sables à saxicaves consistent surtout presque partout en matériaux locaux provenant des couches sous-jacentes, intercalées plus ou moins de sable et de graviers de transport, etc., usés par les eaux. Dans les régions occupées par les calcaires, les schistes ou les ardoises, etc., qui forment dans leur état de désagrégation des couches d'argile, l'argile à léda est spécialement bien développée et contient généralement des fossiles ; au contraire, lorsque les roches sous-jacentes sont des grès, les sables à saxicaves se rencontrent sur leur plus grande étendue et dans leur plus grande épaisseur, et l'argile à blocs est mince et irrégulière, ou complètement absente.

Dans la région bordant le détroit de Northumberland, on ne trouve que rarement l'argile à léda à l'état pur, et quand on la rencontre ainsi, elle n'a que quelques pouces d'épaisseur. Partout où se rencontrent ces faibles couches argileuses dans les régions grésifères, là seulement on a trouvé des coquilles marines. Cependant, le sable à saxicaves est toujours présent ; il est généralement d'une grande épaisseur, et il a apparemment été formé de la même manière que les platiers de sable de la période récente, le long du littoral. Les couches supérieures contiennent généralement des matériaux grossiers, renfermant des cailloux locaux et erratiques. On n'a jusqu'ici trouvé aucun fossile dans ces couches arénacées. En réalité, ce n'est que dans un petit nombre de localités, sur la côte ouest de l'île du Prince-Edouard, que l'on a trouvé des fossiles dans tout le bassin carbonifère, et ils sont peu nombreux.

Rareté de l'argile à léda dans la région examinée.

Nous allons maintenant donner en détail des coupes de ces couches dans l'ordre descendant, et énumérer les espèces de coquilles qu'elles contiennent :—

1. A un demi-mille au sud de la pointe de terre, à Miminegash-Pond, une coupe mesurée donne :—

(1.) Sable à saxicaves { gravier stratifié, 4 pieds.
sable à grains fins, 3 " 7 pieds.

(2.) Argile à léda, douce et onctueuse, 12 à 15 pouces.

Les fossiles se rencontrent dans la partie supérieure de l'argile à léda, les espèces étant *Saxicava rugosa*, *Balanus crenatus* et une *Leda*, probablement *permula*.

(3.) Argile à blocs, sur la plage au niveau de la marée haute, 20 pieds.

Coupes de ces dépôts marins.

A Campbell-
ton, I.P.-E.

2. A Campbellton, une autre coupe présente la série suivante :—

- (1.) Sable à saxicaves { gravier stratifié, 4 à 5 pieds.
sable fin, 6 pieds ou plus.
—11 pieds.

(2.) Argile à léda, très mince, pas plus de quelques pouces. Dans la partie supérieure, ou entre l'argile et le sable à saxicaves susjacent, l'on a trouvé les coquilles suivantes : *Saxicava rugosa*, *Mya arenaria*? *Lunatia*?

- (3.) Argile à blocaux, mince.

La berge a ici environ 25 pieds de hauteur, mais plus de la moitié est composée de roches.

3. Au sud du cap Wolf se présente une troisième couche fossilifère dans laquelle M. Wilson a trouvé des coquilles de *Macoma Grœnlandica*. Une coupe donne :—

- (1.) Sable à saxicaves (gravier et sable), 11 pieds.

(2.) Argile à léda, mince; l'éboulement des couches a empêché de faire les mesurages.

(3.) Argile à blocaux, épaisseur non connue, mais cette argile et l'argile à léda réunies ont plus de 15 pieds de puissance au-dessus de la plage.

Hauteur de la
ligne de rivage
du pléistocène
ou post-glaci-
aire dans l'Ile
du Prince-
Édouard, etc.

La ligne de rivage la plus élevée du pléistocène sur l'Ile du Prince-Édouard est à environ 75 pieds au-dessus du niveau moyen de la marée (p. 28 m); sur la terre ferme, autour du détroit de Northumberland, nous constatons qu'elle est de 125 à 140 pieds, la plus basse étant sur la péninsule du cap Tourmentin. Des terrasses marines sont partout communes sur ces hauteurs.

Des lignes de rivage se rencontrent à des altitudes moins élevées, par exemple dans l'Ile du Prince-Édouard, où, à part celle déjà mentionnée, nous en avons observé une bien accusée à environ 50 pieds au-dessus du niveau moyen de la marée, et à Wallace, N.-E., sur la terre ferme, se rencontrent des terrasses bien distinctes, formées par la vague, à 130, 120, 110 et 55 à 60 pieds, etc.

Rareté des fos-
siles marins.

Aux environs du fond de la baie de Fundy, le soulèvement pléistocène, bien que différentiel, a été plus grand que dans le détroit de Northumberland; mais les terrasses marines ne sont pas bien accentuées, sauf dans un petit nombre de localités, et jusqu'ici nous n'y avons pas rencontré de fossiles. Deux circonstances ont été défavorables à la conservation des coquilles marines dans ces terrasses, (1) les fortes marées et les courants, et (2) la présence du fer et autres minéraux dans les dépôts, tendant à les ronger et à les détruire.

Couches mari-
nes douteuses
au chemin de
fer de Chignec-
tou.

Dans les coupes des couches marines de la période récente qui affluent au bassin de Fort-Lawrence, à l'extrémité ouest du chemin de fer de transport maritime de Chignectou, (p. 144 m), les dépôts marins du pléistocène, quand ils sont représentés, sont médiocrement définis et problématiques. Certaines assies, entre l'argile à blocaux et la tourbe, ou couche forestière, peuvent être considérées soit comme matériaux détritiques ou argile à blocaux oxydée, soit comme formées

en partie d'argile à blocaux et en partie de sable à saxicaves. L'absence des fossiles rend la chose incertaine. Il n'y a aucun doute que l'isthme de Chignectou a été submergé pendant la phase récente du pléistocène, mais l'érosion à laquelle il a alors été soumis a peut-être empêché d'autres dépôts que de minces couches de sédiments marins.

Les éléments dont sont formés les dépôts de surface de la région, sur l'un et l'autre côté de l'isthme, ne favorisent cependant pas la conservation des testacés marins, vu qu'ils renferment peu ou point de chaux. En conséquence, il n'est pas du tout improbable que des coquilles aient été ensevelies dans les couches du pléistocène marin au fond de la baie de Fundy et autour du détroit de Northumberland, en plusieurs endroits où nous ne pouvons les trouver aujourd'hui. Les coquilles sont abondantes aujourd'hui le long des plages et sur le littoral, et il n'est que raisonnable de supposer que les mollusques de la période de l'argile à léda et des sables à saxicaves vivaient dans ces eaux. Mais la désoxydation du fer que les sables contiennent, et les procédés d'épuration qu'ils subissent, détruisent rapidement les coquilles lorsqu'ils en contiennent.

Raisons de la rareté des fossiles dans les dépôts du côté sud du golfe Saint-Laurent

Nous devons donc attribuer principalement la rareté des coquilles du pléistocène, dans ces terrasses marines, aux procédés destructeurs en question, et non à leur absence ou à leur petit nombre supposé dans les mers voisines durant la période de formation des terrasses.

Des terrasses ou deltas de 171 pieds au-dessus du niveau moyen de la marée (page 27 m), que l'on suppose d'origine marine, se rencontrent à la rivière Halfway, à la base septentrionale des montagnes de Cobequid; et à Lakelands, dans la gorge où passe le chemin de fer de Springhill à Parrsboro', nous en avons observé d'autres de 223 pieds de hauteur. Relativement aux terrasses ou deltas de 171 pieds, nous pouvons dire que les matériaux dont ils sont formés sont des graviers et des sables stratifiés qui, près du ruisseau de l'Ouest (*West Brook*), forment des couches irrégulières, et diffèrent de ceux dont est composé le Dos-de-Sanglier en ce qu'ils contiennent des cailloux cristallins provenant des Cobequids disséminés dans la masse. Ces matériaux ont été apportés dans la vallée par le ruisseau de l'Ouest, et les terrasses, en certains endroits, présentent des failles ou dislocations que l'on peut considérer comme indiquant les mouvements différents qui se sont produits depuis la période de leur dépôt.*

Terrasses que l'on suppose avoir été formées par la mer dans les Cobequids.

* Au sud du cap Dorchester, comté de Westmoreland, N.-B., dans une berge le long du rivage, nous avons aussi observé des failles ou dislocations dans les dépôts de surface. Les matériaux sont composés d'une argile stratifiée arénacée, surmontant de l'argile à blocaux, et les failles, au nombre de six ou huit, sont presque verticales, l'inclinaison étant légèrement dans une direction sud-est, avec rejet au nord-est, c'est-à-dire sur le côté qui s'éloigne de la baie de Fundy.

Au début, l'on supposait que ces deltas ou terrasses étaient d'origine lacustre, mais des nivellements ont démontré qu'ils étaient de quatre-vingt-cinq et cent trente-cinq pieds respectivement au-dessus du fond de la gorge déjà mentionnée, et de quarante à quatre-vingt-dix pieds plus élevés que le sommet du Dos-de-Sanglier, le long de la vallée de la rivière Hébert. A propos de la théorie qui leur assigne une origine lacustre, il nous faudrait supposer deux barrages, l'un au sud, dans la gorge déjà mentionnée des Cobequids, l'autre au nord de la vallée de la rivière Hébert, pour expliquer l'existence d'un lac même à la hauteur de 171 pieds.

Difficultés que présente la théorie qui leur assigne une origine lacustre.

Cette difficulté rend insoutenable, de prime abord, l'hypothèse de l'origine lacustre des terrasses. D'ailleurs, nous avons observé que les terrasses s'étendent dans une direction nord vers le cours supérieur de la rivière Maccan, bien qu'à une hauteur allant en diminuant, et dans une direction sud par la gorge déjà mentionnée, augmentant apparemment en élévation, tout en étant considérablement bouleversées et dénudées. Du côté sud des Cobequids, près de Parrsboro', où elles font face au Bassin des Mines, elles tombent à un niveau de 130 ou 135 pieds au-dessus de la marée moyenne. Il me semble que, malgré ces inégalités de hauteur, tous ces deltas et terrasses indiquent la limite supérieure du soulèvement post-glaciaire, ou la hauteur de la mer durant l'affaissement pléistocène de la région, et qu'en conséquence ils sont d'origine marine.

J'ai expliqué, à la page 33 M, la différence d'élévation existant entre ces terrasses et les lignes de rivage le long du détroit de Northumberland. Les dislocations que l'on rencontre dans les terrasses peuvent être considérées comme démontrant des mouvements verticaux inégaux.

Des restes de terrasses, ou de lignes de rivage, à la même altitude que celles déjà décrites, ont été observés sur le côté ouest de la vallée au fond de laquelle descend la rivière Halfway. Ces terrasses, ainsi que le front de la terrasse principale elle-même, ont été profondément dénudées. Elles appartiennent évidemment à l'âge des sables à saxicaves du golfe Saint-Laurent, et ont été formées dans des conditions analogues.

Terrasses récentes dans la vallée de la rivière Halfway.

A une phase subséquente de la période post-glaciaire, à mesure que la région s'élevait et que la mer se retirait de la vallée de la rivière Halfway, il se forma un bassin de réception qui retint un lac d'eau douce dont le lac Halfway est un reste. Ce lac était situé à environ trente pieds au-dessus du lac actuel, soit, quatre-vingt-neuf pieds et demi au-dessus du niveau moyen de la marée. Des terrasses et des pla-

tières alluviales formées par ce lac entourent la vallée contenant aujourd'hui la rivière et le lac Halfway.

Les faits concernant les terrasses de cette localité sont d'un grand intérêt, et si les plus élevées sont d'origine marine, comme elles semblent certainement l'être après avoir éliminé toutes les autres théories relatives à leur mode de formation, elles sont des plus importantes par leur portée sur la question du soulèvement différentiel qui s'est produit dans cette région durant la période post-tertiaire.

Importance de ces terrasses relativement aux mouvements différentiels.

Dans certains endroits, l'on trouve l'argile à léda surmontant des surfaces rocheuses striées par les nappes de glaces locales et les glaces flottantes de la dernière phase de la période glaciaire. Ces couches, qui ont dû être déposées postérieurement, ne semblent avoir subi aucun bouleversement; et l'on n'y a pas non plus rencontré de matériaux glaciaires, intercalés ou susjacents, se rattachant à l'argile à léda et aux sables à saxicaves. On conclut de là que le dépôt en a commencé vers la fin de la période de l'argile à blocaux, et s'est continué pendant quelque temps après que la glace se fût retirée de cette région.

Age de l'argile à léda et des sables à saxicaves.

Ces argiles et ces sables fossilifères se sont intimement rattachés à l'argile à léda et aux sables à saxicaves de la vallée du Saint-Laurent, étudiés et nommés il y a plusieurs années par sir J. W. Dawson, et semblent réellement constituer une partie de la même série déposée sur la côte méridionale du golfe Saint-Laurent, la seule différence dans la faune marine étant que, dans la dernière région, un petit nombre d'espèces du sud sont mélangées à celles du type boréal. Cependant, les relations exactes d'un certain nombre de ces espèces n'ont pas encore été établies d'une manière définitive, et tant que l'on n'aura pas fait d'autres collections de coquilles de la période pléistocène et de coquilles existant aujourd'hui sur la côte orientale du Canada, surtout dans le golfe Saint-Laurent et aux environs, leur valeur au point de vue de la détermination du climat des temps du pléistocène récent, et de la profondeur de la mer où elles vivaient, ne peut pas être bien grande. Il serait important de faire, sous ce rapport, de nouveaux dragages qui nous permettraient de rattacher la faune marine qui habite aujourd'hui les eaux côtières plus intimement à celles d'autres régions, ainsi qu'à celle des dépôts pléistocènes dont il est ici question.

Relation entre ces dépôts et l'argile à léda et les sables à saxicaves de la vallée du Saint-Laurent.

(M 3 a.) DÉPÔTS D'EAU DOUCE DE LA PÉRIODE RÉCENTE.

Platières de rivières (Vallons).

Des platières de rivières bordent les principales rivières de la région à laquelle a trait ce rapport, et forment généralement les meilleurs sols.

Dépôts de la période récente (platières de rivières).

Endroits où on
les a observés
au Nouveau-
Brunswick.

Le long de la Miramichi du Sud-Ouest et de ses tributaires, elles sont défrichées et cultivées en plusieurs endroits, et à Doaktown et à Ludlow, sur la principal rivière, elles atteignent une largeur considérable. Sur les bords de la rivière Renous, à environ treize milles de son embouchure, nous avons aussi observé de belles et larges platières, en partie en culture, mais dont la plus grande étendue est encore couverte de forêts. Des ormes, des peupliers baumiers, des merisiers blancs, etc., d'une très belle venue, y croissent, et si elles étaient défrichées et convenablement cultivées, elles auraient de la valeur pour la production du foin et l'élevage des bestiaux.

On rencontre aussi des platières le long de la rivière Dungarvon, dont une, à huit milles en amont de son confluent avec la Renous, rapporte du foin depuis plusieurs années.

De semblables vallons bordent les rivières Kouchibouguac et Kouchibouguacis, ainsi que les rivières Richibouctou, Bouctouche et Cocagne. Celles qui longent les trois cours d'eau en dernier lieu mentionnés sont en grande partie en culture et le sol en est excellent. Nous avons vu de belles fermes dans la vallée de la Richibouctou, surtout le long de ses deux principaux affluents, la rivière Nicolas et la *Coal Branch*.

Les rivières des comtés d'Albert et de Westmoreland ne renferment pas de platières de rivières dignes de mention, vu qu'elles sont petites et que leurs bassins de drainage sont d'étendue limitée.

Nouvelle-
Ecosse.

Dans le comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, des vallons s'étendent le long du cours supérieur de la rivière Maccan et se rencontrent aussi au lac Halfway, où nous avons remarqué quelques bonnes fermes. D'étroites bandes de terre basse bordent les rivières Philip, Pugwash et Wallace, tandis que dans la vallée de la Deware et plus à l'est, vers Tatamagouche, il existe des fonds d'alluvion. Presque tous les terrains d'alluvion sont en culture dans le comté de Cumberland.

Île du Prince-
Edouard.

Après avoir traversé le détroit de Northumberland et une fois arrivés dans l'Île du Prince-Edouard, nous ne trouvons pas d'alluvions dignes de remarque, sauf le long des rivières Dunk et Hillsborough, la première seulement figurant dans la région comprise dans la feuille n° 5 S.-O.

Naturellement, toutes les vallées des cours d'eau moins étendus renferment plus ou moins de terrains d'alluvion, mais généralement ce terrain ne forme qu'une bande très étroite. Cependant, le caractère du sol provenant des schistes permo-carbonifères et triasiques est tel qu'il se convertit facilement en une belle terre franche, et ce sol couvre les versants et le fond des vallées à une profondeur plus ou moins grande, et équivaut presque au terrain d'alluvion. En réalité, une

grande quantité de ce sol est de la nature de l'alluvium d'eau douce, bien que la plus grande partie soit due à l'action atmosphérique.

Le mode de formation de ces dépôts a été discuté dans des rapports antérieurs. Ils sont, dans chaque cas, le résultat des phénomènes produits par les changements de saisons, comme les crues de printemps et d'automne amenées par la fonte des neiges, les pluies, etc., et ont été formés par le limon transporté pendant ces crues. Ces eaux transportent des matériaux grossiers et menus, les premiers tombant d'abord, les plus fins étant entraînés plus loin et déposés dans les élargissements en forme de lacs des rivières, ou partout où le courant se ralentit suffisamment pour permettre le dépôt des matériaux fins tenus en suspension par les eaux. Dans ces alluvions, la stratification est rarement apparente, excepté lorsque l'argile s'y trouve en plus ou moins grande quantité, et sous ce rapport, on peut dire qu'elles ressemblent aux lacs des autres pays.

Mode de formation.

Nous n'avons trouvé aucun fossile dans ces alluvions, sauf des tiges d'arbustes, de petites branches et des feuilles, des restes de plantes herbacées, etc., dont toutes appartiennent à des espèces existantes.

TOURBIÈRES.

Les tourbières sont bien développées dans la région côtière du littoral sud-ouest du golfe Saint-Laurent, spécialement au Nouveau-Brunswick et dans l'Île du Prince-Edouard. Outre les tourbières décrites dans des rapports précédents comme se rencontrant dans les îles de Miscou et de Shippegan, au goulet de Saint-Simon et aux pointes Pokemouche, Tabucintac, du Cheval et Escuminac, d'autres ont été remarquées dans les localités suivantes et sont indiquées sur les cartes annexées à ce rapport. Voici une liste de celles qui ont été observées au Nouveau-Brunswick :—

Localités où on les a observées au Nouveau-Brunswick.

1. Une tourbière de grande étendue gît sur le côté nord du havre de Kouchibouguac.

2. Une autre se rencontre sur la côte, à environ un milie au sud de l'embouchure de la rivière Kouchibouguacis et fait face à la mer.

3. Une troisième occupe une partie de la péninsule entre l'estuaire de l'Aldouane et la côte. Cette tourbière est étendue et élevée au centre, et se perd dans le marais salant du côté du rivage.

4. Au sud de la Petite-Coulée (*Little Gully*), au promontoire de Richibouctou, enclavée dans la plage, il y a une tourbière d'une étendue considérable.

5. Deux grandes tourbières se rencontrent le long du chemin de fer *Kent Northern*, de un à cinq milles en amont de Kingston, ou à environ 20 ou 21 milles de la jonction de Kent, chemin de fer Intercolonial.

6. A environ six milles au nord de la station de Rogersville, chemin de fer Intercolonial, et au nord de l'endroit où ce chemin croise pour la première fois la rivière Barnaby, se trouve une tourbière considérable. Elle a peu de profondeur, et une partie de l'étendue indiquée sur la carte comme tourbière forme un lac peu profond, le printemps et l'automne.

7. A environ deux milles au sud de la station de Canaan, chemin de fer Intercolonial, la voie est traversée deux fois par une tourbière.

8. Des tourbières bordent les lacs à la source de la rivière Missaquash, sur l'isthme de Chignectou.

Dans l'intérieur du pays, on rencontre souvent des tourbières sur les plateaux d'épanchement, ou sur les parties non-drainées de la région carbonifère, mais elles sont généralement peu profondes et la tourbe est mince, de pauvre qualité et sale, vu qu'elle est mélangée à l'alluvion provenant des déclivités environnantes. Ces tourbières supportent des épinettes noires, des mélèzes, etc., d'une pauvre venue, surtout autour des bords. La tourbe la meilleure et la plus pure est celle que l'on trouve dans les tourbières élevées.

Île du Prince-
Edouard.

Passant à l'Île du Prince-Edouard, nous trouvons de grandes tourbières sur le côté nord-est, le long des rivages des baies de Richmond et de Cascumpèque. Elles ont été décrites par Dawson et Harrington.* Les localités précises où se trouvent les plus grandes tourbières sur l'île notées :—

9. Sur l'île Lennox, baie de Richmond, côté nord-est, une lisière de tourbe fait face au golfe Saint-Laurent. La mer est apparemment à ronger rapidement cette tourbière.

10. A la pointe du Lot 12, il y a une tourbière étendue, appelée la tourbière du ruisseau aux Ecureuils (*Squirrel Creek*) dans le rapport déjà mentionné de Dawson et Harrington), couvrant une superficie qui a certainement au moins 500 ou 600 acres. Elle s'élève au centre, et, comme celles des îles Miscou et Shippegan, à l'entrée de la baie des Chaleurs, elle est parsemée de petits étangs ou trous profonds, constamment remplis d'eau. Elle est aussi privée d'arbres.

11. A Black-Bank, à l'est de l'anse de Stephen, dans la baie de Cascumpèque, il y a aussi une grande tourbière. Le long du rivage, on voit qu'elle a de dix à douze pieds de profondeur en certains endroits, et qu'elle repose immédiatement sur du sable blanc. Les couches du fond sont pleines de racines, de troncs d'arbres, etc., en décomposition. Précisément à la pointe Stephen, l'on a remarqué des souches à deux pieds au-dessous de la ligne d'étiage. Cette tourbière est aussi plus élevée

* Rapport sur la structure géologique et les ressources minérales de l'Île du Prince-Edouard, 1871, par sir J. W. Dawson et le Dr. B. J. Harrington.

au centre que sur les bords, et elle est privée d'arbres. La mer, apparemment, la ronge rapidement.

M. Robert Tuplin, qui demeure dans le voisinage, et qui a fait des observations sur ces tourbières, nous a informé qu'une bande de cinq pieds ou à peu près était annuellement rongée par la mer. Cette tourbière est décrite en détail dans le rapport déjà cité de Dawson et Harrington, et l'on peut mieux en connaître l'étendue en examinant la carte.

12. A l'ouest de l'anse de Stephen se trouve une autre grande tourbière, la plus grande de l'île du Prince-Edouard (*voir la carte*). Elle a environ trois quarts de mille de large, et, comme celles de Black-Point et du ruisseau aux Ecureuils (*Squirrel Creek*), elle est élevée au centre et privée d'arbres.

13. On a aussi observé une petite tourbière près de la station du Portage, sur le chemin de fer de l'île du Prince-Edouard.

On constate que toutes les tourbières bordant la mer s'étendent au-dessous du niveau de la marée haute, et leurs parties inférieures contiennent des racines et des tiges d'arbres qui n'en occupent pas la surface aujourd'hui, mais qui, cependant, existent dans les régions côtières basses, plates et marécageuses du voisinage. Dans certains pays où il existe des tourbières sans arbres, l'on a cherché à démontrer que ces forêts ensevelies ont dû être détruites par l'envahissement de la mer, ou par un changement de climat, ou de quelque autre manière inexplicable, avant que les mousses des tourbières eussent commencé à croître.

Racines et
souches dans
les tourbières.

Mais comme les tourbières, dans l'état que l'on peut appeler leurs phases de début, sont assez communes dans plusieurs parties des provinces maritimes du Canada, et à la surface desquelles existent les mêmes épinettes, mélèzes, cèdres rabougris, etc., que l'on trouve au fond des plus grandes tourbières, il est évident de prime abord que le changement de l'état forestier ou partiellement forestier, aux premiers temps de leur développement, à l'état de dénudation lorsque la formation en est complète, ou plutôt lorsque la tourbe a atteint une épaisseur considérable, est dû à d'autres causes que celles mentionnées.

On peut voir, dans cette région, des tourbières à toutes leurs phases de développement, depuis celles qui n'ont que quelques pouces ou un pied ou deux d'épaisseur, jusqu'à celles qui ont plus de vingt pieds d'épaisseur. Les premières sont toujours couvertes d'arbres, lorsqu'elles sont dans leur état naturel, ces arbres étant plus gros sur les bords qu'au centre. A mesure que les mousses croissent et que la tourbière augmente en épaisseur, on remarque que les arbres se rabougrissent, et, en fin de compte, meurent partout où la tourbe est plus épaisse, généralement au centre d'abord, puis en dehors, vers les bords.

Mode de développement des
tourbières.

En conséquence, aujourd'hui, une partie des tourbières les plus étendues et les plus épaisses est sans arbres, et leurs bords, couverts de bruyères, sont occupés par quelques espèces d'épinettes, de mélèzes, de cèdres rabougris, etc., ces arbres augmentant en dimension et devenant de plus en plus entremêlés avec d'autres arbres vers l'extrémité de la tourbière.

Pourquoi les arbres ne croissent pas dans les tourbières.

D'après ce fait, il paraîtrait que les arbres ne croissent pas ou ne peuvent pas croître dans les tourbières, et que, en conséquence, l'état de dénudation de ces dernières est dû principalement à la submersion des arbres qui occupaient primitivement la surface où elles se trouvent. La croissance des mousses rend le drainage incomplet, la tourbe à son état naturel retenant, au poids, de quatre-vingt-dix à quatre-vingt-quinze pour cent d'eau. Il est évident de prime abord que les arbres ne peuvent pas croître dans un sol de cette nature, et lors même qu'ils prendraient racine au-dessous de la tourbe, l'accumulation de plusieurs pieds de mousses humides et froides autour de la base de leurs troncs, et le manque d'aération de leurs racines, en doit amener bientôt la destruction.

Aux premières phases du développement de la tourbière, les arbres et les sphaignes se disputent sans aucun doute l'empire ; mais comme les tourbières se forment invariablement dans des creux ou bassins primitivement occupés par des lacs peu profonds, et qui reçoivent encore à certaines saisons, lorsque la tourbe ne les remplit pas complètement, les eaux de la région environnante, on voit que la croissance des arbres, même alors, se trouve dans des conditions très défavorables pour que le développement s'en fasse quelque peu rapidement. En conséquence, ce sont seulement les espèces rustiques que l'on trouve dans des sols humides, froids, dans des régions marécageuses, qui croissent dans ces creux avant ou durant la phase de début du développement des tourbières, et leur existence est souvent très incertaine, exposée à être retardée ou complètement arrêtée par un changement insolite ou défavorable. De sorte qu'en fin de compte, la croissance des sphaignes autour des racines et de la base des troncs détruit les arbres. Ces troncs morts restent encore debout pendant quelque temps, jusqu'à ce que la décomposition arrive, puis ils se cassent et tombent sur la surface de la tourbière. Mais les racines, et parfois une partie de la souche, sont préservées de la décomposition par les propriétés antiseptiques des sphaignes, ou par les acides produits par la décomposition des arbres, et on les trouve ordinairement aujourd'hui dans une condition saine, et quelquefois même l'écorce en est encore intacte.

La grande épaisseur et étendue d'un si grand nombre de tourbières ou de marécages près des côtes du Nouveau-Brunswick et de l'Île du Prince-Edouard démontrent que les conditions climatiques existantes sont très favorables au développement des espèces de sphagnes et autres matières végétales dont elles sont composées. Et si nous en jugeons d'après la tourbe ou les couches forestières trouvées sous la vase de marais à la station d'Au-Lac, sur le chemin de fer Intercolonial, et au bassin de l'ouest du chemin de fer de transport maritime de Chignectou, il est évident que des conditions climatiques un peu analogues ont régné durant toute la période récente. Nous pouvons même remonter plus loin, et inférer des couches de tourbe trouvées par sir J. W. Dawson sous l'argile à blocs à la rivière des Habitants, Cap-Breton, que le climat du littoral pendant la dernière phase du tertiaire ne différerait pas beaucoup de celui qui y règne aujourd'hui.

Climat de la région favorable au développement des sphagnes composant les tourbières.

Les tourbières ou marécages sont donc très anciens, vu qu'ils ont commencé à se développer dans cette région du long des côtes dès que la terre eût émergé du sein de la mer aux temps post-glaciaires. Cependant, ils n'ont pas tous été formés alors, mais par intervalles, ou de temps à autre, à mesure que l'habitat des sphagnes, le drainage et autres conditions en favorisaient le développement.

Comme nous l'avons déjà inféré, les tourbières indiquent un léger affaissement du littoral pendant la période récente. L'appréciation exacte du changement de niveau est une chose difficile à faire ; mais les faits tendent à prouver une dépression de cinq à dix pieds.

Affaissement indiqué par les tourbières.

On n'a encore fait aucun usage de la tourbe dans la région qu'embrasse ce rapport. Un certain nombre de ces tourbières sont d'accès facile, quelques-unes par terre, d'autres par eau ; mais l'abondance du bois et la proximité des houillères de la Nouvelle-Ecosse maintiennent le combustible à des prix modérés, et, en conséquence, on ne se sert pas de tourbe pour le chauffage. Cependant, le jour viendra où elle aura de la valeur, non seulement comme combustible et comme litière, mais aussi pour d'autres usages. Dans certaines parties de l'Europe, on l'utilise aujourd'hui de diverses manières, entre autres pour l'emballage des diverses espèces de poterie, de la verrerie et autres articles cassants. Elle remplace aussi la glace pour le transport d'articles périssables, comme les viandes fraîches, le poisson, etc. Lorsqu'on la coupe en morceaux, on dit qu'elle est très utile pour la conservation de ces articles transportés pendant les temps chauds, soit par chemin de fer, soit par voie navigable. Les viandes ainsi enveloppées resteront fraîches pendant des semaines et finiront par sécher, l'humidité en étant absorbée par la tourbe.

Usage que l'on peut faire de la tourbe.

On pourrait l'utiliser très avantageusement, sur la côte canadienne de l'Atlantique, pour le transport du poisson frais par chemin de fer.

Par ce moyen, le saumon, la morue, le maquereau, le homard, etc., trouveraient un marché, non seulement dans les villes de l'est des Etats-Unis, mais aussi à Montréal, Ottawa, Toronto, etc.

On a aussi employé la tourbe avec succès pour la conservation des fruits frais ; même le raisin, dit-on, peut conserver toute sa fraîcheur pendant des mois si on le met dans de la tourbe réduite en fine poussière.

En conséquence, tout porte à croire que tout prochainement on l'emploiera en ce pays comme un non-conducteur de chaleur.

Son usage en
Allemagne.

En Allemagne, on emploie la tourbe depuis des années comme absorbant des liquides et des déchets de fabriques, et, sous ce rapport, elle a fourni des quantités considérables d'excellent engrais dans certains districts. On fabrique aussi aujourd'hui une excellente fibre avec certaines variétés de tourbe, susceptible d'être tissée et applicable à d'autres fins. Une énumération des usages multiples de la tourbe démontrerait que cette matière première est destinée à devenir, avec le temps, très précieuse, en ce qui concerne son application aux arts, à la chimie et à l'agriculture, ainsi qu'à des fins sanitaires. On peut supposer que les tourbières, jusqu'ici considérées comme sans valeur, deviendront des propriétés de prix, et l'usage de cette matière négligée promet aussi de faire naître des industries florissantes. Quand arrivera ce jour, les provinces maritimes du Canada oriental pourront fournir un approvisionnement presque illimité de tourbe pour tous les usages énumérés.

Valeur des
terrains
marécageux.

(M. 3 b.) DÉPÔTS MARINS.

Dunes, marais salants, platières d'estuaire, vase coquillière, etc.

Dépôts
récents
(marins).

Les dépôts marins récents qui se rencontrent presque partout autour des côtes du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Ecosse et de l'Île du Prince-Edouard, sont au nombre des formations de surface les plus intéressantes. Leur grand développement dans la région particulière à l'étude est dû à plusieurs causes ; ainsi, par exemple, dans la région de la baie de Fundy, il est dû aux marées extraordinaires de cette masse d'eau et à leur influence érosive sur les côtes, qui fournissent de grandes quantités de matériaux ; sur le détroit de Northumberland, au fait que l'érosion de la surface de la région a fourni d'abondants matériaux arénacés et autres, aux rivières, cours d'eau, etc., qui les entraînent vers la mer sur une rive basse et inclinée.

Source des
matériaux.

C'est dans la région de la baie de Fundy que les marais salants acquièrent leur plus complet développement, tandis que les dunes de sable, les platières d'herbe à anguille et de vase coquillière couvrent

une étendue beaucoup plus grande dans la région du détroit de Northumberland, et, dans cette dernière partie surtout, ils sont apparemment tous d'origine contemporaine. Les sables meubles de la côte dans cette dernière région, transportés çà et là par les courants marins, les vents et les vagues, arrivent à prendre une position relativement stable le long de ces rives basses et inclinées, où ils sont déposés et forment de longues plages ou dunes parallèles à la ligne du rivage, et des lagunes intermédiaires basses d'une étendue plus ou moins grande.

Tandis que ces matériaux sont entraînés sur le littoral, il s'opère un Lixiviation. procédé de lixiviation dû à l'action des sulfates des eaux de la mer et des acides produits par la décomposition des matières végétales (tourbières, herbes des marais salants, etc.,) des bords de la côte. Les lagunes enclavées dans les plages sont réellement des bassins ou réservoirs où des changements chimiques s'opèrent constamment dans les sables ferrugineux et les limons, à mesure qu'ils sont entraînés de la terre par des agents fluviaux. Le blanchiment des sables formant les dunes, bien qu'il soit dû en partie au frottement mécanique qui s'opère sous les eaux courantes et aux brisants, est dû principalement, peut-être, à la lixiviation du fer qu'ils contiennent par l'humus décomposant. Des couches de sable mouvant, près de l'embouchure des diverses rivières qui se jettent dans le détroit de Northumberland, semblent aujourd'hui subir le procédé d'épuration dont il est ici question.

On a creusé des puits dans les dunes à un certain nombre de stations de pêche, montrant dans l'ordre descendant, (1) du sable, (2) du gravier ferrugineux et des roches désagrégées, et (3) des grès carbonifères gris *in situ*. Naturellement, l'eau de ces puits est saumâtre et renferme des matières plus ou moins ferrugineuses et d'autres impuretés, qui se sont développées par les réactions chimiques auxquelles il a été fait allusion. Par ces moyens et par le frottement continu, les sables blanchissent, surtout dans les couches supérieures des dunes. La zone où gisent ces dépôts côtiers varie en largeur, mais ils forment cependant une série définie qui, passant de la terre et se dirigeant vers la mer, peut être classifiée comme il suit :—

Série de
dépôts de la
période
récente sur la
côte.

1. Marais salant, bordé de tourbe en certains endroits sur la lisière intérieure, de sables ferrugineux, de limon, d'argile, etc., dans d'autres, le tout reposant généralement sur du tuf.

2. Une lagune, canal ou passage intérieur de la mer de peu de profondeur, où les courants de la marée vont et viennent. C'est réellement un bassin ou égout dans lequel les impuretés du sol se déchargent, et où des changements chimiques s'opèrent continuellement sous l'action de l'eau de la mer et des acides organiques apportés du sol.

3. Une lisière rompue de marais salants court le long du bord intérieur de la plage ou de la dune de sable.

4. La longue et étroite grève de sables siliceux blancs ou de couleur blanc-grisâtre qui court parallèlement à la côte, quelquefois en une seule crête, mais en comprenant deux ou trois là où elle est le plus large. Ces crêtes sont évidemment formées par les vagues, et sont souvent protégées contre les agents de dénudation par une couche d'herbes grossières et de caricées.

5. Des platnières de sable mouvant sur le littoral, plus larges ou plus étroites selon l'inclinaison. Autour du détroit de Northumberland, ces platnières ont une grande largeur, et une grande partie de leur surface se découvre aux marées descendantes. Des bancs ou des dunes de sable extérieurs s'élèvent aussi, dans la plupart des endroits, parallèles à ceux qui ont été décrits, à la distance du rivage où les vagues vont d'abord se briser durant la tempête. Le fait que les matériaux dont sont formés ces dunes et ces bancs de sable s'accroissent, semble prouvé par cet autre fait que les dunes les plus récentes ou extérieures sont généralement plus considérables que les intérieures, et augmentent apparemment en largeur, au moins dans certains cas; tandis que, entre les marques des marées, il y a de grandes quantités de sables mouvants que les vagues, durant les fortes tempêtes, déplacent ou soulèvent facilement.

Plages sur
l'Ile du
Prince-
Edouard.

Les plages de sable situées du côté nord de l'Ile du Prince-Edouard ressemblent beaucoup, quant à leur caractère et à leur composition, à celles de la terre ferme. L'une des plus étendues, dont fait partie l'île aux Cochons (*Hog Island*), a été examinée avec quelque attention. Ici, l'on a constaté que les dunes les plus anciennes ou intérieures de la plage consistaient en sable rougeâtre ou partiellement oxydé, tandis que celles situées vis-à-vis du golfe Saint-Laurent et récemment formées, ou aujourd'hui en voie de formation, étaient de la couleur blanchâtre ou blanche ordinaire. On a trouvé sur cette plage de six à dix dunes de sable parallèles, les plus récentes étant les plus élevées. La largeur de cette plage est d'un quart de mille à un demi-mille. Le long du bord intérieur de la plage, il y a des lagunes, des tourbières et des marais. On a rencontré des cailloux cristallins à la surface de ces marais salants, bien que l'on n'ait remarqué aucune preuve de glaciation sur les rivages adjacents ou les îles voisines, des roches désagrégées étant partout abondantes.

Les plus anciennes crêtes de la dune ou plage dont il est ici question sont aujourd'hui couvertes d'épipettes rabougries et de buissons de bois franc de diverses espèces, mêlé de bruyères. Les crêtes récemment formées sont couvertes simplement d'herbes grossières ou de caricées.

Changements locaux et conditions des dunes.

On peut considérer ces sables mouvants sous deux aspects au moins : d'abord en ce qui a trait à la navigation et à l'obstruction des rivières et des havres, et en second lieu, quant à leur rapport avec le caractère agricole des régions côtières.

Changements
subis par les
dunes.

Généralement parlant, on peut dire que tous les havres le long du détroit de Northumberland, c'est-à-dire autour de la côte de la région carbonifère du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Ecosse et de l'Ile du Prince-Edouard, se remplissent de sable. Cela est dû à deux causes : d'abord à l'accumulation de matériaux transportés par les rivières et les cours d'eau et déposés dans les estuaires, matériaux que l'on peut appeler *fluviaux* ; et en second lieu, à l'action de la mer qui rejette ces sables à l'embouchure des havres et des goulets. Il est aujourd'hui bien connu que les sables transportés par les vents, les vagues et les courants à l'embouchure des havres de Bathurst, de Miramichi, de Richibouctou, de Summerside, etc., pendant les fortes tempêtes, sont un obstacle sérieux à la navigation.

Obstructions
des havres
entourant le
détroit de
Northumber-
land.

Pour faire voir comment ces sables s'accumulent, prenons le cas du havre de Richibouctou, à l'entrée duquel on a construit un brise-lames. Au delà de l'extrémité extérieure du brise-lames, les sables sont entraînés dans le chenal par les fortes tempêtes du printemps et de l'automne. On a employé des dragueurs pour les enlever, mais la rivière elle-même est un agent des plus puissants sous ce rapport, les sables entraînés dans ces endroits par les tempêtes étant enlevés, partiellement au moins, par les crues des rivières. Ces procédés de remplissage et de nettoyage se continuent d'année en année, et avant la construction du brise lames, ils causaient périodiquement un léger déplacement du chenal. Ce déplacement ou détournement du chenal était un mouvement contraire à la direction des vents du nord-est qui accompagnent les plus fortes tempêtes. Aujourd'hui, le chenal ou passage en dehors du brise-lames seulement est sujet à des changements de cette nature ; mais en 1890, j'ai constaté qu'il s'était tellement déplacé qu'il avait été rejeté contre les dunes du sud. Lorsqu'il arrive à ce degré d'obstruction, il faut encore employer le dragueur et pratiquer un chenal droit à partir de l'extrémité du brise-lames. Les hautes crues des rivières facilitent sensiblement cette opération de remplissage après le travail naturel que je viens de décrire, et il faut répéter l'opération de nettoyage. C'est un cas que nous pourrions citer parmi un grand nombre pour démontrer comment ces sables obstruent la navigation.

Causes de ces
accumulations
de sable.

Effet des
sables sur la
valeur des
terrains près
des côtes.

Relativement à leur effet sur le caractère agricole de la région qui borde la mer, on peut dire que des parties en sont presque sans valeur, à cause de la quantité de sables mouvants qui s'y accumulent souvent à une profondeur de plusieurs pouces. La lixiviation ou désoxydation du fer dans ces couches arénacées, mentionnée à une page précédente, appauvrit aussi le sol et le rend d'une valeur inférieure au point de vue agricole.

Marais salants sur le détroit de Northumberland.

Maraissalants
sur les bords
du détroit de
Northumber-
land.

Les marais salants des côtes du détroit de Northumberland sont tout à fait différents de ceux de la baie de Fundy, tant au point de vue de leur caractère physique qu'au point de vue de leur valeur agricole. Tandis que ces derniers sont principalement dus à l'action des grandes vagues de marée de cette étendue d'eau, on trouve invariablement ceux dont nous nous occupons dans des endroits protégés contre l'action érosive de la mer par quelque barrière naturelle. On peut caractériser de limon les matériaux dont ils sont formés, avec dépôts de sables, de graviers et de galets de la nature du tuf sous-jacent. Ces marais sont beaucoup moins profonds que ceux de la baie de Fundy, et sont généralement couverts d'une couche épaisse de racines d'herbes grossières et de caricées entremêlées. La récolte du foin y est aussi moindre, et consiste seulement en plusieurs espèces d'herbes sauvages, mais il n'y a pas de phléole des prés (*Phleum pratense*), ni de phléole alpine.

Leur étendue
limitée.

Sur les marais endigués, et où l'on fauche le foin depuis un grand nombre d'années, les espèces d'herbes ont changé, les espèces les plus grossières étant remplacées par celles qui croissent dans les champs cultivés. Les marais non-endigués sont partiellement inondés annuellement par les hautes marées d'automne. L'étendue limitée de tous ces marais, endigués et non-endigués, et leur rendement précaire et incertain, leur donnent une importance secondaire par comparaison avec les marais salants de la baie de Fundy. Les plus grands marais salants de ce genre, le long du détroit de Northumberland, se rencontrent à la baie Verte, à Shemogue, à Aboushagan, aux embouchures des rivières Richibouctou, Kouchibouguac et Kouchibouguacis, et, dans l'île du Prince-Edouard, au fond de la baie de Hillsborough.

Marais salants de la baie de Fundy.

Maraissalants
de la baie de
Fundy.

Les marais salants de la partie supérieure de la baie de Fundy ont été formés dans des circonstances tout à fait exceptionnelles, et bien qu'ils soient rangés dans la catégorie de ceux du détroit de Northumberland, leur caractère en est certainement distinct. La grande vague

de marée de la baie de Fundy a été le principal agent qui les a produits. Ces marées, qui s'avancent à une vitesse de cinq ou six milles à l'heure dans les baies et les estuaires, sont chargées de sédiment rougeâtre qui se dépose partout avant le reflux.

Il n'est pas rare qu'une seule marée en dépose un pouce ou plus dans certains endroits le long des bords des rivières. Les argiles schisteuses carbonifères tendres autour du fond de la baie fournissent, en se brisant, les matériaux nécessaires à la formation des marais. La force des courants empêche la formation de tous bas-fonds sous-marins, ou d'herbes à anguilles, tels que nous en rencontrons dans les eaux peu profondes du détroit de Northumberland; en conséquence, au reflux, on ne voit que des inclinaisons dénudées et vaseuses. Aux hautes marées, les ruisseaux et les goullets sont remplis jusqu'à la ligne de végétation; aux basses marées, ce sont des coupures béantes, vaseuses, pratiquées dans la croûte terrestre au fond desquelles coule doucement de minces filets d'eau. De quelque côté que coulent les eaux, l'été ou l'hiver, elles sont toujours chargées d'une substance ou boue gris-rougeâtre, et courent comme le coursier d'un moulin.

Mode de
dépôt des ma-
tériiaux.

En tant qu'on l'a observé, l'étendue de ces marais ne semble pas avoir augmenté du côté de la mer depuis qu'ils ont été endigués, c'est-à-dire depuis les deux derniers siècles; mais on dit que les estuaires se remplissent et se rétrécissent. C'est une tradition parmi les anciens habitants de l'isthme de Chignectou, que vers l'époque de la prise du fort Beauséjour (aujourd'hui appelé le fort Cumberland) par les Anglais, en 1755, les canots pouvaient remonter la rivière Missaquash presque jusqu'à sa source; mais il n'en est plus ainsi aujourd'hui.

L'étendue n'a
pas augmenté
dans les temps
historiques.

Les marais salants gisent à la hauteur des grandes marées ordinaires, et certaines parties peuvent en être inondées en ouvrant les digues. De très grandes marées, comme celle qui accompagna l'ouragan de Saxby, le 5 octobre 1869, les inondent complètement. Le long des bords des rivières ou des estuaires, le sol est de quelques pieds plus élevé que les parties intérieures ou centrales des marais, vu le dépôt différentiel des sédiments. La formation de ces marais semble avoir eu lieu en même temps qu'un léger affaissement du sol, qui s'est produit ici pendant la période récente. Cet affaissement est prouvé par l'existence de couches forestières supportant la vase de marais, et, naturellement, au-dessous du niveau des eaux de la baie de Fundy. Le forage pratiqué à la station d'Au-Lac et représenté à la page 146 M, démontre la chose, et dans l'excavation pratiquée pour le bassin ouest du chemin de fer de transport maritime de Chignectou, l'on a constaté que la couche forestière était de trente pieds au-dessous du niveau du marais, ou de huit pieds au-dessous du niveau moyen de la marée.

Hauteur de
ces marais
salants.

Mode et épo-
que de forma-
tion.

Quant aux chiffres de sir J. W. Dawson donnés pour indiquer les relations qui existent entre le niveau des souches trouvées *in situ* dans ce voisinage et la marée moyenne, quelques-unes sont à 10-80 pieds au-dessous, et d'autres à 30 seulement.* Au quai public, à Edgett's-Landing, près Hillsboro', comté d'Albert, à l'entrée de l'estuaire de la Petitcodiac, J. B. Hegan, I. C., du département des Travaux publics, Saint-Jean, m'a signalé la souche d'un arbre *in situ*, que l'on a constaté être à 15-32 pieds au-dessous du niveau moyen de la marée.

Coupes de
marais salants
et de couches
sous-jacentes,
n° 1.

Les deux coupes suivantes, dans l'ordre descendant, indiquent la structure de toute la série des dépôts de surface qu'il y a au bassin du fort Lawrence. La coupe n° 1 a été prise à l'extrémité est de l'excavation où la vase de marais repose sur le penchant de la crête de Fort-Lawrence :—

1. Vase de marais, rougeâtre, 2 pieds 11 pouces.
2. " gris-bleuâtre, 9 pouces.
3. " grisâtre, remplie de racines de plantes et d'arbrisseaux, 1 pied 8 pouces.
4. " bleuâtre, avec racines, 2 pieds 10 pouces.
5. " gris foncé avec nuance bleuâtre, pleine de racines et de tiges. (Cette vase correspond à la couche forestière et à l'argile fossilifère bleuâtre sus-jacente de l'extrémité ouest de l'excavation), 1 pied 8 pouces. Voir coupe numéro 2 plus bas.)
6. Gravier, sable et argile stratifiés ou partiellement stratifiés, contenant des galets rongés par l'eau, des racines d'arbrisseaux et de plantes, etc., 1 pied 11 pouces.
7. Argile à blocaux, contenant des cailloux locaux, quelques-uns striés. Puissance inconnue ; environ 40 pieds dans l'excavation.

La partie n° 6 de cette coupe est la plus intéressante. Elle est principalement composée de sable ; c'est de l'argile à blocaux altérée par les agents atmosphériques, ou bien elle représente le sable à saxicaves et l'argile à léda de l'isthme de Chignectou, plus probablement cette dernière. Quelques galets de granit, etc., s'y rencontrent, mais ce ne sont apparemment que ceux qui proviennent du conglomérat carbonifère. Sa profondeur au-dessous de la surface du marais est aujourd'hui de neuf pieds dix pouces. Elle semble reposer un peu inégalement sur la surface de l'argile à blocaux, et les couches en sont irrégulières.

Coupe n° 2.

Le caractère et la position de cette partie de la série dénotent en conséquence qu'il s'est écoulé une période considérable entre le dépôt de l'argile à blocaux et celui de la vase de marais sus-jacente, période pendant laquelle l'argile à léda et les sables à saxicaves ont été déposés le long des bords de la côte ailleurs.

La coupe n° 2, à l'extrémité sud-ouest de l'excavation, qui n'est qu'à quelques verges du confluent des rivières La Planche et Missaquash, montre la série de couches suivante :—

1. Vase de marais avec racines et tiges de plantes herbacées, graminées, etc., 12 à 15 pieds.
2. Vase de marais stratifiée, grise, et contenant des coquilles marines, 5 à 10 pieds.
3. Argile bleue stratifiée, tenace, contenant une grande abondance de mollusques des espèces suivantes : *Macoma fusca*, *Mya arenaria*, *Rissoa minutz*, *Nassa obsoleta*, etc., 5 à 6 pieds.

* *Acadian Geology*, supplément à la 2e édit., page 13.

4. Tourbe et couche forestière contenant des souches et des parties de troncs de mélèzes, d'épinettes noires, de bouleaux (probablement *Betula lenta*), d'aunes, de peupliers, de pruches, d'ormes, de frênes, etc., (une souche de mélèze a de 12 à 15 pouces de diamètre), 1 à 2 pieds.

5. Argile bleu-rougeâtre grossière, graveleuse, oxydée, partiellement stratifiée au sommet, ressemblant à la partie inférieure de l'argile à léda, mais au-dessous se changeant en véritable argile à blocaux. Elle renferme des cailloux d'origine locale. Puissance variable, mais ne dépassant pas 1 pied.

6. Argile à blocaux contenant de nombreux cailloux de roches locales, de toutes dimensions, jusqu'à 3 pieds de diamètre, quelques-uns étant sulcaturés. Puissance inconnue; elle s'étend probablement au-dessous des eaux du bassin de Cumberland.

La longueur de l'excavation creusée pour ce bassin est d'environ 300 pieds, et la profondeur totale au-dessous de la surface du marais, entre cinquante et soixante (53 pieds). La couche forestière penche vers le bassin de Cumberland sur une distance d'environ vingt pieds sur la longueur de l'excavation (300 pieds), c'est-à-dire, huit dixièmes de pouce par pied, et est à trente pieds au-dessous de la surface du marais à l'extrémité ouest de l'excavation, ainsi que je l'ai déjà dit.

Couche forestière sous la vase de marais.

On a obtenu une autre coupe du marais salant, avec la couche forestière sous-jacente, dans le trou de sonde pratiqué à la station d'Au-Lac, chemin de fer Intercolonial; elle est représentée à la page 146 m. par le diagramme n° 1. Cette coupe indique le maximum de l'épaisseur de la vase de marais et de la couche forestière en cet endroit, le fond de la première étant à cinquante-neuf pieds au-dessous du niveau moyen de la marée, et la tourbe ou couche forestière, dont la puissance est de vingt pieds, se trouvant de cinquante-neuf à soixante-dix-neuf pieds au-dessous du même point de repère. Ce marais (Tantramar et Au-Lac) couvre une étendue d'au moins soixante milles carrés, accusant ainsi en cet endroit une accumulation considérable de matériaux pendant la période récente.

Quant aux conditions dans lesquelles ces matériaux ont été déposés, il paraîtrait que la vase de marais appartient principalement à une période d'affaissement, comme je l'ai déjà dit, aux premières phases de laquelle il a dû y avoir un intervalle de repos dans cette partie de la baie de Fundy. Les couches de fine argile bleue et le bon état de conservation des fossiles qu'elles contiennent indiquent qu'il aurait été impossible qu'ils fussent ainsi déposés, s'ils avaient été dans la zone des fortes marées chargées de sédiments, comme il en existe aujourd'hui.

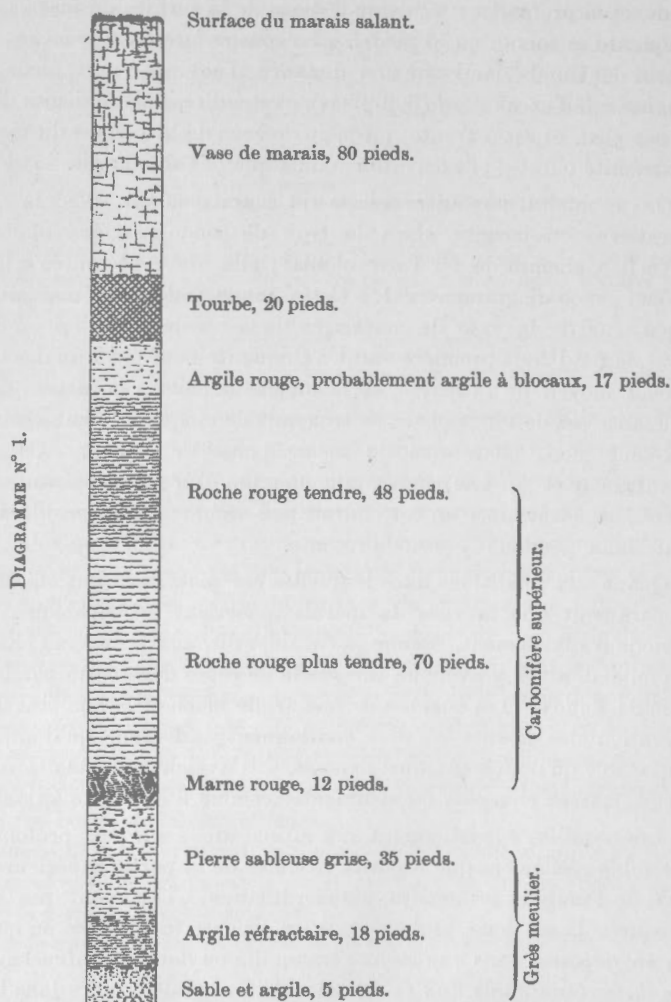
Conditions géologiques des dépôts.

Les coquilles appartiennent aux espèces des eaux peu profondes, et il semble réellement que les eaux troubles de la partie supérieure de la baie de Fundy et les marées extraordinaires n'existaient pas à cette époque. Il est donc probable que les couches fossilifères en question ont été déposées dans une lagune tranquille ou dans un enfoncement où les forts courants de flux et de reflux, s'ils existaient alors dans la baie, n'avaient pas accès. Cependant, il n'y a pas de ligne de démarcation bien prononcée entre l'argile fossilifère bleue et la vase de marais sus-

Faune

jacente, et l'on constate que les fossiles sont distribués localement, mais le nombre en diminue à mesure que l'on remonte les couches inférieures de la vase de marais, et ils disparaissent tout à fait dans les parties supérieures.

On rencontre encore *Macoma fusca* sur les rivages de la partie supérieure de la baie de Fundy, en certains endroits, tandis que ces fossiles et *Mya arenaria* et *Nassa obsoleta* sont communs à la baie Verte, détroit de Northumberland.



COUPE DES COUCHES À AU-LAC, CHEMIN DE FER INTERCOLONIAL, TRAVERSÉE PAR UN TROU DE SONDE PRATIQUÉ SOUS LA DIRECTION DE P. S. ARCHIBALD, INGÉNIEUR EN CHEF, C. F. I.

La profondeur et l'étendue des dépôts du marais indiquent que leur formation a dû prendre un temps considérable. Cette opinion s'accorde avec le fait que leur accumulation et leur augmentation en hauteur ou en épaisseur auraient coïncidé avec l'affaissement du sol qui a eu lieu dans la région depuis la formation de la tourbe et des couches forestières.

Marais salants
formés du t
la période d'affais-
sement.

La question de savoir si ces marais, dans le cas où ils seraient aujourd'hui dans leur état naturel, reçoivent encore à leur surface des matériaux suffisants pour en élever le niveau, est une chose dont il est parlé plus loin. L'état des anciennes digues dont ils sont entourés et d'autres faits se rattachant à la question d'un changement de niveau, appuie plutôt la conclusion que le sol est aujourd'hui presque stationnaire.*

Couche forestière sous les marais salants.

Relativement à la couche forestière mentionnée, il semblerait, d'après un certain nombre de faits recueillis dans différentes parties de la zone des marais salants, ainsi que d'après la présence de tourbières peu profondes le long de sa ligne de jonction avec les hauteurs, que cette substance tourbeuse s'est continuellement accumulée sur les rebords intérieurs de ces marais depuis le commencement de leur formation. A mesure que le sol s'affaissait et que les marais salants se formaient, cette substance tourbeuse s'accumulait simultanément sur les bords, partout où l'eau douce venant des hauteurs voisines devenait stagnante et où il existait d'autres conditions favorables à leur dépôt.

Couche forestière sous les marais salants.
Mode de formation.

Ces rebords intérieurs des marais sont un peu plus bas que le niveau général de leur surface ; ainsi, la formation de lacs peu profonds bordés de tourbières est un résultat nécessaire. D'après ces faits, il semblerait que l'on peut toujours rencontrer de la tourbe ou des couches forestières à la jonction des marais avec les hauteurs en pente, depuis le fond jusqu'à la surface. M. Alexander Munro, I. C., de Port-Elgin, Nouveau-Brunswick, a le premier signalé ce fait à mon attention.

Les matériaux primitifs qui ont formé les marais salants consistaient probablement, dans tous les cas, en terre franche rouge ou en boue, produite par des agents marins et subaériens qui décomposent les grès rouges carbonifères tendres de la région. Cependant, il semble que la couleur rouge est susceptible de se changer en gris, au moins dans certaines parties des marais. Ce changement est provoqué par la transformation chimique des oxydes de fer en sulfures par l'eau de la mer, ou par l'action des acides organiques sur le fer contenu dans la vase de marais. †

Changements
chimiques des
matériaux des
marais salants

* Rapport annuel, vol. IV (N. S.) 1888-89, page 81 N.

† *Acadian Geology*, 2^e édition, page 24.

Nous voyons donc que les parties intérieures des marais consistent presque absolument en matière grise ou gris-bleuâtre, dans laquelle est disséminée plus ou moins de matière végétale, tandis que les parties extérieures, ou celles qui sont exposées aux courants des marées, sont rouges. On dit que la culture, le drainage et l'aération des couches supérieures changent la vase bleue en rouge, c'est-à-dire que les composants de fer se changent des sulfures en oxydes.

Vase bleue et rouge.

Les vases bleues et rouges se rencontrent souvent en couches alternantes, où les marées ont pu submerger périodiquement les marais. A Sackville, l'on a observé la coupe suivante des couches, la série étant dans l'ordre descendant :—

1. Vase rouge de marais.
2. Substance tourbeuse ou humus, passant graduellement au bleu en certains endroits.
3. Vase ou argile rouge, se changeant en argile bleue.

Ces couches gisent sous un champ non-drainé, la substance tourbeuse couvrant les anciennes surfaces ayant été submergée en deux circonstances, et un sédiment rouge s'y étant déposé. La vase de marais semble tendre généralement à passer du rouge au bleu, ainsi que je l'ai déjà dit, lorsque le marais est bas et que la surface en est unie, et lorsque la précipitation est de nature à rester déposée et qu'il y a des obstacles à la submersion par la mer. Le marais gris ou bleu tend, dans les endroits humides, à se couvrir d'une couche de substance tourbeuse et d'arbrisseaux.

Caractère agricole des marais salants.

Caractère agricole.

Les principales parties de tous les marais les plus étendus sont endiguées, mais quelques-unes reçoivent constamment des additions plus ou moins considérables. Lorsque les digues sont tenues en bon ordre, les marais sont aussi secs que les plateaux voisins. Ils ont été longtemps renommés pour leur grande fertilité. On y récolte du foin depuis cent cinquante ans ou plus sans y mettre d'engrais ; ils rapportent aussi d'abondantes récoltes de céréales et de racines.

Le sol des marais plus anciens endigués et cultivés s'appauvrit cependant, par suite des récoltes continuelles ; et les parties qui n'ont pas été submergées par les marées depuis plusieurs années sont aujourd'hui bien près d'être épuisées, au moins en ce qui concerne la production du foin et des céréales. En conséquence, ils exigent des méthodes de culture nouvelles et différentes de celles employées jusqu'à présent

Méthodes d'amendement.

Dans le rapport de 1890 sur les stations agronomiques de l'Etat, M. F. T. Shutt, chimiste, publie le résultat des analyses de deux échantillons du sol des marais de Sackville, avec le résultat de l'analyse

d'échantillons provenant d'autres localités, et donne des conseils appropriés pour l'amendement de ces espèces de sol ; il recommande la chaux, les cendres de bois, etc. Un labourage profond, le drainage et l'application des engrais recommandés par M. Shutt, ainsi que du fumier, seraient sans aucun doute très avantageux, mais l'on a constaté par expérience, m'informe-t-on, que les résultats de cette méthode de culture ne sont pas proportionnés aux dépenses qu'elle entraîne et au travail qu'elle exige, et que l'amendement de terrains marécageux aussi étendus que ceux-ci se ferait trop lentement de cette manière. Un système inauguré par les cultivateurs les plus intelligents de Sackville semble offrir immédiatement un mode plus efficace et plus économique de fertiliser ces terres, et promet d'apporter d'importants changements dans leur culture. Ce mode consiste ni plus ni moins à les faire inonder pendant un an ou deux par la mer. Aux endroits où cette expérience a été tentée, l'on a obtenu des résultats très avantageux. La manière d'opérer consiste à enlever certaines parties des digues et à ouvrir les *aboiteaux* (portes de passage des courants d'eau douce), ce qui permet à la mer d'entrer et de répandre un dépôt ou couche de sédiment rouge sur la surface des marais, et, lorsqu'il s'est déposé suffisamment de cette substance, alors, on ferme les aboiteaux et les digues, et on laisse la terre sécher pendant un été ou deux.

La première année qui suit ce traitement, il ne pousse que les espèces d'herbes les plus grossières, surtout la *Spartina stricta* ou *alterniflora*, vulgairement appelée "large feuille," mais la seconde ou la troisième année, le marais reprend son ancien manteau d'herbes de prairie, et continue, pendant plusieurs années après, à rapporter d'abondantes récoltes sans autre culture. Tout cela a déjà été établi par une expérience réelle, et les faits ont prouvé que le sédiment rouge de marais déposé par les marées agit comme un engrais naturel. Les propriétaires de marais qui ont ainsi laissé les marées envahir leurs terres à certains intervalles ont conservé intacte, dans une grande mesure, la fertilité première de cette espèce de sol.

Le dessèchement des terrains tourbeux ou marécageux qui longent la ligne de leur jonction avec les hauteurs, surtout en ce qui a trait au marais de Tantrammar ou à celui de Sackville, est une entreprise à laquelle on se consacre depuis des années, et cela, avec des résultats très satisfaisants. Le procédé consiste d'abord dans le drainage et la construction d'aboiteaux et de digues. On y introduit alors la vague de marée chargée de vase rouge, et elle dépose une couche de six pouces à deux ou trois pieds d'épaisseur. La première année qui suit le dessèchement, le principal produit est la "large feuille," mais après, à mesure que le sel disparaît du sédiment sous l'action atmosphérique et à mesure que

Dessèchement
des terrains
marécageux.

les couches supérieures sont aérées, les herbes ordinaires croissent en très grande abondance.

Ce mode d'assécher les plus nouvelles parties des marais salants et d'amender ceux qui sont appauvris ou stérilisés par une culture continue, est aujourd'hui soigneusement étudié par les propriétaires de marais les plus intelligents, et le résultat sera sans aucun doute l'adoption de méthodes pratiques et systématiques tendant à en augmenter la fertilité.

La méthode dont je viens d'esquisser les grandes lignes est jusqu'ici considérée comme la moins dispendieuse et la meilleure, et, en réalité, c'est la méthode naturelle de leur rendre dans une large mesure leur première condition de fertilité.

Etendue des marais salants au fond de la baie de Fundy au Nouveau-Brunswick.

L'étendue des marais salants qui entourent le fond de la baie de Fundy, du côté de la frontière provinciale du Nouveau-Brunswick, telle que constatée par un calcul soigneux, est d'environ 34,300 acres. Naturellement, ces chiffres comprennent les marais endigués et non-endigués ; cependant, ces derniers ont peu d'étendue ; ils forment simplement les bords des parties endiguées et cultivées. De toute cette étendue de marais, le comté de Westmoreland comprend 25,200 acres, et celui d'Albert, 9,100 acres. Les principales localités des marais mentionnés sont situées sur les rivières Missaquash, Au-Lac et Tantramar, dans le bassin de Cumberland, et le long des vallées des rivières Memramcook, Petitcodiac et Shepody, dans la baie de Shepody. Le plus grand et le plus important de ces marais est celui de Tantramar et d'Au-Lac ; il est aussi le plus cultivé.

La rupture des digues a ruiné des étendues considérables de terrains marécageux, les propriétaires, par manque de moyens ou pour d'autres causes, ne faisant aucune réparation et laissant les marais dans une condition où ils sont exposés à être couverts continuellement par la vague des marées. Ces terrains, ainsi que les parties non-endiguées, pourraient, en dépensant un peu d'argent, être facilement rendus à la culture et convertis en bons marais arables.

Marais non utilisés aussi avantageusement qu'on pourrait le faire.

On n'utilise pas aussi avantageusement qu'on pourrait le faire les marais de la baie de Fundy, malgré leur grande valeur. Si l'on adoptait de meilleures méthodes de culture, la productivité, dans des parties considérables, pourrait en être doublée. Un drainage incomplet, des récoltes continuelles sans engrais, le fait d'avoir laissé croître des mauvaises herbes et des arbrisseaux sur certaines parties de ces marais, sont les principales causes qui tendent à leur détérioration. Cependant, les principaux cultivateurs reconnaissent le fait que leur fertilité a diminué et continuera à diminuer tant que l'on suivra les méthodes actuelles de culture. C'est pourquoi l'on a asséché des parties nouvelles

ou non cultivées et cherché des moyens d'augmenter la fertilité des plus anciens marais endigués.

L'étendue des marais salants qui bordent le détroit de Northumberland n'a pas été calculée, mais elle est limitée, comme je l'ai déjà expliqué.

Digues naturelles.

Le long des estuaires de quelques-uns des cours d'eau qui se jettent dans le détroit de Northumberland, surtout à Shémogue, baie Verte, etc., l'on rencontre certaines formations appelées digues naturelles, ou quelquefois "digue de chasse." Les plus dignes de remarque que l'on ait observées longent un cours d'eau, à environ deux milles au nord de Port-Elgin, appelé le ruisseau des Arbres (*Timber Brook*). Ici, elles s'élèvent en crêtes définies de trois à cinq pieds au-dessus de la surface du marais qui borde le cours d'eau, et continuent sans interruption sur une distance d'un quart de mille ou un demi-mille. Des arbres de six à neuf pouces de diamètre croissent sur ces digues. Les plus hautes digues se rencontrent sur les marais bordant l'estuaire, mais d'autres sont alignées le long de la base de la rampe de terrain plus sec.

Digues naturelles ; leur aspect.

Les matériaux dont sont composées ces digues sont tout à fait locaux. Le long d'une rive aride, elles sont formées de gravier ou de sable, selon le cas, semblables aux matériaux de la rive elle-même. Sur un marais, elles sont formées de vase de marais, avec les autres débris qui se trouvent dans celle-ci. On a constaté que des parties des digues plus récentes étaient en voie de formation.

Matériaux.

Une étude attentive de ces digues démontrera qu'elles ont dû être formées par la glace qui recouvre les estuaires de ces cours d'eau tous les hivers. Cette glace, en s'échouant sur les marais ou les rives qui bordent les estuaires, par son expansion et son refoulement, entraîne des parties des matériaux vers les rives, ou loin du centre du cours d'eau. Cela arrive chaque année et se continue encore, et les digues sont ainsi formées par des adjonctions graduelles et successives de matériaux. Aux endroits où l'estuaire est le plus large et où la glace a la plus grande expansion et un champ plus vaste pour se mouvoir, elles atteignent leur plus grande hauteur, et si la localité s'y prête, l'on trouve une digue des deux côtés de l'estuaire. Dans certains cas, le refoulement des glaces de la baie a pu contribuer à leur formation. Cette explication s'applique à toutes les digues naturelles qu'il y a sur les deux côtés du détroit de Northumberland. Elles sont donc d'origine glaciaire récente.

Mode de formation.

Vase coquillière.

Où l'on trouve
la vase coquil-
lière.

La vase coquillière est un limon d'estuaire, renfermant de grandes quantités de coquilles d'huîtres, de moules et de peignes, les premières dominant ordinairement; elle se rencontre dans les marais et les estuaires dont est entouré le détroit de Northumberland, et à l'embouchure de la baie des Chaleurs. Les cultivateurs de la terre ferme et ceux de l'Île du Prince-Edouard en retirent des quantités considérables avec la drague et l'appliquent sur leurs terres; mais on pourrait l'utiliser beaucoup plus généralement qu'on ne l'a fait jusqu'aujourd'hui, et avec des résultats avantageux. En la pulvérisant et en la mélangeant au fumier avant de la répandre sur la terre, on en provoque plus promptement l'assimilation avec le sol, et elle devient ainsi plus accessibles aux plantes qui y puisent leur nourriture. Les bancs de moules sont souvent profonds et fournissent un approvisionnement presque inépuisable de cet engrais précieux. Il convient spécialement aux sols surmontant les roches carbonifères, qui ne renferment presque pas de chaux.

Matériaux.

Quoique ce terrain soit connu sous le nom de "vase de moules," en raison de la présence des coquilles de moules (*Mytilus edulis*) dans les dépôts, la désignation de "vase d'huîtres" serait réellement plus applicable, puisque les coquilles d'huîtres (*Ostrea Virginiana*) prédominent. Les coquilles de peignes (*Mya arenaria*) s'y rencontrent aussi. Elles sont toutes empâtées dans une masse de vase, de sable, etc., contenant d'autres débris organiques. Tout le dépôt, ainsi que l'a démontré sir J. W. Dawson, est une formation de la période récente.*

Valeur agri-
cole.

Des échantillons de vase de moules provenant du Nouveau-Brunswick et de l'Île du Prince-Edouard, analysés par le professeur F. T. Shutt, chimiste de la station agronomique d'Ottawa,† démontrent que la quantité d'azote, le principal agent fertilisant de leur composition, est légère. Sa principale valeur pour les fins agricoles provient de la quantité de chaux qu'elle renferme. On augmente sa valeur comme engrais en la mélangeant avec du fumier, de la tourbe, de la vase de marais, etc.

CARACTÈRE AGRICOLE DE LA RÉGION.

Caractère
agricole de la
région.

Une grande partie de l'étendue dont la géologie de surface a été décrite dans ce rapport est renommée pour ses grandes ressources agricoles. Le comté de Cumberland, dans la Nouvelle-Ecosse, le comté

* *Acadian Geology*, supplément à la 2^e édition, page 17.

† Rapports sur les stations agronomiques, 1890 et 1891.

de Westmoreland, et la région côtière du comté de Kent, au Nouveau-Brunswick, et l'île du Prince-Edouard, sont depuis longtemps renommés pour leurs excellentes fermes et les méthodes avancées que l'on emploie pour les cultiver.

En général, on peut dire, surtout en ce qui concerne les provinces maritimes de l'est, que les parties des régions côtières où sont déposés des sédiments marins sont celles qui ont la plus grande valeur au point de vue agricole. Cela provient du fait que les éléments dont sont composés ces sédiments ont été très altérés en plusieurs endroits par l'action de la mer, durant l'affaissement post-glaciaire de la région, et aussi parce que les dépôts sont, en règle générale, plus profonds que sur les terrains élevés. Il y a aussi un plus grand mélange de matières organiques avec ce sol. En outre, dans cette localité, on se procure les engrais, tels que les algues marines, la vase de moules, les débris de poisson, etc., pour la fertilisation du sol, beaucoup plus facilement que dans les établissements éloignés de la côte, ce qui permet ainsi au cultivateur pratique de maintenir sa terre dans un meilleur état de culture.

Sol de la plus grande valeur.

Les ressources agricoles des parties du Nouveau-Brunswick comprises dans ce rapport ont été traitées dans mon rapport préliminaire sur la géologie de surface de la province, et j'ai cherché à faire une classification des sols et des sous-sols.* Dans un rapport subséquent, j'ai fait une nouvelle classification des sols en (a) sédentaires, c'est-à-dire formés sur place de la désagrégation des roches sous-jacentes, et (b) en sols de transport, ou ceux qui ont été enlevés aux roches auxquelles ils appartiennent par l'action glaciaire, marine, fluviale ou lacustre, et déposés dans de nouvelles localités.† Ces derniers dominent dans les régions côtières des provinces maritimes, et couvrent des étendues considérables aux environs du détroit de Northumberland et dans la partie supérieure de la baie de Fundy.

Classification des sols.

Le caractère agricole des parties occupées par des marais salants et les formations récentes de sable a déjà été décrit aux pages 148 M et 141 M.

Commençant au Nouveau-Brunswick, nous noterons d'abord la valeur et la condition de culture du sol dans les régions côtières des comtés de Kent, de Westmoreland et d'Albert.

Culture du sol au Nouveau-Brunswick.

Dans le comté de Kent, les bandes étroites défrichées le long de la côte et à l'embouchure des rivières sont, en certains endroits, couvertes de sable mouvant, tandis que dans d'autres parties, les marécages et les tourbières dominent. C'est ce que l'on voit surtout au nord de

Comté de Kent.

* Rapport annuel, Comm. géol. du Canada, Vol. I (N.S.) 1885, page 54 cc.

† Rapport annuel, Comm. géol. du Canada, Vol. IV (N.S.) 1888-89, page 82 N.

la rivière de Richibouctou. Cependant, au sud, de bonnes terres arables se rencontrent sur les bords du détroit de Northumberland, à Bouctouche, Cocagne, etc. On trouve d'excellent sol le long des vallées de rivières, où les pentes sont suffisantes pour permettre aux eaux de tomber dans les rivières les plus proches, et où il y a toujours une étendue plus ou moins grande de dépôts d'alluvion. Mais sur les plaines qui s'étendent entre les estuaires, surtout entre les rivières Richibouctou et Bouctouche, et entre cette dernière et la rivière Cocagne, etc., il y a aussi plusieurs étendues de bonnes terres arables occupées par un sol profond, riche et fertile.

Comté de
Westmore-
land.

L'isthme de Chignectou renferme probablement les meilleures terres arables du comté de Westmoreland, bien que certaines parties soient sablonneuses, et d'autres arides et pierreuses. À Shémogue, baie Verte, et sur la péninsule du cap Tourmentin—districts colonisés depuis longtemps—il y a de grands défrichements et des fermes bien cultivées ; mais les endroits où la culture est rendue au degré le plus avancé, où les habitants semblent dans les meilleures conditions, se trouvent autour du fond de la baie de Fundy. Sur la crête de Westmoreland, à Au-Lac, Midgie, Sackville et autres endroits autour du bassin de Cumberland, où plusieurs cultivateurs ont un certain nombre d'acres de marais salants, sur le devant ou auprès des hauteurs, les terres cultivées sont en bien meilleur état et rapportent beaucoup plus que celles de n'importe quelle autre partie du pays. La même observation s'applique à la condition agricole des districts des vallées de la Memramcook et de la Petitcodiac. On élève des troupeaux considérables de bestiaux dans cette partie du comté de Westmoreland, vu les grandes récoltes de foin que rapportent les marais salants, et la plupart des cultivateurs sont dans l'aisance.

Comté d'Al-
bert.

Dans la partie orientale du comté d'Albert, les étendues de terre basse le long de la côte sont étroites dans la plupart des localités et forment de simples lisières. Cependant, à Harvey et à New-Horton, les roches du carbonifère inférieur ne forment pas une région aussi bouleversée que celle qui est située plus au nord, et ici nous trouvons une étendue considérable de bonnes terres arables.

Des terrasses ou des bandes d'excellent sol bordent la côte de la baie de Shepody et l'estuaire de la rivière Petitcodiac, au-dessus des marais salants. Ces derniers, bien qu'ils soient d'une étendue considérable des deux côtés de la rivière Shepody et ailleurs, ne sont pas utilisés aussi avantageusement qu'ils pourraient l'être. En plusieurs endroits, on a laissé les chaussées se détériorer, et en conséquence certaines parties des marais sont exposées à être submergées par les marées.

Des récoltes trop fortes, sans que l'on rende par des engrais ce que l'on enlève à la terre, constituent aussi un autre défaut. En conséquence, des parties considérables de ces marais sont devenues ce que l'on appelle des *marais bleus*, formation fétide, humide et spongieuse, et sont improductives. Il faudrait des méthodes améliorées de culture, comme celles que les propriétaires de marais de Sackville ont adoptées. Malgré ces faits, les cultivateurs de la partie orientale du comté d'Albert sont à l'aise et forment une population intelligente et industrielle.

Le comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, possède des cultivateurs aussi nombreux et aussi prospères que ceux que l'on rencontre dans toute autre partie des provinces maritimes. La pente qui descend vers le détroit de Northumberland est bien située en ce qui concerne le drainage, et le sol, formé principalement par les sédiments du carbonifère supérieur, est profond, riche et facilement cultivé. Dans les établissements situés le long de la côte, il y a plusieurs excellentes fermes dans un état de culture très avancé.

Comté de
Cumberland,
N.-E.

A Amherst, Nappan, et dans la région égouttée par la rivière Macan, plusieurs bonnes bandes de terres arables bordent les marais salants, et sur la pente, il y a d'excellent sol arable glaiseux. La station agronomique de Nappan, sous la direction du colonel Blair, en est un exemple. Les méthodes de culture que l'on y emploie démontrent ce que l'on peut faire sur les fermes des provinces maritimes, et qu'elles sont les espèces de récoltes qui y réussissent le mieux.

Sur les plateaux les plus élevés des comtés de Kent, de Westmoreland et d'Albert, Nouveau-Brunswick, et du comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, nous rencontrons différents sols, et, dans plusieurs cas, de plus pauvres fermes, et en conséquence des méthodes de culture moins avancées. Cependant, dans un certain nombre d'endroits de la région, les plateaux forment réellement un sol excellent, et là où le drainage est bon, il n'est pas inférieur à celui des régions côtières. Sur le carbonifère moyen et dans certaines parties du comté de Westmoreland, cependant, la surface est plate et le drainage insuffisant; c'est pourquoi les sols sont froids, marécageux, et dans plusieurs endroits couverts d'une couche de sable lavée, blanc ou gris, surmontée de végétation. Sur les surfaces ondulées, cependant, il y a, comme je l'ai déjà dit, des sols assez propres à l'agriculture, bien que la chaux y fasse défaut. Le long des rivières Richibouctou, Bouctouche et Cocagne, à l'établissement de Saint-Anthony, dans le comté de Kent, à Irishtown et dans d'autres endroits du comté de Westmoreland, se rencontrent les conditions agricoles en dernier lieu mentionnées.

Sol des plus
hautes parties
de la région.

Dans le comté de Cumberland, Nouvelle-Ecosse, au-dessus des limites de l'affaissement post-glaciaire, nous rencontrons des sols et des roches différant quelque peu de ceux du carbonifère moyen que je viens de décrire. Les couches de surface qui dominent ici sont d'une couleur rougeâtre, provenant des sédiments du carbonifère supérieur ou de l'inférieur, ou des deux à la fois. Les sols sont donc plus légers, et, en règle générale, plus poreux et se cultivent facilement. La surface est, généralement parlant, ondulée, et en conséquence le drainage est meilleur. Sur ces plateaux, il y a plusieurs étendues de bonne terre où se trouvent d'excellentes fermes, surtout sur la pente qui va des montagnes de Cobequid au détroit de Northumberland. Certaines étendues sablonneuses non-drainées sont stériles et restent en friche.

Quelques-uns des plateaux les plus élevés sont occupés par de l'argile à blocs, mais ces plateaux, lorsqu'ils sont bien égouttés, constituent des sols forts et riches. Ici, comme au Nouveau-Brunswick, la chaux fait défaut dans le sol, si ce n'est où dominent les calcaires du carbonifère inférieur, et ils semblent tous avoir largement profité des abondantes applications de cet élément fertilisant, ainsi que de l'application de vase de moules et de gypse.

Ile du Prince -
Edouard.

L'Ile du Prince-Edouard, qui est probablement la meilleure partie agricole des provinces maritimes prises en général, renferme moins de terrain non cultivé en proportion de son étendue que la Nouvelle-Ecosse ou le Nouveau-Brunswick. Le sol provient presque tout des calcaires désagrégés du carbonifère supérieur ou permo-carbonifère et des couches triasiques qui occupent l'île, et en conséquence il est en grande partie indigène. Sur les plateaux les plus élevés, il se compose principalement de roche désagrégée en place, recouvert de matériaux stratifiés dus aux agents atmosphériques et fluviaux qui les ont affectés ; tandis que le long des côtes, l'argile à blocs domine généralement dans les endroits recouverts de dépôts marins. Le sol est donc ordinairement léger et poreux ; il se cultive facilement et est très propre à la production de l'avoine et des racines. Comme les sols reposant sur les roches carbonifères du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Ecosse, il manque de chaux. Cependant, les cultivateurs de l'île en reconnaissent parfaitement le besoin, et ils ont utilisé les dépôts considérables de vase de moules qui existent dans les havres et les anses.

Certaines localités où l'on a observé de bonnes fermes pourraient être énumérées en détail, mais, en général, on peut dire que la partie de l'Ile du Prince-Edouard aujourd'hui dans l'état de culture le plus avancé est située près des baies de Richmond et de Hillsborough, spécialement le long des côtes nord-est et sud-ouest. La partie centrale la plus élevée ne renferme pas autant de bonne terre arable ; il

en est ainsi des régions situées au nord de la baie de Richmond et à l'est de la baie de Hillsborough, bien qu'il y ait aussi dans ces régions plusieurs étendues d'excellentes terres arables.

Le caractère agricole de l'Île du Prince-Edouard a été décrit par sir J. W. Dawson,* qui parle de son sol fertile comme d'une source de grande richesse pour les habitants. Sous ce rapport, cependant, il ne faut pas oublier les grandes facilités avec lesquelles l'on se procure des engrais. Presque dans chaque baie et chaque estuaire, il se rencontre des dépôts considérables de vase de moules. Outre cet élément d'engrais précieux, l'on emploie sur une grande échelle la tourbe, la vase de marais, les algues marines, les déchets de poisson, etc. Ces éléments, mélangés avec la vase de moules, constituent un riche engrais, que l'on peut mettre en dessous par un labourage, pour la culture des racines, ou l'étendre à la surface comme couche d'engrais. Les engrais mentionnés existent en quantités presque inépuisables sur l'Île du Prince-Edouard, et sont à la portée de presque tous les cultivateurs.

Engrais dans
l'Île du Prince-
Edouard.

FORÊTS.

Les forêts de la région comprise dans les feuilles n° 2 S.-E., 4 N.-O. Forêts. et 5 S.-O., présentent certains caractères qui méritent l'attention en ce qui a trait à la distribution locale des différentes espèces d'arbres qui y croissent. Dans la région qui borde le détroit de Northumberland, la végétation forestière est d'un caractère mixte, et les conifères dominent. Les arbres indigènes d'importance industrielle sont le pin,

Espèces d'ar-
bres.

(*Pinus strobus*, *P. resinosa* et *P. Banksiana*), l'épinette (*Picea alba*, *P. nigra* et *P. nigra* var. *rubra*), le sapin, (*Abies balsamea*), la pruche (*Tsuga Canadensis*), le cèdre (*Thuja occidentalis*), le mélèze (*Larix Americana*), et les arbres à feuillage décidu, le bouleau (*Betula lenta*, *B. alba*, var. *populifolia*, *B. papyracea* et *B. lutea*), l'érable (*Acer Pennsylvanicum*, *Acer saccharinum*, *Acer rubrum* et *A. spicatum*), le peuplier (*Populus tremuloides*, *P. grandidentata* et *P. balsamifera*), le hêtre (*Fagus ferruginea*), le frêne (*Fraxinus Americanus* et *F. pubescens*), l'orme (*Ulmus Americanus*), le chêne (*Quercus rubra*), etc.

Outre ces arbres, il y a une variété d'arbrisseaux indigènes, dont quelques-uns, sous des latitudes plus méridionales, atteignent la dimension des arbres, mais ici, à cause du climat rigoureux des côtes, ils restent rabougris. En approchant des côtes, nous constatons que même les arbres les plus grands strictement indigènes au pays présentent des différences et des singularités frappantes, dont les plus remarquables

* Structure géologique et ressources minérales de l'Île du Prince-Edouard, par sir J. W. Dawson et le Dr B. S. Harrington, 1871.

sont la prédominance des conifères sur les plateaux inférieurs, sur lesquels les vents et les brouillards de l'océan passent sans obstacle, et, en second lieu, la dimension moins grande des arbres, qui deviennent plus rabougris et s'étalent plus en largeur. La prédominance de la petite épinette noire, du mélèze, du cèdre, du bouleau blanc et des divers arbrisseaux du pays dans la région qui borde le détroit de Northumberland, en est un trait caractéristique.

Caractères
près des côtes.

Ces arbres, ainsi que l'existence de puissantes tourbières sur les plateaux inférieurs de la région carbonifère, indiquent qu'une certaine zone ou bande bordant la mer est, dans une certaine mesure, défavorable au développement des grands arbres forestiers. Dans les endroits abrités, cependant, sur les montagnes de Cobequid, par exemple, et sur le plateau cristallin du Nouveau-Brunswick méridional, les chaînes de collines les protègent contre les vents et les vapeurs froides venant de l'océan, et l'on y trouve des forêts considérables de conifères et de bois durs.

Caractère à
l'intérieur.

En avançant de la côte dans l'intérieur, l'on constate une variété beaucoup plus grande dans la distribution des arbres forestiers. Plusieurs causes affectent évidemment cette distribution : (1) l'élévation, ou plutôt la protection apportée par les coteaux et les montagnes contre les vents froids et les tempêtes, et contre l'air de la mer venant des régions côtières ; (2) l'aridité ou l'humidité du sol, c'est-à-dire sa condition au point de vue du drainage ; (3) le caractère physique du sol, savoir, s'il est d'argile, de gravier, de sable ou de terre franche ; et (4) la composition minérale, en d'autres termes, le caractère de la roche sous-jacente, s'il est calcaire, siliceux ou autre.

Causes des
différences.

Effets du sol
ou des forma-
tions rocheu-
ses sur la
croissance des
forêts.

La relation entre le sol, ou les formations rocheuses, et la végétation qui le recouvre, est difficile, sinon impossible à découvrir dans les climats du nord, comme celui qui règne dans les provinces maritimes du Canada. Cependant, l'on remarque que certaines formations géologiques sont plus favorables que d'autres à la production de certaines espèces d'arbres. Les sols calcaires, par exemple, nourrissent la plus forte croissance de bois durs et de conifères. Cependant, au Nouveau-Brunswick, et en réalité dans tous les pays qui ont subi l'action glaciaire, nous ne pouvons pas déterminer les limites exactes de l'étendue de la croissance forestière affectée par les formations géologiques. Sur les collines et les coteaux supportés par des calcaires, nous rencontrons des bosquets d'érables et de bouleaux, mélangés parfois d'épinettes.

Le cambro-silurien et les anciennes zones de roches cristallines qui traversent la province depuis la baie des Chaleurs jusqu'aux lacs de Chiputnecticook, semblent aussi marquer une limite dans la distribution des forêts. Au nord de cette limite se trouve la grande étendue

de calcaires siluriens, et au sud, les grès carbonifères. Vu la plus grande étendue que ces formations occupent, le sol est nécessairement en relation plus étroite avec la roche sous-jacente, et moins mélangé avec le terrain de transport du dehors ; en conséquence, la végétation et le développement des forêts sur ces surfaces devraient indiquer l'effet de chaque espèce particulière de sol sur la flore du pays. Ces régions ont-elles des formes particulières parmi les produits de leurs flore ?

Sur les calcaires siluriens, l'on peut observer une petite quantité d'éricacées, de pins des rochers et d'épinettes noires, et l'absence presque complète de pruches, tandis que toutes ces plantes sont abondantes sur les grès carbonifères, les dernières, par exemple, atteignant sur ces terrains, en ce qui concerne la dimension et le nombre, un développement plus complet qu'ailleurs dans la province. L'épinette blanche, le sapin, le pin blanc, le bouleau blanc et le hêtre semblent aussi plus abondants dans la région carbonifère, bien qu'ils soient aussi communs sur les plateaux siluriens. Mais les caractères frappants des forêts sur ce dernier terrain sont les bosquets et les crêtes couvertes de bouleaux et d'érables qui s'y rencontrent presque partout. On rencontre rarement ces arbres sur les grès, si ce n'est lorsque prédominent les calcaires du carbonifère inférieur.

Sur les calcaires siluriens.

L'abondance relative des plantes appartenant à la famille des éricacées sur les terrains carbonifères est due sans aucun doute, dans une certaine mesure, à la surface plate de ces terrains, et au drainage incomplet qui en est la conséquence, et dont le résultat est la formation de marécages, de tourbières, etc., où ces espèces de plantes trouvent un habitat approprié. Mais la différence dans la végétation forestière qui occupe les terrains les plus secs des deux régions en question n'est pas explicable, à moins que nous admettions que la formation géologique exerce une influence sur cette végétation. Sur le terrain gréseux, la pruche et le pin des rochers sont des arbres très abondants, comparativement à leur distribution sur les plateaux siluriens. Le merisier rouge, le hêtre et l'épinette noire semblent aussi plus communs et plus grands. Ces faits relatifs à la distribution mènent à la conclusion que le sol graveleux, siliceux, recouvrant les grès, est plus favorable à la croissance de ces arbres, ou que les calcaires y sont peut-être défavorables, ou il est possible que les deux causes agissent simultanément.

Sur les grès carbonifères.

Relativement à la pruche (*Tsuga Canadensis*), j'ai fait remarquer dans un rapport précédent* que la distribution de cet arbre est parti-

Pruche.

* Rapport des opérations, Com. géol. Can., 1882-83-84. Partie gg.

culièrement restreinte pour une cause ou des causes quelconques. On constate que presque toutes les pruches ont atteint leur plein développement. On a observé dans un petit nombre de localités seulement de jeunes arbres, ou des arbres à l'état de croissance, surtout le long de la rivière Nashwaak et de la Petite-Miramichi du Sud-Ouest. Dans les endroits où elle a été détruite, elle ne repousse pas comme l'épinette, le sapin, le cèdre, le mélèze, etc. Ces faits indiquent que l'existence de la pruche dans cette région est sur son déclin. Tous les autres arbres forestiers repousseront et rempliront la région une fois encore, si ce n'est là où elle a été dévastée par des incendies.

La décadence de la pruche est-elle due au climat ; c'est-à-dire, est-elle due à des changements récents survenus dans la température moyenne annuelle, à la pluie, etc., ou à la destruction des forêts environnantes ? Aucune réponse satisfaisante ne saurait être donnée à cette question.

Epinette
noire.

Cèdre.

L'épinette noire, qui est un arbre de la plus grande valeur industrielle, ne semble pas prospérer autant ni être aussi vigoureuse que sa congénère l'épinette blanche ; et le cèdre (*Thuja occidentalis*), bien qu'il soit commun au Nouveau-Brunswick dans tous les terrains bas et humides, et qu'il n'est pas rare qu'on le rencontre aussi dans l'Île du Prince-Edouard, est un arbre dont la distribution est aussi restreinte, vu qu'il ne se rencontre que très rarement, si toutefois il s'y rencontre, dans la péninsule de la Nouvelle-Ecosse.

Destruction
des forêts.

Les forêts du Nouveau-Brunswick, et, en réalité, les forêts de toutes les provinces maritimes du Canada, subissent une destruction rapide. Quand les *Loyalistes* débarquèrent à l'embouchure de la rivière Saint-Jean, le 18 mai 1783, la forêt du Nouveau-Brunswick était presque dans toute sa grandeur primitive ; aujourd'hui, elle a considérablement diminué, les conifères, spécialement, ayant été en grande partie abattus dans presque toutes les localités accessibles. Ce n'est que dans quelques parties de la région égouttée par la rivière Ristigouche, et dans d'autres endroits éloignés, que la forêt primitive reste intacte. Les vieux pins rustiques, les rois de la forêt du Nouveau-Brunswick, ont été les premiers à souffrir.

Comment elle
a été amenée.

Aux jours où le pionnier se livrait au commerce du bois, ces arbres ont été abattus, et de chaque tronc l'on faisait un ou deux morceaux de bois équarri, et l'on rejetait le reste. Tous ces pins ont été détruits.

On a ensuite attaqué l'épinette, et depuis l'inauguration des scieries modernes à vapeur, la fabrication et l'exploitation des planches d'épinette sur le marché anglais constituent une industrie considérable et importante. Cependant, l'exploitation de cette industrie a amené rapidement la destruction des forêts d'épinettes dans toute la pro-

vince. Dans quelques-unes de ces régions dévastées, c'est-à-dire là où les plus gros arbres ont été abattus, des arbres plus jeunes les remplacent cependant, et comme l'épinette blanche croît rapidement, la forêt primitive pourrait être remplacée de cette manière, si les feux ne dévastaient pas la région. Les commerçants de bois disent qu'à moins qu'une coupe trop forte ne soit faite, la même étendue peut être recoupée tous les dix ou douze ans pour le bois de service, vu la croissance rapide de l'épinette blanche.

On est aussi à détruire la pruche, et il est très probable qu'avant Destruction de la pruche. longtemps elle sera complètement disparue. Depuis les vingt dernières années, l'on a créé dans différentes parties du Nouveau-Brunswick des industries importantes dont la base est l'emploi de l'écorce de pruche pour le tannage, et des quantités considérables de tannin ont été préparées pour l'exportation. Pour obtenir la quantité d'écorce de pruche nécessaire à l'exploitation de cette industrie, on coupe les arbres, ou on en enlève l'écorce, et les troncs et les branches sont souvent laissés dans les bois. Près des établissements, l'on utilise quelques-uns de ces troncs à la fabrication de voliges, de planches, etc., et la pruche est ordinairement employée pour la construction des ponts en bois, des quais et des brise-lames, car l'on a constaté que, placée sous l'eau, elle pourrissait lentement. Mais un grand nombre de ces arbres abattus ne sont pas du tout utilisés, et, après un certain temps, quand leurs branches sont sèches, ils servent d'aliment aux feux des forêts. La destruction de cet arbre par cette dernière cause est dix fois plus grande que par toutes les autres causes réunies.

Depuis les dix dernières années, les différents usages auxquels le Du cèdre. cèdre est employé ont créé une industrie considérable dans les provinces maritimes. Auparavant, l'on ne se servait que des troncs du cèdre, et cela dans une mesure restreinte, pour les fondations des bâtiments, les poteaux de télégraphe, les clôtures et la fabrication du bardeau. Mais pendant la période en question, l'on a fait un grand usage du cèdre pour les traverses de chemins de fer et les pieux de clôture, et l'industrie de la fabrication du bardeau a pris aussi des proportions énormes, bien qu'elle ait récemment éprouvé des revers à cause de l'excès de production. Le principal marché pour le bois de cèdre est aux Etats-Unis.

L'impulsion donnée à la coupe et à l'exportation du cèdre au Nouveau-Brunswick amène aussi l'épuisement de cet arbre, et déjà tous les bassins des rivières sont devenus presque dépourvus de cèdres. Comme cet arbre croît très lentement, il y aura, en toute probabilité, disette de cèdre dans les provinces maritimes avant qu'il se soit écoulé un quart de siècle, si l'on continue à suivre les méthodes actuelles.

Régions ravagées par les feux.

D'après l'exposé de faits qui précède, on verra que l'on fait aujourd'hui de très grands envahissements sur la forêt primitive des provinces maritimes. La destruction ou la diminution du bois par des moyens légitimes, c'est-à-dire par le commerce ordinaire du bois dans le pays, n'est pas de nature, cependant, à amener l'épuisement, mais elle pourrait sans aucun doute être restreinte ou réglée dans le but de conserver la forêt. La destruction causée chaque année par les feux de forêts est énorme par ses proportions, et très importante par ses effets. Aucun règlement ne semble aujourd'hui de nature à réprimer ce mal. Depuis le grand feu de Miramichi du 7 octobre 1825, les incendies de forêts ont été d'occurrence constante et presque annuelle. Les régions arides et sablonneuses, supportées par les roches carbonifères et granitiques, ont souffert le plus.

Le long de la rivière Miramichi du Sud-Ouest et de ses tributaires, une grande étendue de la région occupée par des roches carbonifères a été ravagée par les incendies, une partie en 1825, à l'époque du grand incendie déjà mentionné, et une partie à une époque postérieure. Une seconde forêt couvre maintenant quelques parties de ces régions, mais, dans certains endroits, elle a aussi été détruite par des incendies récents. Des parties considérables de la contrée qui s'étend entre les rivières Miramichi du Sud-Ouest et aux Saumons, et la source de la rivière Richibouctou, ont aussi été dévastées de cette manière.

Sur le chemin de fer Intercolonial, entre Moncton et Bathurst, des incendies de forêt ont lieu presque chaque été dans les bois, à intervalles irréguliers, de chaque côté de la voie, et ils ont ainsi détruit le bois sur de larges espaces. Lors de la construction de ce chemin de fer, il y a environ vingt-cinq ans, il traversait une forêt vierge sur une distance de deux cents milles, sur les deux cent vingt-deux milles qui séparent Moncton de Bathurst. L'ouverture de nouveaux établissements depuis cette époque, le commerce de bois fait le long des deux côtés de la route, et la coupe de la pruche pour le tan, etc., ont amené la destruction presque complète de la forêt primitive dans le voisinage du chemin de fer. Après chaque saison de sécheresse, il y a un incendie, dont personne ne semble connaître l'origine, et peu de gens s'en occupent, s'ils n'en souffrent pas personnellement. Nous devons avouer, cependant, que les cultivateurs en défrichant de nouvelles terres, les bûcherons, les chasseurs et les pêcheurs, ne prennent pas assez de précautions pour empêcher que l'incendie ne se propage.

La forêt est en grande partie composée de conifères ; en conséquence, pendant les temps secs, ces arbres sont extrêmement combustibles, et

quand la brise souffle, le feu se propage et il devient bientôt impossible de le maîtriser.*

On n'a encore pris, pour se protéger contre ces calamités publiques, aucune autre mesure que l'adoption d'une loi défendant, sous peine d'amende, de mettre le feu à certaines époques de l'année; mais les frais qu'entraînerait l'application convenable de cette loi dépasseraient les moyens du pays. En conséquence, la négligence règne de tous les côtés, et personne ne porte beaucoup d'intérêt à la conservation des forêts à un point de vue national, à moins que la chose ne lui soit de quelque avantage. En réalité, il est virtuellement impossible de trouver des moyens de les conserver, vu le manque d'intérêt public à ce sujet, et il ne paraît pas du tout invraisemblable que l'état de choses existant continuera jusqu'à ce qu'elles soient entièrement détruites. Alors, et seulement alors, le peuple commencera à en comprendre la valeur.

Difficultés de protéger les forêts contre le feu.

La croissance des arbres dans les forêts des provinces maritimes de l'est constitue une question parfois discutée par des commerçants de bois pratiques au point de vue de la conservation des forêts. Puisque la coupe des arbres d'une valeur commerciale et au-dessous d'un minimum de grosseur ou de tour est défendue par la loi, il s'ensuit que s'ils sont protégés jusqu'à ce qu'ils atteignent la grosseur fixée, ce remplacement périodique pourrait être le moyen de les préserver d'une destruction absolue, en exceptant, naturellement, les ravages des feux de forêts. Se présente alors la question de savoir combien il faut de temps pour qu'un arbre—par exemple l'épinette noire, ou l'épinette blanche, ou le pin blanc—parvienne à une certaine grosseur; et, après avoir atteint une grosseur, disons de quinze pouces de diamètre, au-dessus des racines, dans un nombre d'années déterminé, combien de temps faudrait-il pour qu'il atteignît un diamètre de vingt ou vingt-quatre pouces, ou quelle est, en d'autres termes, la croissance annuelle de nos arbres forestiers quand ils sont jeunes et quand ils sont rendus à leur maturité?

Croissance des arbres dans les provinces de l'est.

Il n'a pas encore été fait d'observations qui nous permettent de donner une réponse définitive à ces questions. Il y a cependant, au Nouveau-Brunswick, une localité (l'endroit ravagé par l'incendie de 1825 à Miramichi) qui, vu qu'elle est maintenant couverte d'une jeune forêt depuis cette époque, offre un critérium de la croissance des arbres sur une formation géologique déterminée, savoir, les grès carbonifères. Mais elle ne démontre pas qu'elle est l'accroissement annuel quand les arbres

* Il semblerait que cette région a dû être en proie aux feux de forêts avant la colonisation du pays par les blancs, si nous en jugeons par le nom de la principale rivière qui l'égoutte—Richibouctou—lequel en micmac signifie "rivière de feu."

atteignent un diamètre de quinze pouces et plus. Cependant, elle fournit des données démontrant la marche relative de la croissance des différentes espèces durant la période mentionnée.

Croissance et
gros-
seur de
quelques
espèces
trouvées
dans la
région
dévastée
par le
feu de
Miramichi.

Par exemple, nous avons constaté que le peuplier (*Populus tremuloides*) avait cinquante et un pouces de tour au-dessus des racines; l'épinette blanche (*Picea alba*), cinquante-quatre pouces; l'épinette noire (*P. nigra*), quarante-huit pouces; le sapin (*Abies balsamea*), quarante pouces; le pin rouge (*Pinus resinosa*), cinquante-deux pouces; le bouleau blanc (*Betula papyrifera*), quarante-quatre pouces; érable à sucre (*Acer saccharinum*), trente-cinq pouces; l'érable rouge (*A. rubrum*), vingt-quatre pouces; le hêtre (*Fagus ferruginea*), vingt-quatre pouces; le mélèze (*Larix Americana*), trente et un pouces, etc. Certaines formations géologiques et certains sols étant plus favorables que d'autres à la croissance des arbres, il s'ensuit que les dimensions indiquées ici sont locales et non générales; dans les régions calcaires, elles sont sans aucun doute plus grandes, et moins grandes dans les régions côtières marécageuses. La pruche, le merisier rouge, le merisier blanc et le cèdre n'ont pas repoussé depuis l'incendie de Miramichi.

Croissance
lente des
arbres.

D'après les faits qui précèdent, l'on verra que la croissance des arbres au Nouveau-Brunswick n'est pas du tout rapide, et que même les arbres les plus sains et les plus vigoureux prennent trois quarts de siècle, dans les conditions les plus favorables, pour atteindre une dimension qui leur donne une valeur commerciale. Naturellement, les arbres à croissance lente, comme l'épinette noire, le mélèze, l'érable, le bouleau, etc., prennent plus de temps.

Nous avons déjà dit que les commerçants de bois prétendent qu'ils peuvent recouper certaines étendues de la forêt tous les dix ou douze ans et en retirer de nouvelles billes.

Conservation
des forêts.

Cette méthode de recouper périodiquement les terres boisées du Nouveau-Brunswick semble, si elle était convenablement appliquée, offrir une solution convenable au problème de la conservation des forêts. Car si l'on pouvait appliquer des règlements défendant la coupe et la vente de certains arbres de haute futaie au-dessous d'une dimension déterminée, ces arbres pourraient ainsi acquérir périodiquement une valeur industrielle, sans épuiser ou détruire entièrement les forêts comme on le fait aujourd'hui.

MINÉRAUX ET MATÉRIAUX D'UNE IMPORTANCE INDUSTRIELLE.

Minéraux et
matériaux
d'une portan-
ce industrielle.

Dans les dépôts de surface de la région comprise dans les feuilles n° 2 S.-E., n° 4 N.-O. et n° 5 S.-O. des cartes du Nouveau-Brunswick, l'on a trouvé les minéraux et les matériaux suivants d'importance

industrielle, dont presque tous ont été l'objet d'un court rapport dans les comptes rendus sommaires de 1890, 1891, 1892 et 1893. On peut énumérer ces matériaux de la manière suivante : tourbe, manganèse des marais, minéral de fer limoneux, terre d'infusoires (tripoli), argiles à brique, etc.

La tourbe s'étale dans de vastes marais ou fondrières sur la côte Tourbe. du Nouveaux-Brunswick, bordant le détroit de Northumberland, et sur le côté nord-est de l'Île du Prince-Edouard. Ces marais ont été décrits en détail aux pages 133-138 M, et leur origine et leur valeur industrielle dans différents arts et différentes industries a été notée. Il est évident que la valeur et les différents usages de la tourbe et de la mousse augmentent, et que le produit des marais deviendra vraisemblablement en grande demande comme détersif, désinfectant et pour l'emballage.

Le manganèse des marais se rencontre dans un dépôt de grande Manganèse des-marais. étendue près de l'établissement de Dawson, comté d'Albert, N.-B., sur un tributaire du ruisseau Weldon, couvrant une superficie d'environ vingt-cinq acres. Au centre, l'on a constaté qu'il avait vingt-six pieds de profondeur, s'amincissant vers le bord de la couche. Le minéral est une masse sans consistance, amorphe, que l'on peut facilement enlever sans l'aide du pic, et qui contient plus ou moins de pyrite de fer disséminée en panachures et en couches, bien que de grandes parties du dépôt en contiennent simplement une trace.

Cette couche de manganèse de marais gît dans une vallée à la base nord d'une colline, et l'accumulation en cette localité particulière en semble due à des sources. Ces sources filtrent encore sous le penchant de la colline, et la production du manganèse de marais se continue encore sans aucun doute.

On a poussé jusqu'à cette mine un embranchement du chemin de fer d'Albert, et l'on a construit des fours pour la dessiccation de cette substance. Cependant, les opérations avaient cessé à l'époque de ma visite (automne de 1891), en attendant que l'on eût terminé les analyses et les essais de ce produit.

On a rapporté qu'il existait des indices d'autres dépôts semblables de manganèse de marais plus à l'ouest, vers la source du bras du ruisseau Weldon.

Une autre couche de manganèse de marais amorphe se rencontre près de Harvey, dans le même comté, mais on ne l'a pas encore exploitée.

On sait qu'il existe depuis longtemps à Maugerville, comté de Sun- Minéral de fer limoneux. bury, N.-B., des dépôts considérables de fer limoneux (*limonite*). Dans

mon rapport sur la géologie de surface de l'ouest du Nouveau-Brunswick, je donne une courte description de ces dépôts. *

Un autre dépôt de ce minéral, le minerai tenant de la nature de l'ocre, se rencontre sur les bords de la rivière Miramichi du Nord-Ouest, en amont de l'île Chaplin, et j'en ai parlé dans un rapport précédent. † J'ai examiné de nouveau ce dépôt, car l'on avait rapporté que l'on était à la veille de commencer la préparation d'une peinture minérale avec ce minerai. On emploie l'ocre dans la localité depuis plusieurs années comme peinture, et elle semble répondre admirablement aux fins auxquelles on la fait servir. La question de savoir si elle se rencontre en quantité suffisante pour justifier le placement de capitaux est une autre question. Elle semble encore en voie de formation, et les sources et l'eau qui coulent au contact des dépôts superficiels et des roches sous-jacentes la dépose sur les surfaces rocheuses le long de la berge. C'est ainsi qu'elle s'accumule dans les fentes des roches en quantités considérables, en certains endroits. En arrière se trouvent des marais et de petites tourbières dont les matières en décomposition semblent former les acides qui contribuent à produire ce minerai.

On a aussi trouvé, sur le côté sud du havre de Bouctouche, dans le comté de Kent, Nouveau-Brunswick, du minerai de fer limoneux occupant une étendue de cinq à dix acres. Plusieurs sondages que l'on a faits ont démontré que le dépôt avait une épaisseur de douze ou quinze pouces, et il est d'un à trois pieds au-dessous de la surface du sol.

Au sud du promontoire de Richibouctou, j'ai observé un autre dépôt de ce minerai. M. Wilson a aussi remarqué du minerai de fer limoneux sur le côté sud de la rivière Kouchibouguac, près de l'embouchure, et dans plusieurs autres endroits.

Un caractère digne de remarque de ces minerais de fer limoneux, c'est qu'ils semblent plus abondants dans la région des roches carbonifères qu'ailleurs.

Terre d'infusoires.

Une couche épaisse de terre d'infusoires ou tripoli couvre une partie du fond du lac Folie, le long du chemin de fer Intercolonial, dans les montagnes de Cobequid, Nouvelle-Ecosse. Ce lac est à environ 600 pieds au-dessus du niveau de la mer, et paraît bordé de roches. On trouve aussi du tripoli au lac de la Fontaine et au lac de Sutherland, plus à l'ouest, dans les Cobequids. ‡ Aux deux lacs en premier lieu mentionnés, l'on a cherché exploiter la terre d'infusoires dans une certaine mesure pour le polissage, et comme non conducteur de chaleur pour recouvrir les cylindres, etc.

* Rapport des opérations, Comm. géol. du Canada, 1882-83-84, partie cc

† Rapport annuel, Com. Géol. du Canada, Vol. III (N. S.), 1887-88.

‡ Rapport annuel, Comm. Géol. du Canada, vol. I (N. S.), 1885, pages 75-76 K.

L'argile à brique se rencontre dans toutes les parties du district Argile à bri-
 ordinairement avec le sable fin nécessaire pour la fabrication de la que.
 brique dans le voisinage. Dans la plupart des cas, on fait les briques
 avec l'argile marine (à l'éda); mais dans un petit nombre d'endroits,
 avec l'argile à blocs. J'ai trouvé des fours à briques en exploitation
 à Lewisville, près Moncton, à la pointe Folie, dans le comté de West-
 moreland, Nouveau-Brunswick, ainsi qu'à Amherst, Oxford, rivière
 Pugwash, près des moulins de Conn, et à la rivière Wallace, près du
 pont traversant le chemin de fer d'embranchement d'Oxford à Pictou.
 Dans l'île du Prince-Edouard, j'ai remarqué de petits fours à la station
 de Bloomfield, ainsi que près de la pointe aux Sauvages à la baie de
 Bédèque, et un troisième près du cap Egmont.

Outre les minéraux et les substances mentionnés comme se rencon-
 trant dans les formations superficielles, j'ai examiné toutes les nou-
 velles localités renfermant des matières minérales, partout où l'accès en
 était possible, dans ces formations et dans les roches plus anciennes.

J'ai examiné en deux circonstances, avec quelque attention, une Couche de
 couche de houille que l'on m'avait dit se trouver près de Caraquette, houille.
 comté de Gloucester, côté sud de l'entrée de la baie des Chaleurs. Elle
 se trouve dans le carbonifère moyen ou dans le grès meulier, et con-
 siste en deux couches minces, séparées par de l'argile schisteuse. L'épais-
 seur totale de ces couches, y compris l'argile schisteuse, ne dépassait pas
 seize pouces. Dans l'espoir que la couche ou les couches avaient plus
 d'épaisseur du côté est de la rive du ruisseau où se rencontre l'affleure-
 ment, l'on a ouvert une tranchée, en suivant la couche sur quelque
 distance, et plus à l'est, l'on a foncé un puits d'essai. Cependant,
 ces recherches n'ont pas eu de résultat satisfaisant, et les travaux sont
 aujourd'hui abandonnés.

La galène argentifère se rencontre en filons irréguliers, associée à Argent et or.
 des minéraux pyriteux, sur le côté sud de la baie des Chaleurs, sur les
 bords des rivières de l'Orme et Nigadou,* et à Millstream. On fait
 des travaux considérables d'exploitation dans ces endroits depuis des
 années, et le minerai, d'après plusieurs essais, contient des traces d'or
 et un peu d'argent. M. Hoffmann, chimiste et minéralogiste de la
 Commission géologique, fait le rapport suivant sur un échantillon pro-
 venant de la mine de Millstream et qui lui a été soumis: "Pyrite
 de fer avec une petite quantité de galène, et, apparemment, une pro-
 portion insignifiante de mispickel, dans une gangue composée de quartz
 sous-translucide, allant du blanc au gris, et d'un peu de schiste argi-

* Rapport des opérations, Com. géol. du Canada, 1880-81-82, page 24 D, et pages
 13-14 H.

leux gris foncé. Un spécimen de teneur moyenne—l'échantillon pesait onze livres—a donné :—

Or.....	0.175 d'once à la tonne de 2,000 livres.
Argent.....	9.450 onces à la tonne de 2,000 livres.*

Le long de la rivière de la Miramichi du Nord-Ouest, entre deux de ses affluents, les rivières Tomogonops et Petite, l'on rencontre de la galène argentifère et de la pyrite, où l'on trouve également des traces d'or, d'après ce que l'on rapporte. On rencontre ces minéraux dans des conditions un peu semblables à celles dans lesquelles on trouve les minerais de galène et pyriteux sur le côté sud de la baie des Chaleurs, et ils sont à peu près du même caractère.

Fer oxydulé. On a découvert, il y a quelques années, une couche de fer oxydulé près de la source du ruisseau Millstream, comté de Gloucester, mais une grande quantité de ce fer semble très chargée de pyrite. Des analyses faites par le professeur Donald, de Montréal, analyses que m'a montrées M. W. R. Payne, de Bathurst, ont donné au delà de 60 pour 100 de fer métallique, avec 10 pour 100 de silice, environ. On a fait ici des travaux d'exploitation il y a quatre ou cinq ans, mais on les a abandonnés.

Les principaux minéraux d'une importance industrielle dans la région mentionnée, sur le côté sud de la baie des Chaleurs, sont la galène et la pyrite de fer, et ces minéraux se rencontrent en dépôts considérables en certains endroits, sous forme de veines irrégulières, tandis que dans d'autres endroits, ils se rencontrent plus souvent sous forme de couches. La galène contient invariablement une quantité plus ou moins grande d'argent, et des traces d'or se trouvent aussi apparemment dans les minéraux pyriteux.

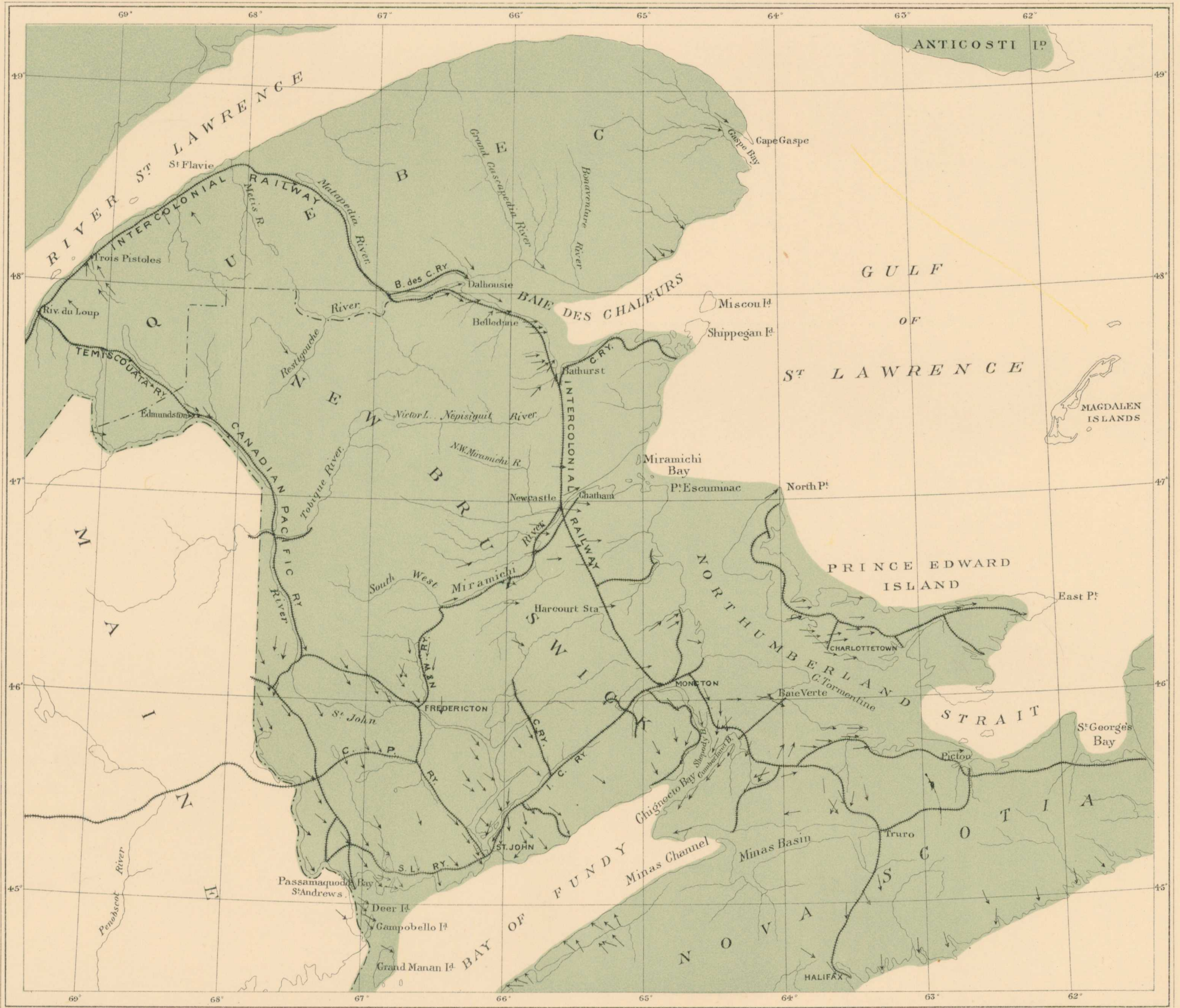
Prétendus
dépôts aurifères à Memramcook.

Dans l'automne de 1893, j'ai fait un examen superficiel des dépôts aurifères que l'on disait exister à Memramcook, Nouveau-Brunswick, où l'on avait établi un moulin de 50 bocards, et où l'on se livrait à des travaux d'exploitation. On a constaté que les prétendues roches aurifères étaient du carbonifère moyen, ou des conglomérats de grès meulier, qui s'étendent presque horizontalement sur les arêtes bouleversées des roches très redressées du carbonifère inférieur. Bien que je n'aie pas vu d'or, l'on m'a informé qu'il s'en rencontrait réellement dans ces roches ; mais comme la compagnie a depuis cessé ses opérations, l'on est porté à mettre en doute la véracité des énoncés que l'on a faits au sujet de cette mine.

* Rapport annuel, Comm. géol. du Canada, Vol. V (N. S.) 1890-91, page 45 n.

Geological Survey of Canada.

GEORGE M. DAWSON, C.M.G., LL.D., F.R.S. & C., DIRECTOR.



Mortimer & Co. Lith. Ottawa, Ont.

To Accompany Vol. VII. (N.S.) Part. M.

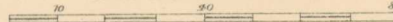
Sketch map showing area occupied by **PLEISTOCENE GLACIERS** at their maximum extension



Glaciated area.

→ Direction of ice flow.

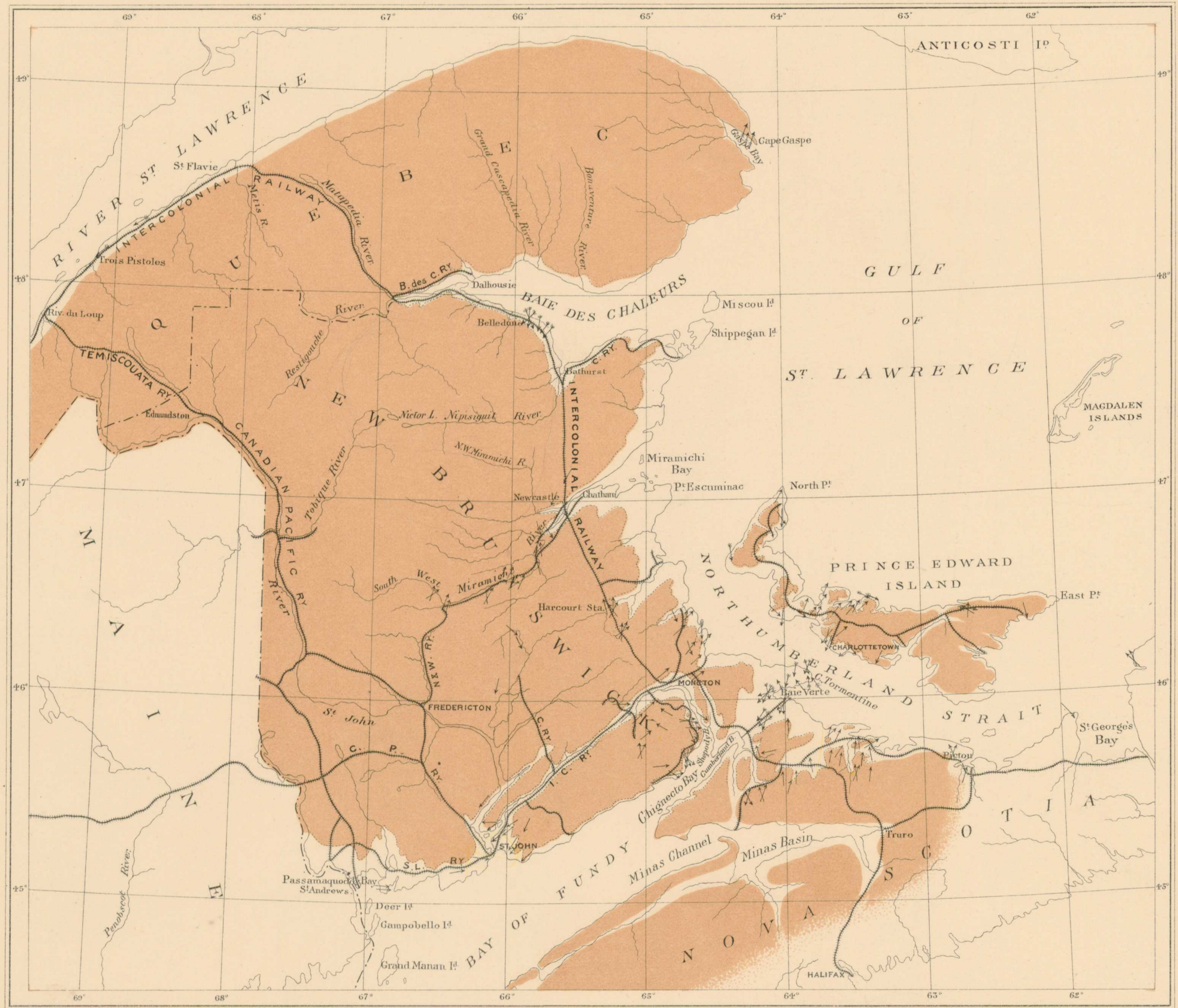
Scale 40 miles to one inch.



This map has been reprinted from a scanned version of the original map
Reproduction par numérisation d'une carte sur papier

Geological Survey of Canada.

GEORGE M. DAWSON, C.M.G., LL.D., F.R.S. & C., DIRECTOR.



Mortimer & Co. Lith. Ottawa, Ont.

To Accompany Vol. VII. (N.S.) Part M.

Sketch map showing striation from LOCAL GLACIERS and FLOATING ICE during the closing stage of the Pleistocene.

→ Striae produced by land ice

→ Striae produced by floating ice.

Scale 40 miles to one inch.

Shaded area: Highest Pleistocene shore-line at edge of buff tint. Where approximate only, no limiting dotted line is shown.

This map has been reprinted from a scanned version of the original map
Reproduction par numérisation d'une carte sur papier