CANADA
MINISTÈRE DES MINES
HON. ES.-L. PATENAUDE, MINISTRE; R.-G. MCCONNELL, SOUS-MINISTRE.

COMMISSION GÉOLOGIQUE

MÉMOIRE N° 68

N° 59, SÉRIE GÉOLOGIQUE

Une reconnaissance géologique entre Golden et Kamloops, C.B., le long du chemin de fer Canadien du Pacifique

PAR
Réginald-Aldworth Daly

RECEIVED
MAR 19 1970
GSC LIBRARY

This document was produced by scanning the original publication.

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

OTTAWA
IMPRIMERIE DU GOUVERNEMENT
1917

N° 1464

CANADA
MINISTÈRE DES MINES
HON. ES.-L. PATENAUDE, MINISTRE; R.-G. MCCONNELL, SOUS-MINISTRE.

COMMISSION GÉOLOGIQUE

MÉMOIRE N° 68

N° 59, SÉRIE GÉOLOGIQUE

Une reconnaissance géologique entre Golden et Kamloops, C.B., le long du chemin de fer Canadien du Pacifique

PAR

Réginald-Aldworth Daly

OTTAWA
IMPRIMERIE DU GOUVERNEMENT
1917

N° 1464

AVIS

Cet ouvrage est une traduction du mémoire publié en anglais (N° 1463) dans l'année 1915:

MINISTÈRE DES MINES

HON. LOUIS CODERRE, Ministre; R.-W. BROCK, Sous-Ministre.

Commission géologique.

TABLE DES MATIÈRES.

PAGES

PRÉFACE vii

CHAPITRE I.

Topographie générale 1

CHAPITRE II.

Géologie: remarques préliminaires 8
Tableau général de la stratigraphie 8
Provinces géologiques majeures 10

CHAPITRE III.

La terrane Shuswap 11
Description générale 11
Formation Tonkawatla 15
Formation Chase 17
Formation Salmon Arm 18
Formation Sicamous 20
Formation Bastion 21
Formation Tshinakin 23
Formation du Lac Adams 26
Greenstones d'âge incertain 30
Greenstones au nord du lac Little Shuswap 31
Greenstones sur le lac Shuswap 32
Relation à la formation du Lac Adams 32
Granite et orthogneiss de la terrane Shuswap 33
Masse granitique aux bras Seymour et Anesty du lac Shuswap 34
Masse granitique à l'extrémité nord du lac Adams 36
Masse granitique dans la section Sicamous—Craigellachie 36
Laccolithe (?) granitique au lac Little Shuswap 37
Complexe filonien-sédimentaire 38
Origine des sédiments siliceux de la terrane Shuswap 43
Conclusions générales au sujet des granites Shuswap 44
Métamorphisme des roches Shuswap 45
Métamorphisme statique 49
Métamorphisme dynamique 55
Métamorphisme de contact 58
Structure 59
Age et corrélation 62

CHAPITRE IV.

PAGES

Les strates des montagnes Purcell et des plus hautes montagnes Selkirk. 65
Système Beltien..... 65
Définition..... 65
Stratigraphie générale..... 67
Quartzite de base..... 69
Calcaire le plus bas..... 73
Métargillite Moose..... 74
Quartzite Illecillewaet..... 74
Formation Laurie..... 75
Formation Cougar..... 79
Formation Nakimu..... 85
Formation Ross..... 88
Système cambrien..... 91
Formation Sir Donald..... 91
Couches du cambrien supérieur dans la vallée Columbia.... 93
Corrélation avec le cambrien des Montagnes Rocheuses..... 94
Relation entre le cambrien et le beltien dans les Cordillères canadiennes..... 98
Corrélation avec les roches du cambrien-beltien du 49e parallèle... 105
Conditions de sédimentation dans le géosynclinal des Montagnes Rocheuses..... 109
Sources des matériaux clastiques..... 109
Quartzites de sable de dune..... 112
Quartzites loessiques..... 114
Dépots de plaine inondée et de playa..... 118
Origine des calcaires pré-ordoviciens..... 120
Métamorphisme de la série Selkirk..... 123
Structure de la terrane du beltien-cambrien (montagnes Selkirk et Purcell) dans la zone du chemin de fer..... 124

CHAPITRE V.

Plateaux intérieurs à l'ouest de la terrane Shuswap..... 129
Stratigraphie générale..... 129
Absence des roches du beltien et du paléozoïque inférieur..... 130
Système carbonifère..... 132
Série Nicola (triasique-jurassique)..... 136
Groupe volcanique Kamloops (oligocène)..... 140
Corrélation à l'intérieur de la zone du géosynclinal de l'ouest..... 145

CHAPITRE VI.

Roches intrusives plus récentes que la terrane Shuswap..... 148
Dykes de trapp recoupant la terrane Shuswap..... 148

PAGES

Injections basiques recoupant la série Selkirk..... 149
Massifs granitiques d'âge jurassique (?)..... 151
Sommaire des roches ignées..... 157

CHAPITRE VII.

Phénomènes glaciaires..... 161

CHAPITRE VIII.

Géologie historique..... 170
INDEX..... 265

ILLUSTRATIONS.

Carte 143 A. nº 1446. Lac Shuswap, district de Kamloops.... en pochette
Carte nº 1450. Géologie de la zone du chemin de fer entre Golden et Revelstoke..... " "
Carte nº 1448. Canyon Albert ..... " "
Carte nº 1449. Glacier ..... " "
Carte nº 1447. Prairie Hills et montagnes Dogtooth ..... " "
Carte nº 1457. Section géologique à travers les montagnes Purcell et Selkirk..... " "
Carte nº 1458. Diagramme montrant les subdivisions majeures des Cordillères, et la distribution approximative de la terrane Shuswap, dans le sud de la Colombie britannique. ..... " "

PAGES

Planche I. Tranchée des Montagnes Rocheuses vue de l'est.. 179
" II. Vue dans la tranchée des Montagnes Rocheuses à Donald..... 181
" III. Les Prairie Hills vues de la station de Bear Creek 183
" IV. Chaîne Selkirk et tranchée Purcell vues de l'est. . 185
" V. Tranchée Purcell vue de l'ouest..... 187
" VI. Escarpement de la rivière Beaver (tranchée Purcell)..... 189
" VII. Vue dans la tranchée Purcell au ruisseau Sixmile.. 191
" VIII. Crête du sommet de la chaîne Selkirk..... 193
" IX. Mont Begbie vu du Nord..... 195
" X. A. Un raccordement des vallées Illecillewaet et Columbia..... 197
B. Vallée Selkirk vue de l'est..... 197
" XI. Vue dans la zone des Plateaux intérieurs, près de la baie Blind..... 199

PAGES

Planche XII. Plateau Adams vu de l'ouest..... 201
" XIII. Terrane Shuswap dans les Selkirks occidentales.. 203
" XIV. Quartzite massif et paragneiss (formation Chase (?)) au lac Summit, chaîne Columbia..... 205
" XV. Mont Bastion vu de l'ouest..... 207
" XVI. Topographie Karst en miniature sur le calcaire Shuswap..... 209
" XVII. Filons-couches aplitiques et pegmatitiques sur la rive du bras Mara..... 211
" XVIII. Terrane Shuswap, vue du Mont Clachna-Coodin vers l'ouest..... 213
" XIX. Affleurement d'orthogneiss près de la station Albert Canyon..... 215
" XX. Schistosité dans le granite intrusif, due au métamorphisme statique..... 217
" XXI. Clivage de glissement dans un schiste talqueux, baie Blind..... 219
" XXII. Vue vers le bas de la vallée Illecillewaet au canyon Albert..... 221
" XXIII. Vue vers le bas de la vallée Illecillewaet de la chaîne à l'est du Flat Creek..... 223
" XXIV. Vue vers le haut de la vallée Illecillewaet d'un pic au nord de l'embranchement Laurie..... 225
" XXV. Plis d'entrainement dans le quartzite Cougar..... 227
" XXVI. Affleurement type de la formation Cougar dans la chaîne Selkirk..... 229
" XXVII. Monts Bagheera et Catamount..... 231
" XXVIII. Mont Cougar et vallée Illecillewaet vus du Mont Abbott..... 233
" XXIX. Vue à travers de la partie supérieure de l'homoclinal de la rivière Illecillewaet..... 235
" XXX. Sommet de la chaîne Dogtooth près de la source du Quartz creek..... 237
" XXXI. Mont Sir Donald vu du Mont Abbott..... 239
" XXXII. Mont Macdonald vu de l'ouest..... 241
" XXXIII. A. Affleurement du quartzite Sir Donald au sommet du Mont Tupper..... 243
B. Partie du synclinal au sommet des Selkirks, vue du Mont Tupper..... 243
" XXXIV. Quartzites Cougar vus du Mont Catamount, à travers le ruisseau Cougar..... 245
" XXXV. Mont Renard vu du Mont Geikie..... 247
" XXXVI. Contact discordant du triasique et du carbonifère sur la Thompson Sud..... 249

PAGES

Planche XXXVII. Affleurement caractéristique des roches trappéennes Nicola, prés de Ducks..... 251
" XXXVIII. Battle Bluff, vu de l'extrémité oriental de Kamloops..... 253
" XXXIX. Topographie de cirque glaciaire dans le mur occidental de la tranchée Purcell..... 255
" XL. Mont Sir Donald et glaciers de cirque sur son versant oriental..... 257
" XLI. Roches trappéennes massives Nicola et limon blanc à Ducks..... 259
" XLII. Terrasse de limon de la rivière Thompson Sud.... 261
" XLIII. Couches primitives dans l'ancien delta de la rivière Illecillewaet..... 263
" XLIV. Topographie de sommet des montagnes Purcell.....en pochette
" XLV. Quartzites Cougar à la tête du ruisseau Cougar..... " "
" XLVI. Vue caractéristique dans les Purcell septentrionales au-dessus de la ligne de boisage.. " "

Figure 1. Diagramme montrant des filons-couches granitiques de la terrane Shuswap..... 40
" 2. Métamorphisme statique d'un dyke de granite, Clan William 53
" 3. Diagramme montrant le développement des joints par les efforts orogéniques dans le basalte tertiaire..... 143
" 4. Section montrant le plissement des limons glaciaires par l'avancement d'un glacier..... 168

PRÉFACE.

Le présent rapport donne les résultats les plus importants qui ont été obtenus au cours d'une expédition géologique le long du chemin de fer Canadien du Pacifique entre Golden et Kamloops, C.B., une distance de 224 milles. L'auteur a été chargé d'étudier la géologie générale de cette longue section durant les étés de 1911 et 1912. L'objet principal était de recueillir des données pour le livret-guide dont on devait se servir à la session de 1913 du Congrès géologique international. La superficie qui a ainsi fait le sujet de la reconnaissance couvre environ 1,400 milles carrés. Pour certains problèmes de stratigraphie et de structure il nous a fallu nous éloigner à de grandes distances du chemin de fer. Ainsi nous avons exploré pour des raisons spéciales le lac Adams, le bras septentrional des lacs Shuswap, et les hauteurs des montagnes Dogtooth et des Prairie Hills entre Donald et le Bear Creek.

Le Dr N. L. Bowen durant la première saison et M. F.-J. Alcock durant la seconde saison nous ont assisté d'une manière très efficace sur le terrain. Nous devons remercier tout spécialement Mr Howard Palmer pour l'usage que nous avons fait de plusieurs de ses remarquables photographies prises dans les Selkirks; ainsi que le Dr E. Deville pour nous avoir permis de publier les photographies Wheeler; et la compagnie du chemin de fer Canadien du Pacifique pour nous avoir gracieusement donné un grand nombre de ses photographies officielles.

Les cartes qui nous ont servi de base sur le terrain furent: les feuilles Kamloops et Shuswap de la Commission géologique, publiées en 1895 et 1898 respectivement, à une échelle de 1: 253,400; la carte de A. O. Wheeler, publiée par le ministère de l'Intérieur du Canada, en 1904, à une échelle de 1: 60,000 (quatre feuilles); et la carte topographique d'une partie des Montagnes Rocheuses, en quatre feuilles sur papier bleu (échelle 1: 160,000) que nous a gracieusement fournie l'Arpenteur général, le Dr E. Deville, avant sa publication.

Les résultats préliminaires ont été donnés dans les Rapports sommaires de la Commission géologique pour 1911 et 1912 et dans le Livret-guide n° 8 au sujet de l'Excursion transcontinentale C1 du Congrès géologique international (publié par la Commission au mois d'août 1913).

Presque les neuf-dixièmes de la région explorée montrent des affleurements plus anciens que la zone à Olenellus du cambrien. Des roches plus récentes apparaissent à l'extrémité orientale et à l'extrémité occidentale de la section. Les sédiments cambriens qui forment les sommets les plus élevés des Selkirks, et les couches du cambrien-ordovicien qui forment le fond de la tranchée des Montagnes Rocheuses, sont des prolongements du groupe épais de strates paléozoiques qui forment la majeure partie des Montagnes Rocheuses. Cette province géologique fait actuellement le sujet d'une étude sérieuse de la part du Dr J. A. Allan et du Dr C. D. Walcott à la suite de Mr R. G. McConnell et du Dr G. M. Dawson qui furent les pionniers dans cette région. Les formations néozoiques, mésozoiques, et paléozoiques plus récentes, à Kamloops et à l'est, représentent la partie orientale d'un complexe absolument différent, dont l'étude vient d'être entreprise par le Dr C. W. Drysdale, Mr B. Rose, Mr C. Camsell, et l'auteur, qui ont tous l'avantage d'avoir à leur disposition le comte-rendu publié par Dawson sur sa reconnaissance dans la Colombie britannique centrale-sud.

La large bande intermédiaire de roches précambriennes a aussi été étudiée par Dawson et McEvoy dans leurs laborieuses explorations. Depuis que Dawson a publié leurs résultats sur la région à l'ouest de Revelstoke, il y a vingt ans, aucun géologue n'avait entrepris de travail sérieux sur la zone du chemin de fer entre Golden et Kamloops. Jusqu'à ces dernières années aucun géologue à l'exception de Dawson n'avait traversé entièrement cette bande de terrains et aucun autre nom n'apparaît dans la bibliographie d'une section qui est deux fois aussi longue que la section moyenne à travers les Alpes européennes. Sur plusieurs points essentiels l'auteur en est arrivé aux mêmes conclusions que Dawson. Sur d'autres, l'entente n'est que partielle, tandis que quelques conclusions importantes de cette seconde recon-

naissance diffèrent complètement de celles de Dawson. Ces divergences proviennent principalement de ce que l'auteur avait en sa possession plusieurs faits nouveaux découverts, depuis la mort de Dawson, dans la zone du chemin de fer elle-même et dans l'étude détaillée le long de la frontière internationale, qui traverse les mêmes grandes zones cordillériennes.

De telles divergences de vue n'ont pas diminué la haute admiration toujours croissante que l'auteur a de l'esprit infatigable de Dawson, qui l'a amené, en dépit des innombrables difficultés physiques, à entreprendre et à mener à bonne fin une des plus longues et des plus difficiles explorations dont l'histoire fasse mention. On peut dire avec certitude que son aperçu général sur la géologie de la Colombie britannique restera comme essentiellement vrai; ses détails ne pouvaient pas être tous exacts. En faisant ressortir ça et là quelques différences d'interprétation, on ne doit pas oublier que Dawson avait pour tâche de tracer les grandes lignes géologiques d'une superficie aussi grande que l'Allemagne et la France réunies.

Une Reconnaissance géologique entre Golden et Kamloops, C.B., le long du chemin de fer Canadien du Pacifique.

CHAPITRE I.

TOPOGRAPHIE GÉNÉRALE.

Les Cordillères canadiennes peuvent se diviser en quatre provinces majeures: (*a*) le système des montagnes côtières, renfermant la chaîne Vancouver et la chaîne Côtière; (*b*) la zone des Plateaux intérieurs; (*c*) le groupe des montagnes du centre ou de l'intérieur, renfermant les chaînes Columbia, Selkirk et Purcell; et (*d*) le système des Montagnes Rocheuses (Carte n° 1458). La base de cette subdivision et de cette nomenclature est décrite au chapitre III du mémoire n° 38 de la Commission géologique. L'aperçu préliminaire donné par Dawson a été élargi et quelque peu changé afin de répondre aux nécessités d'un travail systématique le long du 49° parallèle. Les systèmes montagneux constituants sont séparés les uns des autres, avec quelque rigueur, par des dépressions de structure et par des cuvettes d'érosion. Dans la région qui fait le sujet de cette reconnaissance les systèmes décrits sont les montagnes Rocheuses, Purcell, Selkirk et Columbia, et la zone des Plateaux intérieurs. Les dépressions qui forment les divisions sont: la tranchée des Montagnes Rocheuses, la tranchée Purcell, et la "vallée Selkirk" (c'est-à-dire la partie de la valleé Colombia située à l'ouest de la chaîne Selkirk).

En général les montagnes Rocheuses sont séparées des Purcell et des Selkirk septentrionales par la tranchée des Montagnes Rocheuses, qui est drainée par la rivière Columbia (planche I). Sur une carte des Cordillères à très petite échelle il serait difficile de montrer toute déviation de cette rivière de

l'axe principal de la tranchée. Cependant la rivière laisse cet axe à un point près de Donald et coule sur une distance d'environ 20 milles en arrière du bloc montagneux long et étroit qui surplombe Beavermouth au nord-est. Dans un sens ce "bloc Beavermouth" fait réellement partie de la chaîne Dogtooth, et dont il a été séparé par une déviation de la Columbia de l'axe principal de la tranchée des Montagnes Rocheuses vers la fin de l'époque glaciaire ou à une époque post-glaciaire. Au sud de Donald, la largeur de la tranchée, mesurée entre les crêtes des montagnes de bordure, est d'environ 8 milles. Au nord-ouest de Donald elle conserve sa direction sous forme d'un grand auge de 5 milles de largeur, qui est maintenant drainé par le creek Blackwater. Le "bloc Beavermouth" ainsi détaché entre la rivière et la cuvette principale est, au point de vue de la stratigraphie et de la structure, la continuation du système des Montagnes Purcell. A un autre point de vue, le "bloc Beavermouth" peut-être considéré comme une masse isolée dans la tranchée des Montagnes Rocheuses, qui comprend ainsi d'un côté la large cuvette du creek Blackwater et d'un autre côté la partie locale, en forme de canyon, de la vallée Columbia au sud-ouest du "bloc Beavermouth."

La dernière hypothèse offre probablement le moins de complications à une interprétation de la topographie locale dans le but d'en arriver à une description systématique et entière des Cordillères. À la connaissance de l'auteur la Columbia n'a été détournée de l'axe principal de la tranchée en aucun autre point de son cours entre la ligne de partage des eaux Columbia-Kootenay et la Grande Courbure, où la rivière laisse définitivement la tranchée.

Comme panorama la vue de cette tranchée est très impressionnante. Quand on s'en approche par chemin de fer, d'un côté ou de l'autre, on suit une route tortueuse à travers des montagnes très rapprochées, et qui sont remarquables pour leur aspect sauvage. À Golden on émerge soudainement du canyon Kicking Horse et l'on se trouve dans une large dépression qui s'étend vers le nord-ouest et le sud-est à perte de vue. Sa réelle majesté devient plus apparente quand on réfléchit que l'oeil ne peut embrasser qu'un aspect minime d'un accident de

terrain qui s'étend sur presque un millier de milles, depuis le Montana jusqu'au Yukon, une distance supérieure à la longueur totale de la Colombie britannique. À partir de la rivière Columbia, qui est ici à environ 2,550 pieds au-dessus du niveau de la mer, les pentes s'élèvent de chaque côté sur d'épais bancs de graviers et de drift glaciaire jusqu'aux montagnes escarpées qui ont entre 7,000 et 9,000 pieds de hauteur (planche II). Le relief topographique est donc considérable, mais la tranchée des Montagnes Rocheuses ne peut pas être appréciée à sa vraie valeur orographique à moins de tenir compte de sa longueur incomparable. Comme dépression relativement en ligne droite à travers les montagnes elle semble n'avoir de rivale en aucune autre chaîne. Nous parlerons de son origine à la page 113.

L'extrémité nord du système des Montagnes Purcell se trouve au point de raccordement des rivières Beaver et Columbia. Le système est ici divisé par la vallée du Quartz Creek en deux parties, les montagnes Dogtooth et les Prairie Hills. Les premières sont les plus hautes et les plus escarpées, bien qu'il n'y ait que quelques pics qui s'élèvent à plus de 9,000 pieds. À cause de leur structure et de l'absence presque complète de formations épaisses et massives, les Purcell sont beaucoup moins imposantes que les chaînes escarpées et hérissées à l'est et à l'ouest (planches XLIV et III).

À la page 30 du mémoire n° 38 de cette Commission géologique (1912) on trouvera une énumération des raisons qui nous ont poussé à exclure les montagnes à l'est de la rivière Beaver du système des Selkirks. Ceci est contraire à l'usage ordinaire, bien qu'aucunement universel, qui n'est pas fondé sur un principe systématique et compréhensible de la division orographique, mais sur une erreur de la carte schématique de Palliser en 1860. La carte indique les "Montagnes Selkirk" comme une longue chaîne non brisée s'étendant en travers de la région qui est aujourd'hui connue comme étant occupée par la vallée profonde de la rivière Beaver. En 1860 on ne soupçonnait pas l'existence de cette cuvette majeure et les "Montagnes Selkirk" de Palliser, bien qu'elles occupent tout l'espace à l'intérieur de la boucle septentrionale de la Columbia, sont représentées comme n'ayant environ que la moitié de leur largeur véritable. La Duncan

est représentée sur cette carte bien loin de ses propres latitude et longitude, et il est remarquable que les Selkirks ne sont pas indiquées comme s'étendant en travers de la Duncan. Le lac Kootenay, la rivière Duncan, et la rivière Beaver reposent tous dans la même dépression prolongée, la tranchée Purcell. Cet accident de terrain si bien marqué apparaît mieux comme une ligne nécessaire de subdivision orographique primaire (planche IV à VII). Donc, d'après la nouvelle définition, la tranchée Purcell sépare le système montagneux Selkirk du système Purcell.

En étudiant soigneusement les cartes de Palliser, les premières qui montrent les "Montagnes Selkirk," on voit que la nouvelle définition fait un peu violence à la propre déclaration de l'explorateur au sujet d'une limite naturelle orientale de la chaîne. Ce n'est qu'en 1905, quand Wheeler publia sa belle carte, qu'un cartographe a pu se convaincre de la nécessité de reconnaître un grand système à l'est de la rivière Beaver distinct du système Selkirk. Les raisons qui nous ont fait donner le nom de "système ou chaîne Purcell" à ce groupe montagneux sont données dans le mémoire n° 38, il est donc inutile de les répéter ici.

La tranchée Purcell n'a pas beaucoup plus de 200 milles de longueur. À la frontière internationale sur une distance considérable vers le nord elle est presque aussi impressionnante en profondeur et en largeur que la tranchée des Montagnes Rocheuses. Dans la partie drainée par la rivière Beaver, la tranchée Purcell n'a seulement que 3 à 5 milles de largeur, mesurée entre les crêtes de ses murs montagneux, et son fond est par conséquent étroit. La forme générale est celle d'une vallée en forme de fiord et qui a subi une action glaciaire très intense (planche II).

En face de la vallée suspendue du Bear creek le fond de la tranchée est à 3,000 pieds au-dessus du niveau de la mer; les Prairie Hills ont des hauteurs de 7,000 à 8,000 pieds ou plus (planche V), et les pics Selkirk en face ont des hauteurs variables; le plus élevé a 10,808 pieds au mont Sir Donald.

L'importance du relief dans les Selkirks à la zone du chemin de fer est de plus mise en évidence par l'altitude de la rivière Columbia à Revelstoke, qui est environ 1,450 pieds au-dessus du niveau de la mer. Pour plus amples détails concernant la topo-

graphie de ces belles montagnes nous renvoyons le lecteur à l'excellente carte de Wheeler et à notre rapport[1] (planche VIII).

Dans l'intérieur de la zone du chemin de fer qui fut étudiée durant la reconnaissance, le pic le plus élevé de la chaîne Columbia est le mont Begbie, 8,946 pieds au-dessus de la mer (planche IX). Bien qu'elle ne soit pas aussi élevée que les Selkirk, cette chaîne est une des plus difficiles à gravir dans les Cordillères. Au nord des lacs Arrow on n'a pas réussi à en explorer une partie convenablement, et cela à cause de la grande difficulté qu'il y a de voyager presque partout dans la chaîne. Ce qui est beaucoup plus embarrassant que l'escarpement des pentes c'est la croissance forestière, et surtout les buissons épais qui ont poussé dans les régions ravagées par le feu.

La vallée Selkirk (planche X), termine brusquement la chaîne Columbia sur son côté oriental, sauf au nord, où elle est troncaturée obliquement par la tranchée des Montagnes Rocheuses. La limite occidentale ne peut pas être fixée aussi nettement car la chaîne pénètre insensiblement dans la zone des Plateaux intérieurs. Dans la zone du chemin de fer la forme en plateau est bien marquée au voisinage de Sicamous. À l'extrémité nord-ouest il est probablement mieux de considérer la chaîne comme se terminant à la vallée maîtresse occupée par les eaux de la rivière Thompson Nord.

Dawson et plusieurs auteurs après lui se sont servis du nom de "Plateau intérieur" pour désigner la large contrée qui s'étend entre les chaînes Columbia et Côtière. L'auteur de ce rapport-ci préfère employer la forme du pluriel "plateaux." Il est clair que la région n'est pas un plateau sous sa forme et d'après ses relations topographiques actuelles; d'un autre côté il n'y a aucune certitude qu'elle fut jamais un plateau qui a depuis été disséqué. De grandes étendues de roches pré-paléozoïques, paléozoïques, et triasiques ont été nettement nivelées et les restes de la pénéplaine résultante forment maintenant des plateaux locaux (planche XI et XII). D'autres grandes étendues reposant sur des laves tertiaires forment aussi des éléments de

---

[1] A. O. Wheeler, "La chaîne Selkirk", Département de l'Intérieur, Ottawa, 1905, 2 vols.

plateaux séparés par des vallées relativement récentes. En plusieurs endroits ces laves sont presque horizontales. Elles ont partout été soumises à l'érosion, mais jusqu'à présent nous n'avons pas de preuve que ces plateaux font partie de la même pénéplaine générale que l'on voit encore dans les régions de terranes pré-jurassiques troncaturées. Durant la majeure partie des époques jurassique, crétacée, et éocène, ou durant la totalité de ces époques cette ceinture cordillérienne fut soumise au procédé de dénudation et il en est résulté une réduction à la forme pénéplaine, au moins en certains endroits, au commencement de l'oligocène, quand les principales laves de la ceinture eurent été versées. On peut facilement douter que le temps qui a suivi ait été assez long pour qu'il se produise une pénéplanation du nouveau relief volcanique et des complexes rocheux plus anciens dans la ceinture. Décrire la ceinture comme le Plateau intérieur c'est impliquer plus ou moins définitivement que c'est une unité physiographique; d'une manière plus concrète, que c'est une pénéplaine disséquée. Pour ce qui regarde plusieurs problèmes non résolus, comme, par exemple, l'établissement d'une distinction entre des plateaux construits de lave et des plateaux à deux cycles dans cette région, cette simple conception de la ceinture n'a pas été justifiée par des preuves. Sa simplicité peut être aussi dangereuse qu'elle est séduisante.

Les plateaux individuels varient en altitude comme le montre le tableau suivant:

	Altitude approximative en pieds.
Plateau Green Timber	3,800
Plateau Bonaparte	4,000
Collines Arrowstone	5,000—5,500
Plateau Porcupine	4,800
Plateau Kukuwaus	4,500
Plateau Rouge	4,000
Collines boisées	5,000—5,500
Petites collines boisées	4,500—5,000
Plateau Douglas	3,500—4,500
Plateau Adams	6,000

L'importance du relief dans la zone est indiquée en plus par les niveaux des eaux dans le principal système de drainage:

	Altitude en pieds (approximativement).
Lac Shuswap	1,140
Lac Kamloops	1,120
Rivière Thompson à Ashcroft	900

CHAPITRE II.

GÉOLOGIE: REMARQUES PRÉLIMINAIRES.

TABLEAU GÉNÉRAL DE LA STRATIGRAPHIE.

Les formations géologiques rencontrées durant la reconnaissance vont du précambrien (pré-beltien) au pléistocène. Elles sont énumérées dans le tableau suivant, qui montre l'existence de plusieurs grandes lacunes dans la succession stratigraphique. On n'a trouvé dans la région considérée aucune roche que l'on puisse clairement attribuer à l'ordovicien, au silurien, au dévonien, au carbonifère inférieur (mississippien), au permien, au crétacé, à l'éocène, au miocène, ou au pliocène. La région n'est pas très favorable à l'étude du cambrien ou des roches plus récentes, mais elle est extraordinairement importante pour l'étude du précambrien.

TABLEAU DES FORMATIONS.

Système	*Formation*	*Epaisseur en pieds*	
Récent et Pleistocène	Fluviatile, lacustre, glaciaire	..	
	Discordance		
Oligocène	Groupe Kamloops (roches volcaniques et sédiments interstratifiés).	1,500+	1,500
	Discordance		
Triasique (et Jurassique ?)	Série Nicola Grès, argillite, et brèches (1,000 pieds) Roches volcaniques massives basiques (4,000 pieds) Conglomérat basal et brèche (300 pieds)		5,300

	Discordance		
Carbonifère (Pensylvanien)	Série Cache Creek:		
	Calcaire, quartzite, argillite et quelques cendres volcaniques (7,700 pieds)		
	Quartzites avec coulées de lave et couches de cendre (3,000 pieds).		
	Quartzite cherteux, argillite siliceuse et grauwacke (2,500 pieds)		
	Couches de cendre basaltique (500 pieds)		
			13,700
	Base non visible (probablement discordance avec terrane Shuswap)		
Cambrien inférieur	Quartzite Sir Donald.....	5,000+	
	Quartzite Ross (partie supérieure)	2,750	
Beltien	Quartzite Ross (partie inférieure).	2,500	
	Calcaires Nakimu.....	350	
	Formation Cougar (bancs de quartzite et de métargillite).....	10,800	
	Formation Laurie (métargillite calcaire, quartzite.....	15,000	
	Quartzite Illecillewaet.....	1,500	
	Métargillite Moose.....	2,150	
	Calcaire (marbre).....	170	
	Quartzite basal.....	280	
			40,500
	Discordance d'érosion avec la terrane Shuswap		
Pré-Beltien (terrane Shuswap)	Granites intrusifs.....	....	
	Série Shuswap:		
	Volcaniques du Lac Adams.....	10,000+	
	Calcaire métargillite de Tshinakin	3,900	
	Schistes Bastion (phyllades).....	5,000	
	Calcaire Sicamous.....	3,200	
	Micaschistes du Salmon Arm.....	1,800	
	Quartzite Chase.....	3,000	
	Paragneiss Tonkawatla.....	1,500+	
			28,400
	Base non visible		
	Épaisseur totale.....		89,400

PROVINCES GÉOLOGIQUES MAJEURES.

Le tableau géologique se divise naturellement en trois parties. Les roches les plus anciennes appartiennent à la terrane Shuswap, qui forme une large zone médiane dans la région considérée (carte n° 1,458). Nous traiterons ces roches les premières. À l'est, reposant sur cette formation, il y a une masse énorme de roches stratifiées qui appartiennent au système beltien et au système cambrien qui repose en concordance sur ce dernier. Ces formations constituent pratiquement la totalité des montagnes Purcell et Selkirk à l'est du canyon Albert; leur description forme la deuxième partie de ce rapport. Une troisième partie comprend un complexe de formations beaucoup plus récentes qui varient en âge depuis le carbonifère jusqu'au milieu du tertiaire et qui affleurent seulement dans la zone des Plateaux intérieurs, à l'ouest de la terrane Shuswap. En décrivant ces trois provinces géologiques dans l'ordre qui vient d'être indiqué, on ne suit pas seulement l'ordre chronologique mais aussi une succession géographique très simple.

CHAPITRE III.

LA TERRANE SHUSWAP.

DESCRIPTION GÉNÉRALE.

Nulle part ailleurs peut-être dans les Cordillères y a-t-il une section aussi complète des formations antérieures à la zone à Olenellus. À cause de son relief topographique, cette région montagneuse donne au géologue un certain avantage sur son collègue qui travaille dans la région relativement plane si caractéristique des régions précambriennes de l'est du Canada et du nord-ouest de l'Europe. En Colombie britannique le géologue peut souvent suivre des contacts importants sur des distances verticales de milliers de pieds; ses observations peuvent porter sur trois dimensions (planche XIII). Ainsi, une grande diversité de roches, une grande étendue, une épaisseur énorme, une importance intrinsèque, et les conditions d'affleurement nous obligent à apporter une attention spéciale aux formations pré-Olenellus. Celles-ci peuvent se diviser en deux groupes qui ont reçu pour noms la terrane Shuswap et le système beltien.

Les roches de base exposée en Colombie britannique ont été groupées par Dawson sous le nom de "série Shuswap," d'après le lac de ce nom sur lequel les Indiens Shuswap ont canoté pendant longtemps (carte 143 A). Dans la légende de sa carte de 1898 Dawson décrit ce complexe comme suit:

> "Cette série, aux endroits où elle a un développement typique, consiste de gneiss grisâtres, quelquefois hornblendiques ou grenatifères, de micaschistes luisants, avec des calcaires cristallins et du quartzite. Les gneiss, quand ils sont associés à ces dernières couches, sont souvent très carbonatés ou siliceux et généralement rouillés sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques, et il y a souvent du graphite dans ces gneiss ainsi que dans le quartzite et les calcaires. Les roches que nous venons de décrire appartien-

nent indubitablement à une formation stratifiée, mais elles sont associées à une masse beaucoup plus grande de mica-schistes, de gneis et de gneiss granitoïdes, dont la majeure partie sont évidemment des granites feuilletés, dont il est impossible de les séparer. Cependant la présence fréquente des quartzites parmi ces dernières roches, semble montrer qu'elles sont au moins en partie le résultat d'une altération plus prononcée de la même formation stratifiée. D'un autre côté, ces gneiss passent souvent graduellement à des granites feuilletés desquels on ne peut pas non plus les séparer sur la carte. Les affleurements de calcaire que l'on peut voir aujourd'hui sont indiqués sur la carte, de même que la direction générale de la foliation ou de la stratification suivant le cas et selon que l'une ou l'autre a été déterminée avec une certaine approximation. Ailleurs les roches gneissiques et les roches granitiques associées sont seulement indiquées par une teinte générale.

"La série Shuswap proprement dite, doit évidemment être rapportée à l'Archéen, et elle ressemble beaucoup à la série Grenville du Laurentien de l'est du Canada. Cette ressemblance s'étend à sa méthode d'association avec les roches feuilletées qui ressemblent au "Gneiss fondamental" de la même région."

Dans son dernier rapport sommaire sur la géologie des Cordillères Dawson écrivait:

"La série Shuswap a été inventée pour renfermer toute cette masse complexe de roches cristallines, bien qu'elle devrait ne s'appliquer proprement dit qu'aux couches qui ont une stratification originelle. Celles-ci, comme on pourra s'en rendre compte, ressemblent maintenant étroitement à celles de la série Grenville de la province de Québec, et la ressemblance s'étend à la nature de leur association avec les roches feuilletées, qui à leur tour, ressemblent beaucoup au soi-disant "Gneiss fondamental" de la même région.[1]

L'auteur approuve l'hypothèse de Dawson et désigne les sédiments et les roches volcaniques associées appartenant à ce

---

[1] G. M. Dawson, Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 12, 1901, p. 63.

complexe sous le nom de "série Shuswap," qui comprend les granites, pegmatites, et orthogneiss nettement intrusifs. Tout l'assemblage des roches sédimentaires, volcaniques, et plutoniques reçoit ici, pour plus de facilité, le non de "terrane Shuswap."

Durant le travail sur le terrain il devint absolument clair que la série Shuswap renferme aussi deux grandes formations que Dawson a classées comme cambriennes; ce sont le calcaire "Nisconlith" avec les roches associées et la série du lac Adams. Les preuves que ces roches sont non seulement précambriennes mais aussi pré-beltiennes ont été données dans le Rapport sommaire pour 1911. (Voir aussi p. 59).

La terrane Shuswap comprend ainsi un groupe gigantesque de roches, qui forment le tableau suivant des plus récentes aux plus anciennes.

	Formation	*Épaisseur approximative en pieds*
	Discordance avec système beltien	
Intrusives	Batholithes, laccolithes, filons-couches, dykes, et chonolithes de granite, d'aplite, et de pegmatites, généralement métamorphisés.....	
Série Shuswap.....	Roches volcaniques basiques du Lac Adams (avec roches intrusives basiques contemporaines).	10,000+
	Calcaire métargillite Tshinakin...	3,900
	Schistes Bastion (phyllades etc)..	5,000
	Calcaire Sicamous (représentant de la série Nisconlith de Dawson).....	3,200
	Micaschistes du Salmon Arm.....	1,800
	Quartzite Chase.....	3,000
	Paragneiss Tonkawatla (?).....	1,500+
	Base invisible	
		28,400

Nous n'avons pas besoin d'appuyer sur le fait que le tableau précédent ne donne seulement qu'un aperçu provisoire de la succession et des épaisseurs de la série Shuswap. Une description rigoureuse de la stratigraphie est encore impossible dans cette terrane hérissée de difficultés, qui a beaucoup de la complexité

que l'on rencontre généralement dans les régions précambriennes. La succession des formations stratifiées a été déduite d'observations faites en des localités très éloignées les unes des autres, et elle est basée purement sur des corrélations lithologiques. D'après l'expérience acquise dans deux saisons sur le terrain, le calcaire Sicamous est le meilleur indicateur d'horizon, et ses relations avec les schistes Bastion d'en dessous sont parfaitement établies. La section type qui montre ces relations est celle de la montagne Bastion (planche XV; carte 143A). Le fait que la formation Tshinakin repose sur les schistes Bastion n'est nullement aussi net. La seule section complète de la formation Tshinakin se trouve au lac Adams, où elle supporte des phyllades qui sont lithologiquement attribuées aux schistes Bastion.

Les roches volcaniques du Lac Adams de cette section reposent indubitablement sur le calcaire Tshinakin supérieur et il n'y a aucune indication de renversement. Au village Shuswap le quartzite Chase supporte une masse épaisse de micaschistes qui ont été attribués à la formation Salmon Arm en se basant uniquement sur les caractères lithologiques, et la formation Tonkawatla occupe une position encore plus basse dans la série, si l'auteur est exact en considérant les quartzites massifs au sommet de la chaîne Columbia comme équivalents de la formation Chase très analogue du village Shuswap, à 58 milles de distance (carte 143A).

Malgré les doutes qui accompagnent de telles corrélations, l'auteur a compilé le tableau précédent qui au moins illustrera les divers types de roches qui forment la série Shuswap. Les estimations des épaisseurs (maxima) sont évidemment aussi sujettes à révision. Celles données pour les formations Sicamous et Tshinakin sont franchement recommandables. L'épaisseur assignée aux schistes Bastion peut bien être trop forte même pour un maximum. Dawson estimait que les roches volcaniques du Lac Adams avaient 25,000 pieds d'épaisseur dans la section du Lac Adams. Quelques-unes des roches basiques mesurées en cet endroit peuvent réellement représenter des filons-couches intrusifs et, pour le présent, il est plus sûr d'attribuer aux roches volcaniques elles-mêmes une épaisseur maxima ne dépassant pas 10,000 pieds.

FORMATION TONKAWATLA.

Au point où la vallée Tonkawatla réjoint la vallée de la Columbia, juste à l'ouest de Revelstoke, il y a un grand groupe de schistes cristallins qui affleurent sur le côté nord du chemin de fer. Ces roches sont parmi les plus anciennes dans la chaîne Columbia et on a essayé de les placer à la base de la série Shuswap telles qu'elles sont exposées dans la section du chemin de fer.

Ces schistes sont massifs et relativement homogènes. Sous ces deux rapports ils ont l'apparence superficielle des orthogneiss. En majeure partie ils sont foncés, ou gris moyen, ou gris verdâtre, très micacés, et visiblement feldspathiques aussi bien que quartzeux. De telles couches dominantes de gneiss, variant en épaisseur depuis quelques pouces jusqu'à une centaine de pieds ou plus, sont généralement séparées par des lits minces, encore plus micacés, ou par des lentilles minces de calcaire métamorphisé. Les lits de calcaire sont quelquefois très nombreux, mais partout où nous les avons vus ils n'ont jamais plus de quelques pouces d'épaisseur. Sur, et près des coupes de chemin de fer les bancs de calcaire sont interrompus d'une façon caractéristique de sorte que maintenant chacun forme un certain nombre de lentilles minces alignées dans le plan de stratification. Malgré cet effet de métamorphisme, la roche carbonatée ne peut pas être considérée comme étant seulement de la nature d'une formation de veine; c'est un véritable sédiment calcaire.

L'abondance des bancs de calcaire faisait penser, sur le terrain, que les schistes associés étaient des paragneiss plutôt que des équivalents métamorphiques des roches ignées intrusives. Dans son ensemble cette conclusion semble correspondre à l'étude microscopique, bien que les sections minces n'aient pas produit une preuve absolue. Les éléments constituants sont le quartz, la biotite, le plagioclase (avec labrador comme moyenne), et l'orthose ou le microcline à titre accessoire. Dans une section mince un minéral diopsidique est abondant. Les grenats, la calcite, et la trémolite sont des minéraux accessoires communs. Les feldspaths sont nettement pœcillitiques et ont comme les autres minéraux essentiels, des extinctions roulantes. La

minéralogie et la structure de la roche conviennent à une roche calcaréo-argillacée recristallisée, e.g., "Kalkthonschiefer."[1]

Les bancs de calcaire sont de couleur gris pâle ou blanche et à grains moyens. Eux aussi sont remplis de grains de quartz, de biotite, et de diopside. Quelquefois la muscovite, le talc, et la chlorite sont présents en grande quantité, et en section minces on s'aperçoit que le sphène est très abondant. La base carbonatée fait effervescence librement et elle semble avoir une teneur assez basse en magnésie. Dans l'intérieur des bancs les silicates tendent plus ou moins à former des aggrégats en couches minces qui ressortent en relief sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques. Celles-ci sont parallèles à la stratification générale de la formation.

Sur plus d'un mille cette formation Tonkawatla est continue le long du chemin de fer. Elle pend vers le nord sous des angles variant de 8° à 30°, avec une moyenne d'environ 18°. À la borne 3-milles, sur le chemin de fer, les affleurements donnent une épaisseur apparente d'au moins 3,000 pieds; il se pourrait qu'elle soit considérablement plus grande[2].

Plus à l'ouest la formation est recoupée par un grand nombre de filons-couches de granite et d'aplite, qui obscurcissent les relations stratigraphiques. À la borne 9-milles, sur le sommet, les schistes Tonkawatla apparaissent dans le centre d'un anticlinal qui plonge vers l'ouest et montrent une épaisseur continue d'au moins 1,000 pieds. Les schistes renferment ici quelques couches minces de quartzite gris. À la borne 9·5-milles, ils supportent des quartzites massifs, que nous attribuons provisoirement à la formation Chase; celles-ci à leur tour plongent sous une formation épaisse de micaschistes (Salmon Arm) qui a aussi participé au même pli anticlinal.

La formation Tonkawatla n'a été reconnue d'une manière positive dans aucune autre partie de la région qui fait le sujet de la présente reconnaissance.

---

[1] Voir H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 3e ed. 1910, Analyse no 13, p. 599.

[2] De Revelstoke à Kamloops les bornes miliaires sont comptées à partir de Revelstoke.

FORMATION CHASE.

Celle-ci comprend une série de quartzites calcaires rubanées et massives, admirablement exposées dans la chaîne immédiatement à l'est du village Shuswap et au sud-est de la ville de Chase (carte 143, A). Presque tout le versant occidental de la chaîne repose sur ces roches avec un pendage moyen d'environ 52° vers le nord-ouest. Le contact supérieur avec les schistes du Salmon Arm est bien visible, mais on n'a pas pu trouver la véritable base de la formation. Les quartzites visibles représentent une épaisseur d'au moins 3,000 pieds.

La roche dominante est un quartzite blanc, ou gris pâle, ou gris bleuâtre clair, généralement remplie de grains de calcite et de divers silicates. Ces derniers comprennent le diopside (salite ?), la trémolite, le microcline, le sphène, et la muscovite. La pyrite et la magnétite sont communes comme minéraux accessoires. Les grains disséminés de calcite sont si abondants dans certaines phases qu'ils donnent un aspect saccharoïde aux surfaces de la roche exposées aux agents atmosphériques. Les silicates ont une origine métamorphique. Généralement ils forment des aggrégats en couches minces parallèles aux plans de stratification visibles de la formation. Comme dans les strates de la formation Tonkawatla, le sphène est un élément constituant remarquable. Les grains de quartz eux-mêmes atteignent rarement 1 mm. de diamètre et dans trois sections minces ils ont une moyenne de 0·2 mm. On a estimé qu'un échantillon plutôt pauvre en silicates contenait 85 pour cent de quartz et 10 pour cent de carbonate. Si on en juge d'après l'abondance générale du diopside et de la trémolite il est probable que la matière carbonatée primitive était fortement magnésienne. Dans quelques horizons elle formait des couches minces distinctes qui sont maintenant transformées en silicates. Sur les surfaces exposées aux agents atmosphériques, ces dépressions et l'apparence ondulée résultant du quartzite très massif sont si caractéristiques qu'on s'en est servi pour établir une corrélation préliminaire.

On a trouvé des roches ayant le même caractère général et les mêmes associations à l'extrémité sud du bras Mara; sur la

rive de la Columbia, 4 milles au nord de Revelstoke; et près du lac Summit à la ligne de partage des eaux de la chaîne Columbia, comme on l'a déjà indiqué (planche XIV). À chacune de ces quatre localités la formation est assez abondamment injectée de dykes et de filons-couches de granite et le métamorphisme des sédiments a, en partie au moins, une origine magmatique. L'abondance de l'acide titanique, comme l'indique la présence du sphène dans les couches calcaires et la feldspathisation des couches, peut s'expliquer en faisant rentrer en ligne de compte ce procédé métamorphique.

FORMATION SALMON ARM.

Le métamorphisme intense en grande partie occasionné par la chaleur granitique est encore plus évident dans tous les affleurements des schistes du Salmon Arm que l'on rencontre (carte 143, A). Leur relation avec la quartzite Chase sousjacente est très claire dans la section type du village Shuswap. En cet endroit la formation comprend des micaschistes à grains moyens qui sont souvent très grenatifères et sont interrompus ça et là par des bancs de quartzite micacée. Dans cette section le sommet de la formation n'apparaît pas, mais les couches présentes semblent avoir au moins 1,500 pieds. Sur les rives Salmon Arm du lac Shuswap, l'épaisseur visible est plus grande: au moins 1,800 pieds; mais, dans ce cas, on n'a pas pu déterminer le contact inférieur, avec le quartzite de Chase. Il n'existe pas d'autre section où l'épaisseur totale soit représentée.

Le principal type de roche dans la formation est un schiste grenatifère à muscovite-biotite-quartz, de couleur argentée ou gris verdâtre. Les micas forment souvent des cristaux parallèles; la muscovite est généralement le plus important des deux, mais quelques types sont de véritables schistes à biotite-quartz. Les grenats sont comme d'habitude, poecilitiques, et ils forment les noyaux des noeuds développés dans le schiste. L'orthose ou un autre feldspath alcalin et le plagioclase se présentent en petits grains et constituent des minéraux accessoires relativement rares. Dans une phase plus quartzitique, l'orthose devient important et la muscovite est de fait absente; le sphène et l'épidote

sont des minéraux accessoires. Parmi les nombreux filons-couches et dykes qui sont comme des satellites du massif granitique du Little Shuswap, nous avons observé dans la formation deux autres types de roche, un schiste à épidote-biotite-quartz et un schiste à hornblende-quartz. L'amphibole a une forme aciculaire.

Tout l'ensemble des schistes grossiers et luisants ont une ressemblance frappante sur le terrain avec ceux qui forment l'auréole de contact autour des massifs de granite au ruisseau Monk dans les Selkirk méridionales, et ici aussi le métamorphisme intense s'explique mieux par l'action thermique du granite intrusif du voisinage ou directement associé[1]. Dans toute la section Chase-Shuswap, ce métamorphisme thermique a notablement dépassé et oblitéré les effets du métamorphisme régional antérieur qui avait affecté la série Shuswap entière.

Dans la section sur la rive nord du Salmon Arm, les injections granitiques deviennent assez rares à mesure qu'on se rapproche du contact supérieur de cette formation schisteuse. Par conséquent, ces couches sont à grains beaucoup plus fins et on les classe comme de véritables phyllades. Le mica a l'aspect de la séricite et les grains de quartz ont généralement moins de 0·1 mm de diamètre, ce qui fait un contraste avec ceux qui se sont développés par le métamorphisme thermal et qui ont des diamètres de 2 mm. À mesure qu'on descend dans la partie bien exposée de la montagne Bastion, les phyllades deviennent plus grossièrement grenues, tandis que les filons-couches de granite augmentent en nombre; et jusqu'au pied de la montagne, les schistes, par leur cristallinité grossière, rivallisent avec ceux du village Shuswap. Dans les deux sections l'orthose devient quelquefois un élément constituant si abondant dans les schistes qu'on est porté à croire qu'ils ont été quelque peu feldspathisés par l'intrusion des filons-couches.

FORMATION SICAMOUS.

Sur les cent pieds supérieurs les schistes de Salmon Arm contiennent de plus en plus des bancs de calcaire, ce qui indique

[1] Cf. Mémoire N° 38 de la Commission géologique, 1912, p. 299 et Pl. 27.

une transition vers la formation Sicamous qui repose en concordance au-dessus. Ce corps forme trois affleurements principaux dans la région étudiée. Celui à Sicamous même représente probablement l'extrémité orientale de la bande qui suit le versant sud du mont Bastion où il y a une section complète de la formation (planche XV; carte 143, A) au nord de la pointe Canoe, son pendage moyen est d'environ 45° au nord-ouest. Au rocher élevé 9 milles au sud-est, le pendage a une moyenne de 25° au nord-ouest. L'épaisseur moyenne calculée est ici de 3,200 pieds. On a calculé une épaisseur beaucoup plus considérable à la section de la baie Blind, mais la différence est très probablement due à une double faille dans cette dernière section. Il y a des roches, qu'on a essayé de rapporter à cette formation, et qui affleurent sur les rives du lac Shuswap en face de la pointe Quartzite et dans la baie Dyke. Ces affleurements forment apparemment une bande continue, mais ils ne peuvent pas représenter une section complète.

La roche dominante de la formation est un calcaire schisteux impur ayant une couleur caractéristique gris bleuâtre ou gris foncé. La plupart des échantillons deviennent effervescents violente avec de l'acide dilué; la matière carbonatée doit être calcitique et peu magnésienne. On croit cependant que certains lits ont une forte teneur en magnésie. Le grain varie de fin à moyen, les morceaux carbonatés ont rarement plus de 3 mm. de longueur. Généralement il y a quelques grains de quartz et de pyrite comme minéraux accessoires, mais les principales impuretés sont le carbone et la séricite (ou talc ?). La couleur foncée caractéristique provient de la poussière de carbone disséminée que l'on rencontre dans réellement toute l'épaisseur du calcaire. La concentration de cette substance en couches minces parallèles aux plans de stratification est partiellement due à la fissilité bien marquée de la roche. Nous avons observé que là où la matière carbonatée est particulièrement abondante, la roche est très friable dans toutes les directions, une propriété qui est aussi caractéristique des calcaires carbonatés du système beltien et qui est évidemment due à la pauvre qualité des éléments de cémentation. Pour le reste, cette propriété s'explique par un développement analogue du minéral séricitique sous forme de pellicule.

Ce minéral est souvent si abondant que la roche mérite le nom de calcoschiste. Partout, la formation a été recristallisée mais nulle part n'avons-nous vu la schistosité traverser la stratification sous un angle appréciable.

L'attitude de la stratification était généralement évidente, soit à cause des variations primitives dans le calcaire lui-même (teneur en carbone, etc.), ou à cause de l'intercalation de minces couches plus siliceuses. Un grand nombre de celles-ci sont de véritables phyllades ou schistes à séricite-quartz; plus rarement ce sont des schistes talqueux ou des schistes à talc-chlorite. Au pied du rocher, à environ 1 mille à l'est-nord-est de Sicamous, on a trouvé une lentille de graphite impur ayant un demi pouce d'épaisseur dans un plan de la stratification.

On n'a trouvé qu'un nombre relativement petit de filons-couches et de dykes granitiques dans la formation Sicamous, et tous ceux qu'on voit actuellement sont assez minces. Le calcaire n'a évidemment subi que très faiblement les effets du métamorphisme thermique qui a affecté d'une manière si visible les formations sous-jacentes. Cependant il est certain que le calcaire est recoupé par quelques injections granitiques qui sont si abondantes dans les schistes de Salmon Arm et dans les couches plus anciennes de la série. La fissilité de la formation Sicamous a facilité cette injection, et il semble probable que, pour une raison ou pour une autre, le magma granitique a eu quelque difficulté à s'élever à ce niveau dans la série Shuswap.

FORMATION BASTION.

Vers son contact supérieur le calcaire Sicamous devient généralement plus chargé d'interstratifications de phyllades. Celles-ci marquent une transition vers la formation concordante Bastion qui repose au-dessus. Bien que cette formation soit un des membres les plus épais de la série Shuswap, nous n'en n'avons trouvé nulle part de bons affleurements, et il est encore impossible d'en donner une description complète. Elle reçoit son nom de la longue chaîne appelée la montagne Bastion qui est coiffée de cette formation.

La partie inférieure de la formation est surtout composée de phyllades ayant l'aspect du phyllade de Sicamous. En inter-

stratification avec ces phyllades il y a plusieurs couches de calcaire blanc, gris foncé, ou noirâtre, qui est géneralement plus massif que le calcaire de Sicamous, mais qui lui ressemble beaucoup pour les autres caractéristiques. Dans la partie supérieure de la formation il y a aussi des bancs de quarzite séricitique et de métargillite dolomitique qui interrompent les phyllades. À plusieurs horizons on a aussi observé, depuis près de la base vers le haut, des zones de schistes talqueux, de schistes chloritiques, et de schistes à épidote et à zoïsite contenant du quartz et de la chlorite. Quelques-uns de ces lits tout au moins doivent être considérés comme ayant une origine ignée mais il ne nous a pas été possible de déterminer si ce sont des filons-couches intrusifs ou des coulées de lave extrusives ou des bancs de tuf. Comme dans la formation encore plus récente du lac Adams les roches éruptives basiques ont subi les effets d'un métamorphisme régional à un degré dépassant tout ce que l'auteur a pu observer jusqu'à présent. Ni dans les affleurements, ni dans les plaques minces y a-t-il une seule trace conservée des structures primitives de la roche. Avec une singulière monotonie chacune de ces zones basiques exhibe une fissilité parfaite qui est le signe externe d'une altération complète.

Attendu qu'une grande partie, sinon la totalité, de ces matériaux basiques peuvent représenter des filons-couches intrusifs, l'épaisseur réelle des sédiments de la formation Bastion ne peut pas être donnée. L'épaisseur totale apparente de plus de 5,000 pieds peut bien être beaucoup trop considérable pour cet étage de la série Shuswap.

On a dessiné sur la carte des roches schisteuses, provisoirement attribuées à cette formation, sur la rive orientale du lac Shuswap, au sud de la pointe Quartzite (carte 143, A); sur une petite étendue à l'est de la station Notch Hill; et près de l'extrémité sud de lac Adams, de même que le long de la décharge de la rivière Adams. Dans tous ces cas les affleurements sont pauvres et la structure est très obscure. Aucune des sections n'est complète de sorte que l'auteur était embarrassé chaque fois qu'il essayait de définir la formation Bastion en termes qui puissent indiquer la succession exacte et la composition des couches. L'endroit le plus favorable pour l'étude future de sa

stratigraphie est probablement la région au nord de la bande de calcaire Sicamous à la montagne Bastion.

FORMATION TSHINAKIN.

Sur la carte de Shuswap, Dawson a indiqué en couleur comme étant de l'époque carbonifère, deux étendues de calcaire, l'une traversant le lac Adams et l'autre située près de la passe Cinnemousun du lac Shuswap. Dans la légende il fait part de ses doutes au sujet de cette corrélation, et il ajoute: "Si cette désignation est correcte, il est probable que les couches sur lesquelles ils (les calcaires) reposent en ces endroits appartiennent aussi à la formation du Cache Creek (carbonifère) plutôt qu'à la série du Lac Adams, de laquelle cependant, il est impossible de les séparer maintenant à cause du métamorphisme énorme qu'elles ont subi."

L'auteur de ce travail est convaincu que ces calcaires sont d'âge pré-Beltien et il les considère comme formant un étage important de la série Shuswap. Le calcaire lui-même a un aspect entièrement différent de celui des calcaires carbonifères qui sont également métamorphisés. On ne trouve dans les deux sections du lac aucun sédiment réguliérement associé au calcaire, aux quartzites foncés, et aux argillites de la formation Cache Creek. Et, finalement, les roches stratifiées situées en concordance en dessus et en dessous du calcaire plus ancien ainsi que le calcaire lui-même (localité Cinnemousun) sont recoupées d'aplites, de pegmatites, et d'orthogneiss intrusifs typiques ayant le même caractère que ceux que l'on sait maintenant appartenir à une éruption datant du pré-beltien. Ce calcaire plus ancien, avec des intercalations, ont reçu le nom de *formation Tshinakin*, du nom d'un creek qui coule le long de sa direction et qui se jette dans le lac Adams (carte 143, A).

La seule section complète connue de la formation est celle du lac Adams. Là, le dessin de Dawson fut confirmé, mais le temps nous a manqué pour retracer le calcaire sur toute la longueur de l'affleurement de 15 milles. Sur la rive ouest du lac les affleurements sont bons et nous avons établi la section suivante:

Sommet concordant avec les greenstones du Lac Adams.	*Épaisseur en pieds*
Calcaire supérieur.....	1,500
Métargillite et phyllade.....	800
Calcaire inférieur.....	1,600
	3,900

Base concordante avec les schistes du type Bastion.

Ici, la direction est en moyenne de N. 75° O. et la pendage environ 48° vers le nord; sur la rive du lac la largeur totale de l'affleurement a un peu plus d'un mille.

Le calcaire inférieur est généralement massif mais, à des intervalles de 20 pieds ou plus, il est interrompu par des zones schisteuses. En fracture fraîche la roche—un véritable marbre—est de couleur crême, blanc jaunâtre, ou gris bleuâtre, rarement blanc pur. Elle s'altère en prenant une couleur chamois ou, aux endroits où elle est attaquée par des solutions de sol ou de mousse, une teinte gris bleuâtre. Différents échantillons font vivement ou modérément effervescence avec des acides dilués, ce qui indique que la teneur en magnésie est variable; la roche semble contenir du carbonate de magnésie à tous les horizons. Le grain est fin, et les diamètres varient de 0·15 mm. à 0·25 mm. Contrairement au calcaire Sicamous cette roche ne contient que très peu d'impuretés. Dans une section mince nous avons remarqué quelques grains de quartz, d'environ 0·05 mm. de diamètre. Les matériaux carbonatés sont à peu près absents à travers toute la formation. Les impuretés micacées, si caractéristiques de la formation Sicamous, n'existent seulement que dans de rares intercalations de calcoschiste chloritique et dans les couches de phyllade mince qui sont plus nombreuses près du contact supérieur de ce calcaire inférieur. Les phyllades représentent indubitablement des sédiments siliceux, et leur présence, ainsi que les autres faits recueillies sur le terrain, démontrent clairement la position de la stratification originelle dans le marbre. Nous avons remarqué que quelques veines de cristaux de calcite, ayant 5 cm. ou plus de diamètre, recoupaient la strati-

fication. Ces cristaux sont fortement pliés et fracturés, ce qui indique que la déformation eut lieu après que les veines se furent formées: probablement à l'époque où les strates étaient redressées. Le métamorphisme des couches originelles en marbre doit cependant être attribué à un simple enfouissement antérieur dans une région qui était alors caractérisée par une élévation rapide de la température (voir page 47).

Au-dessus du calcaire inférieur, en concordance, il y a une bande de phyllade grise, dont l'épaisseur est évaluée à 800 pieds. Elle est calcaire, et devient un véritable calcoschiste dans une phase qui passe au calcaire supérieur. La roche est analogue à celle qui forme des interstratifications dans le calcaire proprement dit.

Le calcaire supérieur est essentiellement semblable à l'inférieur, la seule différence que l'on ait remarquée sur le terrain étant une plus grande proportion possible de couches schisteuses qui interrompent les marbres massifs.

On ne peut pas déterminer l'emplacement exact de la formation Tshinakin dans la série Shuswap. À cause du mauvais temps et autres circonstances, il fut impossible de faire une étude complète des roches stratifiées adjacentes. En concordance en-dessous du calcaire inférieur, il y a une série importante de phyllades contenant des intercalations minces de calcaire charbonneux de couleur foncée, et l'assemblage entier ressemble beaucoup à celui de la formation Bastion. Avec le temps dont nous pouvions disposer sur le terrain nous n'avons pas pu établir les relations qui existent entre ces schistes et un autre terme connu de la série, et leur corrélation avec les schistes Bastion ne repose que sur une base lithologique. Ici, comme en d'autres points, le tableau qui indique la succession dans la série Shuswap a besoin d'être révisé après qu'on y aura fait d'autres travaux sur le terrain.

Le calcaire qui affleure à 2 milles au sud-ouest des étroits Çinnemousun (planche XVI) est plus massif que la moyenne des roches de la formation Tshinakin, mais cependant il lui ressemble tellement qu'on l'a attribué provisoirement à la même formation, et correspond plus étroitement au calcaire inférieur sur le lac Adams. Les grains sont ici nettement plus grossiers et leurs diamètres

atteignent 3 mm. Partout où l'on en a fait l'essai, la teneur en magnésie est assez faible et des expériences commerciales ont prouvé que la roche est excellente pour la fabrication de la chaux et du plâtre. Au microscope on voit que la roche carbonatée est remarquablement exempte de matière siliceuses et d'autres impuretés, excepté dans les couches qui forment les affleurements les plus bas, lesquelles contiennent du quartz et des granules charbonneux disséminés.

Cette section contient au moins 700 pieds de calcaire. L'absence des deux membres supérieurs de la formation s'explique. par une faille postérieure, comme l'indique la carte (carte 143,A).

Formation du Lac Adams.

Sur le lac Adams le calcaire Tshinakin supérieur supporte directement en concordance un ensemble de roches stratifiées qui représentent en partie celles comprises par Dawson dans sa "série du Lac Adams." Nous citons ici sa description de la série dans la légende de la carte Shuswap:

> "Cette série et la série Niskonlith sousjacente sont classées comme cambriennes. On peut voir parfaitement leurs relations stratigraphiques dans les limites de cette carte, mais elles ne contiennent aucun fossile, et l'âge qu'on leur assigne est basé sur les séries fossilifères des Montagnes Rocheuses, avec lesquelles des sections dans la chaîne Selkirk forment un chaînon intermédiaire de liaison. (Rapport sur Kamloops, p. 30 B). La série du lac Adams est formée presque entièrement de matériaux volcaniques altérés. Aux endroits où elle est mieux exposée, aux lacs Adams et Shuswap, elle comprend une grande épaisseur de schistes chloritiques, feldspathiques, séricitiques, et quelquefois nacrés, avec quelques argillites. Dans la partie inférieure de la série les schistes sont généralement gris, dans la partie supérieure ils sont généralement verts. Le bord septentrional des schistes gris, qui traversent le lac Adams au nord de la baie Skwa-am, va jusqu'à la bifurcation du Scotch Creek et réapparaît dans la partie orientale du lac Shuswap presque en face de la pointe Quartzite; mais il

n'est pas partout bien défini. Il y a des couches irrégulières de calcaire dans la partie supérieure de la série, mais nous n'avons pas essayé de les indiquer sur la carte. Les schistes proviennent de roches volcaniques plus massives par le métamorphisme dynamique, et auxquelles on peut les rattacher. On voit les mêmes roches dans une condition d'altération partielle, à l'état de diabase schisteuse et d'agglomérats-diabases schisteux, dans la ceinture qui suit le ruisseau Louis et atteint la Thompson Sud. Les schistes gris semblent provenir surtout des agglomérats. Les roches près de la rivière Adams sont beaucoup plus massives et ne semblent avoir subi qu'une faible pression. Entre les bras Seymour et Anesty du lac Shuswap les roches attribuées (provisoirement) à cette série sont très altérées et sont surtout formées de schistes micacés, hornblendiques et gneissiques."

Les travaux récents sur le terrain nous ont amenés à faire quelques changements importants à cette interprétation. L'auteur de ce rapport considère comme étant d'âge pré-beltien le groupe entier relevé par Dawson comme étant de la "série du Lac Adams." On considère ici provisoirement cette partie de la série qui supporte la formation Tshinakin sur le Lac Adams comme appartenant aux schistes Bastion. La partie qui repose sur les calcaires Tshinakin sur le lac Adams est isolée sous le nom de "formation du Lac Adams." Une troisième partie, qui affleure sur les rives du lac Shuswap et ailleurs est teintée sur la carte 143, A, comme schistes verts d'âge et de relation incertains.

La formation du Lac Adams comprend les roches stratifiées connues les plus récentes de la série Shuswap. Elle consiste surtout en schistes verts qui proviennent par métamorphisme de roches éruptives basiques. À plusieurs horizons ces schistes contiennent de minces intercalations de calcaire et de schistes quartzitiques. Les sédiments indiquent clairement la position de la stratification originelle, qui, quand on peut la voir, est parallèle à leur schistosité bien marquée et à celle des greenstones adjacents. Sur une distance de plus de 5 milles le long de la rive nord-ouest du lac Adams, depuis la bande de calcaire Tshinakin vers le nord-ouest, ces roches sont continues. À travers

toute cette région la direction a une moyenne d'environ N. 55° O. et le pendage moyen est d'au moins 45° vers le nord-est. Bien que le sommet de la formation n'affleure pas, l'épaisseur totale apparente représentée dans la section est d'au moins 20,000 pieds. À environ 1 mille au sud-ouest de l'embouchure du ruisseau Spapilem, le pendage change vers le sud-ouest, et, malgré les complications locales, demeure dans cette direction tout le long jusqu'au contact du grand massif de granite intrusif représenté sur la carte à la tête du lac. Cette disposition synclinale des pendages signifie probablement une répétition et la couche la plus récente de la formation du Lac Adams en affleurement est probablement représentée dans l'axe du synclinal. Dawson estimait sa série du Lac Adams à 25,000 pieds d'épaisseur. À cause des affleurements imparfaits et de l'homogénéité relative de la relation dans la longue section, il fut impossible de déterminer l'épaisseur réelle des roches qui la composent, mais il est certain qu'elle doit être très épaisse. On lui attribue une puissance minima de 10,000 pieds.

La caractéristique la plus frappante des greenstones est leur métamorphisme avancé. Quand le pendage est très bas ou quand il a 70° ou 80° la schistosité est généralement très parfaite. La fissilité est si grande qu'elle met souvent le collectionneur dans un réel embarras quand celui-ci cherche à réduire un morceau de roche à la forme et aux dimensions d'un échantillon de laboratoire. Cependant, sur le terrain, on n'était pas près de croire à un métamorphisme aussi complet que le prouve l'étude de plusieurs plaques minces au microscope. Dans aucune d'entre elles nous ne pûmes identifier un seul caractère d'ordre primaire. Bien que les schistes verts dérivent de matériaux éruptifs basiques basaltiques ou associés ni les relations sur le terrain ni les faits acquis dans l'étude des sections minces ne donnent de preuve absolue au sujet des structures primitives des roches primaires. Il est probable cependant, que Dawson avait raison quand il attribuait à ces dernières une origine volcanique. Le grain des schistes n'est jamais grossier mais il varie de couches en couches de la manière prévue dans un amoncellement très métamorphisé de produits volcaniques. Dawson fut plus heureux en ce qu'il réussit à suivre quelques-uns des

schistes dans des phases nettement extrusives. Eu égard à la vaste expérience que Dawson avait de la formation, l'auteur croit qu'il est plus sage d'adopter son interprétation de ces roches embrouillées. Cependant quelques-unes d'entre elles pouvent être des injections, des filons-couches, ou même des laccolithes métamorphisés.

Les schistes basiques au point de vue lithologique ressemblent beaucoup aux phases types du Keewatin du Canada oriental. Ils sont généralement chloritiques. L'ouralite, l'épidote, la zoïsite, et le quartz secondaire en proportions très variables sont les associés ordinaires de la chlorite. Des cristaux relativement abondants ou granules de dolomie ou calcite, de sphène, de leucoxène, et de pyrite sont des accessoires normaux. On n'a observé aucune trace de feldspath dans toutes les sections minces—fait qui tend à faire croire que les roches ignées primitives avaient un caractère d'extrusion et de refroidissement. D'après la constitution minéralogique les types métamorphiques que l'on trouve actuellement sont: schiste à chlorite-quartz, schiste à ouralite-chlorite-quartz, schiste à ouralite-chlorite-épidote-quartz, schiste dolomitique à chlorite, et véritable amphibolite. La zoïsite accompagne généralement l'épidote.

Le quartz secondaire prolifique disséminé à travers les schistes a probablement son influence sur l'origine des quartzites denses des systèmes beltien et cambrien, comme il a été indiqué dans une page précédente. Les grains de quartz varient en diamètre depuis 0·005 mm. à 0·1 mm, rarement à 0·2 mm. Généralement les diamètres ont une moyenne inférieure à 0·05 mm.

Plusieurs veines et lentilles de quartz parallèles à la stratification recoupent les schistes verts. Quelques-uns de ceux-ci sont puissamment étirés et déformés à la manière des veines de calcite grossière dans la formation Tshinakin sous-jacente.

Les calcaires minces interstratifiés de schistes verts sont de couleur claire ou gris foncé et à grains fins, avec une moyenne de 0·5 mm pour le diamètre des grains. Partout où nous les avons récoltés ils semblent être magnésiens, mais ce ne sont pas des dolomies idéales.. D'après leur aspect elles rappellent les phases moins carbonatées du calcaire Sicamous. Les couches

minces de micaschiste à grains fins et de schiste à séricite, dans le premier cas associés à de tels calcaires rappellent aussi une phase commune de la formation Bastion. De plus, les schistes verts des formations Bastion et du Lac Adams sont identiques au point de vue lithologique. De telles ressemblances répétées entre les types de roches tendent à nous confirmer qu'au point de vue de la structure la formation du Lac Adams est véritablement une partie concordante de la série Shuswap. La grande ressemblance de cette formation avec les roches du Keewatin de l'est est confirmée par la découverte de chert dolomitique interstratifié avec le calcaire dans un horizon. Ce chert contient des rhombes parfaitement idiomorphes de dolomie.

GREENSTONES D'ÂGE INCERTAIN.

Des roches très schisteuses de la même qualité générale que celles qui composent la formation du Lac Adams couvrent de grandes étendues dans les montagnes qui entourent les principaux lacs. Parmi les affleurements on peut mentionner en particulier: ceux relevés à l'extrémité inférieure du lac Adams; une étendue touchant le lac Little Shuswap à son extrémité nord; une étendue, la plus grande de toutes, qui a une longueur de 20 milles le long du lac Shuswap, depuis la rivière Adams presque jusqu'à la passe Cinnemousun; et de petits lambeaux de terrain indiqués au sud de la passe (carte 143, A).

Dawson a porté sur la carte tous ces affleurements sous la même teinte que celle de la formation du Lac Adams et il est très possible que cette correspondance soit entièrement exacte. Cependant l'auteur de ce travail n'a pu l'adopter qu'en faisant intervenir des effets de faille et de charriage très compliqués, au moyen desquels ce terme le plus récent de la série Shuswap pouvait être amené dans les relations observées avec les formations Bastion, Sicamous, et d'autres plus anciennes. En général ces greenstones verts sont concordants avec les calcaires quartzites, ou schistes-phyllades adjacents comme s'ils représentaient autant d'horizons de coulées de laves basiques contemporaines. Quelques-uns peuvent bien avoir cette origine, et on a vu que les greenstones de la formation Bastion semblent avoir résulté de l'action volcanique

qui, plus tard, a formé l'énorme amoncellement de la formation du Lac Adams. Cependant une étude prolongée de ces schistes verts discutables a prouvé que leur origine et leur corrélation ne peuvent pas être établies, et il a paru plus sûr de les porter sur la carte et de les décrire séparément comme constituant un problème important non résolu.

Greenstones au nord du lac Little Shuswap.

Depuis la rive de ce lac vers le nord jusqu'à la rivière Adams, le nouveau chemin de voiture traverse une masse apparemment continue de greenstone qui est recoupée de dykes qui sont des apophyses de l'injection granitique Little Shuswap. La roche basique est relativement massive, mais elle a plusieurs phases schisteuses. Les plans de schistosité ont un pendage de 20° à 45° dans une direction nord-ouest, correspondant aux plans de stratification d'un groupe de phyllades, de quartzites, et de calcaires schisteux et carbonatés qui reposent au-dessus et qui ont été mis sur la carte comme appartenant à la formation Bastion.

Cette masse épaisse de greenstone est peut-être d'origine extrusive et contemporaine des sédiments Bastion, mais plusieurs faits indiquent plutôt qu'elle est intrusive. Partout où elle affleure la roche est formée de grains presque uniformes et elle est généralement massive. Nous n'avons pu trouver aucun signe d'une coulée de lave distincte ni de couche pyroclastique. Dans plusieurs sections minces nous avons découvert des reliquats de plagioclase primaire, et la roche a certainement l'aspect d'une roche qui a été primitivement une diabase ou un gabbro à grains fins. Aujourd'hui c'est un aggrégat feutré de chlorite, de quartz, et d'épidote et dans lequel le feldspath, l'ouralite, la zoïsite, la biotite verte, la dolomie, la magnétite secondaire, et beaucoup de sphène sont concentrés ici et là en diverses proportions.

Comme conclusion, il semble probable que la totalité, ou la presque totalité, de ce greenstone vert n'est pas volcanique mais qu'elle représente une injection ou une série d'injections altérées du type filon-couche ou laccolithe. On peut admettre provisoirement une origine analogue pour les massifs en échelons de greenstone relevés aux environs de la décharge du lac Adams.

Greenstones sur le lac Shuswap.

Comme on peut le voir sur la carte (carte 143, A), les deux rives du lac Shuswap, depuis la décharge jusqu'à la passe et au-delà, reposent surtout sur des greenstones. Ceux-ci peuvent être en partie des laves effusives de la formation Bastion, mais en plusieurs localités ils sont assez massifs et homogènes pour qu'on leur attribue encore une origine d'injection. Ceci est particulièrement le cas en ce qui concerne les larges masses qui affleurent à la colline Notch, sur la rive du lac en face de la pointe Quartzite; aux affleurements sur la rive du lac à environ 1 mille au sud et au sud-ouest de la passe Cinnemousun; sur la rive à un mille au nord de Canoe Point; en différents points sur la rive à l'est de la baie Blind; et près de l'embouchure du ruisseau Manson. À ces endroits la perfection habituelle de la fissilité ne paraît pas et la roche en grande masse a l'aspect d'une diabase ou d'un gabbro ouralitisé. Comme toujours dans ces greenstones pré-Beltiens, l'étude des sections minces ne conduit à aucun résultat définitif sur la question de l'origine. La roche ignée, dans chaque cas, s'est transformée en aggrégats feutrés semblables à ceux que nous venons de décrire plus haut. Bien que nous ayons pris grand soin de choisir les matériaux les plus frais, nous n'avons trouvé aucun fragment de matière indubitablement primaire, sauf quelques rares plagioclases, dans les deux séries de plaques minces préparées avec les greenstones. Si l'on en juge plutôt par l'impression sur le terrain, l'auteur est enclin à considérer une grande partie de ces massifs obscurs de schistes basiques comme provenant de nombreux filons-couches et d'autres injections véritables.

Les types de roche qui prédominent sont les schistes chloriteux et talqueux avec ou sans grandes quantités d'épidote, d'ouralite, et de zoïsite. La liste des minéraux accessoires est aussi telle qu'elle indique que le greenstone provient de roches de composition chimiquement basaltique.

Relation avec la formation du Lac Adams.

À l'exception de leur caractère plus massif en quelques endroits, ces greenstones non classés sont identiques par leur

aspect et leurs caractères microscopiques aux schistes du Lac Adams. Dans l'un et l'autre groupe de roches il n'y a aucune espèce éruptive démontrée qui puisse avoir été à l'origine une roche plus acide que le basalte ou l'andésite basique. Dans les deux groupes le degré énorme de métamorphisme et ses produits minéralogiques sont les mêmes. La seule différence frappante se trouve dans la position stratigraphique. Généralement les greenstones du lac Shuswap sont interstratifiés de roches sédimentaires qui appartiennent aux formations Bastion, Sicamous, ou Salmon Arm. Bien que quelques masses basiques puissent représenter des coulées de lave, il est possible qu'elles soient en grande partie des filons-couches qui ont été injectés à ces horizons inférieurs durant la longue période de volcanisme qui a produit la formation du Lac Adams. Cette explication n'est qu'une hypothèse provisoire, et ne pourra être acceptée définitivement qu'après qu'on aura fait un travail très détaillé sur le terrain.

GRANITES ET ORTHOGNEISS DE LA TERRANE SHUSWAP.

Les roches pré-beltiennes les plus récentes que nous ayons trouvées dans la région examinée sont des granites intrusifs et leurs dérivés gneissiques. Bien que ces types plutoniques ne soient pas tous du même âge, il n'y a aucune indication qu'il y en ait parmi eux de plus anciens que la formation du Lac Adams, et il est clair que tous les étages de la série stratifiée Shuswap sont recoupés par un granite pré-beltien. L'étendue et le volume des roches plutoniques sont très grands, de sorte qu'elles forment une grande partie de la terrane Shuswap visible. Elles forment des milliers de massifs dont la plupart sont trop petits pour être indiqués à l'échelle d'une carte géologique ordinaire. Une demi-douzaine des plus grands massifs et des mieux individualisés sont indiqués sur la carte 143, A, et sur la carte n° 1448. La majeure partie de la terrane est, cependant, formée d'un complexe d'injections granitiques prédominantes, de filons-couches généralement épais et de couches minces de roches sédimentaires métamorphisées. Des étendues qui recouvrent cette sorte de complexe sont indiquées avec une couleur spéciale; dans celles-ci ce sont les bandes sédimentaires qui sont trop minces

et trop irrégulières pour être portées sur une carte de reconnaissance à échelle réduite.

Le principal mode d'intrusion est celui d'une injection en filon-couche ou "lit par lit" (planche XVII). Les filons-couches sont littéralement innombrables. Quelques injections analogues, bien qu'elles aient gardé des contacts concordants, ont renflé et atteint l'épaisseur de laccolithes ordinaires et, dans quelques cas, elles ont aussi les longueurs et les largeurs moyennes de véritables laccolithes. Les dykes de matériaux identiques sont nombreux; quelques-uns d'entre eux localisent visiblement les chenaux à travers lesquels les magmas des filons-couches ont coulé. Sur le lac Adams, sur le bras Seymour, et le long du chemin de fer entre Craigellachie et Sicamous, nous avons observé trois grands massifs continus de granite. Ceux-ci ont tous les dimensions de batholithes et ont probablement une origine batholithique, bien qu'à présent on ne puisse pas nier la possibilité que ces trois massifs soient dus à une injection laccolithique ou chonolithique sur une échelle gigantesque. La description des roches plutoniques commencera avec ces grands massifs ignés.

Masse granitique aux bras Seymour et Anesty du lac Shuswap.

Ce massif ne fut étudié que le long des rives du lac, où on sait qu'il couvre plus de 100 milles carrés. Si on juge d'après la carte de Dawson et d'après des vues à grande distance à la lorgnette il est probable que l'étendue actuelle est de plusieurs centaines de milles carrés.

La masse est composée. La partie la plus ancienne et la plus grande est formée d'un gneiss, qui était primitivement un granite commun à biotite contenant souvent de la hornblende; certaines phases locales se rapprochent d'une diorite quartzifère. Elle est nettement intrusive. Elle renferme plusieurs blocs de roches sédimentaires adjacentes et les pénètrent sous la forme de nombreux filons-couches et dykes. L'auréole métamorphique, le long du contact sud au moins, a une largeur de plus d'un quart de mille et de peut-être plus d'un demi-mille. Là les phyllades envahies deviennent des micaschistes et des paragneiss grenatifères, massifs et cornés; les calcaires interstratifiés sont très

silicatés; il s'est développé en abondance du diopside, de l'orthose, du microcline, et un minéral qui a les propriétés optiques de l'olivine. La feldspathisation du calcaire s'étend sur plus de 600 pieds du contact. L'intensité du métamorphisme de contact est aussi frappante que celui autour d'un grand nombre de batholithes typiques et en général la roche dominante semble avoir des relations batholithiques. Cependant, le temps que nous avions à notre disposition pour le travail sur le terrain n'a pas suffi pour recueillir la preuve de sa nature essentielle d'intrusion, et il est plus sûr de lui donner simplement le nom de "massif" (mass).

La roche varie quant à la perfection de sa structure schisteuse qui est généralement très nette, et celle-ci n'est apparemment jamais complètement absente. Le métamorphisme régional y a développé en abondance de la biotite secondaire (rarement de la muscovite), de l'épidote, et de zoïsite, et du quartz secondaire, aux dépens du feldspath et de la hornblende. Les feldspaths primitifs étaient l'orthose et un plagioclase moyennement acide. La nature et les proportions des autres éléments constituants primitifs, la biotite, la hornblende verte, et le quartz, sont celles de la plupart des types ordinaires de granite.

Ce massif principal est recoupé par des multitudes d'injections d'aplite et de pegmatite, généralement sous la forme de dykes ayant tous les azimuths. À la baie Beach, sur le bras Seymour, et de l'autre côté du lac, il y a des affleurements d'un long massif d'aplite blanche, contenant un peu de biotite, mais non de la hornblende. En plan il ressemble à un "stock" et il couvre au moins 3 milles carrés de superficie. Celle-ci est de nature identique à l'aplite des dykes et elle recoupe probablement aussi les orthogneiss hornblendiques. Les aplites sont intimement associées aux pegmatites, et l'une et l'autre sont indubitablement des produits de différenciation du magma duquel s'est cristallisé le granite hornblendique un peu plus ancien. Comme d'habitude ces produits de différenciation terreuse contiennent une plus grande abondance de feldspaths plus alcalins que ceux qui caractérisent le granite principal. L'orthose est un élément essentiel dans toutes ces roches, mais les aplites et les pegmatites encore plus remarquables sont riches en microperthite,

en microcline, en albite, et en oligoclase acide; la microperthite est un élément spécialement abondant et dans les pegmatites elle forme souvent des cristaux ayant plusieurs pouces de diamètre. La muscovite n'est pas aussi abondante que la biotite, même dans les dykes de pegmatite. Si on tient compte de leur nombre considérable, la banalité des masses pegmatitiques ici, comme évidemment dans toute la terrane Shuswap, est remarquable et elle a une signification pétrogénique.

Masse granitique à l'extrémité nord du lac Adams.

À cause du mauvais temps il fut impossible de recueillir des données suffisantes pour faire une étude complète du massif encore plus grand de granite dans lequel la partie supérieure de la vallée du lac Adams a été coupée. La carte de Dawson ne montre que la bordure sud de la masse dans un lambeau qui mesure environ 16 milles par 10 milles. À la suite d'un examen très rapide fait au moyen d'un petit bateau à gazoline découvert, durant une tempête, l'auteur n'a en sa possession que quelques notes au sujet de la masse. Elle semble être constituée d'un orthogneiss à biotite ordinaire, avec les mêmes types aplitiques et pegmatitiques en association comme ceux que nous venons de décrire dans le massif plus à l'est. Ce granite ancien est certainement intrusif et ici il recoupe et métamorphise fortement les greenstones de la formation du Lac Adams et les sédiments interstratifiés sur une distance d'au moins 1,000 pieds à partir du contact. L'auréole comprend une corne verte très grenatifère, massive, et très rugueuse provenant d'un schiste basique (sédimentaire ?) et renfermant un lit de pyroxénite grenatifère qui était indubitablement à l'origine un calcaire.

Le contact sud a une direction à peu près parallèle à celle de la formation envahie, ce qui fait croire que ce granite est probablement un énorme laccolithe, mais à l'heure actuelle on ne peut que faire des conjectures au sujet de sa relation de structure.

Masse granitique dans la section Sicamous-Craigellachie.

L'insuffisance des affleurements et la férocité des moustiques fameux de la vallée Eagle River sont la cause des renseignements

incomplets que nous avons au sujet du troisième massif principal d'orthogneiss, que traverse le chemin de fer sur une longueur de 14 milles à l'ouest de Craigellachie. Bien que presque tous les affleurements le long de cette section soient nettement ceux de roches primitivement granitiques, il y a quelques couches sédimentaires qui semblent diviser les granites assez systématiquement, comme si les derniers étaient des filons-couches épais homologues de ceux qui ont de si beaux affleurements à l'est de Craigellachie. Il serait nécessaire de faire encore plus de travaux sur le terrain pour vérifier cette hypothèse et la comparer avec celle qui veut que les granites représentent un véritable batholithe, soit simple ou composé.

Les granites de cette section, bien qu'ils soient exceptionnellement massifs pour la terrane Shuswap, sont généralement schisteux et ils ont nettement subi les effets du métamorphisme régional. Région pour région ce sont les plus basiques de tous les granites Shuswap que nous ayons vus. La hornblende est généralement un minéral abondant, quelquefois beaucoup plus en évidence que la biotite universelle. Les espèces principales sont le gneiss à hornblende et biotite et le gneiss à biotite. Dans les phases les plus hornblendiques le quartz perd son importance et les roches tendent vers une composition granodioritique (et même syénitique ?). Toutes ces roches sont recoupées par des aplites communes et des pegmatites grossières tant sous la forme de filons-couches que de dykes. Les filons-couches suivent la schistosité des gneiss envahis.

Les sédiments qui interrompent ici et là les roches plutoniques sont toujours en bancs ou en lentilles minces; ils renferment des paragneiss rouillés, des calcaires cristallins, et des quartzites calcaires. Ce dernier ressemble beaucoup à la quartzite Chase.

Laccolithe (?) granitique au lac Little Shuswap.

Ce lac est situé dans un massif d'orthogneiss à biotite qui est intrusif dans des roches stratifiées de la série Shuswap. Nous avons observé ses apophyses dans les schistes de la formation Salmon Arm et dans la quartzite de la formation Chase, de même que dans les greenstones (intrusifs ?) au nord du lac. De

tous les côtés les contacts de cet ancien granite, qui mesure 8 milles sur 3 miles, sont à peu près concordants et ce massif semble former un véritable laccolithe. La direction dominante du massif et des schistes qui le renferment est d'environ N. 55°–60° E. La structure gneissique de la roche plutonique est régulièrement parallèle à la stratification des sédiments et pend environ 45° vers le nord-ouest. L'orthogneiss sur la rive nord-ouest du lac est continu mais la partie inférieure du massif, qui affleure sur les versants escarpés au sud-est du lac, contient plusieurs lentilles minces de schiste à muscovite, de schiste à muscovite et biotite, et de schiste à biotite, typiques de la formation Salmon Arm. Ces lentilles conservent la direction et le pendage généraux et semblent séparer des parties en forme de filon-couche du massif intrusif qui, peut-être, serait mieux décrit comme "laccolithe divisé."[1]

L'orthogneiss est lui-même recoupé par plusieurs filons-couches intrusifs *épais* et minces d'aplite normale. Ceux-ci sont localisés dans les plans de schistosité des orthogneiss qui avaient dû être bien feuilletés avant leur injection. Sur la rive nord-ouest du lac, un filon-couche de 40 pieds, de granite porphyrique grossier, non schisteux, a une relation analogue.

Les espèces de roches de toute la masse composée sont celles qui sont les plus communes dans la terrane Shuswap; l'orthogneiss à biotite, lui-même presque entièrement aplitique, est exceptionnellement riche en microcline et en microperthite.

COMPLEXE SÉDIMENTAIRE EN FILON-COUCHE.

La description partielle précédente de la terrane Shuswap montre qu'elle est formée de plusieurs formations individuelles qui peuvent être portées sur la carte séparément. On ne connaît qu'en partie l'ordre exact de leur âge, mais l'individualité des étages reconnus ne peut pas être mise en doute. Il reste pour la discussion un groupe important de roches pré-beltiennes, qui forment une masse composée de roches ne pouvant être consignées ni comme sédimentaires ni comme éruptives. Les filons-couches granitiques forment la majeure partie de son volume

[1] Cf. R. A. Daly, Roches ignées et leur origine, New York, 1914p. 74.

mais les sédiments intermédiaires ou les schistes problématiques sont aussi essentiels. Le tout forme un exemple d'injection lit par lit et il a été teinté sur les cartes 143, A, et nº 1448 comme étant un "complexe sédimentaire en filon-couche."

La plus grande étendue de ce complexe, à l'endroit où le chemin de fer le traverse, est celle entre la station Albert Canyon et la rivière Columbia, une distance de 22 milles (planche XVIII). L'étendue suivante la plus grande est celle que recoupe le chemin de fer entre Clan William et Craigellachie, une distance d'environ 18 milles. Il y a des lambeaux plus petits qui sont portés sur la carte à certains intervalles le long des rives du lac Shuswap. D'après certains voyages de reconnaissance à Arrowhead, vers le haut de la Columbia, au lac Frog, à Vernon, et d'après certaines études avec la longue-vue du haut de certains points dominants, nous croyons que le complexe forme plus de 50 pour cent de la terrane Shuswap entière. Dans plusieurs cas ses frontières sont indiquées assez arbitrairement, car il passe insensiblement soit aux "masses granitiques" indiquées sur la carte ou bien à l'une ou à l'autre des formations sédimentaires de la terrane indiquées sur la carte. La dernière transition signifie que les filons-couches et les dykes granitiques sont devenus si nombreux et si volumineux comparativement aux injections dans les sédiments indiqués sur la carte qu'il faut absolument les distinguer par une couleur spéciale.

Les filons-couches et les dykes du complexe sont absolument analogues à ceux que l'on trouve dans les régions surtout sédimentaires. Leurs types de roches comprennent: de l'aplite granitique, du granite aplitique à biotite, de la pegmatite granitique, du granite à hornblende-biotite, du granite à hornblende, du granite à deux micas, et leurs équivalents gneissiques. Cette liste comprend les espèces à peu près dans l'ordre de leur importance volumétrique décroissante. Les aplites ou le granite fortement aplitique forment plus de la moitié de la roche ignée, et les pegmatites grossières sont extrêmement abondantes. Les dykes sont nombreux mais ils sont éclipsés par le nombre et le volume des filons-couches. Les derniers varient en dimensions depuis des pellicules microscopiques jusqu'à des masses ayant plus de 3,000 pieds d'épaisseur et qui affleurent sur des milles le

long de leur direction. Un des plus grands exemples est indiqué sur la carte n° 1448, juste à l'ouest de la station Albert Canyon. Dans un rocher de 30 pieds au sud-est de la station Notch Hill l'auteur a compté trente filons-couches d'aplite et de pegmatite variant en épaisseur depuis 6 pouces à 2 pieds (figure 1). Au sud de l'embranchement Mitikan, à 6 milles à l'ouest de la station

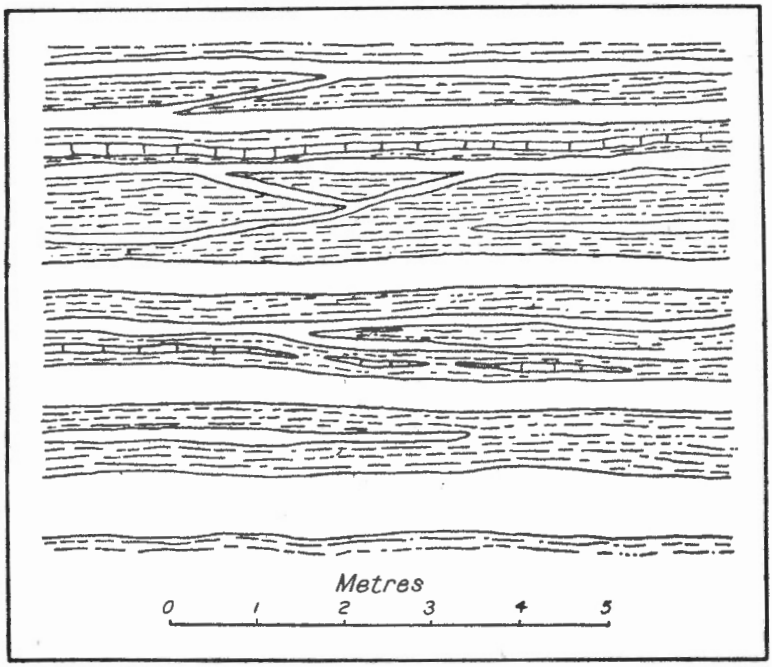


Figure 1—Diagramme montrant des schistes métasédimentaires et des bancs calcaires recoupés par des filons-couches aplitiques; près de l'embranchement Carlin.

Three-Valley, nous avons compté environ 200 filons-couches analogues dans un rocher de 2,000 pieds de hauteur; ils avaient tous des épaisseurs ayant jusqu'à 300 pieds. Ces chiffres montrent d'une manière typique le degré de saturation granitique qui caractérise de grandes étendues de la terrane, Shuswap. Le phénomène quoique incomplètement illustré, est cependant esquissé dans la planche XVII.

Les injections montrent des différences systématiques d'âge. Nous avons observé que les injections les plus anciennes sont généralement hornblendiques et relativement "fémiques." Ce sont maintenant des orthogneiss à hornblende et biotite d'aspect identique à celui des phases plus schisteuses des "masses" plus grosses que nous venons de décrire. Quelques couches, toujours minces, d'amphibolite peuvent représenter des injections encore plus anciennes, mais d'un autre côté, il est possible que ce soit des sédiments métamorphisés. Presque contemporains avec les gneiss hornblendiques, et dans quelques cas un peu plus jeunes que ceux-ci, il y a des filons-couches et des dykes encore plus abondants d'orthogneiss à biotite riches en épidote, mais dénudés de hornblende. Ces deux types gneissiques sont presque toujours très schisteux, et les plans de schistosité sont parallèles à la stratification du calcaire, de quartzite ou des sédiments micacés adjacents. La structure métamorphique doit s'être développée avant l'injection des filons-couches d'aplite et de pegmatite qui par milliers suivent de tels plans de schistosité. En général ces roches plus récentes sont assez massives ou elles sont beaucoup moins schisteuses que les roches qui les renferment.

La teneur minéralogique des roches intrusives est comme celle des "masses" composées que nous venons de décrire. Dans le grand nombre de types d'échantillons et dans les plusieurs centaines d'affleurements que nous avons examinés, nous n'avons trouvé aucun aggrégat minéralogique exceptés ceux qui constituent les variétés les plus communes de granites, d'aplites et de pegmatites. Les grenats sont très communs dans l'aplite et la pegmatite. La tourmaline et la muscovite sont assez rares dans les pegmatites, qui comme les autres roches sont très monotones et elles ne contiennent comme minéraux essentiels que du quartz et un feldspath alcalin, avec un peu de biotite. Cette constance de composition est comme celle des roches intrusives dominantes du faciès "laurentien" de tout le globe. Ici, comme ailleurs dans la terrane Shuswap, les roches intrusives les plus terreuses sont riches en microperthite, en microcline, et en plagioclase très sodique. Le quartz des pegmatites est très souvent bleuâtre et irisé. Ces phénomènes de couleur sont nettement dus à une structure très caractéristique dans les

cristaux. Comme nous le verrons, les cailloux de quartz des grits et des conglomérats beltiens sont aussi bleus et irisés, tandis que les feldspaths les plus abondants sont alcalins, et ils contiennent aussi beaucoup de microperthite et de microcline. L'on est porté à croire que les matériaux de ces sédiments proviennent en partie des dykes et filons-couches Shuswap et que la structure cataclastique que l'on voit maintenant dans l'aplite et la pegmatite s'est produite surtout durant l'époque prébeltienne.

Les sédiments du complexe ont tous été très fortement métamorphisés et ils sont maintenant représentés par des mica-schistes et des paragneiss blancs et minces (généralement silicatés et souvent feldspathisés) et quelques bancs de quartzite de grande épaisseur. Les types micacés prédominent. Quand ils sont feldspathiques, il faut résoudre le problème ordinaire de les distinguer des orthogneiss. Cette distinction a été faite dans plusieurs cas et il semble y avoir une règle que les gneiss rouillés du complexe sont d'origine sédimentaire. Les roches les plus étroitement associées à ces sédiments appartiennent en somme aux formations stratifiées reconnues telles que les schistes Salmon Arm et les paragneiss de Tonkawatla; et, comme hypothèse provisoire, on croit que les sédiments du complexe dans les chaînes Columbia et Selkirk datent d'horizons au moins aussi bas que les schistes de la formation Salmon Arm. Cependant quelques-uns des lambeaux les plus petits du complexe sont adjacents à de grands massifs de schistes des formations Bastion et du Lac Adams, et peuvent bien n'être que des équivalents de ceux-ci qui ont été abondamment injectés. L'observation nous apprend que, partout où les filons-couches granitiques sont très multipliés dans les schistes plus récents de Shuswap, le métamorphisme thermal a converti ces roches sédimentaires ou volcaniques en schistes cristallins aussi grossiers que ceux qui caractérisent ailleurs le complexe en filon-couche. Ainsi, comme d'habitude, la forte cristallinité ne peut pas servir de critérium sûr pous assigner une date générale aux sédiments du complexe.

Il y a deux bandes de quartzite qui méritent une mention spéciale. Ils ne semblent pas avoir d'équivalents dans les formations Tonkawatla ou plus récentes. Une de ces bandes

affleure sur le versant escarpé au nord de la station Clan William. C'est une quartzite blanche, très dure, vitreuse, à grains très grossiers, contenant de l'orthose et de la biotite accessoires. Plus de 80 pour cent de la roche est formé de quartz clair, en gros grains intimement soudés. D'abord nous avons pris ce massif, qui a une épaisseur apparente de 800 pieds, pour une aplite très acide, mais en l'examinant au microscope nous avons acquis la presque certitude qu'il a plus probablement une origine sédimentaire.

L'autre bande qui affleure à la pointe Quartzite sur le lac Shuswap, est plus clairement stratifiée, et sa nature sédimentaire ne fait pas de doute. C'est une roche zonée, de couleur blanche ou grise, très vitreuse, extraordinairement dure et cassante. L'affleurement a une épaisseur d'au moins 800 pieds. Elle repose sur un paragneiss gris et dur qui a l'aspect d'une phyllade, recoupée de plusieurs injections d'aplite et de pegmatite.

ORIGINE DES SÉDIMENTS SILICEUX DE LA TERRANE SHUSWAP.

Jusqu'à présent personne n'a trouvé, dans les Cordillères canadiennes, de formations rocheuses qui aient été déterminées comme nettement plus anciennes que la série Shuswap, qui elle-même paraît être un groupe de roches parfaitement concordantes. Ces sédiments reposaient primitivement sur une terrane très étendue dont on ne connaît pas aujourd'hui d'affleurement. On ne peut pas, évidemment donner une description complète de sa nature, mais on peut voir au moins une des ses caractéristiques dans la constitution de la série Shuswap qui, à plusieurs horizons, contient des couches quartzitiques. Malgré leur métamorphisme avancé, celles-ci proviennent en grande partie de grès normaux, bien que quelques-uns peuvent bien être d'origine chimique. Dans une couche de la formation Bastion, l'auteur a découvert la structure d'un véritable grès, avec l'indication d'un nourrissage secondaire des grains de sable primitifs. Nous avons vu un conglomérat schisteux, à grains fins, avec des cailloux de quartz, dans les schistes à l'extrémité inférieure du lac Adams. Les nombreuses phyllades et les schistes à séricite et quartz de la série proviennent d'une terrane

à feldspath potassique. Si on rassemble tous ces faits, il semble nécessaire de croire que la terre ferme ancienne, qui a fourni les matériaux des sédiments clastiques Shuswap, avait, en partie au moins, un caractère granitique ou gneissique. Ainsi nous arrivons à la conclusion qui ressemble à celle qui a déjà été déduite par ceux qui ont étudié les roches clastiques précambriennes les plus anciennes dans les autres parties du monde. La surface de la terre primitive dont nous n'avons qu'une connaissance indirecte comme dans tous les cas semblables, reposait sur des roches tant quartzeuses que feldspathiques. Il est donc justifiable de dire que cette roche avait la composition d'un granite ordinaire.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES QUE L'ON PEUT TIRER AU SUJET DES GRANITES SHUSWAP.

Bien qu'aucune étude chimique directe n'ait été faite de ces roches intrusives acides, leur composition minéralogique fait ressortir certains faits qui pourraient être confirmés par un grand nombre d'analyses coûteuses. La phase la plus ancienne et la plus "fémique" du granite Shuswap (et ses équivalents gneissiques) est distinctement potassique et elle correspond ainsi au type de granite le plus abondant du monde. De même aussi les aplites et les pegmatites sont plus sodiques, bien qu'elles soient toujours riches en potasse. Le contraste est mis en évidence par la beaucoup plus grande abondance de microperthite typique et de microcline et d'orthose sodifère dans les injections "terreuses" plus récentes. Cependant il n'y a aucune raison de douter de la syngénèse de tous, ou de presque tous ces types. Les gneiss hornblendiques passent graduellement à des gneiss biotitiques, et les deux passent à des aplites et pegmatites identiques à celles qui forment des dykes et des filons-couches séparés. Les derniers sont plus récents que les orthogneiss dominants, mais ils doivent leur origine à une concentration de certains éléments provenant de la roche orthogneissique ou du magma. La soude a donc ainsi été spécialement concentrée et, comme c'est si souvent le cas, c'est la matière volatile découlée de la roche ou du magma plus ancien qui lui a servi de véhicule.

Cette alcalinité plus forte de l'aplite et de la pegmatite sert d'illustration à une loi de grande application dans les terranes précambriennes.

Les roches intrusives Shuswap ont, sous d'autres rapports essentiels un aspect typique "laurentien." Le développement énorme des aplites et des pegmatites, la constante récurrence des injections sous les formes de filon-couche et "lit par lit," et la monotonie de la composition sont toutes les caractéristiques du Laurentien classique du Canada oriental et des granites plus anciens dans la Fennoscandie, etc. Les conditions qui ont conduit à la génération d'un granite très terreux et à son injection sous la forme de filon-couche étaient spéciales au commencement du précambrien et elles ne se sont jamais répétées sous la même échelle dans les périodes subséquentes.

MÉTAMORPHISME DES ROCHES SHUSWAP.

La terrane Shuswap est essentiellement une trés grande masse de schistes cristallins typiques, qui n'affleure que partiellement. De tous côtés elle plonge sous des formations plus récentes et elle est généralement un type de complexes précambriens. La plupart du temps on a déterminé la nature primitive, sédimentaire ou ignée, de chaque formation, mais la nature exacte du procédé au moyen duquel chacune a complètement recristallisé reste encore une matière à discussion. Cependant cette terrane a certains éléments de structure et des conditions d'affleurement qui sont rarement aussi favorables ailleurs pour la discussion du problème du métamorphisme. La dissection profonde de la terrane aide le géologue à observer l'espace sous trois dimensions à un degré qui n'est pas atteint dans les boucliers précambriens de l'est du Canada et de la Fennoscandie. La quantité relativement petite de plissements et renversements dans le pré-Beltien de la Colombie britannique rend possible l'évaluation de l'importance réelle du métamorphisme dynamique dans le développement des schistes cristallins, à la connaissance de l'auteur mieux que dans aucune autre région d'égales dimensions. Un autre avantage spécial de cette région est la présence de nombreux horizons calcaires

qui, en plusieurs localités critiques, nous aident à localiser les plans de stratification avec une certitude pratique.

Toutes les autorités admettent qu'une température élevée et une pression différencielle sont des conditions nécessaires pour la formation de schistes cristallins.

On rencontre clairement ces deux conditions à plusieurs contacts ignés où il s'est développé de véritables schistes cristallins, bien que ce soit sur une échelle relativement petite. Le nom de métamorphisme *de contact* convient donc bien à de telles altérations; quelquefois on l'appelle métamorphisme *thermique* pour appuyer sur l'importance du contrôle de la température, bien que personne faisant usage de cette expression ne voudrait nier la coopération de la chaleur dans l'action véritablement dynamique, c'est-à-dire, le frottement d'une masse de roche contre une autre. On l'appelle quelquefois métamorphisme *hydrothermique* évidemment sans impliquer que l'eau et la chaleur n'ont pas d'action dans d'autres types de métamorphisme.

Depuis longtemps on a appelé métamorphisme *dynamique* celui qui se produit par le mouvement des *masses* de roche dans la croute terrestre, comme, par exemple, dans des régions de déformation intense. Cette définition ne met en évidence qu'une seule des nombreuses causes qui coopèrent à la recristallisation, parmi lesquelles il y a l'élévation de la température, l'activité de l'eau interstitielle, et le simple enfouissement sous un épais manteau de roche. Dans le métamorphisme dynamique, l'élévation requise de la température est due au broyage de la roche et la dépression du roc par plissement et faille; l'effort se développe généralement suivant la tangente par rapport à la courbure de la terre. Il est essentiel que cet effort soit dû au déplacement relatif de grands massifs de roche solide. Si on désigne par "métamorphisme dynamique" toute recristallisation causée par le mouvement, comme, par exemple, le mouvement des molécules de solutions intensivement localisées, cette expression renferme tous les types de métamorphisme et devient inutile. Comme une déformation très forte de la croute en une localité entraine généralement un bouleversement sembla-

ble sur une étendue assez considérable tout autour, on appelle aussi *régional* le métamorphisme dynamique.

Quelques auteurs se servent du terme "régional" pour ne pas prendre une position définie vis-à-vis de la cause qui a produit le métamorphisme à grande échelle. D'autres s'en servent pour signifier expressément que le métamorphisme étendu peut être dynamique, ou *statique*, ou les deux à la fois. Dans ces dernières années le "métamorphisme statique" a eu de la vogue et un nombre toujours croissant de géologues ont appuyé sur sa réelle importance. Cependant, il est singulier qu'on l'ignore dans les manuels et dans la plupart des mémoires sur les complexes de base[1].

Son idée essentielle est que l'effort de recristallisation se développe par enfouissement et par poids mort. Cet effort est vertical, radial, et non tangentiel par rapport à la surface courbe de la terre. Le poids peut être dû à la sédimentation dans un géosynclinal ou à l'accumulation d'une couverture volcanique ou au charriage. Dans chacun des trois cas il y a mouvement de la matière rocheuse, de sorte que, dans le sens strict, le métamorphisme résultant de l'enfouissement est aussi dynamique. Mais ici le mouvement des masses rocheuses est préliminaire à la recristallisation et ne l'accompagne pas *pari passu*, comme dans le véritable métamorphisme dynamique. Dans l'un des cas, le mouvement de la roche est une cause *indirecte* de métamorphisme; dans l'autre il en est une cause *directe*. Dans un cas la recristallisation se termine surtout après que le mouvement des masses rocheuses a cessé et peut continuer durant plusieurs longues périodes géologiques; dans l'autre cas la recristallisation se termine surtout durant le mouvement des masses rocheuses sous l'effort d'une poussée tangentielle, et se continue rarement durant plus d'une fraction d'une période géologique principale.

Comme, alors, il est généralement admis que le terme "métamorphisme dynamique" doit être défini arbitrairement et

---

[1] G. M. Dawson fut un des premiers écrivains à reconnaître le métamorphisme statique. Il y a été conduit en étudiant les schistes cristallins Shuswap et il a nettement devancé l'auteur en admettant le principe. (Voir G. M. Dawson, Bull. Soc. Géol. Amer. Vol. 12, 1901, p. 64).

qu'il est réservé à ce type où le mouvement orogénique a un contrôle direct, il vaut mieux employer le terme "métamorphisme statique" pour désigner le procédé de recristallisation dans la condition assez différente d'un simple enfouissement en profondeur. Un synonyme est le "métamorphisme de poids" qui est une traduction littérale du "Belastungsmetamorphism" de Milch, que celui-ci introduisit en 1894.[1]

Judd se servait de l'expression "métamorphisme statique" pour désigner un type qui a quelques-uns des caractères du métamorphisme de poids. Il signala la tendance qu'il y a à exagérer l'importance du métamorphisme dynamique et montra que la recristallisation drastique peut se produire par l'application d'une forte pression sans glissement. "L'agent le plus puissant qui produit le changement consiste dans la pénétration de toute la masse de la roche par divers dissolvants, liquides ou gazeux. C'est pour le groupe total de ces changements—dont la "schillerization" est un exemple frappant—que je propose d'employer le terme "métamorphisme statique."[2]

Ses effets montrent l'opération des "procédés chimiques. et de cristallisation qui pénètrent certainement à de grandes profondeurs, et qui s'effectuent sous des pressions énormes même quand les masses rocheuses ne cèdent pas aux pressions et deviennent ainsi sujettes aux mouvements qui résultent de l'action dynamo-métamorphique. De tels changements, qui résultent de pressions qui ne produisent pas de mouvements dans les masses rocheuses, peuvent proprement recevoir le nom de métamorphisme statique.[3]

Judd et Milch ont appuyé sur le rôle essentiel de l'eau pour produire ces changements, et Termier, dans une critique vigoureuse de la position extrême de plusieurs partisans du métamorphisme dynamique, a cherché à expliquer que les schistes cristallins des Alpes sont dus à une recristallisation sous l'influence de "colonnes filtrantes" gazeuses provenant des magmas du fond.

---

[1] L. Milch, Neu. Jahrb. fur Miner, etc., B. B. 9, 1894, p. 121.
[2] J. W. Judd, Geol. Mag. Vol. 6, 1889, p. 246.
[3] J. W. Judd, ibid., p. 243.

Termier va jusqu'à dire que le métamorphisme dynamique "n'existe pas".[1] Une conclusion aussi extrême fait supposer qu'une différence d'opinion aussi radicale doit provenir surtout de la définition des termes. Il est assez raisonnable de soutenir que l'action dynamique pure, c'est-à-dire, le seul glissement mécanique, ne peut former des schistes cristallins typiques, mais peu d'auteurs ont sérieusement soutenu qu'elle le pouvait. Cet adjectif "dynamique" est encore très utile car il indique le facteur décisif parmi un grand nombre qui sont en jeu dans ce type de métamorphisme régional. L'eau et d'autres substances volatiles sont certainement des réactifs importants dans tous les types de métamorphisme sur une grande échelle. De tels fluides peuvent être aussi très abondants dans les racines d'une masse montagneuse ou dans l'auréole de contact d'une intrusion ignée. L'abondance spéciale de ces réactifs ne peut pas être utilisée comme un caractère nécessaire du métamorphisme statique ou de poids.

En résumé, le métamorphisme dynamique a deux caractères nécessaires. Il est *directement* dû au mouvement orogénique et l'effort résultant est surtout tangentiel par rapport à la croûte superficielle de la terre. Le métamorphisme statique a deux caractères nécessaires. Il est directement dû à un enfouissement et l'effort résultant est radial. Il est clair que l'un et l'autre peuvent affecter le même massif de roche et la complication qui en résulte peut encore être aggravée par l'action altérante du magma intrusif.

Une telle complication est si générale dans les noyaux et bases montagneux qu'il est très important d'avoir indiqué ces régions du globe où sont illustrés des types purs de métamorphisme. La terrane Shuswap et les roches Beltiennes adjacentes montrent à un degré éminent la prédominance écrasante du métamorphisme de poids.

Métamorphisme statique.

Plusieurs faits d'observation sur le terrain prouvent d'une manière concluante que le métamorphisme dynamique, tel que

---

[1] P. Termier, Compte rendu du Congrès géologique international, Vienne, 1903, p. 581, et Stockholm, 1910, p. 588.

défini ci-dessus, ne peut pas expliquer la cristallinité qui existe dans les roches stratifiées Shuswap en général, ni la structure gneissique dominante dans un grand nombre de filons-couches, et de "masses" plus étendues (planches XIX et XX).

Bien que ces roches soient des types parfaits de schistes cristallins, leurs plans secondaires, dans les roches méta-sédimentaires et dans les orthogneiss aussi, sont presque toujours rigoureusement parallèles à la stratification originelle. Comme nous l'avons indiqué, l'abondance des horizons calcaires, depuis la formation Salmon Arm et le complexe en filon-couche vers le haut jusqu'à la formation du Lac Adams elle-même, facilite spécialement le discernement de la vraie stratification. Quand, en plus, il y a des couches de quartzite, de schiste à séricite, de phyllade, de schistes à biotite, de schistes à muscovite, de calcoschistes, de schistes dolomitiques, ou même de conglomérat à grains fins et des lentilles graphitiques en alternance régulière l'une avec l'autre ou avec le calcaire, cette concordance est encore plus clairement démontrée. On l'a observée non seulement à tous les horizons stratigraphiques mais aussi pratiquement à toutes les parties de la terrane, depuis le lac Adams et la rivière Thompson jusqu'au canyon Albert dans les Selkirk.

Un second fait principal est que les roches Shuswap n'ont été que très peu bouleversées de leur position originelle. Sur de larges étendues individuelles les pendages dépassent rarement 15° ou 20°. De nombreux blocs, ayant chacun plusieurs milles carrés de superficie, ont des pendages moindres que 10°, avec un aspect vraiement tabulaire. On peut en voir de bons exemples dans les rochers élevés au sommet de la chaîne Columbia, le long de la section depuis Revelstoke jusqu'à Arrowhead (27 milles), et dans des lambeaux plus petits sur le lac Shuswap. La moyenne des pendages inscrits dans la terrane est d'environ 35°, et ce n'est probablement pas la véritable moyenne, car on n'a pas pris de notes dans plusieurs sections où les pendages étaient beaucoup plus bas. Le fait que généralement la cristallinité des couches horizontales est aussi prononcée que dans les couches adjacentes verticales ou presque verticales du même horizon est un fait qui a une importance spéciale.

De plus, la terrane montre une remarquable rareté de plis ordinaires comme on en rencontre normalement dans des ceintures orogéniques. Avec les données actuelles sur le terrain il n'est pas possible de dire quel est le mode exact de déformation, mais en général il semble qu'il soit dû à un faillage normal avec un léger recouvrement des blocs de la croûte. On peut concevoir que le charriage fut aussi un facteur mais nous n'avons pu en recueillir aucune preuve spéciale. En résumé, la terrane ressemble assez aux terranes plus récentes de l'est et de l'ouest, qui mettent très bien en évidence une compression tangentielle énorme.

Cette raison seule nous empêche de croire que la cristallinité actuelle de la série Shuswap peut être due au métamorphisme dynamique, mais le parallélisme presque universel de la stratification et de la schistosité dans les strates horizontales ou faiblement inclinées est encore plus convaincant. Comme Milch et d'autres l'ont fait remarquer, une recristallisation aussi intense doit s'être produite avant le renversement des couches, même au degré où nous l'observons aujourd'hui.

Le problème est partiellement résolu si on se rappelle qu'il n'y a aucune différence de principe physico-chimique entre le métamorphisme dynamique et statique. Dans les deux cas, l'effort et l'influence du principe de Riecke sont essentiels. Ça ne fait aucune différence à un grain de feldspath si l'effort est dirigé selon le rayon ou tangentiellement dans le sein de la terre; si la température et les autres conditions sont convenables, il atteindra le quartz et le mica, avec le développement d'une fissilité micacée à angles droits sur la direction de l'effort. Si la schistosité et la stratification réelle sont parallèles sur des milliers de milles carrés, il devient infiniment probable que l'effort d'altération était vertical et qu'il a précédé la déformation massive des schistes.

Pour expliquer l'intensité de ce métamorphisme de poids, il faut avoir certaines conditions spéciales.

Malgré le fait que les filons-couches et les intrusions sont, en général, plus abondants, dans le partie inférieure de la série Shuswap, et qu'ils y ont ajouté les effets d'une véritable action de contact, il semble clair que les formations inférieures sont à grains un peu plus grossiers que les supérieures. C'est à cela

qu'on devait s'attendre si leur recristallisation a été provoquée par le métamorphisme statique, qui augmentait avec le poids. Cependant il est aussi évident que le dernier procédé est responsable de la complète recristallisation même des couches les plus récentes de la formation du Lac Adams que dans le cas d'aucun autre terme de la série Shuswap. Pour produire l'effet on ne peut pas attribuer une couverture d'une épaisseur indéfinie à la surface de la formation du Lac Adams à l'époque où elle fut altérée. Les couches les plus inférieures du crétacé des montagnes Cascade ou du nord de la Californie, bien qu'à une époque elles aient été recouvertes de 30,000 pieds de roche, ne sont pas des schistes cristallins. En général, les strates cambriennes et plus récentes n'ont pas été complètement recristallisées bien qu'elles aient été enfouies à une profondeur supérieure à 30,000 pieds. D'un autre côté, presque tous les sédiments précambriens horizontaux sur tout le globe ont été métamorphisés, et il est très certain qu'un grand nombre d'entre eux n'ont jamais été enfouis à une profondeur de 20,000 pieds et n'ont pas été injectés par un magma igné. Une condition importante pour la recristallisation avancée dans les terranes précambriennes semble avoir été une augmentation de la température plus rapide que celle qui existait à l'époque paléozoïque et aux époques suivantes.

Une autre condition était certainement l'eau et les autres dissolvants volatiles qui étaient primitivement présents dans les roches Shuswap. Ces eaux étaient en partie "connées", renfermées dans les dépôts originels. D'une autre part elles étaient d'origine magmatique, et formaient partie intégrante de chaque filon-couche granitique, aplitique, ou pegmatitique. Ces fluides magmatiques ont pénétré dans les sédiments et y ont ajouté les effets d'un métamorphisme de contact à ceux du métamorphisme statique. Cependant de grands volumes de gaz ont dû rester dans les massifs ignés eux-mêmes après leur consolidation et ont facilité leur recristallisation lente, qui était aussi hâtée par les dissolvants qui se répandaient des sédiments dans les filons-couches et les dykes.

Nous avons vu que la recristallisation des granites est généralement complète et que la schistosité nette des orthogneiss est à peu près toujours parallèle à la stratification. Cette structure

est la mieux illustrée dans les filons-couches, mais on l'a aussi observée dans les dykes. Bien que de tels dykes soient à peu près verticaux, leur schistosité est encore parallèle à la stratification des sédiments adjacents. La figure 2 est une copie d'un schéma sur le terrain qui montre les deux structures qui sont presque horizontales, c'est une illustration d'un des faits princi-

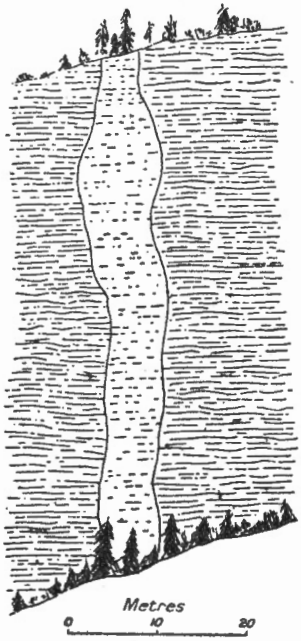


Figure 2. Section abrupte d'un dyke d'aplite recoupant des paragneiss (?) à Clan William. Le dyke exhibe une schistosité presque horizontale, parallèle à celle de la roche encaissante. Toutes les roches ont subi les effets du métamorphisme statique après l'intrusion du dyke.

paux sur lesquels la croyance au métamorphisme statique est fondée. Il ne semble pas y avoir d'autre explication possible. La schistosité du dyke n'a certainement pas une origine dynamique.

Quels que soient les facteurs additionnels que l'on considère, il ne peut pas y avoir de doute au sujet de la profonde influence exercée par le métamorphisme statique dans la terrane Shuswap.

De l'avis de l'auteur il est souvent dominant dans de grandes étendues du bouclier précambrien de l'est du Canada. Arnold Heim décrit la structure tabulaire des orthogneiss du Groënland et suggère un autre exemple sur une grande échelle.[1]

Il est probable, en effet, que les complexes précambriens doivent leur cristallinité non pas uniquement à une augmentation thermique spécialement rapide aux premières époques. À l'époque très longue durant laquelle un batholithe post-cambrien s'est refroidi après cristallisation, sa température était encore élevée et ses minéraux étaient soumis à un effort vertical. De plus la plupart de ces masses plus récentes sont compactes et ne sont pas sérieusement affectées par le métamorphisme statique qui est si manifeste dans les filons-couches d'orthogneiss de l'est et de l'ouest du Canada. Le contraste peut être dû en partie à l'absence d'une érosion suffisamment profonde dans les batholithes post-cambriens, mais il n'est pas probable que ce soit là une explication suffisamment générale. Le développement énorme des pegmatites et des aplites dans les complexes précambriens indiquant directement que les magmas granitiques primitifs étaient spécialement riches en composés volatiles. Bien que ceux-ci se soient partiellement échappés lors de la formation du filon-couche, du dyke, et du batholithe, les gaz qui sont restés dans les massifs en cristallisation ont dû être relativement abondants. Sous l'influence combinée du poids de la croûte et de l'augmentation thermique rapide, ces gaz résiduels ont fonctionné comme les dissolvants qui ont occasionné une recristallisation complète, avec un orthogneiss schisteux comme produit final. D'un autre côté, les batholithes plus récents sont en majeure partie des refusions du granite et de l'orthogneiss précambriens et devraient nécessairement avoir une teneur plus faible en matière volatile, parce que chaque refusion donne une nouvelle chance aux gaz juvéniles de s'échapper.

Comme conclusion, l'hypothèse que la magma granitique précambrien était hydraté à un point qui n'a jamais été atteint depuis sur une telle échelle, semble expliquer les principaux caractères de la terrane Shuswap et des terranes analogues.

---

[1] A. Heim, Medd. om Groenland, vol. 47, 1911, p. 180.

Ce sont: (1) la qualité fortement salique des injections granitiques; (2) l'abondance extraordinaire des pegmatites; (3) la transformation commune des roches intrusives en orthogneiss, surtout ces intrusives qui contiennent assez d'oxyde de fer et de magnésie pour former de la biotite; et (4) la prépondérance de l'injection en filon-couche lit par lit, que favorisent le métamorphisme statique préliminaire et la tension élevée des gaz dans le magma injecté.

En passant, il faut remarquer qu'un grand nombre d'injections d'aplite et de pegmatite ne peuvent pas être des phases d'un magma primaire mais plutôt les produits d'une "solution sélective" locale à certains niveaux caractérisés par une grande quantité d'eau occluse et par des températures modérément hautes mais trop basses pour produire une fusion anhydre.

Toute cette question est affectée par une considération principale qui ne peut pas être établie quantitativement mais qui mérite qu'on y porte attention. La "congélation" d'un batholithe est *progressive*, et elle commence au toit et au mur. La nouvelle croûte solide de la roche granitique retient plus ou moins parfaitement les gaz qui se concentrent lentement en dessous pendant que la cristallisation du magma a lieu et que la diffusion des gaz continue aux niveaux supérieurs (endroits ou les pressions sont basses). Le même principe s'appliquerait à l'histoire de la croûte primitive de la terre. Une structure feuilletée caractérise-t-elle les roches du commencement du précambrien parce qu'il se produit une telle concentration des gaz en dessous de la surface primitive venant d'une planète "ressuante"? En présence des gaz, soit à l'état occlus ou à l'état de solution solide, les aggrégats minéraux, qui étaient en équilibre sous une pression uniforme immédiatement après la cristallisation primitive, n'étaient pas en équilibre sous l'effort vertical nouveau, et ils ont été lentement, transformés en combinaisons stables des orthogneiss.

Métamorphisme dynamique.

L'altération statique des roches Shuswap semble avoir été essentiellement complétée avant qu'elles fussent partout très déformées. Les seuls mouvements pré-beltiens dont nous

ayons la certitude furent l'approfondissement séculaire du géosynclinal Shuswap et les changements de niveau qu'ont subis les strates durant l'injection des filons-couches. À l'époque post-cambrienne la terrane complexe fut brisée ici et là et ses blocs furent retournés à des positions ayant à peu près la direction nord-ouest sud-est des Cordillères. Durant cette déformation, des zones étroites de schistes et de granite ont glissé et ont partiellement recristallisé sous l'influence de la force tangentielle. En plusieurs endroits, bien qu'elle ne soit pas générale sur toute la terrane, cette seconde schistosité due au métamorphisme dynamique est superposée à la schistosité primitive.

Nous avons vu les meilleurs exemples dans les schistes talqueux et chloriteux dont les affleurements sont si nombreux sur le lac Shuswap. La planche XXI est une photographie de schiste talqueux à la baie Blind, qui illustre le "clivage occasionné par un effort de glissement" dont le pendage est de 70°–80° nord-nord-est et qui traverse une schistosité plus ancienne (typique du métamorphisme statique dont le pendage est de 25° dans la direction N. 20° O. Sur la rive ouest du lac, à 2·5 milles au nord de la pointe Quartzite, un grand affleurement de schiste chloriteux très fissile présente un croisement analogue des deux schistosités; dans ce cas une grande abondance de talc et de magnétite a pris naissance dans les plans de la plus récente schistosité, tandis que la chlorite et la biotite sont essentielles dans les parties en dehors des zones de glissement. Les phyllades et les schistes à séricite présentent souvent un phénomène analogue.

Les orthogneiss ont aussi été doublement métamorphisés, avec des résultats quelquefois remarquables. Deux exemples suffiront pour illustrer ceci.

À cent mètres à l'ouest du lac Victor, près de la ligne de faîte de la chaîne Columbia, il y a une petite injection de granite à biotite, faisant apparemment partie d'un filon-couche de 600 pieds qui affleure au nord du chemin de fer, qui a été énergiquement arraché pendant la formation des montagnes Cordillères et qui a été transformé en un gneiss zoné très remarquable. Le filon-couche a un pendage de 10°-15° dans la direction N.80° O. et est par conséquent concordant avec le calcaire et la quartzite

sous-jacents. Aux endroits où il n'y a pas eu de glissement, sa schistosité est concordante avec les contacts du filon-couche. Sur le chemin de fer on voit apparaître des zones de glissement qui pendent sous des angles élevés vers le sud-ouest. Dans ces zones ou parallèlement à celles-ci il y a des aggrégats schisteux épais de minéraux "mafiques," surtout de la biotite. Les bandes brillantes noires atteignent 4 pouces d'épaisseur et affleurent sur plus de 20 pieds le long de leur direction. Entre celles-ci il y a des bandes plus massives, beaucoup plus épaisses, et de couleur claire, qui sont essentiellement formées de quartz et de feldspath, avec un peu de biotite visible sur un échantillon de laboratoire. En mesurant approximativement les pourcentages des volumes des bandes typiques on a obtenu les résultats suivants:

	Bande foncée.	*Bande claire.*
Biotite	65	8
Orthose	15	30
Oligoclase	—	20
Quartz	5	40
Sphène	5	—
Apatite	2	—
Ouralite	5	—
Séricite, zircon et magnétite	3	2
	100	100

Malheureusement nous n'avons recueilli aucun échantillon du granite non laminé pour en faire la comparaison mais c'est un type normal de granite à biotite. Nous avons estimé que les bandes noires représentent environ 10 pour cent du volume total de la phase zonée visible. Leurs minéraux sont presque entièrement dénudés de phénomènes dynamiques et ils ont évidemment cristallisé après le glissement. D'un autre côté, tous, ou presque tous les grains de minéraux dans les bandes claires sont cataclastiques, avec d'abondantes "extinctions roulantes" en lumière polarisée.

L'origine de ce gneiss zoné semble claire. Les bandes claires représentent le granite originel, qui a été complètement

broyé et qui a perdu la plupart de ses matériaux "fémiques" qui, avec un peu d'orthose, ont émigré dans les zones principales de glissement et là y ont formé une nouvelle roche. Le procédé tout entier est un effet du métamorphisme dynamique.

On a trouvé un cas semblable dans le gneiss zoné qui affleure le long de la rive orientale du lac Grenouille, qui a aussi des bandes dont la direction correspond à celle des Cordillères. Nous en avons trouvé plusieurs exemples dans les batholithes post-cambriens durant l'étude du 49e parallèle.[1]

Métamorphisme de contact.

L'altération de la série Shuswap par les roches intrusives pré-beltiennes présente deux phases que nous avons signalées dans des pages précédentes.

Les grandes "masses" (batholithes ?) de granite et d'orthogneiss ont produit de larges auréoles de métamorphisme normal de contact. Dans celles-ci les schistes sont devenus plus ou moins massifs, durs et cornés; les calcaires sont silicatés, quelquefois à un degré remarquable; et la feldspathisation est commune. Les phyllades deviennent des schistes micacés grenatifères, souvent grossiers. Les roches vertes, les schistes à chlorite, et les schistes à ouralite deviennent des amphibolites et des gneiss à hornblende.

Dans la seconde phase de l'action de contact la schistosité originelle (due au métamorphisme statique) n'est pas aussi altérée, et l'aspect corné ne caractérise pas les formations affectées. De plus, la recristallisation est ici aussi manifeste, et la grossièreté résultante du grain est distinctement plus grande que celle des auréoles que nous venons de signaler. Cette phase est mieux illustrée dans le "complexe sédimentaire en filon-couche" et dans les formations inférieures de la série Shuswap aux endroits où elles sont pénétrées de nombreux filons-couches granitiques. Ces injections n'ont pas affecté sérieusement les conditions de l'effort vertical qui a caractérisé les roches strati-

---

[1] Mémoire N° 38, Com. géol. Canada, 1912, pp. 380, 441, et 524, (anglais.) où il y a une discussion de ce type de métamorphisme.

fiées. À cause de leur nombre elles ont affecté l'élévation de la température générale sur de grandes étendues; de là la principale raison qui explique la grande cristallinité qui existe dans les strates situées entre les filons-couches. L'émanation magmatique a coopéré avec ce changement purement thermique, mais elle a produit la cristallisation au moyen de l'effort vertical. Les principaux produits furent des micaschistes grossiers et brillants, des paragneiss bien développés, et des calcaires cristallins relativement grossiers, schisteux ou massifs. C'est cette phase de la terrane, avec ses nombreux filons-couches et ses abondantes injections lit par lit, qui nous rappellent constamment les complexes typiques de schistes cristallins d'ailleurs.

Ainsi, les métamorphismes ou statique ou de contact, ici comme il arrive souvent, passent de l'un à l'autre—transition à laquelle on devait s'attendre tout naturellement car l'un et l'autre ont une origine partiellement thermale.

CARACTÈRE DE STRUCTURE.

Comme nous le décrivons en détail plus haut, la recristallisation de la terrane Shuswap eut lieu quand ses strates étaient horizontales. Cette attitude ne fut pas essentiellement changée par l'injection des innombrables filons-couches qui eux-mêmes furent métamorphisés statiquement à un fort degré. Quelques-unes des aplites et des pegmatites postérieures sont assez massives; celles-ci ont échappé à la recristallisation en partie à cause de leur composition chimique, car elles ne contiennent pas les matériaux nécessaires à la formation de beaucoup de biotite.

Depuis ce métamorphisme, sous l'effet d'un effort vertical de pesanteur, le sédiment, la couche volcanique, et le filon-couche ont été plus ou moins déformés. Aux blocs tabulaires s'ajoutent maintenant dans la terrane de nombreux "homoclinaux" dont on ne connaît pas encore complètement les relations

mutuelles[1]. D'après la meilleure hypothèse sur le terrain, ce sont des blocs renversés séparés par des failles normales. À l'exception de petites ondulations, les plis sont très rares, ce qui indique un contraste primaire de structure de cette terrane avec la terrane du beltien-cambrien des Selkirk et des Purcell, ou avec les terranes du paléozoïque-mésozoïque à l'ouest des lacs Shuswap.

On trouve un autre contraste frappant avec les éléments plus récents de la partie canadienne de la chaîne de montagnes dans l'alignement de la direction. Tant à l'est qu'à l'ouest de la terrane Shuswap, la direction est systématiquement de S. 25°–50° E. à N. 25°–50° O.—dans la direction générale des Cordillères. Les directions mesurées dans les terranes de base varient généralement de est-ouest à nord-est-sud-ouest. À l'exception de certaines zones étroites la direction moyenne varie de N. 70° E. à S. 70° O. et ainsi à angle presque droit sur la direction générale des Cordillères. Dans les zônes exceptionnelles, qui illustrent généralement le métamorphisme dynamique, la direction est nettement celle des Cordillères.

Nous montrerons plus tard que le renversement des couches Shuswap date en partie de l'époque post-beltienne. Nous ne pouvons pas établir si les directions transversales des roches de la base existaient alors ou si elles représentent une période pré-

---

[1] Pour faciliter la description nous employons ici le mot "homoclinal" pour désigner d'une manière générale un ensemble de roches stratifiées qui plongent toutes dans la même direction. L'auteur a une tendance à suivre l'usage général, quoique non universel, qui veut que le "monoclinal" soit une flexion à un seul membre dans des strates qui sont généralement horizontales sauf dans la partie fléchie elle-même. Un "homoclinal" peut être un monoclinal, un isoclinal, un bloc de faille renversé, ou un anticlinal ou ⁿn synclinal à un seul membre. Les données que nous avons en mains sont souvent insuffisantes pour déterminer à laquelle de ces catégories appartient un bloc orographique donné, car les seuls éléments certains que nous ayons sont un pendage persistant dans une direction. Avant que nous ayons fait d'autres observations plus concluantes, il est bon que nous ayons un nom tel que "homoclinal" pour désigner les résultats de nos observations. Ce terme peut aussi être employé avantageusement pour désigner un anticlinal ou un synclinal à un seul membre, même quand la forme complète du pli a été déterminé.

beltienne, post-Shuswap d'un véritable mouvement orogénique[1]. *A priori* une partie de la déformation visible devrait être attribuée à la fin des bouleversements mésozoïques et tertiaires qui ont affecté les formations beltiennes et postérieures. Durant ces périodes de forte compression, la majeure partie de la terrane Shuswap visible a échappé au plissement si puissant qui a affecté les systèmes de roches plus récentes. C'est seulement dans les zones étroites mentionnées plus haut que la direction cordillérienne fut imposée aux roches de la base. Cependant chaque bouleversement post-paléozoïque s'est certainement terminé par une phase de faillage normal, et il est possible que la structure principale de la terrane de base soit due à cet affaissement secondaire après la forte compression de sa couverture maintenant plissée. Cette possibilité pose une question importante au sujet de la dynamique de formation orogénique: dans l'affaissement secondaire et l'ajustement isostatique final d'une chaîne de montagnes plissées, est-ce que des failles transversales et des blocs de failles renversés transversaux se développent normalement comme caractères de structure principaux? S'il en est ainsi, la base, ainsi que l'écorce terrestre plissée d'au-dessus doit être aussi faillée. C'est ici, peut etre, la cause principale par laquelle les alignements principaux dans la terrane Shuswap doivent être expliqués.

L'absence de grands plis et d'autres preuves de compression tangentielle intense dans les roches de base est un des faits les plus significatifs que nous ayons recueillis durant la reconnaissance. Sous ce rapport le contraste avec les formations plus récentes èst remarquable. L'étendue du contraste se reflète dans les statistiques des pendages moyens. La moyenne des pendages mesurés dans la terrane Shuswap est moindre que 35°. Les moyennes pour de grandes étendues de la division du Canyon Albert et de la division Glacier de la série Selkirk (beltien-cambrien) pour le carbonifère, et pour la série triasique—toutes dans la région qui fait le sujet de ce rapport—sont respec-

---

[1] Dawson avait tendance à croire que les roches Shuswap ne furent sérieusement déformées qu'à l'époque post-cambrienne. (Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 12, 1901, p. 64).

tivement d'environ 38°, 59°, 73°, et 64°. La déformation relativement légère des roches de la base ne doit pas être attribuée à leur plus grande rigidité, que l'on pourrait concevoir comme une cause de leur refus d'obéir à une pression orogénique du même ordre que celle qui préside au plissement de la formation beltienne et des formations plus récentes. Comme question de fait, les roches stratifiées Shuswap sont exceptionnellement fissiles et faibles, sur de grandes étendues elles sont un peu renforcies par des injections en filons-couches. La seule conclusion juste semble être que la croûte terrestre, affectée par l'orogénie post-Shuswap, n'avait que quelques milles, probablement 6 ou 8 milles, de profondeur. Cette croûte fut poussée au-dessus de la terrane Shuswap et ondulée; sa base sousjacente ne put pas cependant échapper au faillage normal associé à l'affaissement secondaire de la chaîne de montagnes.

ÂGE ET CORRÉLATION.

La distribution des roches Shuswap, telle qu'elle est indiquée sur la carte n° 1458, fut surtout déterminée par Dawson, qui déclare qu'elles se prolongent vers le nord jusqu'à la rivière Finlay, entre le 56e et le 57e degré de latitude. Elles n'apparaissent nulle part dans le système des Montagnes Rocheuses, et on ne les connaît pas dans la chaîne côtière bien qu'il soit assez possible que quelques-unes de ses roches cristallines appartiennent au pré-beltien. Alors, dans l'état actuel de nos connaissances, cette terrane forme un dôme allongé dans le coeur des Cordillères, entouré de tous côtés par les bords érodés de strates à recouvrement plus récentes. Au sud du lac Upper Arrow elle est tellement recouverte ou, du moins, remplacée par des batholithes post-paléozoïques qu'on n'y a trouvé aucune roche pré-beltienne dans les Cordillères sur la ligne du 50e parallèle.

À dix milles au nord de la frontière internationale, à la tranchée Purcell, les roches pré-beltiennes rapparaissent. Elles ont été groupées sous le nom de terrane Priest River. Bien que les détails de stratigraphie et de structure soient très obscurs (partiellement à cause de l'insuffisance des affleurements dans une région complètement couverte de forêts), l'auteur croit que ce groupe de roches serait rattaché à la terrane Shuswap. Comme

dans la section du Canadien-Pacifique, la formation basale du système beltien a été relevée de manière à affleurer, mais ici c'est un conglomérat épais contenant des blocs des roches de Priest River. Dans les deux régions, la discordance angulaire entre les terranes beltienne et pré-beltienne est très faible. La terrane Priest River ne contient aucun affleurement des greenstones du lac Adams, mais ses schistes, ses quartzites, et ses calcaires sont lithologiquement très semblables à ceux de Shuswap. On voit un contraste important dans l'absence de nombreux filons-couches et dykes granitiques dans la région septentrionale, qui est recoupée par le batholithe Rykert probablement d'âge post-paléozoïque. Cependant, il y a des étendues condisérables de la terrane Shuswap elle-même qui sont dénudées d'orthogneiss intrusifs, etc., et il se pourrait que la terrane Priest River les montrât si ses affleurements étaient plus étendus. La vraisemblance que les deux régions pré-beltiennes représentent réellement des affleurements de la même terrane est appuyée par le fait que l'une est sur la direction des Cordillères par rapport à l'autre.[1]

D'après des descriptions de roches "archéennes" sur la rive ouest du lac Coeur d'Alène, il est probable que le type de la terrane Shuswap se fait voir à un degré de latitude plus au sud.[2]

Il n'est pas prudent d'essayer d'établir une corrélation définitive avec les régions précambriennes plus étendues de la partie des États-Unis des Cordillères, mais il est remarquable que leurs phases "archéennes" aient aussi une prédominance des intrusions aplitiques et pegmatitiques à un degré rarement atteint à l'époque beltienne ou plus tard. L'auteur s'accorde avec Dawson au sujet de la grande ressemblance entre le complexe Grenville-Laurentien de l'est du Canada et la terrane à sédiments et orthogneiss Shuswap, mais leur corrélation précise est nettement encore impossible.[3] Cependant, *la qualité* des événements

---

[1] Voir mémoire N° 38 Com. géol., Canada, 1912, p. 270 (angl.) où la corrélation de la terrane Priest River est étudiée.

[2] D. F. MacDonald, Bull. 285, U. S. Geol. Survey, 1906, p. 42; F. C. Calkins, Bull. 384, U. S. Geol. Survey, 1909, p. 33.

[3] Cf. G. M. Dawson, Bull. Geol. Soc. America, vol. 12, 1901, p. 63.

du commencement du précambrien dans ces régions si éloignées est la même. L'auteur a récemment été impressionné sur le terrain par la prédominance d'injections en forme de filons-couches et de laccolithes dans l'Ontario, à un degré auquel il n'avait été nullement préparé par les descriptions publiées sur la terrane laurentienne. Sous ce rapport et à cause de l'abondance des pegmatites et d'autres preuves d'une action pneumatolytique gigantesque, les complexes de la Colombie britannique et de l'Ontario sont des illustrations d'une action éruptive universelle qui eut lieu seulement au commencement de la phase précambrienne de l'histoire de la terre.

CHAPITRE IV.

LES STRATES DES MONTAGNES PURCELL ET HIGHER SELKIRK.

Entre le canyon Albert et la tranchée des montagnes Rocheuses, la région de reconnaissance ne contient aucune formation sédimentaire plus récente que le cambrien, et les seules autres formations sont quelques minces injections ignées, une petite coulée de lave, et des produits de projection volcanique épars à un horizon. De beaucoup le plus grand volume des roches qui affleurent appartiennent au système beltien. Le reste des sédiments sont d'âge cambrien.

SYSTÈME BELTIEN.

DÉFINITION.

En sectionnant les Cordillères au 49e parallèle de latitude, l'auteur a senti le besoin d'un nom systématique pour désigner l'énorme série de roches cordillériennes supportant en concordance la zone à Olenellus. Dans le rapport sur cette section (Mémoire 38 de la Commission géologique) le nom que nous avons choisi est "beltien," dérivé de la "série Belt" ou de la "terrane Belt." Dans une de ses publications Walcott emploie le terme sans lui donner d'autre définition que celle impliquée dans sa dérivation et dans les idées bien connues de Walcott au sujet de la relation des couches cambriennes avec la série Belt.[1] Il considère que ces groupes de roches, aux endroits où ils ont été étudiés, sont toujours séparés par une discordance prononcée ou par une véritable non-concordance. Tel que nous l'avons soupçonné dans la section du 49e parallèle et tel qu'il fut corroboré dans la section du Canadian Pacific, les deux groupes sont essentiellement concordants dans les montagnes Rocheuses cana-

[1] Voir C. D. Walcott, Smith. Misc. Coll., vol. 53, 1908, p. 169.

diennes. Par conséquent l'auteur donne son adhésion à sa définition originelle du système Beltien qui comprend toutes les strates cordillériennes qui supportent en concordance la zone à olenellus, de même que les roches qui sont synchroniques de ces strates, bien que ces dernières ne soient pas nécessairement en concordance avec la zone à Olenellus.[1]

Le Beltien ne comprend pas toute la "série Selkirk" de Dawson, dont les couches supérieures sont probablement d'âge cambrien inférieur. D'un autre côté il renferme des roches groupées par lui sous le nom de "série Nisconlith." Dans le rapport sommaire de 1911 (p. 170) l'auteur a donné des raisons pour discontinuer l'emploi du terme "Nisconlith" pour désigner toute roche dans la section du chemin de fer. Nous avons fait remarquer que le "Nisconlith" relevé dans la région du lac Shuswap fait réellement partie de la terrane pré-beltienne et que le "Nisconlith" de la chaîne Selkirk appartient à un horizon beaucoup plus bas que le cambrien inférieur. La "série Selkirk" de Dawson peut être convenablement employée pour désigner le groupe concordant entier beltien-cambrien dans la chaîne Selkirk.

Au point de vue lithologique la série Selkirk peut se diviser en deux parties présentant un contraste frappant (carte n° 1450). La partie inférieure est la division du Canyon Albert, formée surtout de types argillacés; la partie supérieure est la division Glacier, formée surtout de types quartzitiques.

Le tableau suivant passe en revue ces définitions d'une manière sommaire et donne en même temps les définitions de Dawson.

Il faut remarquer que le terme "beltien" n'est introduit que pour un usage local dans les Cordillères. Un jour il faudra un nom général pour désigner tous les sédiments du globe qui se sont déposés en concordance stricte en-dessous de la zone à Olenellus, et il est probable que l'on considérera spécialement cette section Selkirk pour faire cette invention, mais il serait désastreux que l'on donnât trop vite au terme "beltien" une signification continentale ou universelle. D'aucune manière

---

[1] Mémoire 38, Com. géol. Canada, 1912, p. 189.

ce nom ne peut être comparé au terme "algonkien." Dans tous ses changements périodiques la définition du terme "algonkien" n'a jamais indiqué une concordance nécessaire avec la zone à Olenellus. Tel qu'on peut le voir dans le rapport sommaire de 1911, l'emploi du terme "algonkien" pour désigner les roches plus anciennes de la Colombie britannique est impossible sans dévier de l'une ou de l'autre de ses définitions provisoires.

	Région du lac Shuswap.	*Chaîne Selkirk*	
	CORRÉLATION NOUVELLE.		
Beltien avec Cambrien subordonné.	Inconnu	*Division Glacier*	Série Selkirk.
Beltien	Inconnu.	Division Albert Canyon ("Nisconlith" de la section Selkirk de Dawson).	
		Discordance.	
Pré-beltien	Granites intrusifs. Série Shuswap (renfermant des roches portées sur la feuille Shuswap comme séries "Nisconlith" et "Lac Adams."	Granites intrusifs. Série Shuswap.	
	CORRÉLATION PAR DAWSON.		
Cambrien.	Série du Lac Adams.	Série Selkirk.	
Cambrien.	Série Nisconlith.	Sétrie Nisconlith.	
	Discordance.	*Discordance.*	
Précambrien ("Archéen")	Granites intrusifs. Série Shuswap	Granites intrusifs. Série Shuswap.	

STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE.

La section du Canadian Pacific a travers les Selkirk contient des affleurements du système beltien nulle part aussi complets.

À son sommet on peut voir la concordance avec des roches qui appartiennent nettement à la zone à Olenellus; sa base se trouve à un plan de discordance. Depuis la couche la plus haute jusqu'à la plus basse, les systèmes forment une succession pratiquement continue de couches non fossilifères, ayant une épaisseur totale plus considérable qu'aucun autre dans les Cordillères.

On a établi la colonne stratigraphique générale entre la station Albert Canyon et le sommet; le tableau suivant en donne les résultats.

SECTION COLUMNAIRE DU SYSTÈME BELTIEN DANS LES MONTAGNES SELKIRK.

	Sommet, surface d'érosion.	*Épaisseur approximative en pieds.*
DIVISION GLACIER (*Série Selkirk de Dawson*)	Quartzite Ross (en partie).....	2,500
	Calcaire Nakimu.....	350
	Formation Cougar (couches de quartzite et de métargillite).....	10,800
DIVISION ALBERT CANYON (*Série "Nisconlith" de Dawson*)	Formation Laurie (métargillite souvent calcaire; avec des interstratifications subordonées de calcaire et de quartzite; couche basale, calcaire 50 pieds d'épaisseur).....	15,000
	Quartzite Illecillewaet.....	1,500
	Métargillite Moose.....	2,150
	Calcaire (marbre).....	170
	Quartzite basal.....	280
		32,750
	Base, discordance avec terrane Shuswap.	

Les formations Cougar et Laurie pourraient bien être considérablement plus épaisses que ne l'indique le tableau. Dawson assignait une épaisseur minimum de 40,000 pieds au groupe concordant entier au-dessus de la terrane Shuswap, ce qui laisse supposer une épaisseur minimum d'environ 33,000 pieds pour la partie beltienne. Le total véritable pour le Beltien pourrait bien être au-delà de 40,000 pieds, mais l'auteur a préféré donner

des estimations moindres sauf pour ces formations où des affleurements permettaient d'obtenir des résultats exacts par le mesurage. À la frontière internationale la série du beltien-cambrien (?) avait une épaisseur minimum de 32,050 pieds, y compris 6,000 pieds de couches volcaniques.[1] Walcott déclare que les roches "algonkiennes" (Belt) dans le nord-ouest du Montana et le nord de l'Idaho ont une épaisseur totale de 37,000 pieds[2]. Ces estimations sont toutes du même ordre de grandeur et tendent à se corroborer les unes les autres.

QUARTZITE BASAL.

Comme on peut le voir sur la carte n° 1448, la formation la plus ancienne visible du système beltien est un grès quartzitique qui repose en discordance sur la terrane Shuswap. On sait que ce banc s'étend sur 4 milles le long de la direction et conserve son caractère lithologique et sa position stratigraphique jusqu'à la limite de la région accessible durant la reconnaissance. Au 49e parallèle la formation de base du beltien est le conglomérat Irène grossier qui est bien exposé, et qui en certains endroits a une épaisseur de plus de 5,000 pieds. Dans la section du chemin de fer nous n'avons trouvé nulle part aucune couche caillouteuse à l'horizon correspondant et il nous fallut nous servir du microscope pour prouver la dérivation du sédiment beltien le plus ancien des roches Shuswap altérées par les agents atmosphériques.

Le quartzite repose directement sur un des filons-couches ou laccolithes les plus épais du "complexe sédimentaire en filons-couches" du pré-beltien. On voit une partie de ce filon-couche sur la carte n° 1450. C'est un orthogneiss très feuilleté appartenant à un type très métamorphisé. Les plans de foliation sont presque parallèles à la stratification dans la quartzite, qui a un pendage d'environ 45° vers le nord-est. La direction est donc dans l'alignement des Cordillères et le soulèvement est clairement d'âge post-beltien. Bien que le filon-couche ait perdu un peu de son volume par l'érosion pré-quartzite, il a

---

[1] Mémoire 38, Com. geol. Canada, 1912.

[2] C. D. Walcott, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 17, 1906, p. 18.

encore une épaisseur de plus de 3,000 pieds. Son contact inférieur est bien exposé et on peut voir que la masse fut injectée le long d'un plan dans une série de schistes foncés, micacés et hornblendiques qui sont probablement en partie d'origine sédimentaire.

Le filon-couche d'orthogneiss est fendu par de nombreux dykes d'aplite et de pegmatite d'aspect typique Shuswap. Ceux-ci sont quelque peu moins en évidence dans la partie supérieure, comme si les magmas "saliques" avaient eu de la difficulté à pénétrer ce granite qui était autrefois massif. Cependant, il y a un grand nombre de dykes d'aplite qui recoupent l'orthogneiss juste en-dessous du quartzite; en effet leur présence est la meilleure preuve sur le terrain de leur position de contact entre le filon-couche et le quartzite d'au-dessus. Leur injection eut lieu avant que le système beltien fut formé, et dans lequel on n'a trouvé aucun filon-couche ni dyke de granite, d'aplite, ou de pegmatite à aucun horizon dans l'intérieur de la région étudiée. Les injections saliques qui recoupent l'orthogneiss sont troncaturées par l'ancienne surface d'érosion qui forme la limite supérieure de ce grand massif.

Cette observation sur le terrain suffit seule à prouver l'existence d'un long intervalle d'érosion qui a précédé immédiatement le dépot de la strate la plus inférieure du beltien. L'étude microscopique confirme la déduction en dépit du métamorphisme (statique) avancé des roches tant au-dessus qu'en dessous de la discordance. Le grès basal est feldspathique et a été transformé en une roche micacée schisteuse qui ressemble assez étroitement à l'orthogneiss d'en dessous. Bien qu'on ne puisse pas généralement les distinguer en sections minces, il y a une zone incertaine d'environ 10 pieds d'épaisseur que l'on ne peut pas facilement assigner à l'orthogneiss ou à la quartzite. La cause de l'incertitude est assez naturelle. La quartzite est en réalité une arkose qui provient de la roche granitique et qui a pénétré dans celle-ci pendant qu'elle se désintégrait au commencement de la sédimentation beltienne locale. Quand on s'éloigne de l'orthogneiss en montant le sable est plus quartzeux et mieux stratifié, ce qui indique un lavage plus complet par les courants d'eau.

Pour montrer la relation d'une manière plus concrète, nous allons donner brièvement la description d'une série d'échantillons collectionnés au point où le ruisseau Albert (Moose) traverse la discordance (planche XXII).

À environ 200 pieds stratigraphiquement en dessous du sommet érodé du filon-couche, l'orthogneiss contient les éléments essentiels que l'on trouve dans plusieurs filons-couches Shuswap —biotite, hornblende, plagioclase moyen ou acide, orthose, et quartz (échantillon a). Les minéraux accessoires sont aussi la magnétite banale, l'apatite, et le sphène. L'épidote est un produit subordonné de métamorphisme.

À quinze pieds en dessous du plan arbitrairement choisi pour représenter le contact réel dans la zone incertaine que nous venons de mentionner la roche (échantillon b) ressemble beaucoup à la première à l'oeil nu, mais au microscope, on voit qu'il y a une forte augmentation en épidote, l'introduction de beaucoup de zoïsite, et une altération apparemment complète du plagioclase originel; la hornblende se présente en abondance sous la forme de lamelles vert pâle. La structure interne de la roche est confuse et ressemble peu à l'orthogneiss normal.

Un troisième échantillon (c) pris à un point environ 2 pieds au-dessus du contact, possède le même type de structure, mais il ne contient pas de hornblende qui caractérise l'orthogneiss. La composition, d'après les pourcentages approximatifs des poids, est:

Quartz	45	pour cent.
Orthose	20	" "
Biotite	15	" "
Épidote	15	" "
Sphène, magnétite, et apatite	5	" "
	100	" "

L'échantillon (d) pris à environ 2 pieds au-dessus de (c) a une composition différente:

Quartz	55	pour	cent.
Plagioclase	18	"	"
Orthose	15	"	"
Biotite	8	"	"
Epidote, sphène, et apatite	4	"	"
	100	"	"

Son plagioclase se présente en porphyroblastes.

L'échantillon (e), pris à environ 50 pieds au-dessus du contact, a une composition à peu près identique à celle de (d).

Les échantillons *f*, *g*, et *h*, pris en différents points à 150 pieds au-dessus du contact ont donné les pourcentages approximatifs suivants:

	f	*g*	*h*
Quartz	80	82	63
Feldspath (surtout orthose)	13	10	25
Biotite	5	5	10
Zircon, sphène, magnétite, séricite, grenat, etc.	2	3	2
	100	100	100

Un autre échantillon d'une quartzite semblable située au-dessus du calcaire adjacent, a donné des résultats du même ordre que ceux de f, g, et h.

La nature arkosique de la quartzite basale est évidente. Les matériaux de ses couches les plus inférieures n'ont pas été entraînés loin de leur point d'origine où le granite Shuswap avait été soumis aux agents séculaires de désintégration atmosphérique. Le procédé purement mécanique de désintégration était accompagné d'une certaine altération chimique, car il y eut lessivage des éléments "fémiques" qui sont maintenant représentés par la hornblende de l'orthogneiss. La partie la plus récente du membre basal représente le lavage des sables résiduels avec une

forte concentration du quartz—une indicaton par avance de l'énorme développement, presque sans égal, des sédiments quartzeux à la fin de l'époque beltienne et cambrienne. Il faut se rappeler un cas parallèle dans le district Crystal Falls du Michigan, décrit par Clements. Là le granite "archéen" passe graduellement vers le haut à un "granite recomposé" (maintenant un schiste à séricite et quartz) qui passe graduellement à une véritable quartzite à la base du huronien inférieur.[1]

CALCAIRE LE PLUS INFÉRIEUR.

Les dix pieds les plus hauts de la quartzite basale sont interstratifiés de bancs minces de calcaire, et indique un passage graduel à une couche de calcaire bigarré, qui, au ruisseau Albert, a une épaisseur d'environ 170 pieds. Cette roche carbonatée la plus ancienne du beltien exposé est un véritable marbre et présente un aspect différent des calcaires plus hauts dans la série. Sa couleur varie depuis le blanc jusqu'au gris bleuâtre et au brun pâle, et il s'altère généralement à la surface en prenant une teinte chamois. Tous ses échantillons font plus ou moins violemment effervescence à l'acide dilué, mais quelques lits sont remarquablement magnésiens. Le grain varie capricieusement depuis très fin jusqu'à nettement grossier. Les phases grossières ont toutes une structure cataclastique et le marbre a été écrasé dans les fissures des quartzites avoisinantes. Les effets du métamorphisme dynamique modéré ont été ajoutés à ceux d'une recristallisation générale sous une couverture extrêmement épaisse.

Le calcaire ne contient généralement pas d'impuretés; il y a quelques grains de quartz épars dans le carbonate et on trouve des lentilles de chert ici et là dans les plans de stratification, mais on ne voit aucun autre minéral dans les sections minces. Comme tous les autres calcaires dans les Selkirk, il ne contient aucun reste fossile.

---

[1] J. M. Clements, Monographie 36, U.S.G.S. 1899, p. 51. Comparez C. R. Van Hise, dans sa Monographie 28 de la même Commission (1897), p. 226, pour avoir un autre exemple, trouvé où le quartzite feldspathique près de la base de la série Lower Marquette simule étroitement le granite immédiatement sous-jacent.

MÉTARGILLITE MOOSE.

Cette formation a reçu son nom de Moose, maintenant creek Albert, qui coule à la surface de cette formation à la station Albert Canyon (carte n° 1448). Les affleurements de cette formation sont très pauvres dans la région que nous étudions mais elle est certainement épaisse (l'épaisseur totale a été évaluée à 2,150 pieds) et semble formée de matériaux assez homogènes. Prise dans son ensemble la formation est le produit recristallisé de matériaux argillacés. Le métamorphisme n'a généralement pas été assez intense pour produire un véritable micaschiste et nous avons cru choisir le terme "métargillite" pour désigner cette roche.

Les meilleurs affleurements que nous ayons étudiés sont ceux qui forment une colline large juste à l'est de la station Albert canyon. Là la métargillite est surtout une roche carbonatée, relativement massive, gris foncé et contenant un minéral obscur qui semble être de la cordiérite. Le quartz en petits grains est un minéral essentiel subordonné; les minéraux accessoires sont un peu de biotite et de la magnétite. Environ 10 pour cent de la formation consiste ici de pellicules ou de couches minces de véritable phyllade, et de micaschiste argenté encore plus rare; ces pellicules interrompent ici et là la roche dominante à cordiérite (?).

QUARTZITE ILLECILLEWAET.

Reposant sur la métargillite Moose en parfaite concordance il y a la quartzite Illecillewaet, qui tire son nom de la rivière qui s'est creusé une vallée transversale, qui suit maintenant le chemin de fer et qui a ainsi préparé une section naturelle en travers de la série entière (carte n° 1448). Nous n'avons pu voir non plus des affleurements satisfaisants de cette formation et on ne peut pas encore décrire en détail sa section columnaire. Aux endroits où nous l'avons vue, elle est formée d'un quartzite relativement homogène, dure, gris, rarement blanc, massif ou fissile, avec des interstratifications foncées de métargillite et de phyllade. Le sédiment primitif était peut-être un peu feldspathique mais on ne trouve pas de feldspath aujourd'hui dans les sections

minces, qui sont celles d'une roche essentiellement à quartz et séricite. La chlorite, la pyrite, et une poussière carbonatée sont présentes en petites quantités. Quand elle est plus abondante, la pyrite donne un aspect rouillé à la roche altérée par les agents atmosphériques.

FORMATION LAURIE.

Les trois-quarts de la division du Canyon Albert sont compris dans la colossale formation Laurie, qui tire son nom du camp minier au voisinage d'Illecillewaet. Elle a une très grande épaisseur et devrait certainement être subdivisée dans un travail de détail des Selkirk; ceci n'a pu être fait durant la présente reconnaissance, en partie à cause du manque de temps suffisant sur le terrain et en partie à cause de l'absence d'affleurements convenables. Entre la gorge "Albert Canyon" et la station du Ross Peak, sur une distance de 10 milles, le chemin de fer traverse la direction de la formation, qui affleure dans les longues coupes et sur les hauteurs au nord du chemin de fer (planche XXIII). En mesurant les affleurements locaux on a obtenu la succession suivante:

SECTION COLUMNAIRE DE LA FORMATION LAURIE.

		Épaisseur approximative en pieds.
	Base de la formation Cougar.	
8.	Métargillite grise phyllitique	4,000
7.	Quartzite	650
6.	Métargillite noire ou gris foncé	500
5.	Couches alternatives de phyllade et de quartzite	750
4.	Métargillite noire ou gris foncé carbonatée, souvent pyriteuse, avec des interstratifications de calcaire noirâtre	9,300
3.	Quartzite gris	400
2.	Métargillite noire ou gris foncé, très carbonatée, avec de nombreuses interstratifications de calcaire noirâtre	3,500
1.	Calcaire massif, gris clair	50
	Sommet du quartzite Illecillewaet.	19,150

La structure est homoclinale (voir p. 53) avec un pendage variable de 10° à 70° mais toujours vers le nord-est. La prédominance d'une couleur uniforme gris foncé et d'une composition métargillite et l'absence générale de bons indicateurs d'horizons font qu'il est difficile de déterminer quelle partie de l'épaisseur apparente est due à une duplication par pli ou par faille. Il est clair qu'il y a duplication dans la zone tordue que l'on peut voir à Laurie sur la planche qui représente la structure de la section (en pochette). Cependant malgré tout le soin qu'a pris l'auteur sur le terrain pour éliminer les répétitions, il ne peut pas attribuer une épaisseur nette de moins de 15,000 pieds. Cette estimation s'accorde avec celle de Dawson pour sa "série Nisconlith" des Selkirk et, en comparant sa section, on voit que cette série et la formation Laurie sont presque identiques.[1]

L'horizon le plus inférieur (1) de la formation est un banc de calcaire zoné de 50 pieds d'épaisseur de couleur gris bleuâtre clair, qui affleure à l'extrémité ouest de la gorge bien connue d'Illecillewaet, à 2 milles à l'est de la station Albert Canyon. Quelques-unes des bandes sont à grains grossiers; en alternance avec celles-ci il y en a d'autres dont les diamètres des grains atteignent 0·15 mm. avec une moyenne 0·05 mm. ou moins. Dans cette roche carbonatée presque pure nous avons vu comme éléments accessoires quelques rares grains de quartz, quelques pellicules de talc ou de séricite, et dans une section mince, des grains arrondis de diopside. Les analyses ont prouvé que la roche est très magnésienne; il est possible que quelques phases soient de véritables dolomies.

L'horizon 2 est formé de bancs alternants de métargillite et de calcaire impur. Les premiers sont souvent phyllitiques, et leurs plans de fissilité sont séparés par beaucoup de séricite, si développée que la schistosité résultante est toujours parallèle aux plans de stratification. La nature friable caractéristique des métargillites est partiellement due à une teneur inaccoutumée en matériaux carbonatés, qui sont disséminés d'une manière assez uniforme en nuages de grains non cimentants. Cet ingrédient explique la couleur noire ou grise graphitique prédominante de la

---

[1] G. M. Dawson, Bull. Geol. Soc., Amer., Vol. 2, 1891, p. 174.

plupart des membres de la formation entière. En section mince il y a presque toujours de petits cristaux ou des grains uniformes de pyrite, et l'hématite ou la limonite sont des éléments constituants communs en petites quantités. À plusieurs horizons la matière carbonatée est un élément important de la métargillite, qui passe alors insensiblement aux calcaires impurs et aux calcoschistes du membre 2. Ceux-ci aussi ont une couleur noire ou gris foncé à cause de la présence de beaucoup de poussière de carbone. Un grand nombre de pellicules interstratifiées de phyllade, ou encore de séricite plus disséminée à travers les calcaires, font que les couches sont très fissiles. Les grains de quartz sont une autre impureté commune. À quelques horizons nous avons observé des métacristaux de carbonate brun, probablement de l'ankérite. Les silicates autres que la séricite sont rares, mais nous avons observé quelques petites quantités de serpentine, de talc, et de trémolite dans quelques sections minces. Les calcaires semblent être magnésiens; nous n'avons pas observé de véritable dolomie.

L'horizon 3 est bien exposé sur le sommet de la chaîne à l'ouest de Illecillewaet, entre les lignes de contour 5,600 pieds et 6,000 pieds. Ailleurs dans la région étudiée il est presque entièrement couvert de forêts. C'est un quartzite séricitique homogène, de couleur gris verdâtre clair. Un peu de chlorite aide la séricite à fendre la roche plus ou moins fissile en plans parallèles à la stratification. Des grains de plagioclase, d'orthose (?), et de microperthite sont accessoires. Ils ont des diamètres moyens d'environ 0.05 mm. ce qui est aussi à peu près la moyenne pour les grains de quartz. C'est l'horizon le plus bas où l'on ait trouvé de la microperthite dans les sédiments beltiens. L'importance de la microperthite et des autres feldspaths pour déterminer l'origine de ces sédiments sera traitée plus en détail dans une autre page.

L'horizon 4 peut être décrit quantitativement dans presque les mêmes termes que le 2. Sa roche dominante est une métargillite charbonneuse très homogène, noire ou gris foncé. On peut voir cette roche d'une manière typique dans plusieurs longues coupes sur le chemin de fer entre la gare Illecillewaet et le Flat Creek. À plusieurs horizons la roche contient de nom-

breux cristaux cubiques de pyrite, très bien développés et atteignant des diamètres d'un pouce ou plus. Le quartz, la séricite, et la poussière de carbone sont les éléments constitutifs ordinaires. La calcite magnésienne est un minéral accessoire commun et il y a toutes les gradations entre la métargillite d'un côté et un calcaire magnésien impur, noir ou une quartzite calcaire de l'autre. Les bancs de calcaire sont nombreux et ils ont un aspect identique à ceux de l'horizon 2, mais le grain est exceptionnellement fin. Dans une section mince les grains carbonatés ont des diamètres moyens de 0·02–0·04 mm., et rappellent ainsi les calcaires précipités chimiquement appartenant à des systèmes de roche plus récents. La teneur en carbone s'élève dans quelques couches à un point tel que l'analyse laisserait supposer un charbon impur ou un graphite. Les interstratifications quartzitiques sont rares dans l'horizon 4; celles que nous avons examinées au microscope sont calcaires et trémolitiques. Nous avons trouvé des zones de phyllades sinueuses à plusieurs horizons parmi les métargillites avec des plans de stratification parallèles.

À un demi-mille au sud-est de la station Illecillewaet il y a un affleurement pauvre d'une couche apparemment épaisse de schiste à talc-chlorite-quartz qui est intercalée dans la masse phyllade-métargillite. On n'a pas pu déterminer sur le terrain de preuve certaine de l'origine du schiste mais en l'étudiant au microscope on voit que ce peut être une couche de matériaux volcaniques basiques qui a subi les effets du métamorphisme statique.

Brusquement, le membre 4 passe vers le haut à une zone bigarrée (horizon 5) dont la roche dominante est un grès quartzitique calcaire, gris clair, interstratifié avec des phyllades grises. La séricite disséminée lui donne une teinte verdâtre. Dans la seule section mince de grès que nous ayions examinée au microscope, nous avons observé que les grains de quartz ayant 1 mm. à 0·7 mm. de diamètre sont arrondis et qu'ils ont conservé leur forme clastique. C'est l'horizon le plus bas où nous ayons remarqué que de tels caractères primitifs aient survécu au métamorphisme intense qui a affecté les roches beltiennes.

Au-dessus de 5 il y a 500 pieds de métargillite normale, noire ou gris foncé, que nous n'avons pas étudiée d'une manière spéciale (horizon 6).

Cette zone est surmontée d'environ 650 pieds de grès quartzitique, légèrement calcaire, de couleur gris clair (7), ressemblant beaucoup à celui du membre 5. On peut encore voir en section mince les formes primitives des grains de sable roulés ainsi que des preuves de leur nourrissage secondaire.

L'horizon 8, le sommet de la formation Laurie, est très épais, mais il n'a que des affleurements très pauvres le long des flancs des vallées du creek Caribou et du Flat Creek (planche XXIV). Partout où nous avons pu l'examiner il est formé d'une métargillite gris foncé, calcaire, souvent sinueuse. Elle ressemble généralement beaucoup aux phyllades des membres inférieurs. Dans une section mince nous avons observé en petite quantité de la chlorite et un minéral ressemblant à la staurotide. Pour le reste la minéralogie est aussi monotone et typique que dans les autres métargillites beltiennes.

FORMATION COUGAR.

Le sommet de la formation Laurie est aussi le sommet de la division Albert Canyon de la série Selkirk (carte n° 1450). Dans la zone du chemin de fer cette grande division n'affleure que dans la section sur la pente occidentale des Selkirks. Juste à l'est de la voie d'évitement du Flat Creek le contact supérieur de la formation Laurie pend vers le nord-est sous les quartzites Cougar et, à notre connaissance, ne rapparaît plus dans les Cordillères plus à l'est. Dans les Selkirk orientales et dans les montagnes Purcell et Rocheuses, le soulèvement orogénique a été insuffisant pour amener les roches Laurie et plus anciennes à un niveau assez haut où l'érosion aurait pu les faire affleurer. Elle diffère de la formation Cougar, le terme le plus bas de la division Glacier, en ce qu'elle rapparaît dans tous les systèmes montagneux, à l'est de la ligne de partage des eaux de la chaîne Selkirk. La stratigraphie de la division Glacier se comprend beaucoup mieux que celle de la division précédente partiellement à cause du plus grand nombre d'affleurements et aussi à cause d'un affleurement très étendu au-dessus de la ligne qui limite la croissance des bois.

La localité la mieux qualifiée pour donner une section columnaire complète de la formation Cougar est le groupe des crêtes et

des pics qui entourent la tête du ruisseau Cougar, y compris la montagne Cougar, d'où la formation tire son nom (carte n° 1449 et planche XLV). Ces hauteurs sont situées dans la même merveilleuse section homoclinale que nous avons parcourue sur toute sa longueur depuis la station Albert Canyon. Dans cette section nous avons établi, avec une exactitude approximative, la succession suivante:

SECTION COLUMNAIRE DE LA FORMATION COUGAR.

Base concordante du calcaire Nakimu.

		Épaisseur en pieds
6.	Quartzite gris, en bancs minces ou épais, rouillée à la surface; avec de minces intercalations de phyllade et de quartzite blanche; quelques couches minces de calcaire cristallin dans le quartzite le plus élevé	5,500
5.	Bande très visible de quartzite blanc homogène, massif	300
4.	Quartzite massif, gris clair, interrompu par un grand nombre de bandes de grès quartzitique gris et de grès grossier et par des couches de métargillite siliceuse gris foncée; à environ 1,000 pieds du sommet, une bande épaisse de quartzite massif blanc	3,000
3.	Grés quartzitique et phylladique gris, et conglomérat fin avec métargillite. Près du milieu de cette zone nous avons trouvé des fragments anguleux de roche basaltique altérée (bombes ?) enclavés dans une base argileuse (?)	900
2.	Lave basaltique altérée	50
1.	Quartzite en plaques épaisses ou tendres, quelquefois phyllitiques	1,050
		10,800

Sommet concordant de la formation Laurie

À l'est de la ligne de faîte Selkirk les roches Cougar ont été bien écrasées et ont subi les effets du métamorphisme statique et du métamorphisme dynamique, de sorte que même cette partie de la formation qui affleure actuellement ne donne pas une section columnaire satisfaisante. De plus, il est clair que la formation change notablement et systématiquement de caractère quand on la suit vers l'est, et la description précédente ne s'applique qu'à la phase qui affleure à l'ouest de la passe Rogers.

L'épaisseur totale qu'on lui attribue est énorme, mais c'est un minimum. La largeur de l'affleurement dans l'homoclinal

Illecillewaet est de 1,800 pieds et le pendage moyen est d'au moins 45°. L'épaisseur approximative apparente est d'environ 13,000 pieds. Il y a cependant des duplications locales (planche XXV) et en allouant largement pour celles-ci on réduit l'épaisseur totale à 10,800 pieds. D'après son énorme épaisseur nous avons d'abord cru qu'il était préférable de la diviser en dressant la carte mais la masse de quartzite est relativement si homogène que nous n'avons pu le faire durant la reconnaissance.

Dans l'horizon 1 nous avons recueilli une couche épaisse de quartzite rose pâle pour l'étude microscopique. Nous avons constaté qu'elle était essentiellement formée de grains de quartz aplatis dont les plus grands diamètres varient depuis moins de 0·1 mm, à 1 mm. Il y a un peu de séricite dans les plans de stratification mais nous n'avons pas trouvé de feldspath du tout.

L'horizon basaltique 2 a été tellement altéré que sa nature primitive est quelque peu obscurcie. C'est une roche éruptive grise, massive, un peu schisteuse, qui fait croire sur le terrain à une cendre très volcanique. La seule section mince que nous ayons étudiée présente des reliquats de plagioclase basique en phénocristaux. Pour le reste, la roche est une masse confuse d'épidote, d'ouralite, et de chlorite. Il faudrait faire une étude plus approfondie pour dire si cet échantillon est caractéristique de la couche entière de 50 pieds et dans ce cas la couche serait probablement une coulée de lave porphyritique. D'un autre côté, l'impression plutôt vague que l'on a sur le terrain que c'est une brèche basaltique ou andésitique basique pourrait bien être exacte. Le point essentiel est que la couche semble avoir une origine vraiment volcanique et non intrusive.

Nous avons étudié spécialement un échantillon de grès à grains fins provenant de l'horizon hétérogène 3. Ses grains les plus gros atteignent 4 mm. de diamètre. La plupart d'entre eux sont formés de quartz bleuâtre, opalescent, identique à celui qui est si abondant dans plusieurs strates supérieures de la série. C'est l'horizon le plus bas où on ait découvert ce quartz bleu. Sa couleur et son iridescence s'expliquent par le fracturage complet de chaque grain ayant ces propriétés. Du fait qu'ils caractérisent des grains bien arrondis et non brisés, il semble très probable que le fracturage s'est accompli avant que le grain

ne fut enlevé de la couche pré-beltienne qui lui a donné naissance. Chacun des nombreux gros grains est formé d'un seul cristal de quartz, ce qui indique que la source primitive est une roche à texture nettement grossière. De même les gros grains arrondis de feldspath microperthite sont aussi abondants; on verra que de pareils matériaux sont les compagnons constants des grains de quartz et des cailloux iridescents dans les sédiments encore plus récents d'âge beltien et cambrien. Ces petits cailloux sont emprisonnés dans un ciment de séricite, de quartz secondaire, et de carbonate (dolomie ou calcite très magnésienne). Il y a peu de chlorite et de pyrite comme minéraux accessoires. On peut donc appeler cette roche un grès feldspathique à base calcaire et phyllitique.

Les couches gréseuses sont interstratifiées avec les quartzites compacts et gris, qui contiennent aussi des intercalations de schiste tendre et friable que l'on considère sur le terrain comme une phyllade. À un niveau près du milieu de cet horizon, il y a des massifs anguleux ayant une couleur verte assez forte qui sont interstratifiés dans le schiste. Ces masses sont allongées dans le plan de la stratification et elles varient en longueur depuis quelques pouces à 6 pieds. Leur nature a d'abord été soupçonnée dans le laboratoire, où le microscope a prouvé qu'elles ont au moins approximativement la composition du basalte. Le seul minéral originel discernable est le plagioclase basique. Ses cristaux ont un arrangement parallèle, comme s'il était dû à une coulée dans l'état magmatique d'origine. L'épidote verte compose le reste, plus de la moitié de la roche. Malheureusement comme nous n'avons recueilli aucun échantillon de la base phylladique, nous ne pouvons pas établir le mode exact d'origine. L'auteur est d'avis que ces masses épidotiques sont des projectiles volcaniques très altérés.

Nous avons échantillonné l'horizon 4 à trois niveaux différents pour l'étude microscopique. Nous avons constaté qu'un échantillon, ayant des cailloux de quartz atteignant presque 1 cm. de diamètre, ne contenait pas de feldspath et que c'était essentiellement un schiste caillouteux à quartz et séricite, avec quelques grains disséminés de dolomie et de carbone. Un second échantillon, aussi de couleur grise, a la même composition

générale mais il ne contient pas de dolomie accessoire. Il montre un nourrissage secondaire des grains de quartz, dont la plupart sont bleuâtres et iridescents. Cette roche est un véritable grès quartzitique. Le troisième échantillon est un quartzite blanc rosâtre contenant des pellicules séricitiques parallèles à la stratification. Ses grains sont de grosseur constante et leurs diamètres varient depuis 0·05 mm. à 1 mm. avec une moyenne d'environ 0·2 mm. Il y a un peu de microperthite typique en petits grains à travers le quartz.

L'horizon 5 est un massif notablement compact et homogène de quartz presque parfaitement pur. Nous n'avons observé dans la section mince aucun feldspath et seulement des traces de séricite. Les diamètres des grains de quartz en interstices atteignent 0·5 mm. avec une moyenne d'environ 0·08 mm. Ils sont généralement lenticulaires et disposés parallèlement à la stratification.

L'horizon 6 est aussi quartzitique en général, mais, pris dans son ensemble, il est plus ferrugineux et il se présente en couches plus minces que le reste de la formation Cougar (planches XXVI et XXVII). Nous n'avons recueilli que deux échantillons pour l'étude et ceux-ci ne présentaient pas de caractères persistants qui ne caractérisent pas les quartzites et les schistes phylladiques des horizons inférieurs, à l'exception de l'apparition d'un mica polychroïque verdâtre qui s'unit ici à la séricite presque omniprésente (aussi à la paragonite ?) pour produire la fissilité des roches. Les couches de calcaire que nous avons remarquées dans la section columnaire représentent la transition vers la formation concordante Nakimu d'au-dessus.

À l'est de la ligne de faîte Selkirk la formation Cougar affleure abondamment, mais, comme nous l'avons déjà fait remarquer, sa base n'y affleure pas, et nous n'avons non plus identifié aucun horizon en-dessous de l'horizon 4. On peut suivre le contact avec le calcaire Nakimu, toujours parfaitement concordant, sur plusieurs milles de chaque côté de la vallée de la rivière Beaver et dans l'escarpement des montagnes Dogtooth (cartes n° 1447 et section de structure). La formation Cougar, répétée au moyen de gros plis, est, en effet, la formation la plus étendue

qui affleure entre la ligne de faîte Selkirk et la tranchée des montagnes Rocheuses.

Bien qu'il n'y ait qu'une distance de 8 milles qui sépare l'affleurement le plus rapproché de la formation dans les deux flancs du grand synclinal de sommet, elle a des caractères nettement différents dans les deux affleurements. Le long de la rivière Beaver et vers l'est, les quartzites sont devenus plus fissiles parce qu'ils sont plus chargés de séricite le long des plans de stratification; les interstratifications de métargillites ont aussi augmenté en nombre (planche XLVI). Ici les sédiments sont moins quartzeux et plus argileux que ceux qui se sont déposés plus à l'ouest. On voit un second contraste dans un développement plus fort d'un véritable clivage ardoisier dans la roche à l'est de la ligne de faîte Selkirk, où la déformation a été beaucoup plus intense que sur le versant ouest. Pendant le plissement, l'augmentation locale de température ajoutée à la nature originelle des sédiments plus argileux, a développé plusieurs zones de véritables mica-schistes contenant de beaux cristaux de muscovite dans les plans de stratification, et, plus localement, de grains métacristaux tabulaires de biotite lustrée, qui sont disposés suivant tous les angles avec ces plans. On trouve aussi dans plusieurs couches de petits grenats.

Cependant, il y a des couches très siliceuses qui font aussi leur apparition sur le côté est de la ligne Selkirk de partage des eaux. Les grès feldspathiques sont encore abondants et leurs caractéristiques sont toujours semblables à celles que nous avons décrites ci-dessus. L'élément le plus massif est un quartzite feldspathique qui est bien développé à Beavermouth, au nord et au sud de la Columbia. Celui-ci a au moins 300 pieds d'épaisseur et rivalise avec la quartzite Sir Donald par sa puissance et son homogénéité. Les relations de structure ne sont pas claires, mais l'auteur soupçonne que ce massif de quartzite appartient à l'horizon 4 de la section générale. En contact avec lui il y a une bande épaisse de schiste talqueux extrêmement friable, dont nous n'avons pas trouvé l'équivalent à l'ouest de la ligne de partage des eaux, bien qu'on puisse le trouver un jour ou l'autre en y faisant des recherches plus détaillées. Comme au ruisseau Cougar, les quartzites sont chargées de phases calcaires et dolomitiques et de

bancs minces de calcaire magnésien quand on s'approche du calcaire Nakimu lui-même.

FORMATION NAKIMU.

Le calcaire Nakimu est la clef de la stratigraphie et de la structure des montagnes Selkirk et Purcell dans la zone du chemin de fer. Il tire son nom des cavernes de Nakimu (cavernes de Chéops) qui ont été creusées dans le calcaire par l'érosion du ruisseau Cougar dans son cours souterrain au nord-est de la montagne Cougar (planche XXVIII). L'importance stratigraphique du calcaire est bien claire par le fait qu'il est le seul élément de la division Glacier qui offre un contraste frappant avec les couches siliceuses dominantes (planche XXIX). La distribution de ses affleurements est indiquée sur les cartes n° 1449 et n° 1447. À mesure que nous avons mis en plan la structure plissée des montagnes devint claire. À cause de son importance nous ferons la description du calcaire Nakimu d'après une demi-douzaine de sections à des endroits très éloignés les uns des autres.

La formation atteint sa plus grande épaisseur aux cavernes de Chéops (Nakimu), où elle apparaît dans le membre occidental du synclinal de sommet. Une déviation locale de ses roches qui pendent vers l'est élargit l'affleurement qui atteint une largeur d'environ 1,200 pieds. Un calcaire cristallin gris bleuâtre est le principal élément constituant. Quelques couches sont entièrement formées de carbonate qui varie en composition depuis la calcite presque pure à la dolomie. La majorité de ces couches sont plus ou moins chargées de grains détritiques de quartz et de lamelles de séricite ou de talc dans les plans de stratification. Près du sommet le calcaire est interrompu par des feuilles minces de phyllade ou de quartzite. Le calcaire s'altère généralement en prenant une couleur grise mais il est souvent pommelé de plages irrégulières de couleur chamois. Il est généralement à grains fins, et les grains ont des diamètres moyens d'environ 0·2 mm. Ceux-ci sont caractéristiquement aplatis parallèlement au plan de la stratification. Après plusieurs années de recherche, Mr Charles Deutschman, guide des cavernes, n'a pu découvrir

aucun fossile en dépit de l'aspect favorable du calcaire. L'épaisseur totale à cette section est d'au moins 350 pieds et atteint peut-être 500 pieds.

Dans une ligne d'exploration depuis la station de Bear Creek vers l'ouest jusqu'à Hermit Crest, nous avons encore rencontré la formation; cette fois dans le flanc oriental du synclinal de sommet et à 8 milles des cavernes de Chéops. Immédiatement on voit que la lithologie diffère de celle de la section occidentale. Ici l'élément principal est une zone de 275 pieds de calcaire cristallin, magnésien, du type que nous avons déjà décrit, mais qui contient de nombreuses lentilles de schiste séricitique interstratifiées et de nombreux petits grains de sable (diamètre de 0·1 à 0·3 mm) disséminés à travers les bancs du calcaire lui-même. Ces derniers rappellent les phases communes du calcaire Altyn (beltien) du Montana. Les teintes d'altération varient de gris à chamois, les dernières étant plus communes qu'aux cavernes. Au-dessus du calcaire il y a une zone de 150 pieds de grès dolomitique brun foncé contenant de nombreuses intercalations de schiste rouillé quartzitique et de dolomie. Cette zone supérieure représente une transition lente à la formation Ross et ici il est impossible de définir le contact exact. Ainsi, sur la courte distance de 8 milles, la formation Nakimu est devenue plus mince et aussi plus siliceuse. Nous avons observé dans les sections minces que les grains de sable disséminés sont entièrement du quartz et non du feldspath.

Nous avons étudié de nouveau la formation à deux milles au nord-est de la station Sixmile Creek, dans le flanc oriental de l'anticlinal de Beaver River. Dans cette section les roches ont été fortement comprimées et il est possible qu'une partie de la formation Nakimu a été tranchée et enlevée par des failles. Elle est formée de plusieurs couches minces de calcaire magnésien normal, de couleur grise, et d'autres d'aspect dolomitique s'altérant en brun, toutes intercalées dans une série de schiste à séricite fissiles, de grès dolomitique et de quartzite. L'épaisseur totale est d'environ 200 pieds et les bancs de calcaire eux-mêmes ne forment pas plus de 75 pieds.

Dans le canyon de Beaver River, à 1·5 mille à l'est, l'étirement orogénique a réduit l'épaisseur du calcaire Nakimu à

environ 5 pieds. La roche est carbonatée, gris foncé, et ne ressemble nullement au calcaire typique des cavernes de Chéops, mais elle est identique à la phase que l'on rencontre dans le Nakimu typique des collines Dogtooth et Prairie.

En suivant le long de la direction à 10 milles au sud-est, on trouve une bonne section de la formation dans le flanc occidental de l'anticlinal du Quartz Creek et à l'ouest de la bifurcation du ruisseau. Elle a ici au moins 600 pieds d'épaisseur. À la base, sur une épaisseur de 400 pieds ou plus, la roche est une dolomie ou un calcaire magnésien massif, homogène, gris clair, extrêmement semblable à celui des cavernes de Chéops. Une section mince du seul échantillon recueilli sur l'affleurement laisse voir une structure oolithique typique. Les "oeufs" sont de dimension normale. Leurs grains composants ont un diamètre moyen de 0·015 mm., avec un maximum de 0·03 mm., correspondant ainsi en dimensions aux grains d'oolithes ordinaires. Cette roche a évidemment conservé sa texture originelle. Les observations sur le terrain ne suffisent pas pour dire quelle quantité du calcaire est oolithique. Il supporte au moins 200 pieds d'un horizon calcaire très hétérogène, formé d'altérations rapides de calcaire fétide gris foncé, dolomie siliceuse compacte s'altérant à une couleur chamois, dolomie sablonneuse et caillouteuse, et grès ferrugineux. Quelques-unes de ces phases ressemblent aussi à la formation Altyn à la ligne de frontière Alberta-Montana[1]. Seulement quelques-uns des bancs du calcaire supérieur affleurent sur le versant opposé de la vallée du Quartz Creek, à 3 milles au nord-est. Dans une couche de 4 pieds d'épaisseur nous avons observé des traces de structure oolithique.

Ces différentes sections illustrent les changements rapides qui ont affecté la formation Nakimu quant on la suit à travers les montagnes. Elle est formée d'un certain nombre de lentilles en forme de queue de colombe qui s'amincissent et s'épaississent sur de courtes distances, tandis que l'ensemble conserve une composition calcaire générale. Le calcaire gris reste l'élément dominant dans presque toutes les sections et il présente un aspect

---

[1] Voir Mémoire 38, Com. géol. Canada, 1912.

qui le rend facilement discernable sur le terrain. Son association intime avec plusieurs types de sédiments magnésiens qui offrent des contrastes frappants, association qui se répète dans presque toutes les sections locales, facilite encore la corrélation. Finalement le fait que les roches typiques Ross et Cougar reposent respectivement au-dessus et au-dessous du calcaire dans toutes les sections enlève tout doute au sujet de son identification. La formation Nakimu est, de beaucoup, le meilleur indicateur d'horizon dans les montagnes Selkirk et Purcell aux endroits ou le chemin de fer les traverse. L'individualité marquée de ses couches comme types lithologiques et leur association spéciale promet de rendre cette formation utile dans une corrélation à longue distance (voir pages 96 et 105).

FORMATION ROSS.

L'horizon le plus récent du système beltien est la formation Ross, qui tire son nom du pic Ross (carte n° 1449). Comme on l'a fait remarquer à la page 00, la zone à Olenellus est probablement localisée vers le milieu de cette formation, mais pour plus de facilité nous la décrirons ici comme une formation entière. Nous avons trouvé de bonnes sections complètes sur les deux versants de la chaîne Selkirk. Il y a d'autres bonnes sections, où les couches les plus hautes font cependant défaut, qui sont bien développées sur les pics plus élevés des chaînes Purcell. La section type choisie est celle qui apparaît dans les beaux affleurements à l'ouest de la passe Rogers, à la tête du Bear Creek. Le pendage est en moyenne d'environ 60° vers le nord-est, et il illustre l'accroissement graduel de sa pente dans l'homoclinal géant qui a été traversé sur toute sa longueur depuis la discordance basale au Canyon Albert, sur une distance de 16 milles. Le long de la route depuis la Passe Rogers jusqu'aux caves de Chéops, la formation Ross a la constitution suivante:

SECTION COLOMNAIRE DE LA FORMATION ROSS.

Base concordante du quartzite Sir Donald

	Épaisseur en pieds
Quartzite grise, rarement rouillée, en bancs épais, compacts, avec interstratifications de grès quartzitique gris et brunâtre	1,200
Phyllade dolomitique brun rouille pâle et quartzite très séricitique contenant dans son milieu une couche de quartzite de 50 pieds	350
Quartzite grise, en plaques épaisses et homogènes, s'altérant en gris et rouillé; avec interstratifications de grès quartzitique dur	3,700
	5,250

Sommet concordant du calcaire Nakimu

Les principales caractéristiques de la formation dans cette phase occidentale sont: sa stratification épaisse; sa composition très siliceuse (quartzitique); son homogénéité relative; et son aspect d'altération avec des surfaces de couleur brun rouillé. Tous ces caractères, sauf le dernier, appartiennent aussi au quartzite Sir Donald d'au-dessus, qui s'altère en gris, et il est difficile d'indiquer un plan exact de démarcation entre les deux.

Les quartzites dominants de cette section sont représentés dans une demi-douzaine d'échantillons qui ont été examinés au microscope. Il faudrait d'autres collections et d'autres études avant de pouvoir en donner une description détaillée. À l'exception du seul échantillon qui contient des grains accessoires de plagioclase et d'orthose, ils sont tous essentiellement non-feldspathiques. Le quartz et la séricite, le mica blanc et verdâtre, en proportions toujours variables, avec quelques grains d'épidote ici et là, réapparaissent avec la même monotonie que dans la formation Cougar. Plusieurs couches sont gréseuses, et contiennent des graviers arrondis de quartz bleuâtre, iridescent, (broyés ou granulés) ayant des diamètres de 2 mm. à 8 mm. ou plus. Quelques-uns des grains de quartz bien arrondis laissent voir un nourrissage secondaire.

La formation Ross ne fut pas soigneusement étudiée dans les escarpements des Selkirk qui surplombent la rivière Beaver, où on trouve des affleurements admirablement complets, seulement

parce que les montagnes sont trop difficiles à gravir, et elle ne pourra être étudiée qu'en y consacrant beaucoup de temps pour l'escalade ardue. La compacité et l'homogénéité relative de la formation sont bien conservées, mais il semble qu'ici elle est plus ferrugineuse que dans la section type en travers de la ligne de partage des eaux.

Au moins la moitié de ces couches existent encore dans les montagnes Dogtooth, où les zones supérieures, ainsi que le quartzite Sir Donald tout entier, ont été enlevées par l'érosion (carte n° 1447 et section de structure). Ces couches Ross des sections orientales, comme les couches Cougar d'au-dessus, ont été largement affectées par la pression orogénique (planche XXX). On voit ici et là que le clivage résultant recoupe très nettement les plans de stratification, mais, en général, le clivage et la stratification sont sensiblement parallèles. La structure secondaire tend à obscurir l'aspect primitif des strates, mais il y a de bonnes indications que la formation Ross, comme la Cougar, était primitivement plus ferrugineuse, plus argillacée, et en couches plus minces dans les Purcell qu'elle ne l'est sur le versant ouest des Selkirk. En effet on peut immédiatement voir le changement dans les affleurements des versants orientaux du mont Tupper et du mont Macdonald, à seulement 7 ou 8 milles de la section type à la tête du Bear Creek. Si on en juge d'après les échantillons recueillis, la phase orientale contient aussi beaucoup plus de couches gréseuses ayant de la dolomie disséminée dans le ciment. Au sommet des collines Prairie, à 2 milles à l'ouest-sud-ouest des fourches du Quartz Creek, le niveau basal de la formation Ross, est un banc de conglomérat massif de 150 pieds d'épaisseur contenant des cailloux de quartz bleu qui ont jusqu'à 1 pouce de diamètre. Son ciment est surtout de la dolomie. Dans le flanc nord-est du même synclinal, à un mille de distance, ce même horizon est représenté par environ 200 pieds de véritable grès quartzitique, qui repose aussi directement en concordance sur la formation Nakimu. Comme le synclinal est étroitement fermé, la distance primitive de ces sédiments de l'un à l'autre était certainement de beaucoup plus qu'un mille, mais leur contraste lithologique caractérisé fait ressortir le caractère lenticulaire des strates Ross en général. Aucune des deux sections ne pénètre

dans l'affleurement de la formation Ross dans les collines Dog-tooth ou Prairie, et elles ne s'accordent pas l'une avec l'autre dans leur succession lithologique ni avec celle qui est si accessible et qui est si bien exposée dans le canyon de Beaver River. Cependant la persistance du même aspect général massif et ferrugineux et la relation constante qu'elle a avec le calcaire Nakimu rendent facile la mise en plan de la formation Ross dans pratiquement toutes les parties de la région étudiée

SYSTÈME CAMBRIEN.

FORMATION SIR DONALD.

Le quartzite Ross passe graduellement vers le haut à la formation Sir Donald, qui forme la corne du mont Sir Donald d'où elle tire son nom (planche XXXI). Dans la région étudiée, cette formation est entièrement confinée au grand synclinal de sommet des Selkirk (carte n° 1449). C'est le niveau le plus récent de la série Selkirk et, avec la partie supérieure de la formation Ross, a été rapproché du cambrien inférieur des montagnes Rocheuses. À cause de leur position stratigraphique plus élevée dans le large synclinal ondulé, et encore plus à cause de leur compacité et de leur puissance, les roches Sir Donald constituent la plupart des plus belles montagnes dans cette partie des Selkirk (planche XXXII). L'érosion a enlevé une épaisseur inconnue, probablement faible, de couches qui autrefois formaient un tout continu avec les 5,000 pieds de sédiments Sir Donald qui sont aujourd'hui visibles dans la tranchée du chemin de fer.

Sur une épaisseur d'environ 4,000 pieds cette formation est, en somme, un massif remarquablement homogène de dépôts siliceux, principalement de quartzites normaux contenant d'abondantes interstratifications de grès quartzeux très durs et de conglomérats fins. Celles-ci sont de couleur blanche ou gris bleuâtre clair rarement gris foncé en fracture fraîche. Par altération, la plupart des phases tendent à prendre une teinte grise. La compacité est notablement plus grande que celle même du quartzite Ross et elle a un aspect semblable à celui de certaines couches épaisses de la formation Cougar à l'ouest du sommet. Plusieurs couches ont une épaisseur de 5 à 30 pieds ou plus, ce qui leur donne l'aspect d'une maçonnerie cyclopéenne

(planche XXXIII A). À plusieurs horizons près de la base de la formation il y a des intercalations plus fissiles de quartzites micacés ou de schistes quartzeux. Ceux-ci s'altèrent comme un grand nombre de couches des formations Ross et Cougar.

Au glacier Illecillewaet, à l'est et au nord de Glacier House, au pied est du pic Ross, et ailleurs, il y a des affleurements assez abondants de micaschistes quartzifères, de schistes séricitiques qui se rapprochent de véritables ardoises, avec des intercalations de quartzites. Dans quelques-uns de ces cas les roches schisteuses suivent des zones de glissement puissant et la fissilité est en partie due au métamorphisme dynamique des quartzites primitivement massifs, et impurs. Cependant il est clair que, le long du fond de la vallée entre Glacier House et la passe Rogers, il y a une épaisseur considérable d'argillite siliceuse avec des interstratifications secondaires de véritable quartzite. D'après leur position dans l'axe principal du synclinal de sommet, on attribue ce groupe de sédiments primitivement boueux à la partie supérieure de la formation Sir Donald, et il représente les roches les plus récentes dans la région. Ces couches sont ondulées, disloquées, et très élevées, par conséquent nous n'avons pas pu déterminer exactement leur épaisseur. Elle est probablement supérieure à 500 pieds et peut-être 1,000 pieds. Dans la formation prise dans son ensemble nous n'avons pu suivre très loin aucune couche unique de schiste ni de quartzites, de grès, ou de conglomérats, et alors il est encore impossible d'établir une subdivision systématique de cette grande masse.

Au microscope on voit que les grès et les conglomérats Sir Donald sont généralement feldspathiques souvent à un degré élevé. La microperthite, le microcline, l'orthose, et le plagioclase acide sont tous bien représentés. Des cristaux isolés, particulièrement de feldspaths alcalins, forment des cailloux entiers dans les conglomérats et les grès. C'est la même chose pour les cailloux de quartz et il est clair que ces matériaux clastiques proviennent de roches granitiques ou de pegmatites très grossières. Les grains de quartz et les cailloux sont généralement bleuâtres et iridescents. Ainsi sous tous les rapports essentiels les types principaux Sir Donald ressemblent à quelques-uns des grès plus anciens Cougar et Ross.

COUCHES DU CAMBRIEN SUPÉRIEUR DANS LA VALLÉE COLUMBIA.

Vers l'est à partir de Beavermouth sur une distance d'environ 2 milles, le chemin de fer passe sur les quartzites Cougar, qui sont soudainement remplacées dans les coupes rocheuses par des schistes argileux contenant des interstratifications subordonnées de calcaires (section de structure dans la pochette). Ceux-ci ont un aspect entièrement différents de toutes les formations que nous avons décrites jusqu'à présent, et rappellent les couches ordoviciennes Goodsir des montagnes Rocheuses de l'autre côté de la vallée. Les schistes argileux, souvent calcaires, varient en couleur depuis le gris jusqu'au noir. Ils sont friables, très diaclasés, et, ça et là, bien clivés en travers des plans de stratification. Les calcaires s'altèrent en prenant une couleur gris chamois et semblent être généralement magnésiens.

Des couches ayant le même caractère général affleurent le long de la voie sur les 6 milles suivants, jusqu'à l'extrémité orientale du canyon local de la Columbia. Sur toute cette section, la direction et le pendage changent rapidement, ce qui indique un désordre de structure. Ce désordre est si grand qu'il est impossible de mesurer la véritable épaisseur et nous n'avons pas réussi non plus à établir la succession exacte des strates. Entre Donald et Golden, une distance de 16 milles, le roc n'affleure qu'en deux endroits sur le chemin de fer. Au passage de la rivière Blaeberry l'affleurement est très étendu, et il montre des schistes argileux du type Goodsir. Nous n'avons rencontré aucun autre affleurement remarquable, durant cette reconnaissance, sur le fond de la tranchée des montagnes Rocheuses entre Donald et Golden, mais il est très probable que la majeure partie sinon la totalité de celle-ci repose sur la série à schistes argileux et calcaires que l'on peut voir actuellement le long du chemin de fer. Sans forages, il sera toujours impossible de faire un levé détaillé des roches qui forment le fond de la tranchée, car elles sont recouvertes d'un manteau remarquablement épais et continu de débris glaciaires et de graviers de terrasse.

Nous avons trouvé des fossiles dans les coupes au tunnel de la borne milliaire 54·6 et immédiatement à l'est de celui-ci, à peu

près 3 milles à l'ouest de Donald. Ils se trouvent dans les noyaux de petits nodules calcaires qui se présentent en grand nombre dans un schiste argileux gris. En brisant les nodules dans le sens de la longueur, nous avons trouvé des trilobites en assez grande abondance. Nous avons envoyé ces matériaux au Dr. C. D. Walcott qui a eu l'amabilité de les examiner et voici la description qu'il en donne: "Les fossiles indiquent la partie supérieure du cambrien supérieur et il est probable qu' Ulrich les placerait à la base de l'"ozarkien." Il y a deux genres qui sont nettement définis. Le plus grand échantillon appartient à un genre étroitement associé à *Dicellocephalus* et il y a un échantillon d'*Illenurus*. Il y a aussi une autre forme que nous n'avons pas encore identifiée." Il y a au moins 1,000 pieds de couches à cet endroit fossilifère.

Il semble donc probable que le fond de la tranchée repose sur les sédiments du cambrien supérieur et de l'ordovicien, qui ont été faillés et amenés en contact avec la formation beltienne Cougar (voir section de structure).

CORRÉLATION AVEC LE CAMBRIEN DES MONTAGNES ROCHEUSES.

Nous n'avons trouvé de fossiles ni dans la formation Sir Donald ni dans la formation Ross, mais leur relation avec le cambrien de la vallée de la Bow River, à 50 milles à l'est semble claire d'après les ressemblances lithologiques. Celles-ci sont assez spécialisées et deviennent plus significatives quand on compare les *successions* respectives des couches. La corrélation que avons adoptée est la suivante:

CORRÉLATIONS DANS LE GÉOSYNCLINAL DES MONTAGNES ROCHEUSES.

	Montagne Castle—Série de Bow River (Bow River, Chemin de fer Canadien du Pacifique).	Série Selkirk (Chaîne Selkirk, Chemin de fer Canadien du Pacifique).	Série Summit (Chaîne Selkirk, 49° parallèle).	Série Purcell (Partie occidentale de la Purcell, 49° parallèle).	Série Lewis (Chaînes Clarke et Lewis, 49° parallèle).
Cambrien moyen.	Calcaire Eldon, 2,728 pieds. Calcaire Stephen, 640 pieds. Calcaire Cathedral, 1,595 pieds		Quartzite Beehive, 7,000+ pieds.	Quartzite Kitchener (partie supérieure) 5,000± pieds.	Métargillite Kintla 820+ pieds. Dolomie Sheppard, 600 pieds. Siyeh, calcaire, 4,100 pieds.
Cambrien inférieur.	Métargillite Mont Whyte, 390 pieds. Quartzite St-Piran, etc., 2,705 pieds. Métargillite Lac Louise, 105 pieds. Quartzite Fairview, etc., 600 pieds.	Quartzite Sir Donald, 5,000 pieds. Quartzite Ross (partie supérieure) 2,750 pieds ±.	Quartzite Ripple, 1,650 pieds. Quartzite Dewdney, 2,000pieds Grès Wolf, 2,900 pieds.	Quartzite Kitchener (partie inférieure) 1,000± pieds. Quartzite Creston, 5,000 pieds	Métargillite Grinnell, 1,600 pieds. Métargillite Appekunny, 2,600 pieds.
Beltien.	Métargillite Hector, etc., 4,590 pieds. Quartzite Corral Creek, etc., 1,420+ pieds. *Base invisible.*	Quartzite Ross, (partie inférieure) 2,500± pieds. Calcaire Nakimu, 350 pieds. Quartzite Cougar, 9,700 pieds. Lave basaltique, 50 pieds. Quartzite Cougar, 1,050 pieds. Métargillite Laurie, etc., 15,000 pieds. Quartzite Illecillewaet, 1,500 pieds. Métargillite Moose, 2,150 pieds. Calcaire, 170 pieds Quartzite basale, 280 pieds *Discordance.*	Métargillite Monk, etc., 5,500 pieds. Volcaniques Irène, 6,000 pieds. Conglomérat Irène, 5,000 pieds *Discordance.*	Quartzite Aldridge, 6,000+ pieds. *Base invisible.*	Dolomie siliceuse Altyn, 3,500 pieds. Dolomie Waterton, 200 pieds. *Base invisible.*

MONTAGNES SELKIRK			MONTAGNES ROCHEUSES	
Surface d'érosion			*Base concordante du cambrien moyen*	
		Épaisseur en pieds		*Épaisseur en pieds*
Cambrien inférieur	Quartzite Sir Donald	5,000	Formation Mont Whyte	390
			Formation St Piran	2,705
			Formation Lac Louise	105
	Quartzite Ross (partie sup.)	2,750	Formation Fairview	600
Beltien	Quartzite Ross (partie inf.)	2,500	Formation Hector (partie sup.)	630
	Calcaire Nakimu	350		
	Formation Cougar (en partie)	10,800	Formation Hector (partie inf.)	3,960
			Formation Ruisseau Coral	1,320
			Base invisible	

Il ne peut pas y avoir de doute que la formation St-Piran est la continuation vers l'est de celle de Sir Donald. Dans la section du lac Louise la formation St-Piran "consiste en grès quartzitique massif et ferrugineux et mesure une épaisseur totale de 2705 pieds"[1]. On devait s'attendre à trouver une plus forte teneur en oxyde de fer d'après une règle générale qui affecte le géosynclinal des montagnes Rocheuses. La plupart de ses couches siliceuses deviennent plus ferrugineuses quand on les suit de l'ouest à l'est. Comme nous l'avons déjà indiqué, c'est aussi le cas des épaisses formations Cougar et Ross. Cette règle est aussi illustrée sur une grande échelle dans la section du 49e parallèle.[2] En tenant compte de ce changement, la similarité lithologique des roches de St-Piran et de Sir Donald est des plus frappante. Toutes les phases importantes de la formation Sir Donald se rencontrent à la section du Lac Louise. Elles comprennent des conglomérats fins, des grits, et des quart-

[1] J. A. Allan, Livret-Guide N° 8, 12e Congrès géologique international Ottawa, 1913, p. 175; cf. C. D. Walcott, Smithsonian Misc. Coll., Vol. 53, 1908, p. 215.

[2] Mémoire 38, Com. Géol. du Canada, 1912, p. 170.

zites, contenant en abondance des grains de quartz bleu et opalin et des grains de feldspaths appartenant à des espèces identiques à celles qui ont déjà été énumérées dans les sédiments Sir Donald. Ainsi un grand nombre de types de roches importantes, différant entre eux et ayant chacun un aspect individuel distinct, peuvent être mis en parallèle dans les deux formations. Leur ressemblance est encore mise en évidence par leurs bancs épais et leur nature massive car on ne rencontre nulle part dans les sections des Selkirk et des montagnes Rocheuses des masses de grès aussi épaisses et continues. On trouve dans le quartzite de St-Piran des trous d'annélides qui donnent naissance ici et là a des "roches perforées" comme celles du cambrien d'Écosse, mais on n'a encore rien trouvé de tel dans la formation Sir Donald où, cependant, on pourrait en découvrir en les cherchant d'une manière spéciale. Vers le sommet de la formation St-Piran, près du lac Mirror, on a trouvé un banc épais de quartzite compact blanc ou gris et formé de grains de quartz bien arrondis qui ont été complètement cimentés par nourrissage secondaire. L'arrondissement est parfait dans les grains ayant seulement 0 mm 2 ou moins de diamètre de même que dans le grain moyen qui, dans différents échantillons, a de 0 mm 3 à 0 mm 5 de diamètre. La roche est un quartzite absolument pur, ne contenant ni feldspath ni séricite. Elle semble en effet être un sable de dune pétrifié. On n'a pas découvert de telle phase dans la formation Sir Donald, mais la raison de ceci pourrait être simplement due à la difficulté qu'il y a sur le terrain de distinguer le quartzite d'origine éolienne du quartzite normal, qui s'est nettement déposé dans l'eau.

La lithologie des couches de Fairview et de Hector supérieur correspond bien à celle de la formation Ross, en tenant compte d'un accroissement en matériaux argileux dans la partie orientale du géosynclinal. Il est possible que le calcaire Nakimu soit représenté par le calcaire couleur de colombe ou rosé que Walcott a trouvé à environ 630 pieds en dessous du sommet de la formation Hector.[1] La corrélation entre la partie inférieure et la plus épaisse de la formation Hector et la formation Cougar des

---

[1] C. D. Walcott, Smithsonian Misc. Coll., vol. 53, 1910, pp. 428 et 429.

montagnes Purcell et Selkirk est plus certaine. Les métargillites grises, verdâtres, et pourpres ("schistes argileux") de la formation des montagnes Rocheuses, avec les intercalations de grits et de conglomérats, réapparaissent exactement avec la même qualité au canyon de la rivière Beaver et dans d'autres sections dans les Purcell. D'une manière générale, la formation Cougar est l'équivalent occidental de la majeure partie du groupe Bow River de McConnell.

Ainsi, dans les détails et dans la succession générale, la corrélation de ces sédiments semble aussi bien justifiée que possible sur une base lithologique. Il est clair cependant que ceci devrait être confirmé par une étude des fossiles dans les couches Sir Donald et Ross supérieur. On doit rechercher spécialement les trous d'annélides et les roches perforées parce que ce sont les traces de vie les plus abondantes dans le cambrien inférieur des Rocheuses. Cependant, bien qu'une grande partie de la corrélation qui est suggérée ici puisse être affectée par de telles découvertes, il n'y a pas de doute possible que les deux-tiers inférieurs, au moins, de la série Selkirk est d'âge précambrien, et qu'ils appartiennent au système beltien.[1]

Dans la grande section du mont Robson, 180 milles au nord-ouest de Laggan et 150 milles au nord de Glacier, Walcott a trouvé du cambrien inférieur, avec des faciès ressemblant beaucoup à ceux qui apparaissent dans le district de Laggan-Mont Bosworth.[2] Sa corrélation du cambrien inférieur peut être résumée comme suit:

DISTRICT ROBSON		SECTION DU MONT BOSWORTH	
Formations	*Epaisseur en pieds*	*Formations*	*Epaisseur en pieds*
Hota	800	Mont Whyte	390
Mahto	1,800	St-Piran	2,705
Tah	800	Lac Louise	105
McNaughton	500+	Fairview	600
	3,900+		3,800+

[1] L'équivalence des strates s'exprime d'elle-même dans la topographie actuelle. Comme qualité la vallée de Bow River est une reproduction de la vallée de Beaver River. Chacune est surplombée par des rochers massifs formés de quartzite massif du cambrien inférieur, tandis qu'en dessous, sur le fond de la vallée lui-même, il y a des profils à pentes douces dus à la faiblesse des couches minces du beltien.

[2] C. D. Walcott, Smithsonian, Misc. Coll., vol. 57, 1913, p. 343.

La ressemblance lithologique est spécialement frappante entre les formations McNaughton et Fairview et entre les formations Mahto et St-Piran. Il est remarquable qu'un collectionneur aussi habile que Walcott n'ait pas réussi à trouver des fossiles dans les couches de Mahto, de Tah, et de McNaughton, qui ont une épaisseur totale d'au moins 3,100 pieds. Il est probable que leur corrélation a été basée sur une ressemblance lithologique avec leurs équivalents dans le district Laggan-Lac Louise, de même que sur leur relation stratigraphique avec la formation fossilifère Hota. Walcott dit "qu'il est difficile de déterminer la ligne de démarcation entre le grès cambrien et le grès précambrien (beltien)".[1] Sous ce rapport, par son caractère encore non fossilifère, et sans doute par sa lithologie essentielle, la formation Sir Donald des Selkirk ressemble à la majeure partie des strates du cambrien inférieur du mont Robson. Sa corrélation avec le cambrien inférieur du district Laggan-Lac Louise est donc encore plus probable.

RELATION DU CAMBRIEN ET DU BELTIEN DANS LES CORDILLÈRES CANADIENNES.

Dans les Cordillères de l'Amérique du Nord, où il a fait un travail systématique sur le terrain, Walcott considère que le cambrien et l'"algonkien" (fin du précambrien) sont séparés par une discordance. Il écrit: "Durant les dix dernières années, comme accessoire à mon travail sur le cambrien, j'ai étudié le contact entre le cambrien et le précambrien dans la région des Cordillères depuis la Colombie britannique et l'Alberta sur la voie principale du Chemin de fer Canadien du Pacifique, juqu'à l'Arizona et le sud de la Californie, une distance de plus de 1,000 milles. J'ai acquis la preuve d'une transgression de la mer cambrienne et d'une discordance entre le cambrien et le précambrien qui en est la conséquence. Il est possible que ce fut l'avancement, le recouvrement de la mer du cambrien inférieur comme dans le sud-ouest du Névada, de la mer du cambrien moyen comme dans l'Utah

---

[1] C. D. Walcott, op. cit., p. 339.

et l'Idaho, ou de la mer du cambrien supérieur comme dans le Colorado.

"Les roches cambriennes peuvent être en discordance brusque sur l'algonkien, ou pratiquement en concordance comme dans les régions où il n'y a eu que très peu de bouleversement dans les couches de l'algonkien sousjacent. Dans l'intérieur du continent les couches de la fin du cambrien moyen et du cambrien supérieur reposent en discordance sur l'algonkien et l'archéen et il est clair qu'elles ne peuvent dire aucune partie de l'histoire de la période indiquée par l'absence des strates du cambrien inférieur ou des sédiments déposés dans la période représentée par la discordance entre le cambrien inférieur et l'algonkien. Je ne connais pas de cas où la concordance soit prouvée entre les roches du cambrien et celles de l'algonkien (précambrien) sur le continent nord-américain. Dans toutes les localîtés où le contact est suffisamment exposé, où on a trouvé des fossiles dans les couches basales du cambrien ou au-dessus du conglomérat basal et des grès plus grossiers, on a constaté qu'il existait une discordance. En d'autres termes la surface de la terre ferme précambrienne fut formée de roches sédimentaires, éruptives, et cristallines, qui, dans aucun cas connu, ne se sont déposées et n'ont pris origine immédiatement avant les sédiments cambriens. Partout il y a une lacune de stratigraphie et d'époque entre les roches pré-cambriennes et cambriennes connues sur le continent nord-américain."[1]

Bien qu'il existe une discordance indiscutable à la base du cambrien moyen démontré dans l'Arizona et dans d'autres états de l'Union, on n'a pas encore donné de preuve que tous les sédiments qui reposent en-dessous de cette surface discordante soient d'âge pré-olenellus. Le récent travail de Walcott et d'Allan dans les Rocheuses canadiennes a démontré, plus clairement que jamais la longueur énorme de l'époque du cambrien moyen et inférieur. Elle paraît être assez longue pour permettre une sédimentation, suivie par un mouvement orogénique modéré avec érosion considérable, et ensuite une autre sédimentation à la surface de la

[1] C. D. Walcott, Smithsonian Misc. Coll., Vol. 57, 1910, p. 11.

première, le tout durant la période cambrienne. La transgressivité marine du cambrien moyen (grès Flathead) dans le Montana et le Wyoming est une phase de malaise de la croûte qui a affecté en grande partie ou en entier toute la moitié orientale des Cordillères.) Ce mouvement général du niveau de la mer peut avoir été associé à quelque renversement local et modéré de l'ordre décrit dans le cas de la série visible du Grand Canyon sur la rivière Colorado et dans le cas de quelques autres séries soi-disant précambriennes dans la chaîne de montagnes qui fait partie des États-Unis.

Les fonctionnaires du Service géologique des États-Unis ont prétendu durant les treize dernières années que la "Série Belt" du Montana et de l'Idaho est entièrement d'âge précambrien. On donne deux raisons de ceci. L'une est le caractère non fossilifère des sédiments Belt. L'autre est la position "discordante" de la série Belt en-dessous du grès transgressif (Flathead) qui contient des fossiles du cambrien moyen.

Le premier argument est clairement insuffisant, tel qu'il a été illustré par le caractère non fossilifère de la plupart des couches reconnues cambriennes dans le district du mont Robson. Le second argument n'aura de valeur qu'après que l'intervalle de temps représenté par cette discordance soi-disant générale aura été évalué. Dans un autre passage l'auteur exprime le doute que le laps de temps qui a précédé le dépôt du grès Flathead du cambrien moyen ou de ses équivalents dans le Montana et l'Idaho ait été considérable.[1] Dans l'Utah et dans l'Alberta la transgressivité Flathead est représentée par un élargissement de la mer géosynclinale, il en est résulté que d'épais calcaires, assez concordants sur les couches du cambrien moyen et inférieur sous-jacent, se sont déposés au centre tandis que des sables se déposaient le long des bordures de transgression de cette mer.

L'auteur est encore plus sceptique au sujet de l'existence d'une discordance entre le cambrien inférieur et le beltien dans la section du Canadian Pacific.

Walcott prétend qu'une telle discordance existe dans la vallée de la Bow River, et il formule la preuve en ces termes:

---

[1] Mémoire 38, Commission géologique du Canada, 1912, p. 189.

"En examinant d'une manière sommaire on voit qu'une grande partie de la surface précambrienne est régulière et que les roches cambriennes semblent reposer en concordance sur les couches précambriennes sousjacentes. Sur toute la longueur des flancs de la vallée, les strates des deux formations, Fairview du cambrien et Hector de l'algonkien, ont un pendage vers l'extérieur d'à peu près du même angle, mais quand nous analysons l'épaisseur variable du conglomérat basal cambrien et la différence de caractère des couches supérieures de l'algonkien en différents endroits, nous sommes de suite avertis que la surface précambrienne est plus ou moins irrégulière et que quand la mer cambrienne transgressa sur la région que renferme aujourd'hui la vallée de la Bow River elle rencontra une surface très irrégulière avec des collines basses et de larges espaces nivelés couverts d'un épais manteau de roches désagrégées. Elle lava les boues et les charria et déposa le sable et les cailloux de ses grèves dans le fond et autour des inégalités de la surface pré-cambrienne.

"La discordance est bien nette à Fort Mountain où le cambrien basal est formé de couches massives, de 4 à 10 pieds d'épaisseur, qui reposent en général directement sur les schistes argileux Hector (précambrien). En certains endroits, cependant, de petits vides dans les schistes argileux sont remplis de couches minces d'un grès plus ou moins ferrugineux qui a été amené là par de faibles courants antérieurement au dépot des couches massives de conglomérat. Les 10 à 20 premiers pieds de ce conglomérat contiennent des fragments arrondis et anguleux appartenant aux formations précambriennes sousjacentes. La mer cambrienne était évidemment transgressive en travers des schistes siliceux foncés de la terre précambrienne et elle les réduisait en cailloux roulés, en fragments anguleux et en boue. La boue a donné naissance à de petites lentilles de schiste argileux de caractère semblable au schiste argileux d'en-dessous de la discordance, tandis que les lentilles de grès de couleur verdâtre indiquent que les matériaux fins provenaient de formations précambriennes encore plus anciennes que le schiste argileux.

"Sur le côté sud-ouest de la vallée de Bow River, la formation Fairview descend indubitablement jusqu'aux pentes boisées, mais je ne connais aucun affleurement qui montre le contact de son conglomérat basal avec le schiste argileux d'Hector sous-jacent au nord du mont Temple. À l'est du mont Bosworth le contact entre le cambrien et le précambrien semble se trouver dans la vallée juste au nord de Stephen sur la ligne de faîte continentale.

"La preuve que les sédiments des deux périodes se sont déposés dans des conditions physiques différentes a une plus grande importance. Les grès cambriens sont formés de grains nets et bien lavés, et les calcaires et les schistes argileux cambriens se sont déposés au large à l'état de boues avec des restes d'une vie marine abondante. Les schistes Hector du précambrien sont siliceux et ne contiennent aucune trace de vie; les grès sont impurs et sales, les grains de quartz sont blanc laiteux ou vitreux et teintés de fer.

"Les sédiments qui les forment se sont évidemment déposés dans des eaux relativement tranquilles et boueuses, et, à mon avis, dans des eaux fraîches et noirâtres."[1]

L'auteur de ce rapport a passé quelque temps à étudier les relations dans la vallée de la Bow River, et il a trouvé que les arguments de Walcott ne sont pas convaincants.

(1) Les fragments anguleux enlevés aux schistes argileux d'Hector ne prouvent pas en effet qu' il y eut une lacune de temps significative. D'un autre côté, l'auteur n'a trouvé dans les conglomérats du cambrien inférieur aucun cailloux arrondi qui ait été enlevé d'une manière certaine à la formation Hector après sa pétrification.

(2) Le conglomérat Fairview est pratiquement identique en composition et en apparence aux nombreux bancs de conglomérat qui sont très profonds dans le précambrien des montagnes Rocheuses et il ressemble beaucoup à des couches plus anciennes appartenant à la formation Cougar du beltien dans les Selkirk. De l'avis de

---

[1] C. D. Walcott, Smithsonian Misc. Coll. Vol. 53, 1910, p. 426.

l'auteur, aucun de ces conglomérats ne peut être choisi de préférence à un autre pour marquer une discordance.

(3) Les variations d'épaisseur dans le conglomérat Fairview et dans la formation sousjacente sont des faits que l'on peut s'attendre à rencontrer dans l'une ou l'autre hypothèse. Une étude attentive des strates du cambrien-beltien, tant dans la section du chemin de fer que dans la section du 49e parallèle, a prouvé que les couches siliceuses sont toutes des lentilles. Un type lithologique donné est rarement continu sur une distance de plus de quelques milles, surtout quand on le mesure à travers l'axe du géosynclinal. On peut en voir des exemples dans les formations Gateway, Hefty, Wolf, et Ripple au 49e parallèle. Les différences remarquables dans le caractère de la formation Cougar, de la formation Nakimu, et de la formation Ross, aux endroits où celles-ci émergent respectivement dans les deux flancs du synclinal du sommet des Selkirk en des points séparés seulement par des distances de 8 à 10 milles, en sont encore d'autres illustrations. Sur une plus grande échelle encore les quartzites de Cougar s'amincissent vers l'est et sont remplacés dans les montagnes Rocheuses par les métargillites et les "schistes argileux" siliceux de la formation Hector. À première vue ce développement de lentilles dans le géosynclinal des montagnes Rocheuses est si général et si local que les variations en épaisseur en un horizon quelconque ne peuvent pas être prises pour des preuves de discordance à moins qu'il soit clair que ces variations ne sont pas dues aux conditions originelles de dépôt dans le géosynclinal.

(4) Tous les observateurs dans le district de Bow River admettent qu'en cet endroit le conglomérat Fairview a un pendage concordant avec la formation Hector sousjacente. Allan a publié une excellente photographie pour illustrer ce fait.[1] Comme résumé de son travail de détail dans cette région il écrit:

"Le contact entre le précambrien et le cambrien affleure rarement. On l'a observé en trois endroits. En un affleurement dans la vallée du Bath Creek, près du sommet des montagnes

---

[1] J. A. Allan, Livret-Guide no 8, 12e Congrès géologique international, Ottawa, 1913, p. 173.

Rocheuses, le contact est concordant, tandis que dans les deux autres localités où le contact affleure il y a une discordance bien visible entre les couches des deux systèmes. Dans un cas les schistes argileux précambriens pendaient à 31 degrés S. 55° O., et les quartzites du cambrien inférieur avaient un pendage de 35 degrés S. 5° O."[1]

À la dernière localité mentionnée il y a une légère discordance de pendage entre les deux formations mais il n'est pas clair que ceci indique un intervalle d'érosion. La différence de pendage observée n'est pas plus considérable que celle que l'on observe souvent dans des couches successives d'une série sédimentaire continue, qui se serait déposée sous l'influence de courants transgressifs soit d'air ou d'eau. Ici aussi la distinction entre une structure originelle et une vraie discordance est extrêmement délicate. Bien plus, la valeur actuelle de la discordance est de l'ordre de celle qui aurait pu se produire en certains endroits durant le soulèvement de grès et de schistes argileux parfaitement concordants qui se comporteraient différemment vis-à-vis des forces déformatrices.

Comme conclusion, l'auteur croit qu'il n'est pas juste de faire intervenir ni une discordance générale, ni une disconformité importante à la base de la formation Fairview, ni à aucun autre horizon du district de la Bow River entre les affleurements les plus anciens du beltien et le carbonifère.

Walcott déclare, sans en donner la preuve, que dans le district Robson, 180 milles au nord-ouest, le cambrien inférieur repose en discordance sur la formaion Miette du beltien. Cette conclusion est difficile à concilier avec la déclaration que nous venons de citer qu'il n'y a aucun plan net de séparation entre le grès cambrien et le gres précambrien.[2]

En admettant que les formations Sir Donald et St-Piran représentent des horizons équivalents, la concordance des sédiments cambriens et beltiens dans les Selkirk est assez claire. Les affleurements en plusieurs sections différentes sont pratiquement idéales et dans aucune d'elles y-a-t-il la moindre indication d'une lacune dans la sédimentation.

---

[1] Ibid. p. 172.

[2] C. D. Walcott, Smithsonian Misc. Coll. Vol. 57, 1913, p. 339.

En passant en revue les faits établis, il semble très probable que dans le noyau du géosynclinal des montagnes Rocheuses il y a une des rares localités où l'intervalle de temps indiqué dans la discordance à la base du cambrien était occupé ailleurs par le dépôt ininterrompu de sédiments. On trouve d'autres cas dans le sud de la Suède et dans le sud de la Norvège, où le cambrien inférieur passe graduellement vers le bas au précambrien dans les limites de la formation à sparagmite.[1]

CORRÉLATIONS AVEC LES ROCHES DU CAMBRIEN-BELTIEN AU 49e PARALLÈLE.

En 1910 l'auteur a publié un compte rendu des relations des roches pré-ordoviciennes entre elles le long de la frontière internationale et il a indiqué leur subdivision en groupes cambrien et beltien d'après la signification actuelle de ces termes. À cause de l'insuffisance des affleurements et des difficultés physiques de transport, les résultats stratigraphiques dans la zone de la frontière, à l'endroit où celle-ci traverse les montagnes Purcell, ne furent pas satisfaisants. Heureusement le directeur de notre Commission géologique chargea le Dr S. J. Schofield d'étudier la stratigraphie de cette chaîne dans la région plus accessible juste au nord de la ligne internationale, et ce dernier fut plus heureux dans la détermination de la succession des terrains. En combinant ceux-ci avec les observations originales de l'auteur dans la zone de la frontière, il est maintenant possible d'améliorer la description stratigraphique de la série Purcell telle qu'elle fut donnée dans le rapport de la triangulation de la frontière. La succession indiquée dans la cinquième colonne du tableau suivant doit être comprise comme s'appliquant à la moitié occidentale de la chaîne Purcell au 49e parallèle plutôt qu'à la région étudiée par Schofield au nord et au nord-est. Toute différence dans les colonnes stratigraphiques respectives est largement due à la variation habituelle des sédiments du géosynclinal quand on les suit à travers le pays. La reconnaissance par Schofield de la for-

[1] Voir A. Tornquist, Grundzuge der geologischen Formations und Gebirgskunde, Berlin, 1913, p. 53; J. J. Sederholm, dans "Différent Types of Precambrian Unconformities", communication lue au 12e Congrès géologique international, Toronto, 1913.

mation importante d'Aldridge est un pas décisif vers la compréhension finale de la série Purcell. Il est probable qu'une étendue considérable des quartzites indiqués sur la carte de la frontière comme appartenant à la formation Kitchener supporte réellement le quartzite Creston et appartient à la formation Aldridge.

Le travail plus récent de l'auteur sur la section du Canadien Pacifique (ligne principale) a suggéré un autre changement, mais cette fois de moindre importance, dans le tableau corrélatif du rapport sur la frontière. Celui-ci consiste dans l'assimilation de la totalité, au lieu d'une simple partie, de la formation Wolf au Cambrien inférieur.

Les corrélations probables importantes dans le présent rapport sont indiquées dans le tableau suivant. Les formations Summit, Purcell, et Lewis renferment des parties équivalentes du géosynclinal des montagnes Rocheuses au 48e parallèle. Elles ont reçu des noms spéciaux à cause de leurs grands contrastes lithologiques[1].

À l'exception de Beltina, qui est abondant dans la partie supérieure de la formation Altyn, on n'a rencontré aucun fossile utile dans les formations Summit, Purcell, ou Lewis. De plus personne n'a suivi ces roches vers le nord pour montrer leur relation avec le cambrien fossilifère du district Field-Laggan. La corrélation est donc basée purement sur la ressemblance lithologique et sur la succession stratigraphique générale. Cette corrélation est provisoire, et elle a sa valeur en suggérant des voies pour les recherches futures sur le terrain. Les caractères détaillés qui ont servi pour rapprocher certains équivalents sont exposés dans le Mémoire 38 de notre Commission géologique, et il n'est pas nécessaire de les décrire de nouveau ici.

---

[1] Schofield considère que la série entière Purcell est d'âge précambrien, bien qu'il ait trouvé que la formation fossilifère Burton du cambrien moyen repose "sans discordance de pendage" ("en concordance") sur les couches reconnues de la série Purcell (S. J. Schofield, Bulletin du Musée, no 2, Commission géologique du Canada, 1914, réimprimé p. 4; et Rapport sommaire de la même Commission géologique pour 1913, p. 131). Cette découverte importante semble nous inviter à donner une attention spéciale et continuelle à la thèse que la "série Belt" entière du Montana, de l'Idaho, et de la Colombie britannique méridionale est d'âge précambrien.

L'étude récente de la formation Sir Donald montre qu'elle est remarquablement parallèle au groupe Ripple-Dewdney-Wolf dans la série Summit qui est également formée de quartzites et de grits massifs. D'après l'état massif et la grande épaisseur, la couleur, le degré de lithification, le rapprochement s'impose. L'abondance des grains de quartz et des cailloux bleus et opalins et du feldspath alcalin (microperthite, microcline, etc.) parmi les éléments clastiques se répète dans les deux groupes.

Toutes ces caractéristiques se retrouvent dans le groupe fossilifère St-Piran-Fairview, sauf que ce dernier et quelque peu plus mince et plus ferrugineux, comme on pouvait s'y attendre d'après sa position dans le géosynclinal des montagnes Rocheuses. Ces ressemblances, doublées du fait que les formations Selkirk et Summit forment partie d'une seule chaîne de montagnes et qu'on les trouve sur la même ligne axiale des Cordillères, obligent l'auteur à insister sur la probabilité de leur âge équivalent.

Le quartzite gris et très massif de Creston de la série Purcell représente l'équivalent à grains fins, de haute mer, du groupe Dewdney-Wolf, et le Creston a été nettement suivi, dans la formation Appekunny de la série Lewis.

De la même façon la formation Monk se rapproche parfaitement de la formation Cougar qui est également très complexe. Le lecteur a déjà remarqué que les quartzites et les grits prédominants de la Cougar sur le versant occidental des Selkirk, sont remplacés en grande partie par des métargillites dans les montagnes Dogtooth et les Selkirks orientales. Dans la vallée de Bow River des montagnes Rocheuses cette formation est nettement représentée dans une partie des formation Hector et Corral Creek. Dans la section du 49e parallèle la formation Monk passe à la formation Aldridge à grains plus fins et plus argileux de la chaîne Purcell, et alors à la dolomie impure Altyn, à 100 milles plus à l'est. La preuve de ces transitions n'est pas aussi complète qu'on pourrait le désirer, mais il est remarquable que la dolomie Altyn est à certains horizons fortement chargée de grains et de petits cailloux de quartz et de microperthite et d'autres feldspaths alcalins avec précisément la même allure que ceux des cou-

ches gritteuses et conglomératiques des formations Monk et Cougar.

Il est possible que cette masse énorme de la formation volcanique (basaltique) Irène soit contemporaine de la mince couche basaltique près de la base de la formation Cougar.

L'équivalent du conglomérat très épais Irène à la base de la série Summit n'a pas été identifié dans aucune autre série. Dans la section du 49e parallèle l'auteur n'a trouvé aucune roche qui pouvait être définitivement attribuée à une partie quelconque de la division Albert Canyon de la série Selkirk. Quelques couches de la base de la formation Monk rappellent les importantes métargillites charbonneuses Laurie de la section du chemin de fer; de plus il est clair que la dernière formation ne peut pas avoir plus de quelques centaines de pieds d'épaisseur à la ligne internationale, si toutefois elle existe en cet endroit. Les quatre niveaux inférieurs de la série Selkirk, ne semblent pas être représentés, encore plus sûrement, dans la section de la frontière.

L'affaissement du géosynclinal des montagnes Rocheuses, avec la sédimentation résultante, a évidemment commencé dans le district d'Albert Canyon beaucoup plus tôt qu'à 200 milles plus au sud. La sédimentation continua dans les Selkirk septentrionales jusqu'à ce que les dépots pré-ordoviciens se furent accumulés à leur épaisseur maxima connue dans les Cordillères. À une époque relativement tardive de la période beltienne, l'élargissement du géosynclinal développa les conditions de sédimentation dans la région actuelle des Selkirk septrionales et dans toute la région à l'est jusqu'aux Grandes Plaines.

La sédimentation fut accompagnée d'extrusions occasionnelles de laves basiques. Au 49e parallèle celles-ci ont donné lieu à la formation volcanique Irène du beltien des Selkirk, à une coulée mince de basalte dans la formation Grinnel du cambrien inférieur (?) des montagnes Rocheuses et à la formation lavique Purcell du cambrien moyen (?) des montagnes Purcell et Rocheuses. Jusqu'à présent on ne connaît de volcanisme analogue contemporain dans la section du Canadian Pacific que durant l'époque Cougar inférieur.

CONDITIONS DE SÉDIMENTATION DANS LE GÉOSYNCLINAL DES MONTAGNES ROCHEUSES.

SOURCES DES MATÉRIAUX CLASTIQUES.

Durant l'étude du 49e parallèle, nous avons pu établir clairement que les débris mécaniques qui forment en cet endroit le géosynclinal des montagnes Rocheuses provenaient en grande partie de la terrane pré-beltienne située à l'ouest de la vallée actuelle de la rivière Columbia. Les conglomérats, les grits, et les grès quartzitiques du beltien-cambrien des Selkirks méridionales ont leurs équivalents stratigraphiques dans les quartzites à grains fins de la chaîne Purcell, et plus à l'est, dans les sédiments argilleux et calcaires des montagnes Rocheuses. Ce changement systématique en grains et en composition fut observé à plusieurs horizons dans le géosynclinal.[1]

Nulle part au Canada a-t-on trouvé la limite orientale de ce géosynclinal. Cependant, dans le Montana, pas très au sud de la frontière internationale, il y a une preuve nette qu'un petite proportion du sédiment géosynclinal provient d'une terre ferme à l'est. Walcott décrit ce cas dans les termes suivants:

> "Une mer ouverte plus ou moins profonde s'étendait vers l'est à partir de la vallée Kootenay sur une distance de 300 milles ou plus. Dans le voisinage de Neihart, Montana, il y a une trace de la ligne de rivage orientale dans le soulèvement des gneiss et de schistes archéens, avec le conglomérat de base reposant sur ce soulèvement. Il y a aussi quelques couches de conglomérat dans les formations supérieures de l'algonkien, à 20 milles ou plus de l'archéen de Neihart. Il semble probable que le dernier affleurement appartient à une étendue qui fut bientôt ensevelie par les sédiments algonkiens, et que la principale ligne de rivage de l'est, ou la terre ferme, se trouvait encore plus à l'est durant la majeure partie de l'époque algonkienne. D'après le caractère des sédiments algonkiens des montagnes Little Belt il semble aussi que la terre ferme de l'est n'a fourni qu'une

[1] Voir Mémoire 38, Com. géol. du Canada, 1912, p. 166.

très petite quantité de matériaux grossiers. Il se peut aussi qu'elle était basse et qu'elle ne fournissait que des boues et des solutions de chaux et de silice à la mer algonkienne, avec, de temps en temps, un afflux de sables et de graviers fins".[1]

Ainsi, non seulement l'accroissement en finesse de grains des éléments clastiques du beltien-cambrien quand on les suit vers l'est le long de la ligne frontière, mais aussi l'inspection du cordon littoral de l'est, aux endroits où il est visible, indiquent la source principale des matériaux.

La section du Canadian Pacific corrobore exactement cette conclusion, qui a aussi été émise par Calkins et MacDonald dans leurs études au sud de la frontière et par Schofield au nord de la frontière. Dans les pages qui précèdent il y a plusieurs illustrations du principe en usage au 49e parallèle. Les quartzites massifs, souvent sablonneux ou gréseux de la formation Cougar, qui affleurent à l'ouest de la ligne de faîte des Selkirk, deviennent des quartzites argileux dans les Dogtooth et de véritables métargillites dans la vallée de Bow River (formations Hector et Coral). On a décrit des transitions dans le même sens au sujet du cambrien inférieur des Selkirk et des montagnes Rocheuses. Donc, on suit la même règle pour tous les terrains qui affleurent tant à l'est qu'à l'ouest. À cause de l'inégalité du renversement et de l'érosion, la majeure partie des terrains pré-beltiens du géosynclinal n'affleurent pas dans les Rocheuses, et aucun élément du cambrien moyen ou plus récent n'affleure dans les Selkirks de la zone du chemin de fer. La comparaison des faciès ne peut pas être aussi complète qu'à la frontière internationale, mais, telle qu'elle est, elle conduit à la même généralisation.

D'un autre côté la section du chemin de fer est plus instructive parce qu'elle passe à travers une vaste étendue de roches qui représentent actuellement la nature de la terre ferme d'où provenaient les sédiments clastiques du géosynclinal. Le quartzite de base au Canyon Albert semble provenir nettement de l'ancien orthogneiss Shuswap profondément altéré. Il n'y a aucune raison de douter que les grès à grains fins de la série

---

[1] C. D. Walcott, Bull. Soc. Géol. Amer. Vol. 17, 1906, p. 27.

Selkirk ont une origine analogue dans la terrane Shuswap. La probabilité de ceci est particulièrement indiquée par la lithologie des conglomérats et des grits qui forment d'abondantes lentilles dans les quartzites des formations Cougar, Ross, et Sir Donald des montagnes Selkirk-Purcell et de leurs équivalents dans les Rocheuses (Coral Creek et St-Piran). Les cailloux des plus gros fragments sont surtout formés de quartz vitreux, blanc ou bleuâtre, souvent opalin, et de feldspaths alcalins blancs, roses ou rouges. La microperthite et le microcline sont particulièrement abondants. Bien qu'ils ne mesurent qu'un centimètre ou plus de diamètre, nous avons vu qu'un grand nombre de cailloux de quartz ou de feldspath étaient des morceaux d'un même cristal. Tant en dimensions qu'en composition plutôt spécialisée, ces débris grossiers correspondent exactement aux milliers de filons-couches et de dykes de pegmatite dans la terrane Shuswap. L'auteur a remarqué la couleur bleue et l'iridescence des cailloux de quartz répétées dans le quartz des injections pegmatitiques. Dans les deux cas les qualités optiques spéciales sont dues à l'écrasement et à la granulation des cristaux et ont probablement été augmentées par le métamorphisme de la série Selkirk.

En examinant tous les faits il ne peut pas y avoir de doute que la terrane Shuswap a fourni les graviers et les sables grossiers du géosynclinal. Les sables fins, seulement d'après leur relation d'interstratification intime avec les couches de cailloux, ont dû avoir la même source générale. Cette conclusion est soutenue par l'abondance commune des feldspaths alcalins clastiques dans les grès quartzitiques.

Cependant, au moins la moitié du quartzite du géosynclinal des montagnes Rocheuses n'était pas primitivement un véritable grès du tout, mais une boue très siliceuse. Le microscope indique que cette boue était formée de très petits grains de quartz clastique formant 60 à 90 pour cent de son poids. Le volume énorme de tels matériaux dans les quartzites compacts de la série du beltien-cambrien au 49e parallèle n'a été compris pour la première fois qu'après l'étude récemment faite sur la terrane Shuswap.

On a préparé un grand nombre de sections minces des échantillons typiques de greenstones épaisses et très étendues

appartenant à la formation du Lac Adams et à d'autres formations. On a trouvé que ces roches contenaient une forte proportions de quartz secondaire, en grains variant en diamètre de 0 mm 005 ou moins à 0 mm 3 avec une moyenne de 0 mm 01 à 0 mm 04. dans les différents échantillons. Les schistes micacés, chloritiques et calcaires des formations Salmon Arm, Bastion, et Lac Adams, contiennent beaucoup de quartz en grains dont les diamètres vont de 2 mm. en montant, mais dont la moyenne ne dépasse pas 0 mm 1. Les micas, les carbonates, la chlorite, le talc, l'épidote, la zoïsite, la pyrite, et d'autres minéraux renfermant ces grains de quartz, sont tous exposés à se décomposer complètement durant les procédés séculaires d'attaque par les agents atmosphériques. Le quartz, moins soluble, sera ainsi mis en liberté et se concentrera en dernier lieu dans des bassins de sédimentation. Le mode de transport et de concentration sera discuté au chapitre suivant, où l'on trouvera aussi une étude au sujet du grain des boues siliceuses du beltien-cambrien. En même temps il suffit de noter que la terrane Shuswap dans son ensemble était particulièrement apte, à cause de sa richesse en schistes à grains fins de bonne qualité, à fournir d'énormes volumes de poussière de quartz ou de limon de quartz.

QUARTZITES DE SABLES DE DUNE.

Bien que la grossièreté des grains, et, plus généralement, la stratification très nette soient des preuves que les sédiments du géosynclinal furent déposés en majeure partie sous l'eau, il y a cependant aussi de bonnes preuves que le vent fut un facteur puissant. La preuve est triple. Quelques-uns des quartzites sont des dépôts de dune typiques; la majeure partie du quartzite homogène plus compacte a le caractère d'un loess moderne siliceux; et troisièmement, les calcaires magnésiens des Rocheuses contiennent en abondance des grains de quartz et de feldspath qui si on en juge par leurs dimensions et leur forme, ont certainement été entrainés par le vent.

Les sables de dune qui ont déjà été indiqués dans la formation St-Piran sont formés de grains de quartz extrêmement bien arrondis, qui varient en diamètre de 0 mm 2, à 1 mm. avec

une moyenne de 0 mm 3 à 0 mm 5 dans les différents échantillons. Il n'y a aucun autre minéral en section mince et le sable a été pétrifié par le dépôt du quartz infiltré, en donnant des exemples typiques de nourrissage secondaire de grains clastiques. Comme beaucoup de grains ont un volume moyen de seulement un cinquième de plus petit grain qui puisse être arrondi par l'eau courante, leur transport par les vent semble bien clair.[1]

Le fait que ce sable de St-Piran est massif et formé de quartz pur pratiquement exempt d'autres substances est une autre preuve très forte en faveur d'une origine éolienne.

On a rencontré des bancs de sables de dune analogues dans les formations Fairview et Hector, bien que dans chaque cas le sable soit aussi purement quartzeux que celui de la formation St-Piran. L'auteur soupçonne encore un autre horizon dans la formation Ross qui affleure à la source du Bear Creek; la preuve complète est ici un peu obscurcie par le métamorphisme. Les quartzites admirablement massifs et purs de la formation Cougar, à l'ouest de la ligne de faîte des Selkirk, peuvent aussi être dues en partie à la concentration éolienne du quartz, mais encore la recristallisation complète empêche de donner un jugement définitif. Nos soupçons portent encore sur les quartzites Ripple de la section du 49e parallèle qui sont peut-être plus frappants.[2]

On reconnaît le transport éolien dans les formes bien arrondies des grains de quartz et de feldspath, qui sont si abondants dans tout le calcaire épais d'Altyn de la section du 49e parallèle. Un grand nombre de ces grains sont beaucoup trop petits pour avoir été arrondis par l'action de l'eau. Ils furent charriés par le vent dans la mer et ils sont descendus au fond de l'eau claire, dont le calcaire magnésien fut précipité chimiquement sur une grande échelle[3]. Les grains de feldspath sont surtout de la microperthite et du microcline, ayant la même apparance que ceux des grès et des conglomérats des Selkirk. Il est très pro-

---

[1] Cf. W. H. Sherzer, Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 21, 1910, p. 625. V. Ziegler, Jour. of Geol., Vol. 19, 1911, p. 654.

[2] Mémoire 38. Com. géol. Canada, 1912, p. 155.

[3] Mémoire 38. Com. géol. Canada, 1912, pp. 56, 64, et Fig. 8.

bable que les grains proviennent de la terrane Shuswap et qu'ils furent charriés à leur emplacement final par les vents de l'ouest qui, à l'époque beltienne comme maintenant, constituaient les courants d'air dominants à ces latitudes.

QUARTZITES LOESSIQUES.

Dans les sections du 49e parallèle et du Canadian Pacific, au moins la moitié des quartzites du géosynclinal sont beaucoup trop finement grenus pour être considérés comme des grès pétrifiés, soit d'origine aqueuse ou éolienne. Ils représentent des accumulations colossales de quartz et de feldspath, avec des quantités variables d'impuretés boueuses et calcaires. Les grains de quartz et de feldspath sont anguleux et varient depuis 0 mm 02 ou moins à 0 mm 3 de diamètre avec une moyenne de 0 mm 05 à 0 mm 1. De telles couches sont communes dans les formations Sir Donald, Ross, et Cougar, mais pour faciliter la discussion il vaut mieux considérer quelques-uns des exemples les plus remarquables dans les quartzites du 49e parallèle, puisque nous avons maintenant en mains des analyses chimiques de ces roches.

La phase occidentale de la formation Creston dans la chaîne Purcell est un quartzite extraordinairement massif, ayant un mille ou plus d'épaisseur maximum. Son homogénéité est aussi frappante; dans les affleurements typiques nous n'avons pu trouver aucune couche de conglomérat ou de grit et le vrai grès semble être très rare; les quelques lits argileux étaient minces dans tous les cas. "À première vue dans un échantillon de laboratoire on aperçoit de nombreux reflets de lumière provenant de particules micacées et nous font croire que la roche est très feldspathique. En même temps on voit que la teinte générale verdâtre du quartzite est due à de petites paillettes très fines disséminées de mica. Ces observations sont confirmées par l'examen microscopique. On voit que le quartz, le feldspath, et le mica sont des éléments constituants essentiels. Chacun de ces minéraux est vitreux dans les échantillons frais. L'orthose, le microcline, la microperthite, l'oligoclase, et probablement l'albite forment la liste des feldspaths. Parmi ceux-ci l'orthose

et la microperthite sont les plus abondants, bien qu'il ne soit pas sûr que dans un autre échantillon quelconque les autres feldspaths de la liste soient absents. Le mica comprend les deux variétés très polychroïques, la biotite et la muscovite, cette dernière étant bien développée soit en plaques ou en baguettes typiques de séricite. Dans quelques échantillons, la biotite est le plus abondant des deux micas, mais dans d'autres elle devient subordonnée à la muscovite et peut quelquefois disparaître complètement.

Les autres éléments constituants sont très subordonnés; ils comprennent des cristaux anèdres de sphène, de la magnétite titanifère, de la pyrite, de l'épidote, et de la zoïsite.

"Les grains de quartz et de feldspath varient en diamètre de 0 mm 02 à 0 mm 2 avec une moyenne d'à peu près 0 mm 06 à 0 mm 08. Les longueurs des paillettes de mica ne sont généralement pas beaucoup plus grandes. Bien qu'il reste au milieu des minéraux quelques traces directes de forme clastique, il est probable que ces dimensions représentent approximativement les dimensions des grains originaux. La texture de la quartzite est ainsi assez fine dans les échantillons types comme en effet, dans tous les affleurements; dans la totalité des milliers de pieds d'épaisseur nous n'avons vu aucune couche sablonneuse, conglomératique gréseuse, ou même grossière.[1]"

L'analyse chimique de cette roche est donnée dans la colonne 1 du tableau suivant d'analyses. Les pourcentages en poids des éléments furent déterminés approximativement comme étant:

Quartz	58
Molécule d'albite	21
" d'orthose	9
" d'anorthite	2
Micas	7
Minéraux accessoires	3
	100

[1] Mémoire 38. Com. géol. Canada, 1912, p. 123.

Analyses de Quartzites et de Loess.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO^2	82·10	76·90	68·37	51·65	60·01	62·40	76·91	74·46
TiO^2	0·40	0·35	....	....	....	0·43	0·52	0·14
Al^2O^3	8·86	11·25	7·02	7·85	7·44	10·14	12·50	12·26
Fe^2O^3	0·49	0·69	4·41	1·74	3·07	3·47	4·28	3·25
FeO	1·38	3·04	3·99	0·98	2·49	0·57	0·70	0·12
MnO	0·03	0·02	....	....	....	0·07	0·09	0·02
MgO	0·56	1·01	4·41	3·67	4·04	2·07	0·89	1·12
CaO	0·82	0·88	3·89	15·02	9·46	7·30	0·27	1·69
Na^2O	2·51	3·28	0·87	2·69	1·78	1·13	1·39	1·43
K^2O	2·41	1·36	1·34	1·38	1·36	1·83	2·25	1·83
H^2O	0·42	1·40	3·85	1·90	2·87	3·37	....	2·70
P^2O^5	0·04	0·15	....	....	....	0·16	0·20	0·09
CO^2	....	tr.	1·91	13·05	7·48	6·86	....	0·49
SO^3	....	....	....	....	....	0·20	....	0·06
	100·02	100·33	100·06	99·93	100·00	100·00	100·00	99·66

La colonne 2 du même tableau donne l'analyse d'un échantillon type de la quartzite supérieure Kitchener, dans laquelle les pourcentages de poids des éléments constituants sont, approximativement:

Quartz	52·0
Molécule d'albite	23·0
" d'orthose	5·5
" d'anorthite	3·0
Paragonite	7·0
Séricite	4·0
Epidote	1·0
Magnétite, sphène, etc.	4·5
	100·0

Le quartzite Kitchener est nettement analogue à celui de la formation Creston quant au grain, à l'homogénéité, et à la minéralogie essentielle, mais il est un peu plus ferrugineux et, règle générale, nettement moins massif.

Les collones 3 et 4 du tableau donnent les analyses des équivalents les plus calcaires des couches Creston dans les

Purcell orientales et les Rocheuses occidentales, à la frontière internationale. La colonne 5 donne la moyenne de ces deux analyses et la colonne 6 donne la moyenne des analyses de sept échantillons américains de loess typiques et de cinq échantillons allemands. La colonne 7 donne la composition calculée de la partie insoluble et non-volatile de ce loess moyen. La colonne 8 donne l'analyse d'un échantillon de loess près de Kansas City, Missouri.[1]

Aucune analyse de loess publiée ne montre la limite supérieure de sa teneur possible en quartz. Mr. E. W. Shaw du service géologique des États-Unis, déclare, par lettre, que le quartz forme quelquefois jusqu'à 80 à 90 pour cent de certains échantillons récoltés sur la chaîne Crowleys, Arkansas. Il y a toutes les transitions depuis une telle poussière de quartz presque pur, ou fleur de quartz aux types allemands très calcaires. Évidemment on ne doit pas attribuer une trop grande importance à la composition chimique exacte en essayant de définir l'origine des quartzites compactes qui font le sujet de cette étude. Cependant le tableau précédent d'analyses permet d'avancer que les matériaux de ces quartzites ont été en grande partie concentrés par le vent.

Le fait que ces sédiments du géosynclinal sont assez dissemblables des dépôts dans l'eau à grains semblables et de même dimension, que l'on sait maintenant se former sur le fond de la mer, est plus convaincant. Les contrastes minéralogiques et chimiques avec les boues qui se déposent actuellement dans la mer ne peuvent pas s'expliquer complètement au moyen du caractère siliceux de la terre ferme (terrane Shuswap) qui a fourni les matériaux clastiques. Si ces matériaux ont été transportés par les vagues et les courants marins seulement, il est incroyable que les quartzites aphanitiques ne contiennent si souvent que des traces de matières argillacées. La concentration reconnue des très petits grains de quartz et feldspath représente une sélection

---

[1] Renseignements pris dans le Mémoire 38, Com. géol. Can. 1912, pp. 102, 127, 799; F. W. Clarke, Bull. 491, Com. géol. E. U. 1911, p. 486; G. P. Merrill, Rocks and Rock weathering, New York, 1897, p. 330; H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 3e ed, Stuttgart, 1910, p. 536.

nette de la part de l'agent transporteur, comme il n'en existe pas de connue au large des terranes granitiques à l'heure actuelle. D'un autre côté, des études récentes sur les régions désertiques et sur les régions opposées au vent de celles-ci, montrent que l'agitation par le vent peut amonceler d'énormes dépôts de poussière de quartz plus ou moins mélangée de poussière de feldspath et de quelques grains d'autres minéraux.

Cet argument par exclusion, la constitution chimique et minéralogique des quartzites compactes, leur homogénéité extraordinaire et leur stratification épaisse (quelquefois rivalisant avec le loess de Chine), et leur association intime avec les sables de dune contemporains ont poussé l'auteur à appuyer sur la concentration éolienne.

Quelques-uns des quartzites peuvent représenter des dépôts de loess véritable formés sur la surface temporairement sèche du géosynclinal pendant qu'elle s'épaississait lentement durant l'affaissement de la croûte. Cependant un grand nombre de quartzites compacts sont bien laminés, comme s'ils avaient été classés par l'eau, au fond de laquelle la poussière est venue finalement se déposer. Il semble probable, en effet, qu'une grande quantité de la poussière fut poussée par le vent vers l'est, vers la mer, pour s'y accumuler exactement de la même manière que le vent transporte aujourd'hui la poussière du Sahara vers les bassins de l'Atlantique et de la Méditerranée. Une action analogue explique mieux les granules très fines et isolés de baguettes de quartz et de feldspath que l'on observe dans les calcaires Nakimu, Sheppard, Siyeh, Altyn, et Waterton du géosynclinal qui sont tous des dépôts d'eau profonde.[1]

ALLUVIONS DE CRUES ET DÉPÔTS DE PLAYA.

Barrell a donné d'excellentes raisons pour croire que certaines formations sédimentaires dans le géosynclinal des montagnes Rocheuses ont une origine subaérienne. Cette origine doit être attribuée aux formations Kintla et Grinnell des chaînes Clarke et Lewis; probablement aux formations respectivement

[1] Voir Mémoire 38, Com. géol. Canada, 1912, pp. 53, 58, 75, 78, 98, et

équivalentes de Gateway-Moyie et Wigwam dans la même section le long du 49e parallèle; et à la formation Spokane du Montana.[1] Des fissures causées par dessication par le soleil et des ripple-marks de couleur rouge foncé à plusieurs horizons, et des empreintes de cristaux de sel constituent les principaux caractères de ces sédiments qui renforcissent l'interprétation de Barrell. Walcott l'a adoptée et il est en faveur de la manière de voir que la série Belt dans le Nord du Montana n'est pas d'origine marine.[2] Il prétend que même les calcaires beltiens se sont déposés dans un ou plusieurs lacs d'eau douce. Cependant quand on considère les grandes épaisseurs et les grandes étendues des calcaires Altyn, Siyeh, Sheppard, et Nakimu, ainsi que leur homogénéité relative en section verticale, cette hypothèse est difficile à accepter. On a essayé d'expliquer ceci par l'absence générale des restes fossiles dans les roches beltiennes; mais leur absence peut être attribuée, avec au moins autant de probabilité, à la pauvreté de l'océan beltien lui-même en sels importants pour la sécrétion des coquilles et des squelettes. On doit remarquer que les calcaires beltiens, d'après leur allure sur le terrain, l'ordre de leur épaisseur, le grain, la structure, et la composition chimique ressemblent beaucoup aux calcaires massifs cambriens des montagnes Rocheuses qui ne contiennent que rarement des fossiles marins chitineux bien qu'ils en aient des zones très riches. Pour ces raisons l'auteur est enclin à croire que la plupart des couches du beltien cambrien qui affleurent dans la région du géosynclinal des montagnes Rocheuses se sont déposées dans une mer ouverte.

Malgré une recherche attentive, qui a duré deux saisons dans une région de bons affleurements, nous n'avons pas pu identifier un seul horizon de sédiments de playa ou d'alluvion de crue dans la série Selkirk. Nous n'avons trouvé aucune fissure de dessication ni aucune preuve de l'existence de bassins salants, et l'absence presque complète de ripple-marks dans un massif de sables et de boues aussi énorme est un fait vraiment remarquable. Il n'est pas probable que le métamorphisme soit la

---

[1] J. Barrell, Jour. of Geology, vol. 14, 1906, p. 563; R. A. Daly, Mémoire 38, Com. géol. Canada, 1912, p. 83; W. H. Emmons et F. C. Calkins, Prof. Paper. No 78, U. S. Geol. Survey, 1913, p. 29.

[2] C. D. Walcott, Smithsonian Misc. Coll. Vol. 57, 1910, p. 14.

cause de cette absence dans les affleurements; la série Selkirk est peut-être quelque peu plus altérée que les roches du beltien-cambrien à la frontière du Montana, qui contiennent en abondance des ripple-marks à plusieurs horizons. Il semble nécessaire de conclure que la majeure partie des sédiments du beltien-cambrien dans la section du chemin de fer sont des dépôts d'eau profonde.

ORIGINE DES CALCAIRES PRÉ-ORDOVICIENS.

La série Shuswap contient au moins 6,000 pieds de calcaire et de dolomie. Le système beltien, à la section du chemin de fer, contient plus de 1,000 pieds des mêmes types de roches, et dans la section de la frontière internationale, au moins 3,000 pieds. Dans la région de Bow River des montagnes Rocheuses le système cambrien comprend plus de 9,000 pieds de roches carbonatées. L'origine des calcaires et dolomies qui, dans la partie pré-ordovicienne seulement du géosynclinal des montagnes Rocheuses, ont une épaisseur totale de 12,000 pieds, est évidemment un problème de première importance.

Une étude détaillée des calcaires et des dolomies du cambrien pré-supérieur qui affleurent dans la section du 49e parallèle a montré qu'il n'y avait qu'une solution acceptable du problème; ces roches sont nettement des précipités chimiques et aucune couche n'a montré les caractères d'un dépôt clastique ou d'un dépôt directement organique, tel qu'un récif corallien, un banc de coquillage, ou une couche à foraminifères. La cause de la précipitation se trouve dans la décomposition bactérienne de la matière animale, quoique Drew ait récemment montré que la précipitation peut aussi être due à l'action directe de la bactérie "dé-nitrifiante."[1]

Les calcaires pré-ordoviciens de la section du Canadian Pacific ont, en règle générale, subi une recristallisation beaucoup plus complète que ceux de la frontière internationale. Cependant, l'auteur a trouvé des phases pratiquement inaltérées de calcaires cambriens dans le district de Bow River, et de calcaire beltien Nakimu dans les montagnes Purcell. Ceux-ci ont la même

[1] G. H. Drew, Publication No 182, Carnegie Institution of Washington, 1914, p. 44, cf. Mémoire 38, Com. géol. Canada, 1912, p. 646.

compacité et la même apparance sur le terrain que les calcaires Siyeh, Altyn, ou Waterton au 49e parallèle. Les granules carbonatés varient encore en diamètre de 0 mm 01 à 0 mm 04 avec une moyenne pour chaque banc de roche d'environ 0 mm 02. Ceci est dans l'ordre des dimensions des particules carbonatées qui ont précipité de l'eau de mer à des températures ordinaires par le carbonate d'ammonium qui a pris naissance bactérienne à partir de la matière animale. Aucune autre hypothèse d'origine ne peut expliquer l'absence presque complète de grains beaucoup plus gros dans les calcaires inaltérés du géosynclinal, ni le fait amplement prouvé que le même grain moyen caractérise ces roches sur une épaisseur de plusieurs milliers de pieds, dans la colonne stratigraphique depuis le beltien inférieur jusqu'à l'ordovicien, et dans des sections sur le terrain situées à 200 milles de distance.

Cette matière animale était abondante sur le fond de la mer pré-beltienne et beltienne de la région, il n'y a pas à en douter d'après la nature très carbonatée de phases importantes des formations Sicamous, Laurie, et Nakimu. Toutes ces phases sont plus ou moins siliceuses ou argillacées et il semble probable que la décomposition complète des débris organiques a été empêchée ici par un enfouissement relativement rapide dans la boue. Aux endroits où il ne s'est pas déposé de boue siliceuse, la putréfaction a été généralement complète et les couches de carbonate pur se sont formées d'une manière continue, comme dans les énormes formations du cambrien moyen et supérieur.

En certains endroits le calcaire Nakimu est oolithique et il y a des oolithes dans les formations Kintla, Macdonald, Altyn, et Irène (volcanique) de la section du 49e parallèle, aussi bien que dans le cambrien supérieur des Rocheuses entre Field et Golden.[1] Ces dépôts, qui sont eux-mêmes indubitablement des précipités chimiques, ont un volume très subordonné et les calcaires pré-ordoviciens étaient à l'origine des boues fines et sans structure.

La formation des calcaires magnésiens et des dolomies fut étudiée dans le rapport sur la géologie du 49e parallèle et il n'est pas nécessaire de répéter les conclusions de ce thème suffisamment

---

[1] Mémoire 38. Com. géol. Canada, 1912, pp. 61, 82, 101 et 147; J. A. Allan, Livret-Guide n° 8, Congrès géologique int. Ottawa, 1913, p. 179.

étudié. Des recherches modernes ont en grande partie fait disparaître le mystère qui entourait le sujet depuis longtemps. Il est maintenant clair que, sous certaines conditions, y compris la présence de la matière animale en décomposition, le carbonate magnésien se forme chimiquement sur une grande échelle dans la boue calcaire au fond de la mer. Ce résultat est rendu plus facile s'il y a en petite quantité des sels de calcium en solution—une condition qui existait probablement dans l'océan pré-ordovicien.[1]

En admettant, avec de bonnes raisons apparentes, que l'eau de l'océan précambrien était presque sans chaux, on a immédiatement l'explication de l'absence des fossiles calcaires dans le beltien et dans les roches encore plus anciennes. Cette question se pose au sujet de la géologie de la zone du chemin de fer. L'absence totale de restes d'animaux, autres que le carbone amorphe, dans les dédiments Shuswap et beltiens ne peut pas être expliquée par le métamorphisme. Les couches de Laurie, par exemple, ont subi l'effet d'un métamorphisme statique, mais leur altération n'est pas plus grande que celle que l'on observe dans plusieurs formations post-cambriennes riches en coquilles et en squelettes. Le calcaire Nakimu présente une matrice qui convient certainement aussi bien à la conservation des parties des animaux que le calcaire silurien de l'état de New-York. L'auteur est ainsi amené à admettre son explication sur l'absence générale des fossiles précambriens telle qu'elle est donnée dans le rapport qui vient d'être cité.[2]

---

[1] Voir Mémoires 38, Com. géol. Canada, 1912, p. 643. N. Yakowlew (Mémoires du Comité géologique de St-Petersbourg, Nouv. ser. Livre 94, 1914, p. 61) a accepté cette hypothèse pour les calcaires du bassin de Donetz, Russie méridionale.

[2] Il y a des doutes graves au sujet de l'existence de fossiles calcaires dans les plus anciennes formations précambriennes. L'Atikokania trouvé dans le calcaire huronien inférieur du lac Steeprock, Ontario, semble être une forme identique à un type abondant de concrétions très bien connues dans le calcaire permien de Fulwell Hill, Angleterre. (A comparer les illustrations dans la communication de C. D. Walcott dans le Mémoire 28 de la Commission géologique et dans la communication de G. Abbott dans "Nature" Vol. 92, 1914, p. 607). L'auteur est aussi sceptique quant à la nature organique de quelques échantillons provenant de certaines formations précambriennes, et qui ont été décrits comme *Cryptozoon*.

MÉTAMORPHISME DE LA SÉRIE SELKIRK.

En général les sédiments du beltien-cambrien de nature siliceuse ont dépassé le stage d'une simple lithification, et, par une recristallisation, ont atteint quelques-unes ou toutes les caractéristiques de véritables schistes cristallins.

Leurs matériaux argileux ont presque entièrement été transformés en séricite ou paragonite, quartz secondaire, etc., de sorte que les véritables schistes argileux manquent pratiquement; les métargillites ou les micaschistes à grains fins représentent les dépots boueux et argileux primitifs. Les grains clastiques de quartz et de feldspath ont généralement perdu leur forme primitive et ils ont été transformés en petites lentilles allongées dans les plans de schistosité. Dans la section du chemin de fer plusieurs bancs de calcaire beltiens se sont complètement recristallisés; les grains de carbonate n'ont pas seulement accru leurs dimensions mais ils se sont développés dans le sens de leurs plus grands diamètres dans les plans de schistosité et de stratification.

La fissilité produite par ces divers modes de recristallisation régionale est toujours parallèle aux plans de la stratification primitive—une loi qui, ici comme dans la terrane Shuswap, indique le métamorphisme causé par le poids des strates supérieures s'est développé sur une grande échelle. La prévision que ce genre de métamorphisme devrait s'accroître avec la profondeur s'accorde bien avec les faits. On en voit un exemple dans le contraste du calcaire Nakimu partiellement recristallisé avec les calcaires cristallins typiques qui supportent la métargillite Laurie. Les contours primitifs sont souvent discernables dans les plus gros grains clastiques de quartz dans les sédiments de la formation Ross et de la formation Cougar supérieur, mais ils ont été pratiquement effacés dans toute la division Albert Canyon de la série Selkirk. En moyenne les métargillites et les phyllades de Laurie sont à grains plus gros que les roches de la même composition chimique dans la formation Cougar. La séricitisation intense des argillites de Laurie fut accompagnée de la génération d'un très grand nombre de lentilles de quartz blanc, qui sont placées dans les plans de stratification de cette formation. Des millions de telles lentilles et de veinules associées illustrent

l'extension particulière avec laquelle la solution et la recristallisation ont affecté la partie inférieure de la série Selkirk. Ainsi chacun des types de roches principales de la série a, en général, subi les effets d'un métamorphisme croissant avec l'épaisseur de la couverture rocheuse qui le comprimait.

Par conséquent, les faits que l'on recueille sur le terrain s'accordent à prouver que la plupart du temps la recristallisation observée dans la série est due au métamorphisme statique.

Quelquefois les effets du métamorphisme dynamique sont superposés. On a observé ces effets dans certaines zones étroites de glissement dans la division du canyon Albert, mais ils sont beaucoup plus visibles dans les sédiments à plis serrés et comprimés des montagnes Purcell. On peut en voir une illustration sur une grande échelle à l'extrémité orientale du canyon de Bear River, où une schistosité secondaire traverse, sous un grand angle, la schistosité primaire produite par le métamorphisme de poids. Les plans presque verticaux de la schistosité sont clairement dus à la compression orogénique tangentielle et au cisaillement résultant qui l'a accompagnée.

STRUCTURE DE LA TERRANE DU BELTIEN-CAMBRIEN (MONTAGNES SELKIRK ET PURCELL) DANS LA ZONE DU CHEMIN DE FER

Les sédiments de la chaîne Purcell et des hautes Selkirk ensemble, forment un synclinorium ayant près de 40 milles de largeur. Tel qu'on peut le voir sur la coupe transversale d'ensemble (voir la carte en pochette), cette unité de structure est dissymétrique, les couches du Cougar inférieur et toute la division Albert Canyon de la série Selkirk n'apparaissant pas dans le flanc oriental bien qu'elles soient représentées dans le flanc occidental (planche XXXIV). Les synclinaux subsidiaires principaux sont au nombre de trois, et forment respectivement les crêtes de la chaîne Selkirk (planche XXXIII B), les collines Prairie, et les montagnes Dogtooth. Les anticlinaux correspondants ont été décoiffés, et forment les vallées de la rivière Beaver et du Quartz Creek. On a trouvé des plissements plus petits dans chacun des trois groupes de montagnes et on peut en voir

quelques-uns sur les cartes et coupes qui accompagnent ce rapport. Ceux qui affectent les roches schisteuses juste au nord de Glacier House ne sont pas indiqués. Les plis sont ouverts sauf dans les collines Prairie, où les flancs sont quelquefois presque verticaux. Toutes ces structures ont la direction régulière, nord-ouest sud-est des Cordillères (planche XXXV).

Une zone de torsion remarquable à Laurie constitue la seule cassure importante visible dans l'homoclinal de la rivière Illecellewaet (voir p. 53), mais on a aussi observé de petites cassures dans la formation Cougar (planche XXV). En 1891 Dawson publia une section montrant un synclinal dissymétrique dans les roches de la formation Laurie (sa "série Nisconlith") avec un axe affleurant près de la gare Illecillewaet[1]. L'auteur n'a pas pu trouver la preuve de ce plissement synclinal sur le terrain. Dawson ne traversa pas les pics et les chaînes escarpés juste au nord du chemin de fer, ou la structure est beaucoup mieux développée. Là, comme le long du chemin de fer lui-même, les couches sont ça et là ondulées, mais le pendage général vers le nord est conservé.

Le faillage n'est pas un caractère important de la structure de ces montagnes. L'étude des cartes n°s 1447, 1448, et 1449, montre l'absence de failles de pendage à une échelle assez grande pour être relevées sur la carte. On a trouvé des failles de direction plus petites dans le synclinal du sommet, comme par exemple, celles qui affleurent près de la station Glacier. Du mont Abbott on peut voir une faille de direction sur le versant escarpé sud du mont Chéops; une autre est visible depuis Glacier House, à quelques centaines de pieds au-dessus des abris contre la neige au nord-est. Malgré la nature évidente de ces dislocations, les quantités de leurs déplacements relatifs n'ont pu être déterminées; dans aucun cas le mouvement ne semble avoir dépassé quelques centaines de pieds dans le plan vertical. Sur le terrain nous avons classé ces deux sortes de dislocations comme failles normales, mais il se peut qu'elles soient des failles à recouvrement; à cause du manque de bons repères d'horizon dans les quartzites il est difficile d'en arriver à une décision sur ce point.

---

[1] G. M. Dawson, Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 2, 1891, p. 174.

Une faille de direction, normale, avec déplacement vertical de peut-être 1,000 pieds se produisit postérieurement dans l'axe de l'anticlinal de la rivière Beaver (carte n° 1449). À part quelques éboulements de peu d'importance apparente, nous n'avons localisé aucune autre faille dans les montagnes Purcell, bien qu'on puisse croire qu'il y eut quelques zones de glissement durant le développement du synclinal fermé dans la partie orientale des collines Prairie et au canyon de Beaver River.

L'origine de la tranchée des montagnes Rocheuses est certainement associée à une grande faille de direction qui sépare les sédiments beltiens des couches du cambrien-ordovicien supérieur de la vallée Columbia (carte n° 1450 et coupe de structure). Le contact direct de ces deux séries de roches ne peut s'expliquer que par une faille qui aurait un déplacement vertical d'environ 2,000 pieds. Il est probable que le contact ne s'est pas établi par un recouvrement. Nous n'avons pu trouver aucune trace d'un plan de charriage au contact ou près de celui-ci. Dans la chaîne Beaverfoot, en travers de la tranchée, les strates paléozoïques (ordoviciennes et siluriennes) sont fortement renversées vers le sud-ouest, c'est-à-dire dans la direction opposée à celle à laquelle on pourrait s'attendre si les roches beltiennes des Purcell avaient été charriées vers le haut et vers l'est au-dessus des couches du cambrien-ordovicien de la tranchée[1].

Il semble plus probable que la faille maîtresse de la tranchée est normale, avec affaissement au nord-est.

Une relation analogue entre les roches de la chaîne Purcell et celles de la tranchée a été établie au 49e parallèle où les calcaires dévoniens de l'est sont descendus au contact avec les roches volcaniques et les métargillites du cambrien pré-supérieur de l'ouest.[2] Schofield a dernièrement déterminé que la même zone de faillage s'étendait au moins à 35 milles vers le nord-ouest, où le calcaire du carbonifère inférieur de l'est était en contact avec la formation Gateway du cambrien (?) de l'ouest.[3]

---

[1] Voir J. A. Allan, Livret-Guide n° 8, Congrès géologique international, Ottawa, 1913, planche montrant une section de structure à travers les montagnes Rocheuses.

[2] Mémoire 38, Com. géol. Canada, 1912, p. 118.

[3] S. J. Schofield, Livret-Guide, n° 9, Congrès géologique international, Ottawa, 1913, p. 53.

Ainsi, sur au moins 250 milles de sa longueur, la tranchée des montagnes Rocheuses se trouve probablement localisée sur une zone continue de faillage qui est caractérisée par un très fort soulèvement vers le sud-ouest.

Cependant, il se pourrait bien que le déplacement de la tranchée n'est pas seulement dû au faillage normal. Cette tranchée, la plus grande connue, a environ 1,000 milles de longueur, s'étendant depuis le Montana jusqu'au Territoire du Yukon, et elle est formée dans des roches de plusieurs âges différents, bien qu'elle garde la direction générale des Cordillères dans toute sa longueur. À notre connaissance ce n'est nulle part un "graben" typique, aux formations équivalentes étagées au même niveau sur les deux côtés de la zone de dislocation. Finalement, la tranchée est très étroite en proportion de sa longueur. Tous ces faits font croire qu'il y a eu scission et déplacement qui ont occasionné le mouvement horizontal du système des montagnes Rocheuses au-delà du groupe de montagnes Purcell-Selkirk-Columbia-Cassiar ou vice versa. On trouve une analogie dans la chaîne San Andreas de 600 milles en Californie qui fut le foyer du tremblement de terre horizontal de 1906.[1] Dans ce tremblement de terre le compartiment terrestre au sud-ouest de la ligne de déplacement s'est déplacé vers le nord-ouest, relativement à celui sur le côté nord-est de la ligne. On peut concevoir qu'un type semblable de scission de la croûte terrestre, accompagné d'un déplacement vertical beaucoup plus vaste que celui qu'on a reconnu au tremblement de terre de Californie, est la véritable explication de cette tranchée remarquable des Cordillères canadiennes.

En passant en revue les faits établis dans les groupes des montagnes Selkirk, Purcell, et Rocheuses, on est conduit à généraliser que toutes les formations depuis le beltien jusqu'au paléozoïque supérieur, ont subi des efforts de compression énormes venant du bassin du Pacifique. Les remaniements de la croûte qui en sont résultés ont pris la forme de gros plis dans les Selkirk et les Purcell et de nappes de charriages, avec plis subordonnés, dans les Rocheuses. L'hypothèse de Termier

---

[1] "The California Earthquake of April 18, 1906," ouvrage, publié par le Carnegie Institution of Washington, 1908, vol. 1, p. 48.

que la chaîne des Selkirk entière est exotique et qu'elle a été charriée d'un bloc vers l'est, en partant d'un site primitif à l'ouest des lacs Shuswap, n'est appuyée sur aucun fait connu.[1] Au contraire les Selkirk sont encore visiblement ancrées à la section Albert Canyon, et elles n'ont, à peu près certainement, pas subi plus de charriage qu'il n'en était nécessaire pour le développement des faibles plis visibles de cette chaîne.

---

[1] P. Termier, Comptes Rendus, vol. 157, 1913, p. 753.

CHAPITRE V.

PLATEAUX INTÉRIEURS A L'OUEST DE LA TERRANE SHUSWAP.

La troisième des plus grandes provinces géologiques qui ont fait le sujet de la reconnaissance actuelle se trouve dans la zone du chemin de fer entre le lac Shuswap et l'extrémité occidentale du lac Kamloops, une distance d'environ 60 milles (carte 143, A). Excepté dans le voisinage immédiat du lac Little Shuswap, où on trouve les affleurements les plus occidentaux de la terrane Shuswap, toute cette région ne renferme que des formations du paléozoïque supérieur et des formations plus récentes. L'affleurement le plus rapproché de la série Selkirk le long du chemin de fer se trouve à 100 milles vers l'est. Jusqu'à présent, on ne connaît aucune formation rocheuse appartenant au beltien, cambrien, ordovicien, silurien, dévonien, et mississippien dans la zone du chemin de fer à l'ouest du lac Shuswap. Ainsi, en considérant maintenant les roches stratifiées de cette partie des plateaux intérieurs, on voit facilement la suite des terrains d'après leur ordre chronologique.

STRATIGRAPHIE GÉNÉRALE.

Entre Sicamous et Savona le chemin de fer traverse presque toutes les formations importantes qui ont été reconnues dans toute la zone des Plateaux intérieurs de la Colombie britannique. La complexité de structure est énorme, surpassant généralement beaucoup celles des montagnes Selkirk, Purcell et Rocheuses, et rivalisant avec le bouleversement de la terrane Shuswap elle-même. De plus, un grand nombre des principaux éléments rocheux sont singulièrement massifs, homogènes, et dénudés de bons repères d'horizon. Par conséquent l'auteur n'a pas réussi dans son essai de construire une section verticale montrant bien des épaisseurs déterminées pour les diverses formations. Leur succession et leur épaisseur locale minimum sont indiquées

dans le tableau suivant, qui en principe est analogue à celui de Dawson pour le district de Kamloops.[1]

	Surface d'érosion.	*Épaisseur en pieds*
Oligocène	Groupe Kamloops	1,500+
	Discordance.	
Triasique (et Jurassique)	Série Nicola	5,300
	Discordance.	
Carbonifère (Pennsylvanien)	Série Cache Creek	13,700
	Base invisible.	
		20,500

ABSENCE DES ROCHES DU BELTIEN ET DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Un des faits les plus remarquables au sujet des Plateaux intérieurs est l'absence presque complète d'affleurements des systèmes rocheux qui jouent un si grand rôle dans les montagnes Selkirk et dans les chaînes plus à l'est. Dawson croyait que la série de Boston Bar de la vallée Fraser pourrait bien être d'âge cambrien, mais Bowen a montré récemment qu'elle appartient au mésozoïque.[2] Aucune autre indication que les sédiments ou roches volcaniques post-Shuswap et pré-carbonifères se trouvent dans les Plateaux intérieurs ou la chaîne Côtière de la Colombie britannique n'a pu être appuyée par les faits d'observation. Il semble très probable que de telles roches ne peuvent pas former de grands affleurements dans cette région; autrement elles auraient éveillé le soupçon de Dawson dont l'oeil scrutateur a travaillé activement pendant plusieurs années en cet endroit.

Les roches paléozoïques les plus anciennes connues dans les Plateaux intérieurs appartiennent à la série Cache Creek, d'âge pennsylvanien. En un grand nombre de points largement séparés, ces couches sont relevées comme étant en contact direct avec les roches de la terrane Shuswap. On peut en voir des

[1] G. M. Dawson, Rap. Ann. Com. géol. Canada, vol. VII, Partie B, 1896, p. 126.

[2] G. M. Dawson, Bull. Soc. Géol. Amer., Vol. 12, 1901, p. 168; N. L. Bowen, Livret-Guide nº 8, Congrès géologique international, Ottawa, 1913, p. 266.

illustrations aux localités suivantes sur la feuille Shuswap de notre Commission, publiée en 1898:

(*a*)—Sud du Cherry Creek.
(*b*)—Ouest de Vernon.
(*c*)—Sud des collines Monte; et
(*d*)—Dans le district d'Edwards Creek.

Malheureusement on n'a fait aucune étude spéciale de ces contacts, mais il n'est pas probable que chacun d'eux soit un contact de faille. L'hypothèse la plus simple est qu'ils représentent le recouvrement discordant des couches du Cache Creek directement sur la terrane Shuswap. L'absence apparemment complète de strates du beltien et du paléozoïque inférieur à toutes ces localités, et le fait que les matériaux clastiques du géosynclinal des montagnes Rocheuses proviennent surtout d'une grande étendue de terre ferme non loin de là vers l'ouest de la vallée Selkirk, pourraient bien avoir la même explication.

Un contraste semblable entre les zones orientale et occidentale des Cordillères fut établi durant le travail sur le terrain à la section du 49e parallèle, et une étude des auteurs indique qu'il existe généralement dans la chaîne de montagnes, depuis la Californie jusqu'à la mer Behring[1]. Jusqu'à la fin de l'époque mississippienne la zone occidentale était en majeure partie une surface continentale soumise à l'érosion, tandis que la zone orientale était une région de sédimentation. La submersion de la zone occidentale eut lieu durant le pensylvanien, une époque où les conditions marines étaient très étendues, car on trouve à cette époque d'épais calcaires et d'autres sédiments dans les deux zones cordillériennes. Les dépots clastiques du pensylvanien provenaient d'îles qui montrent que la submersion n'était pas complète, et d'amoncellements de roches volcaniques au-dessus du niveau de la mer en plusieurs points dans la zone occidentale.

Il faudrait faire plus de travaux sur le terrain avant d'assurer que les sédiments pré-pensylvaniens ne se sont pas étendus primitivement vers l'ouest au-delà du lac Shuswap. La preuve

[1] Voir Mémoire 38, Com. géol. Canada, 1912, pp. 203, 555, et 567.

existante est nettement négative, et elle est, par conséquent, clairement incomplète. Telle qu'elle est cette preuve a été beaucoup renforcée par la découverte récente que les séries "Nisconlith" et "Lac Adams" de Dawson de la région des lacs font réellement partie de la terrane Shuswap, et que la limite occidentale des affleurements de roches du beltien ou du paléozoïque inférieur doit être placée à 100 milles plus à l'est que la limite indiquée sur les cartes de Dawson.

En tout cas la géologie des Plateaux intérieurs est entièrement différente de l'une et de l'autre des deux grandes provinces que nous avons décrites jusqu'à présent. Par leur composition et leur histoire, les plateaux sont étroitement associés aux chaînes Côtière et Vancouver, et les trois divisions orographiques se trouvent dans la zone du géosynclinal occidental des Cordillères, dans lequel les roches sédimentaires sont surtout d'âge pensylvanien ou plus anciennes.

SYSTÈME CARBONIFÈRE.

Les sédiments de la formation Cache Creek n'apparaissent qu'une fois dans la région couverte par la présente reconnaissance. Leur affleurement est continu entre l'embranchement Campbell et Kamloops, une distance d'environ 12 milles (carte 143, A). Ici le chemin de fer traverse la direction d'une large bande de roches carbonifères que l'on peut suivre depuis le lac Shumway et le creek Campbell vers le nord, sur plus de 60 milles. Vers l'est ces couches paléozoïques supportent la série mésozoïque Nicola et les équivalents stratigraphiques de la première n'apparaissent pas en affleurement avant d'avoir atteint les Rocheuses orientales, 200 milles de distance en droite ligne. Vers l'ouest les couches de la formation Cache Creek disparaissent sous les formations Nicola et tertiaires, et elles émergent pour la première fois près de Ashcroft, à 45 milles de Kamloops. Par conséquent toutes les observations sur le terrain qui se rapportent à la formation du ruisseau Cache furent recueillies dans la seule région à l'est de Kamloops. Celle-ci a une structure très complexe et les résultats stratigraphiques ne sont pas satisfaisants.

Le premier avis important au sujet de cette région fut publié par Dawson en 1879[1]. Il ajouta quelques notes dans son rapport sur la carte de Kamloops (1896) et dans la légende de la carte Shuswap (1898), sur laquelle aucun rapport spécial n'a été publié.

Pour ce qui regarde la perfection des affleurements, la section de la formation Cache Creek sur le versant nord de la vallée Thompson Sud à l'est de Kamloops est une des plus belles de la Colombie britannique. Sur plusieurs milles la chaîne des pics Pauls est remarquablement dénudée de croissance forestière et de dépots superficiels. Cependant, les roches sont si déformées qu'il est très difficile d'en établir la succession. Les pendages sont relevés, variant généralement de 60° à 90° et l'observateur ne peut pas s'assurer dans certains cas si les couches ont été renversées ou non. En quelques points dans la section les failles sont abondantes, bien qu'on ne puisse que rarement en évaluer avec certitude les directions et la valeur des déplacements. Les meilleurs indicateurs d'horizon sont les bancs de calcaire, qui ont cependant été si tranchés, écrasés et bouleversés par les phénomènes orogéniques énergiques qu'aucun d'entre eux ne présente d'affleurement continu que sur une courte distance. Il sera donc entendu que l'aperçu général sur la succession et les épaisseurs des roches n'est qu'un essai.

Les données que nous avons recueillies sur le terrain semblent prouver que les roches les plus ancienne de la série ne se recontrent qu'à l'extrémité occidentale de la chaîne du pic Pauls; les terrains les plus récents se trouvent à l'autre extrémité de la section où ils supportent en discordance les couches triasiques. La section entre ces affleurements montre un petit nombre de plis comprimés, ici et là compliqués de failles. Le pic Pauls lui-même semble être un témoin transversal d'un synclinal ayant un axe nord-ouest-sud-est. Dans le flanc sud-ouest les pendages ont une moyenne de 75° vers le nord-est; dans l'autre les pendages ont une moyenne de 60° vers le sud-ouest. À l'extrémité orientale de la chaîne le pendage devient vertical et plus à l'est il devient de nouveau nord-est, avec un angle moyen de 80°, ce qui indique probablement un anticlinal

---

[1] G. M. Dawson, Rapport pour 1877–78, Com. géol. Canada, 1879, Partie B, pp. 79–82.

avec un axe à peu près parallèle au synclinal du pic Pauls. Près du contact avec le triassique le bouleversement est si grand qu'il n'est pas possible de donner une description simple de la structure.

En interprétant ainsi les faits tectoniques généraux, l'auteur a essayé d'établir provisoirement la succession des terrains comme suit:

Contact discordant avec série Nicola

		Épaisseur approximative en pieds
1.	Calcaire fossilifère, avec nodules et lentilles de chert. . .	1,000
2.	Argillite grise, grès, et quartzite, s'altérant en brun. . . .	1,500
3.	Grès massif et argillite tournant au gris.	800
4.	Calcaire fossilifère massif avec lit de 90 pieds de cendre volcanique et d'agglomérat au milieu.	500
5.	Quartzite foncée, cherteuse, avec interstratifications de grès et de roche volcanique basique.	1,800
6.	Calcaire fossilifère massif.	100
7.	Quartzite foncé, cherteuse avec lits de cendre intercalés.	1,200
8.	Calcaire massif.	800
9.	Quartzite bien stratifié, noir ou gris foncé, cherteux quelques coulées de basalte amydaloidal à olivine. . . .	3,000
10.	Quartzite noir, cherteux, argillite siliceuse foncée, et greywacke en bancs alternants; un banc de 8 pieds de calcaire gris.	2,500
11.	Couches de cendre basaltique, avec intercalations de quartzite cherteux.	500+
		13,700

Base invisible

On a trouvé des fossiles à divers horizons dans les calcaires. Ils sont plus abondants dans le terme supérieur, dans lequel les coquilles sont quelquefois concentrées en plus grand nombre. On a collectionné d'autres fossiles dans les termes 4 et 5. La collection entière fut soumise au Dr. G. H. Girty du Service géologique des États-Unis qui a gracieusement déterminé les espèces nommées dans la liste ci-dessous.

Au niveau 1 on a récolté:

Zaphrentis sp.

Lophophyllum profundum var. sauridens?

Camarophoria mutabilis.
Camarophoria sella ?
Productus cora (Tsch. non d'Orb).
Productus sp.
Spirifer ? sp. ressemblant à Spiriferina simensis.
Chonetes ? sp. (probablement jeune Productus).
Squamularia lineata (Tsch. non Martin).
Crinoïde, tiges de
Fistulipora ? sp.
Endothyra sp; probablement d'autres foraminifères.

Au niveau 4 on a trouvé des coquilles de Productus cora (Tsch. non d'Orb.). Dans une plaque mince de couches cherteuses qui sont interstratifiées avec ce calcaire on voit des sections de radiolaires.

Le niveau 5 contient des lentilles épaisses de cendre volcanique, qui est sans doute d'origine sousmarine. Dans une des lentilles on a trouvé les fossiles suivants:

Zaphrentis sp.
Tiges de crinoïde.
Phyllopora ? sp.
Spiriferella arctica (?).

La principale conclusion à laquelle en est arrivé le Dr Girty est en ses propres termes: "Toutes les collections, du moins celles qui contiennent assez d'espèces pour pouvoir servir de base à une opinion, semblent montrer à peu près le même type de faune et représenter à peu près la même époque géologique. L'âge géologique peut être le Gschelien, mais une ou deux formes, particulièrement *Spiriferella arctica*, si les fragments imparfaits appartiennent réellement à cette espèce, suggèrent l'Artinskien, ou au moins la faune de la rivière Blanche, que Holtedahl croyait représenter l'Artinskien d'Alaska."

On devra faire de plus amples travaux sur le terrain pour essayer de résoudre la question si le permien est véritablement représenté ou non dans cette section. D'ici là il semble plus sage d'admettre la manière de voir traditionnelle que la majeure partie de la série Cache Creek est d'âge pensylvanien. Les

fossiles ne jettent aucune lumière sur les relations de structure de cette section. Il est possible que les 4, 6, et 8, font réellement partie du 1 répété en affleurement, et on doit lire la section verticale précédente avec cette possibilité en vue.

SÉRIE NICOLA (TRIASIQUE-JURASSIQUE).

Depuis la voie d'évitement Campbell vers l'est, sur une distance de 15 milles, le chemin de fer traverse une série continue de roches que l'on attribue à la série mésozoïque Nicola de la classification de Dawson. La carte Shuswap indique une large bande de roches tertiaires qui traversent le chemin de fer et la rivière à l'est de Ducks et qui interrompent cette région mésozoïque, mais une étude plus détaillée de cette reconnaissance a montré que la formation tertiaire du district est confinée aux hauteurs qui surplombent la Thompson Sud de chaque côté (voir carte 143, A).

La relation de ces roches Nicola avec le carbonifère fut déterminée par Dawson et sa manière de voir est corroborée par les études plus récentes. Le contact des deux séries est bien exposé sur le versant nord de la vallée de la rivière en face de l'embranchement Campbell (planche XXXVI). Leur relation est celle d'une discordance d'érosion. La couche de base de la série Nicola est un banc de 150 pieds de conglomérat grossier qui passe vers le haut alternativement à des brèches et à des grès, qui à leur tour supportent les laves épaisses caractéristiques de cette série. Le conglomérat est formé de cailloux bien arrondis et de fragments anguleux de chert, de calcaire, d'argillite foncée, de quartzite zoné, et de quartz blanc, avec un grand nombre de gros fragments de dacite porphyrique. Les cailloux de chert et de calcaire proviennent clairement de la série Cache Creek sousjacente. À leur contact visible les deux séries pendent sous un angle de 50° vers l'est, avec une direction N. 10° O. Cette correspondance fait croire que les couches carbonifères étaient presque horizontales quand les graviers de la formation Nicola se sont déposés. Le ciment du conglomérat est calcaire et Dawson croyait que ce membre pouvait être

l'équivalent du calcaire fossilifère près de la base de la série Nicola, plus à l'ouest.[1]

À l'est de ce contact concordant, sur une distance en droite ligne de 10 milles, les roches Nicola sont des laves extrêmement massives, ici et là interrompues par des brèches et des tufs pétrifiés. Les affleurements sont excellents (planche XXXVII) sur la majeure partie de cette section, mais l'analyse de la structure donne des résultats très peu satisfaisants. Les laves, avec leur couleur monotone, leur composition, et leur aspect général de basaltes, d'andésines, et de porphyrites compacts et décomposés, ne peuvent pas généralement se diviser en coulées distinctes, et elles ne contiennent pas en abondance de matériaux pyroclastiques bien stratifiés. Par conséquent il est rarement possible de trouver une bonne preuve de leurs pendages véritables. Nous n'avons pas fait plus d'une douzaine de relevés de direction et de pendage dans toute la région, bien que nous ayons passé beaucoup de temps à rechercher de telles données. Les pendages furent observés sur les rares intercalations minces de cendre basaltique, ou sur les pores de gaz alignées dans les laves. Presque partout les pendages sont élevés: au nord de Ducks deux relevés donnèrent 90° avec direction N. 30°–40° O.; un troisième donna une direction N. 40° O. avec pendage vers le nord-est de 75°. Plus à l'est, près du contact avec les grès de la formation Nicola d'au-dessus, les laves de roche verte donnèrent des pendages moyens de 65° vers l'est et vers le nord-est. Au sud de la rivière les laves sont recoupées de nombreuses failles et par conséquent très bouleversées; les directions varient depuis N. 90° E. à N. 40° O., les pendages depuis 25° à 90°. Dans l'ensemble, cependant, la direction des couches de lave semblent avoir une moyenne d'environ N. 35° O. et ainsi elle est à peu près parallèle à la direction moyenne des sédiments de la formation Cache Creek du voisinage.

Près de Martin les laves supportent en concordance une masse épaisse de grès durs et d'argillites qui forment apparemment le terme du sommet de la série Nicola. Ici les sédiments

---

[1] G. M. Dawson, Rapport pour 1877–78, Com. géol. Canada, 1879, Partie B, p. 81.

de structure sont beaucoup plus clairs et encore ici les pendages sont élevés, de 60° à 85° vers l'est et le nord-est, ou même verticaux. Au lac Niskonlith ces sédiments sont complètement recoupés par le granite intrusif (Carte 143, A) et la série est incomplète en cet endroit.

En comparant la carte 143, A, avec la feuille de Shuswap, on remarquera qu'on a fait beaucoup de changements dans la mise en plan de cette région entre Martin et le lac Niskonlith. D'après Dawson cette région repose sur des bancs de roche qui appartiennent aux séries Adams Lake et Nisconlith. Cependant la récente reconnaissance a prouvé que les roches de la formation "Adams Lake" ont un aspect identique aux roches volcaniques Nicola juste à l'ouest et qu'elles sont parfaitement continues avec celles-ci. Les coulées de porphyrite (basaltique et andésitique) massive contiennent quelques interstratifications de brèche volcanique, dont les fragments anguleux sont du chert, de l'argillite, et du calcaire gris ressemblant beaucoup aux phases des formations Cache Creek. Les données sur le terrain, par conséquent, tendent à indiquer une date post-carbonifère pour cette bande de roches de la série "Adams Lake" et suggèrent fortement leur inclusion dans la série Nicola.

La bande "Nisconlith" semble mieux interprétée comme une phase de métamorphisme de contact du membre supérieur de la formation Nicola en contact avec le granite adjacent post-paléozoïque. Les affleurements sont extrêmement pauvres, mais ceux qu'on y a découverts ne donnent aucune indication que la terrane Shuswap soit représentée en cet endroit; au contraire, les schistes qui sont près du granite semblent passer rapidement à des couches sablonneuses et argileuses qui, un peu à l'ouest, reposent en concordance sur les roches trappéennes massives typiques de la série Nicola.

D'après les diverses observations sur le terrain l'auteur a compilé le tableau suivant qui indique la succession probable des couches dans la série Nicola.

Sommet quelquefois tronqué par le granite intrusif.

		Épaisseur approximative en pieds.
1.	Grès et argillites quartzitiques alternants, avec intercalations de cendre volcanique et de brèche; à la base un grès très massif passant graduellement à un agglomérat qui contient des coulées minces de basalte et passe ainsi au niveau 2 sous-jacent	1,000+
2.	Coulées de lave basaltique et andésitique très massive et altérée, avec intercalations de brèche et de tuff basiques	4,000+
3.	Conglomérat et brèche de base	300+
		5,300+

Discordance d'érosion avec le carbonifère.

Les roches volcaniques sont surtout des basaltes. Elles sont fréquemment porphyritiques, avec phénocristaux d'augite et d'olivine, les premiers prédominants. On a reconnu le basalte sans olivine, le basalte à olivine, le basalte très riche en phénocristaux d'augite, et le basalte andésitique. Plus rarement on a trouvé l'andésite à hornblende et l'andésite à mica et pyroxène. La plupart des types, bien qu'ils ne soient pas écrasés, sont très altérés, et par conséquent il est difficile d'en faire le diagnostique. Il est possible que des filons-couches soient représentés dans les affleurements plus massifs, mais nous n'en avons pas identifiés sur le terrain, bien qu'il soit probable qu'une couche de porphyrite dans le membre 1 soit un filon-couche. Nous avons remarqué quelques dykes étroits de basalte; nous n'avons pas trouvé de roches intrusives acides sauf des dykes en apophyse du granite vers l'est. Nous n'avons pu déterminer aucun ordre défini dans les éruptions des espèces volcaniques; cependant, il est probable que les andésites aient été des effusions sporadiques dans un champ volcanique qui, du commencement à la fin de son histoire, fut surtout le théâtre d'éruptions basaltiques.

Durant la reconnaissance nous n'avons trouvé aucun fossile dans les roches de la série Nicola. La géologie locale fixe leur

âge dans certaines limites, car elles reposent en discordance sur les calcaires pennsylvaniens et supportent l'oligocène en discordance. Les roches de la série Nicola sont redressées sous de grands angles de pendage, elles sont faillées, et quelquefois écrasées—déformées à un degré que l'on ne rencontre nulle part dans aucune terrane tertiaire à grande échelle en Colombie britannique. Ces faits seuls indiquent la forte probabilité que la série date du mésozoïque. Dawson fit une détermination plus précise de l'âge il y a près de quarante ans. À plusieurs localités dans la région des Plateaux intérieurs, il découvrit dans les roches vertes Nicola, des bancs minces de calcaire qui contiennent des fossiles triasiques et jurassiques. D'après son mesurage, ces deux horizons sont quelquefois séparés par 12,000 pieds de couches en majeure partie volcaniques. Il estimait que l'épaisseur maxima de la série était probablement d'au moins 15,000 pieds, dont il attribue la majeure partie au trias.[1]

Si on considère la similitude lithologique étroite de la grande masse volcanique à l'est de Kamloops avec les roches volcaniques du triassique démontré vers l'ouest, il est certainement sage de suivre l'exemple de Dawson et d'attribuer au trias la majeure partie des roches de la série Nicola mises en plan dans la ceinture du chemin de fer aux environs de Ducks. Les sédiments stratifiés qui reposent sur les laves peuvent être jurassiques, mais nous n'en avons pas de preuve directe. Les argillites de cette partie de la série offre les meilleures chances de trouver des fossiles à l'avenir.

GROUPE VOLCANIQUE KAMLOOPS (OLIGOCÈNE).

La formation rocheuse la plus récente dans la région étudiée c'est-à-dire dans la zone du chemin de fer entre Kamloops et Golden—est une masse épaisse de roches volcaniques tertiaires qui contienent ici et là des intercalations de roches sédimentaires bien stratifiées. Cette formation a reçu le nom de groupe Volcanique Kamloops. Dawson l'a mis sur sa carte sous le nom de groupe volcanique supérieur du miocène inférieur, les couches

---

[1] G. M. Dawson, Rap. Ann. Com. géol. Canada, Vol. 7, 1896, Partie B, pp. 49–62.

Tranquille le séparant du groupe Volcanique inférieur correspondant de la même période géologique. Puisque, cependant, les couches Tranquille ne forment seulement ici et là que des prismes de roches sédimentaires d'eau douce dans un seul massif volcanique, nous avons reconnu qu'il était impossible de mettre en plan séparément les deux groupes ignés. De plus à la localité typique (lac Kamloops) les roches volcaniques inférieures ont une épaisseur presque insignifiante ou elles ne sont pas représentées du tout dans la section.[1] Il semble préférable, pour le présent, de considérer les couches Tranquille comme une intercalation dans un seul groupe de laves, que l'on sait maintenant contenir des prismes épais analogues de sédiments à d'autres horizons encore. On peut convenablement donner le nom de groupe Kamloops, du nom de la principale ville de la région à la totalité de l'unité.

À l'est de Kamloops le groupe est réprésenté seulement dans quelques prolongements, et son principal affleurement se trouve au nord et au nord-ouest du lac Kamloops. Comme Dawson l'a fait remarqué, il n'est pas toujours facile de distinguer les laves tertiaires et triasiques sur le terrain. Nous avons consacré beaucoup de temps au problème de leur délimitation dans la région aux environs de Ducks. Le résultat a été de changer la configuration locale de la feuille Shuswap, comme on peut le voir en la comparant avec la carte 143, A, du présent rapport.

Le plongement le plus oriental dans la zone du chemin de fer est celui du mont Ida, au sud du Salmon Arm. Là les roches

---

[1] Dans le district du Spence Bridge il y a un vaste affleurement de roches indiqué sur la carte de Kamloops par Dawson comme formant le "Groupe Volcanique inférieur." Comme résultat de son dernier travail sur le terrain Drysdale a tiré la conclusion que cette masse volcanique est d'âge pré-tertiaire et il l'attribue provisoirement au mésozoïque. (C. W. Drysdale, Livret-Guide n° 8, Congrès géologique international, Ottawa, 1913, pp. 251–253). Si cette manière de voir est exacte, le "Groupe volcanique inférieur" tertiaire de Dawson se réduit aux quelques petites étendues mises sur la carte dans le voisinage du lac Kamloops. Cette restriction en superficie et l'épaisseur très faible des roches volcaniques pré-tranquille, semblent ne pas favoriser la subdivision proposée des roches tertiaires; elles forment une unité lithologique et stratigraphique qu'il est impossible, à présent, de diviser d'une manière profitable pour les porter sur la carte.

volcaniques de Kamloops consistent en basalte amygdaloïdal et en andésine à augite, en bancs dont les pendages varient de 25° à 30° vers le sud-ouest et l'ouest-sud-ouest. Elles reposent en discordance sur du granite probablement jurassique. En face de la pointe Mallard le granite est recoupé par un dyke multiple (double) de porphyrite à augite, qui a pu avoir été injecté durant l'activité volcanique.

Une seconde masse isolée forme une chaîne élevée juste à l'est du lac Shuswap. Celle-ci est aussi formée de basalte amygdaloïdal ou d'andésite basique, en coulées dont le pendage varie de 20° à 30° vers l'ouest-sud-ouest. Ces roches reposent, en discordance nette, sur les roches vertes schisteuses et le complexe granitique de la terrane Shuswap.

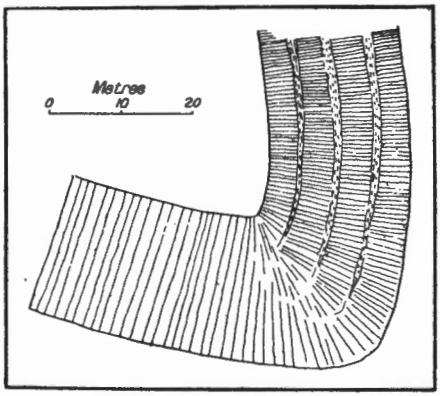


Figure 3. Diagramme dessiné à l'échelle, montrant le développement de diaclases en colonnes dans une coulée basaltique tertiaire près de la station de Ducks. Le jambage à faible pendage du synclinal est formé de colonnes régulières à grandes dimensions. Le jambage redressé est formé de quatre séries de colonnes régulières mais plus petites. Les dernières semblent avoir été produites par des efforts orogéniques qui s'ajoutèrent aux efforts de refroidissement normal dans la lave longtemps après que celle-ci fut cristallisée.

Dans la région de Ducks la rivière Thompson Sud a complètement recoupé les plus grands prolongements, de sorte que les roches volcaniques tertiaires couronnent la plupart des hauteurs à quelques milles en arrière de la rivière, de chaque côté

(carte 143, A). Ici ils reposent en discordance, tour à tour, sur les roches des formations Cache Creek et Nicola, et sur les granites mésozoïques. Les roches tertiaires sont nettement moins déformées que les formations stratifiées plus anciennes mais cependant elles sont caractérisées par des changements brusques de pendage, causés par un faillage et un relèvement considérables. Ces effets, plus locaux, sont superposés aux grands plissements régionaux qui ont affecté le groupe Kamloops d'une manière générale. Le plateau sauvage au sud-ouest de Ducks est bordé par un escarpement en recul dans lequel affleurent des coulées de basalte très décomposées, des brèches, et des tuffs, qui ont un pendage de 5° vers le sud. En dessous de ceux-ci il y a une lentille de grès s'altérant en brun avec des phases schisteuses et gréseuses, ayant un pendage semblable. La même série de laves s'étend jusqu'au ruisseau Monte, près duquel les pendages varient de 20°–90° (figure 4) avec une moyenne d'environ 60°. La direction montre aussi de fréquents changements brusques, ce qui indique la présence de fractures et de failles développées à une grande échelle. Nous avons aussi observé des angles élevés de pendage dans les laves à 4 milles et plus au nord-est de Ducks, où ils varient de 20° à 60° vers le nord-est.

À l'ouest de Kamloops les roches volcaniques tertiaires semblent être moins déformées et d'après Dawson quelques-uns des plateaux ont une structure presque horizontale.

Dans l'intérieur de la région qui a fait le sujet de cette reconnaissance il n'y a aucune section montrant une succession complète du groupe Kamloops. Plusieurs localités indiquent des épaisseurs d'environ 1,000 pieds, et il est probable qu'il y a des endroits qui ont une hauteur maxima de 1,500 pieds. Dawson a trouvé 3,100 pieds de laves et de tufs dans son "Groupe volcanique supérieur" au plateau Nicoamen.[1] Drysdale dit que l'épaisseur moyenne du groupe, le long du chemin de fer, à l'ouest de Kamloops est d'environ 2,500 pieds, et il adopte l'estimé de 1,000 pieds de Dawson pour l'épaisseur maxima des couches Tranquille.

---

[1] G. M. Dawson, Rap. Ann. Com. géol. Canada, vol. 7, 1896, partie B, p. 74.

Au point de vue lithologique les roches volcaniques de Kamloops n'offrent rien de nouveau. Ce sont surtout des basaltes, quelquefois roches à phénocristaux d'olivine mais qui sont presque aussi souvent sans olivine. Le dernier type passe, d'un côté, au basalte ultra-fémique, sans olivine, très augitique; et de l'autre à l'andésite à augite. On n'a pas reconnu d'autres types dans les régions à l'est de Kamloops, mais à l'ouest de cette ville Drysdale a trouvé quelques trachytes parmi les basaltes dominants. Quelques dykes de basalte frais à olivine sont les seules roches intrusives que l'on ait vues recouper ces roches volcaniques dans la zone du chemin de fer à l'est de Kamloops.

Les sédiments interstratifiés trouvés dans cette ceinture se trouvent dans la montagne escarpée qui surplombe la rivière, au sud-ouest de Ducks. Près du sommet la lentille de schiste gréseux que nous avons mentionnée ci-dessus a une épaiseur d'au moins 100 pieds. Au point de vue lithologique elle ressemble beaucoup à certaines phases des couches Tranquille, mais on n'y a trouvé aucun fossile. La base de la lentille teintée en brun est couverte par un talus, au pied dequel il y a un seul grand affleurement de roche sédimentaire massive, de couleur gris pâle qui semble être unique parmi les formations tertiaires connues des Plateaux intérieurs. Elle est connue dans le pays sous le nom de "roche libre" (free stone), mais au microscope on voit que ce n'est pas un grès mais un limon bien pétrifié, ressemblant beaucoup au limon blanc de la fin du pléistocène qui forme les terrasses remarquables le long de la Thompson-Sud. Les grains reconnaissables les plus gros dans la roche sont des morceaux anguleux de quartz n'ayant pas plus de 0 mm 02 à 0 mm 03 de diamètre; ces matériaux ressemblent beaucoup à ceux qui forment les limons de terrasse. Cette roche spéciale semble être un dépot local de lac. Elle se trouve près de la base du groupe tertiaire et probablement non loin de l'horizon des couches Tranquille. Elle contient quelques tiges de plantes noires et carbonisées mais il n'y a aucun indice de fossiles.

L'âge précis du groupe Kamloops est un problème assez difficile à résoudre. Les roches volcaniques, au moins dans les horizons inférieurs, sont nettement contemporaines des couches Tranquille, avec lesquelles les laves et les tufs sont interstrati-

fiées. Ces sédiments contiennent des débris de poisson et une flore fossile abondante. D'après les premiers, Lambe a rattaché les couches aux formations à Amyzon du Colorado et du Névada.[1] En basant sa conclusion sur une très petite collection de plantes, Sir William Dawson croyait que les couches étaient miocènes; G. M. Dawson leur attribua cet âge dans les teintes de la feuille de Kamloops. En 1906 Lambe fit une collection beaucoup plus considérable de plantes qui ont été décrites par Penhallow qui écrit:

"Il semble que la conclusion que ces couches sont d'âge oligocène et probablement pas plus récente que l'éocène supérieur soit justifiée"[2].

À la page 110 de son mémoire, Penhallow dit que les plantes d'une autre collection provenant de "couches près de Kamloops" (évidemment Tranquille) "appartiennent probablement à l'oligocène, et ne sont certainement pas plus récentes, mais peut-être plus anciennes". Dans son rapport sommaire général (p. 144) il conclut que la preuve combinée des restes de poissons et de plantes indique un âge oligocène pour les couches Tranquille. Le groupe Kamloops a aussi été déterminé comme appartenant à cet âge et il a été colorié en conséquence sur la carte 143, A.

CORRÉLATIONS À L'INTÉRIEUR DE LA ZONE DU GÉOSYNCLINAL DE L'OUEST.

La région qui a fait le sujet de cette reconnaissance entre le lac Shuswap et Kamloops a une étendue relativement très faible, mais elle contient des affleurements de la plupart des formations importantes reconnues et datées jusqu'ici dans la ceinture des Plateaux intérieurs. Les systèmes géologiques représentés sont en majeure partie identiques à ceux qui ont été définis dans la chaîne Côtière et dans l'île Vancouver.

---

[1] L. M. Lambe, Trans. Soc. Roy. Canada, Vol. 12, 1906, Sect. IV, p. 155.

[2] D. P. Penhallow, Rapport sur les Plantes tertiaires de la Colombie britannique recoltés par Lawrence M. Lambe en 1906, ainsi qu'une Discussion des Flores tertiaires décrites auparavant. Min. des Mines, Com. géol., Ottawa, 1908. p. 116.

Une exception principale est la présence de dépôts crétacés épais dans les sections de l'ouest, tandis que les sédiments de cet âge sont inconnus dans la partie orientale de la région des Plateaux. Les couches marines tertiaires de la côte, encore plus locales, ont une origine et un âge différents des sédiments tertiaires de l'intérieur. Malgré ces différences et malgré d'autres contrastes dans la stratigraphie locale, il faut considérer les plateaux intérieurs, la chaîne Côtière et la chaîne Vancouver comme étant surtout formés d'un prisme géosynclinal carbonifère, supportant en discordance une couverture épaisse, presque continue de roches volcaniques et de roches sédimentaires appartenant au commencement du mésozoïque; et ces deux grands groupes de roches sont remplacés ça et là par des batholithes de granodiorite ou d'autres types granitiques.

Dans le mémoire 38 de notre Commission (1912, page 55), l'auteur a étudié brièvement les corrélations qui ont été faites jusqu'à présent dans cette partie occidentale des Cordillères. La ressemblance de la stratigraphie dans les sections types, tout le long depuis l'Alaska jusqu'à l'Orégon, est une preuve en faveur de l'unité générale de la ceinture du Géosynclinal Occidental. Il n'est pas nécessaire de répéter ici l'histoire certifiée, qui a été résumée encore plus récemment[1]. Le volume remarquable de Clapp sur la géologie du sud de l'île Vancouver parut après que les manuscrits de ces publications furent envoyés à l'imprimerie[2]. Ses conclusions qui ont un intéret à l'heure actuelle sont que l'île présente: une sédimentation carbonifère (du type ruisseau Cache) à une échelle géosynclinale; un volcanisme intense au commencement du mésozoïque (correspondant au volcanisme Nicola); et une intrusion batholithique étendue à l'époque post-triasique, pré-tertiaire. Par ces procédés se sont formés la majeure partie des massifs de roches importants qui composent le sud de l'île de Vancouver. D'après leur âge et d'après leur qualité générale ils correspondent aux formations principales de la région Kamloops-Shuswap. La couverture crétacée locale

---

[1] R. A. Daly, Livret-Guide, n° 8, Congrès géologique international, Ottawa, 1913, p. 157.

[2] C. H. Clapp, Mémoire 13, Comm. géol. Canada, 1912, p. 36.

de l'île n'a pas d'équivalent dans la région des Plateaux de l'est, et il en est de même de la couverture volcanique tertiaire, le groupe Kamloops, qui n'a aucun équivalent connu dans la partie sud de l'île Vancouver; à part cela les histoires pétrogéniques de ces deux régions éloignées sont essentiellement semblables. Les travaux de Dawson, Camsell, Bowen, et Drysdale ont montré que, pour ce qu'il s'agit de la formation géologique et de l'histoire, la section de 250 milles depuis Kamloops jusqu'à Vancouver a le même caractère général.

Sur le cours inférieur de la rivière Fraser la section du chemin de fer pénètre dans la zone montagneuse qui a été examinée durant le travail d'arpentage de la frontière internationale. La série Cache Creek peut être suivie depuis la "série Agassiz" de Bowen jusque dans la "série Chilliwack" qui a été étudiée et qui a reçu son nom au 49° parallèle. Leurs équivalents sur cette ligne de latitude sont; (probablement) la formation de la rivière Leech de l'île Vancouver, à l'ouest; et à l'est, la série Hozomeen des chaînes Skagit et Hozomeen, les séries Anarchiste et Attwood des Plateaux intérieurs, et la série Pend d'Oreille des chaînes Columbia et Selkirk.

Ainsi, deux sections transversales des Cordillères, sections bien séparées par une longue distance sauf sur la côte du Pacifique, s'accordent à montrer que la région entière à l'ouest de la vallée Selkirk fut le théâtre d'une sédimentation intense vers la fin du paléozoïque. Le géosynclinal principal s'étendait depuis la Californie jusqu'à l'Alaska; rivalisant ainsi en continuité, mais pas en épaisseur avec le géosynclinal plus ancien parallèle des montagnes Rocheuses. L'histoire post-pensylvanienne du géosynclinal carbonifère est complexe, mais les complications ont augmenté dans le même ordre général sur toute la longueur de ce grand prisme. En d'autres termes, la zone du géosynclinal occidental a agi comme une unité durant une grande partie, sinon durant la totalité, de l'époque beltienne et avant. Sa grandeur et son emplacement au contact du plateau continental et du bassin océanique font croire que les principaux changements dans la zone occidentale subissaient directement l'influence des forces planétaires.

CHAPITRE VI.

ROCHES INTRUSIVES PLUS RÉCENTES QUE LA TERRANE SHUSWAP.

Comme dans d'autres sections transversales des Cordillères canadiennes, la zone du chemin de fer montre, pour ce qui regarde les formations non sédimentaires, un contraste frappant entre les zones des géosynclinaux oriental et occidental. La première zone contient un petit nombre de formations ignées de toutes sortes; la dernière zone possède, dans plusieurs sections en travers, des affleurements de roches ignées qui égalent ou surpassent en superficie les affleurements des roches sédimentaires. Sous ce rapport la large étendue occupée surtout par la terrane Shuswap est de qualité intermédiaire, pour ce qu'il s'agit de l'action ignée beltienne ou plus récente. Les formations extrusives de la région étudiée ont été décrites au chapitre de leur stratigraphie; nous avons noté ça et là quelques dykes basiques associés aux roches volcaniques. Il reste encore pour la discussion un nombre considérable de massifs intrusifs qui n'ont pas cette relation génétique. Dans la plupart des cas on ne peut pas leur attribuer une date certaine et il vaut mieux les étudier sous un titre séparé.

DYKES DE TRAPP RECOUPANT LA TERRANE SHUSWAP.

Tous les niveaux du complexe pré-beltien sont recoupés de dykes ou de filons-couches minces ayant une composition basique. Nous les avons remarqués dans la terrane vers l'est aussi loin que la ligne de faîte de la chaîne Columbia; vers l'ouest jusqu'au lac Little Shuswap; et dans la large étendue entre les bras Anesty et Seymour au nord, et au bras au Saumon, au bras Mara, et au lac Grenouille au sud. Parmi ces centaines d'intrusions qui pourraient être mises sur la carte le long des lignes usuelles de transport, nous avons recueilli, un certain nombre de types pour l'examen microscopique.

La majorité de ces dykes sont vert foncé, presque verticaux, et d'aspect trappéen; ce sont des porphyrites à augite ou des porphyrites-diabases, non broyées, mais généralement si complètement altérées en ouralite, en chlorite, en carbonate, etc., qu'il est impossible de faire un diagnostique complet de la composition originelle. D'après leur similitude minéralogique et chimique avec les trapps Nicola du voisinage, il semble possible que ces dykes soient d'âge triasique. Leur degré d'altération et leur aspect de roche verte font qu'il n'est pas probable que ces injections soient associées au volcanisme tertiaire.

Dans la chaîne Columbia nous avons trouvé des dykes de trapp qui ont apparemment la composition d'une camptonite à augite. Un de ces dykes, qui a une largeur de 3 pieds, se trouve sur le chemin de fer de la compagnie à bois à 1,400 yards au nord du lac Troy; un autre, de 4 pieds de largeur, affleure sur le ruisseau Crazy à environ 1 mille en amont de Taft. Comme la plupart des dykes de porphyrite, ceux-ci ont la direction des Cordillères, soit N. 30°–40° O. À environ 200 verges au sud du premier dyke mentionné le gneiss Shuswap est recoupé par un dyke de 1 pied 5 de roche kersantique, qui n'est pas broyé non plus, et qui a une direction N. 40° O.

Les dykes de trapp sont spécialement nombreux au voisinage de la passe Cinnemousun, ou le type dominant est la porphyrite. Sur la rive Est du bras Seymour, à environ 2 milles au nord des étroits, nous avons trouvé un dyke de 50 pieds, à grain moyens, qui contenait du quartz libre en quantité exceptionnelle. C'est une roche à quartz, hornblende, biotite, orthose, plagioclase, micropegmatitique, quelque peu schliérique et massive, qui rappelle une phase commune des grands filons-couches des Purcell du sud.

INJECTIONS BASIQUES RECOUPANT LA SÉRIE SELKIRK.

En deux points dans la chaîne Selkirk nous avons observé des roches ignées de qualité très analogue aux espèces que nous venons de mentionner.

Un de ces massifs est un filon-couche affleurant à la ligne de contour 6,700 pieds sur la chaîne située juste au sud du petit

lac représenté sur la carte à 2 milles au nord-ouest de l'embranchement du Flat Creek. Le filon-couche a une épaisseur de 35 à 40 pieds. Il est formé de diorite à hornblende et biotite contenant beaucoup de quartz remplissant les interstices et de l'orthose accessoire. La roche n'est pas broyée mais elle contient un peu d'épidote et de séricite. Elle recoupe les quartzites supérieurs de la formation Laurie, un horizon qui est à plusieurs milliers de pieds en dessous des couches volcaniques dans le quartzite Cougar. La relation est ainsi analogue à celle entre les filons-couches Purcell et les laves Purcell à la section du 49° parallèle, mais il n'y a aucune preuve que cette diorite et le basalte de Cougar soient reliés depuis leurs origines.

L'autre localité mentionnée se trouve près de l'embranchement Cutbank, où il y a de gros blocs de roche gabbroïque, en si grand nombre qu'il est très probable que la roche forme une ou plusieurs intrusions dans le versant nord de la montagne. Nous mentionnons spécialement cette localité à cause de la ressemblance frappante de la roche avec la phase typique des filons-couches Purcell de la frontière internationale. L'affleurement de Cutbank se trouve sur l'alignement tectonique depuis cette partie de la section de frontière où les filons-couches Purcell sont bien développés. La question se pose si la série beltienne a été injectée simultanément par le gabbro à des sections aussi éloignées que celles le long du Canadian Pacific et du 49° parallèle et encore plus au sud.

Les seules autres roches intrusives que nous ayons vues dans la zone du chemin de fer entre la station Albert Canyon et Golden sont deux injections minces, qui affleurent toutes deux dans la gorge célèbre à deux milles à l'est de la première station.

Dans les murs de la gorge il y a deux dykes de lamprophyre qui font leur apparition, leur pendage est de 85° vrai ouest, et ils recoupent la métargillite Laurie. Ils ont respectivement environ 3 pieds et 1 pied d'épaisseur. La roche est une minette foncée, gris verdâtre, un peu porphyritique, à grains moyens, et dont les bords se sont consolidés par un refroidissement brusque. Les phénocristaux comprennent des biotites idiomorphes fraîches, ayant jusqu'à 2 mm. de diamètre; des prismes d'augite ayant jusqu'à 1·5 mm; et des pseudomorphes talqueuses d'un minéral

qui était très probablement de l'olivine. La pâte a été diagnostiquée comme étant formée d'orthose et de magnétite accessoire. À l'exception d'un peu de carbonate et de talc secondaires, la roche ne contient que très peu de produits d'altération et elle est massive.

L'autre injection dans la métargillite de la gorge est un filon-couche basaltique, ayant environ 3 pieds d'épaisseur, avec un pendage de 30° à 60° vers le nord-est. La variation de son angle de pendage est attribuée au fait que le filon-couche recoupe ici et là les sédiments. Le caractère le plus remarquable de ce massif est sa vésicularité notable. Il est fortement chargé de pores à gaz typiques qui atteignent une longueur de trois-quarts de pouce et une largeur d'un demi-pouce. La roche est très fraîche et elle est essentiellement un aggrégat holocristallin d'augite et de plagioclase basique dans les proportions d'un basalte normal sans olivine. La structure varie depuis diabasique à panidiomorphique. Quelques-uns au moins des pores à gaz sont remplis de zéolites. En section mince nous avons observé une petite inclusion apparemment endogène formée de cristaux entrecroisés de plagioclase pur. La principale importance de ce massif est d'avoir une vésicularité prononcée bien qu'il fut injecté en-dessous d'une couverture de roche ayant des centaines, sinon des milliers de pieds d'épaisseur.

MASSIFS GRANITIQUES D'ÂGE JURASSIQUE (?)

Dans la région étudiée il y a quatre massifs granitiques, d'âge beaucoup plus ancien que les roches intrusives Shuswap, qui ont des affleurements de grande étendue. Tous sont localisés dans les Plateaux intérieurs, entre Sicamous et Kamloops (carte 143, A). La plus grande étendue dessinée (sur carte) entoure le bras Salmon et peut être appelé le massif de Salmon Arm. Un beaucoup plus petit, au nord-ouest, est situé près de l'embouchure de la rivière Adams. Un troisième traverse la rivière Thompson-Sud à quelques milles en aval du lac Little Shuswap; on pourrait l'appeler le massif Nisconlith parce qu'il forme la rive du lac de ce nom. Le quatrième, probablement le plus grand de tous, pénètre dans la zone du chemin de fer au ruisseau Campbell et on

pourrait convenablement lui donner le nom de massif de Campbell Creek. Au sud de la zone du chemin de fer, dans les collines Prairie, il y a un autre massif granitique qui ne fut pas mis sur la carte, mais que nous signalons ici pour compléter l'énumération. Enfin nous ajouterons un mot au sujet de la fameuse roche intrusive de Cherry Bluff, à l'ouest de Kamloops, qui fut étudiée bien qu'elle soit située en dehors de la région qui fait le sujet de ce rapport.

Nous n'avons pu recueillir de preuves définies que ces massifs sont d'âge post-Shuswap qu'en trois endroits. Le granite Nisconlith a fortement métamorphisé les roches de la série Nicola qui sont aussi recoupées par des apophyses du granite. Dawson a indiqué une relation analogue entre le massif du Ruisseau Campbell et les trapps adjacentes Nicola[1]. L'auteur actuel a trouvé des apophyses de l'intrusion de Cherry Bluff dans les roches Nicola.

Il est très probable que les massifs de la Rivière Adams et du Bras Salmon sont d'un âge semblable. Leurs roches granitiques affleurent à des distances de seulement quelques milles du granite Nisconlith post-tertiaire, avec lesquels ils ont une ressemblance lithologique très frappante. En effet ces trois étendues peuvent être plusieurs affleurements d'un seul batholithe. Tous trois portent des traces d'efforts orogéniques, mais ils sont tous comme les autres massifs mentionnés en ce qu'ils sont dépourvus d'une forte foliation générale qui est si caractéristique des granites pré-triasiques (Shuswap). Ils offrent un autre contraste avec les granites Shuswap en ce qu'ils ne présentent pas d'abondantes phases aplitiques et pegmatitiques ni de dykes et de filons-couches en apophyses, qui sont aussi caractéristiques des grands massifs granitiques Shuswap. Par conséquent, comme on n'a pas encore reconnu de période d'intrusion granitique entre l'époque Shuswap et le jurassique, il semble que la meilleure conclusion est que les granites de Salmon Arm et de la Rivière Adams, de même que les granites Nisconlith et Campbell Creek qui font intrusion dans la série Nicola, sont d'âge post-triasique.

---

[1] G. M. Dawson, Rap. Ann. Com. géol. Canada, Vol. VII, 1896, Partie B, p. 248.

Une limite inférieure pour l'âge de ces massifs ne peut pas être clairement établie d'après les données que nous avons recueillies dans l'étude de cette région. Le granite de Salmon Arm supporte directement les roches volcaniques oligocènes du mont Ida, et d'après l'absence d'apophyses dans les laves immédiatement au-dessus du granite, d'après l'absence du métamorphisme de contact dans ces laves, on peut être relativement certain de l'âge pré-oligocène de ces dernières. Cette conclusion est confirmée par la présence de nombreux parallèles dans la région couverte par la feuille Kamloops (Dawson) et dans les Cordillères à la frontière internationale et plus au sud. Comme il n'existe pas de roches crétacées ou éocènes dans la région étudiée par la reconnaissance, on ne peut dater plus exactement qu'en considérant l'histoire générale des Cordillères. Jusqu'à présent les faits certains suggèrent que dans la partie cordillérienne, il n'y a que deux périodes batholithiques représentées dans l'espace de temps qui s'est écoulé depuis la fin du triasique et l'époque actuelle. Si on juge d'après leurs résultats colossaux, celui qui a la plus grande importance est celui qui date de la fin du jurassique; l'autre est probablement de la fin du miocène. Il est étonnant qu'on n'ait trouvé au Canada aucun batholithe éocène, qui ait pris naissance à la suite du bouleversement laramien; cependant ceci pourrait être établi dans des travaux postérieurs sur le terrain. Des batholithes en Californie et en Alaska ont été attribués au début du crétacé, mais on n'en a trouvé aucun de cet âge au Canada. On croit que les massifs granitiques que nous étudions ici sont d'âge pré-tertiaire par le fait qu'ils ont certainement subi les effets d'une compression orogénique assez intense. Leurs roches sont ici et là feuilletées, et, même quand elles sont assez massives sur le terrain, on voit au microscope qu'elles ont été comprimées. C'est à de tels effets qu'on doit s'attendre si ces massifs ont été comprimés lors du bouleversement laramien.

Comme conclusion, il semble probable que les quatre masses granitiques mises sur carte entre Sicamous et Kamloops ont pris naissance dans la même période générale et qu'elles datent toutes de la fin du jurassique. L'âge des massifs des Prairie Hills et de Cherry Bluff fera le sujet d'une brève discussion dans la suite.

Le massif de Salmon Arm couvre une superficie de plus de 100 milles carrés. Il recoupe les sédiments et les roches vertes de la terrane Shuswap et semble être un véritable batholithe. La majeure partie du massif est formée de granite à biotite homogène, gris pâle, à grains moyens. Parmi les feldspaths c'est le microcline qui est le plus abondant; l'orthose et le plagioclase acide (probablement de composition moyenne de l'oligoclase) sont aussi des éléments essentiels. Dans les deux sections minces que nous avons étudiées le quartz a une extinction roulante mais la roche est peu ou pas granulée. Il y a un peu de séricite, qui est probablement un autre effet du métamorphisme d'apport. Près de Tappan le granite est recoupé par plusieurs dykes étroits de pegmatite à muscovite grossière contenant de grands cristaux de perthite.

Sur la rive sud du bras Salmon, à 10 milles de Sicamous, et aussi sur la pointe qui s'avance dans le lac à l'extrémité occidentale de la chaîne du mont Bastion, il y a une roche syénitique qui affleure, et qui d'après sa position semble être une phase de contact du batholithe de Salmon Arm. La syénite est située entre le granite normal et les bords troncaturés des sédiments Bastion et Salmon Arm. Ses deux affleurements sont séparés par les eaux du lac et il est impossible de déterminer s'ils appartiennent ou non à une seule zone continue le long du contact batholithique.

La syénite est grossière, porphyritique, et de couleur claire et rosâtre. Elle est assez massive et n'a pas été broyée. Les phénocristaux, formés de microperthite et principalement de plagioclase atteignent 1.5 cm. de longueur et avec une moyenne de 1.0 cm. Ceux-ci reposent dans une pâte formée de microcline, de microperthite, d'orthose, d'oligoclase, de quartz, de biotite, et d'un peu de hornblende verte. Le sphène et la magnétite sont des minéraux accessoires. La roche est une syénite assez riche en alcalis. À notre connaissance, elle n'affleure que sur ce côté du batholithe où les sédiments basiques forment une partie importante de la roche de surface. Cette association rappelle une règle qui régit les relations des syénites en général sur le terrain.

Le massif Nisconlith recoupe les couches Nicola à l'ouest et les sédiments et gneiss Shuswap à l'est; il supporte, en discordance

apparente, les laves oligocènes. Sur une distance de plusieurs centaines de pieds les roches mésozoïques sont métamorphisées. L'intensité de l'altération et les relations générales sur le terrain qui ont été déterminées jusqu'à présent, font croire que cette masse intrusive a aussi une origine sous-jacente (batholithique) et qu'elle n'est pas seulement injectée. Aux endroits où nous l'avons observée, elle est uniformément composée d'un type commun de granite à hornblende et biotite, trop pauvre en éléments fémiques et en plagioclase pour être classé comme granodiorite. Le granite est assez frais sur l'affleurement. Il est assez massif, avec de rares indices d'une structure feuilletée, bien que des sections minces font voir qu'il a nettement subi des efforts de compression et qu'il est même ici et là granulé. Aux endroits où il a été plus affecté par les efforts orogéniques, l'épidote et le microcline sont spécialement abondants.

La petite *masse de la Rivière Adams* a la forme d'un "stock" recoupant les greenstones et les schistes associés de la terrane Shuswap. C'est un granite à biotite gris rosâtre, à grains moyens, ressemblant beaucoup à celui qui forme la majeure partie du batholithe de Salmon Arm.

Une granodiorite véritable constitue la partie mise en plan de la grande *masse du ruisseau Campbell* qui recoupe nettement les sédiments carbonifères à la façon batholithique. La largeur de l'auréole métamorphique doit, au moins en certains endroits, être mesurée en centaines de pieds. La seule variation observée d'après la composition granodioritique normale se trouve dans une bande de granite sur le ruisseau Campbell. Cette bande semble être une phase de contact qui pénètre dans la granodiorite dominante du batholithe. S'il en est ainsi, elle représente une autre exception à la règle générale qui veut que les phases de contact batholithique soient plus fémiques que les phases principales. Il y a un filon-couche épais de diorite à quartz et hornblende, ayant 400 verges de largeur sur l'affleurement et presque vertical, qui recoupe les sédiments carbonifères au pic Pauls et il est probablement une apophyse du batholithe du ruisseau Campbell. Cette association de roches dioritiques et granodioritiques est commune dans toute la zone occidentale des Cordillères.

À cause de ses relations particulières nous avons examiné soigneusement le *massif de Cherry Bluff*, bien que son affleurement soit situé en dehors de la région qui fait le sujet de ce rapport. Le massif affleure sur les rives nord et sud du lac Kamloops, à Battle Bluff et à Cherry Bluff respectivement (planche XXXVIII). En plan il forme une ellipse de 5 milles de long par 2 milles 5 sur sa plus grande largeur (voir la feuille de Kamloops). Les laves tertiaires pendent en s'écartant de ce massif dans toutes les directions sauf au sud-ouest, où elles ont été complètement enlevées par l'érosion. La première impression qui nous frappe d'après les relations sur le terrain est que le massif de Cherry Bluff est un laccolithe qui a soulevé les couches tertiaires durant son intrusion. Cependant une étude plus approfondie tend à jeter le doute sur cette hypothèse.

La masse elle-même est schliérique et hétérogène, variant du gabbro à augite, à la diorite à augite et à la monzonite fémique. Une de ses apophyses est assez terreuse et elle a la composition d'une monzonite aplite.

Nous avons observé que les apophyses ne recoupaient que les roches volcaniques Nicola et aucune ne semble recouper les tertiaires. La masse intrusive et les roches triasiques envahies sont grandement altérées, broyées et étirées, tandis que les sédiments tertiaires, les tufs et les laves d'au-dessus ne montrent aucun de ces caractères mais seulement ceux qui sont le résultat d'un soulèvement, sous des angles rarement supérieurs à 15°. Finalement la masse est recoupée de dykes de basalte à olivine frais qui est chimiquement identique aux laves tertiaires qu'il supporte.

Ces faits s'expliquent en considérant que le massif de Cherry Bluff est une injection (laccolithique ?) de l'époque pré-tertiaire et de la fin du triasique ou du post-triasique. Après son intrusion il fut mis à nu par l'érosion et, durant l'oligocène, il fut recouvert par les laves et les sédiments d'eau douce du groupe Kamloops. Les derniers furent ensuite soulevés en dôme par la masse extraordinairement puissante et dure qui les supporte. Il est probable que cette déformation eut lieu en même temps que celle qui a déformé les formations oligocènes ailleurs dans la région des plateaux.

Cependant bien que cette explication soit fausse dans ses détails, elle est nettement plus d'accord avec les faits que la suggestion de Dawson qui veut que la masse de Cherry Bluff représente une coulée principale des laves tertiaires.[1]

Nous ferons remarquer simplement comme énumération qu'il y a un grand massif de granite grossier à biotite dans la partie supérieure de la *vallée du Grizzly Creek*, dans les collines Prairie. Nous n'avons pas vu cette roche en place mais nous l'avons découverte sous la forme de nombreux gros blocs erratiques le long du ruisseau, qui ont été charriés vers le bas de la vallée même jusqu'à son confluent avec la rivière Beaver. Le granite est porphyritique et contient des phénocristaux maclés de feldspath alcalin atteignant 2 pouces de longueur. Il est très frais et on ne peut pas voir de preuve qu'il a subi des efforts de compression ni de broyage de la part des forces orogéniques. Ce fait laisse croire que son intrusion eut lieu à une date récente, probablement au tertiaire. C'est le massif de granite le plus à l'est connu qu'il y ait près de la voie principale du Canadian Pacific. Nous avons fait le relevé de grandes étendues de granite post-carbonifères dans le voisinage des Selkirk, au nord et au sud de la zone du chemin de fer[2].

SOMMAIRE DES ROCHES IGNÉES.

En passant en revue les roches ignées que nous avons rencontrées dans la région étudiée, une chose qui nous frappe immédiatement c'est la banalité des types de roches. La succession de leur éruption est résumée dans le tableau suivant:

---

[1] G. M. Dawson, Rap. Ann. Com. géol. Canada, vol. VII, 1896, Partie B, p. 73.

[2] Voir la Carte de la Puissance du Canada publiée par cette Commission géologique, à l'échelle de 50 milles au pouce, édition 1901.

Période	Formation	Forme des massifs	Espèces de roches
Oligocène	Kamloops	Éruptions centrales, et de fissure; dykes associés.	Basalte à olivine, basalte sans olivine, andésites porphyrites.
Jurassique	....	Batholithes, stocks, filons-couches,et dykes; (laccolithe de Cherry Bluff ?)	Granite, granodiorite, diorite quartzifère, syénite (monzonite-diorite-gabbro à Cherry Bluff.
Triasique	Nicola	Éruptions centrales, et de fissure; dykes associés.	Basalte à olivine basalte sans olivine, andésites, porphyrites.
Carbonifère (Pennsylvanien)	Ruisseau Cache	Éruptions centrales (et de fissures ?)	Basalte, andésite basique.
Beltien	Cougar	Coulées et projections volcaniques (Filons-couche).	Basalte (diorite, de filon-couche—date ?)
Terrane Shuswap	....	Batholithes, filons-couches, laccolithes, dykes.	Granite, diorite quartzifère; divers orthogneiss; aplite pegmatite.
Terrane Shuswap	Lac Adams	Éruptions volcaniques (de fissures ? et centrales ?) filons-couches et dykes.	Types basaltiques et andésitiques ?() maintenant des schistes verts, diabase porphyrite.
Pré-Shuswap	....	.....	Granite ou gneiss.

Nous n'avons pu dater exactement plusieurs dykes de porphyrite recoupant la terrane Shuswap, non plus que les dykes de lamprophyre décrits, et le filon-couche basaltique au canyon (gorge) Albert.

Le tableau met en lumière certaines règles fondamentales qui affectent les roches ignées du monde.

(1) La magma basaltique est celui qui revient avec le plus de constance dans les successions éruptives complètes. Dans cette région il a fait extrusion dans les périodes pré-beltienne, beltienne, pennsylvanienne, triasique, et oliogocène. Durant un si grand intervalle de temps, depuis le pré-beltien jusqu'au

tertiaire, ce produit éruptif a eu une composition pratiquement uniforme.

(2) De beaucoup la plus grande partie de la roche intrusive de la région est acide (granitique), tandis que tous les magmas extrusifs ont tous été très basiques (basaltiques).

(3) Comme on peut le voir si souvent dans d'autres parties du monde, les basaltes sont associés aux andésites de la manière la plus étroite; ils sont interstratifiés à plusieurs reprises, et avec ces types il y a de nombreuses coulées de lave de composition intermédiaire. Comme à l'ordinaire, l'andésite à augite (ou la porphyrite à augite) est nettement le plus abondant des types andésitiques; les andésites à hornblende et à mica sont rares.

(4) Comme d'habitude les granites précambriens sont un peu plus saliques que ceux appartenant à des époques plus récentes, et ils ont toujours un développement assez grand de phases aplitiques et pegmatitiques. Ces roches leucocrates semblent être plus sodifères que les granites, dont elles sont les satellites de différenciation. L'auteur est d'avis que cette relation chimique existe généralement dans toutes les grandes régions précambriennes des Cordillères, sinon du monde entier.

(5) La prédominance extraordinaire des injections concordantes (filons-couches et laccolithes) dans la terrane Shuswap est un caractère spécial du précambrien, comme on peut le voir dans le bouclier canadien et ailleurs.

(6) La relation intrusive des orthogneiss et des granites Shuswap avec les greenstones de la formation du Lac Adams et autres roches ressemble beaucoup à celle entre le Laurentien et le Keewatin de l'est du Canada, ou à celle des anciens granites et "métabasites" de la Fennoscandie. Une telle répétition de plusieurs caractères spéciaux ne peut pas être accidentelle et doit être expliquée dans une théorie finale sur les roches ignées.

(7) Bien que les formations ignées de la région appartiennent à plusieurs périodes géologiques, les roches alcalines—c'est-à-dire celles qui sont riches en alcalis et d'autres qui sont génétiquement associées aux magmas alcalins—font presque entièrement défaut. Les types qui s'en rapprochent le plus sont: la phase syénitique de faible volume dans le batholithe

jurassique du bras au Saumon; et les quelques dykes étroits de camptonite dans la chaîne Columbia. Ceci signifie que la plupart des familles de roches reconnues dans la classification de Rosenbusch n'affleurent pas ici. La grande prédominance des types subalcalins se retrouve également dans la plupart des autres régions éruptives et probablement dans la moyenne des terrains visibles de la terre prise dans son ensemble.

CHAPITRE VII.

ÉROSION GLACIAIRE.

Il y a près de vingt-cinq ans que Dawson esquissait l'histoire pléistocène de la Colombie britannique, et des recherches subséquentes sont venues confirmer ses vues au sujet des grandes lignes de cette histoire.[1] Il en est ainsi de la présente reconnaissance bien que l'objet que nous nous proposions était plutôt d'obtenir des données sur la géologie du bed-rock.

Les limites verticale et horizontale de la grande nappe de glace de l'intérieur sont deux problèmes importants. À la frontière internationale, la glace était continue (à l'exception de quelques rares "nunataks") depuis la chaîne Okanagan jusqu'à la ligne de faîte des Selkirk. Dans la section du chemin de fer la chaîne Columbia est si élevée qu'elle formait probablement une ligne de partage des glaces même à l'époque de l'action glaciaire maxima. À l'est de cette ligne de partage des glaciers locaux alimentaient la nappe puissante qui marchait vers le sud, en descendant la vallée Selkirk, et finalement s'unissait à la nappe de glace principale qui occupait des terrains plus bas près des lacs Arrow. La chaîne Selkirk séparait encore plus efficacement le glacier de la vallée Selkirk d'une nappe qui rampait vers le sud par la tranchée des montagnes Rocheuses. À l'époque de l'action glaciaire maxima ces trois nappes principales étaient indubitablement reliées ensemble par des glaciers transversaux ("through" glaciers) qui occupaient les cols de montagne; cependant le glacier de la tranchée, la nappe de la vallée Selkirk, et la nappe principale étaient alimentés chacun par deux systèmes de glaciers latéraux. Les centaines de petits glaciers dans les chaînes représentent une petite fraction de ces glaciers nourriciers.

Comme on peut le voir sur l'édition topographique de la carte Shuswap, McEvoy a trouvé sur la montagne Lichen, sur

---

[1] Voir spécialement G. M. Dawson, Trans. Soc. Roy. Canada, Vol. 8, 1890; Rap. ann. Com. géol. Canada., Vol. VII, 1896, Partie B, p. 248.

le plateau Adams, et sur le Mont Tod des stries qui indiquent un mouvement de la glace *en travers des sommets* dans la direction S. 20°–30° E., qui est celle de la nappe glaciaire des Cordillères en général. Les hauteurs respectives sont d'environs 6,800, 6,100 et 6,800 pieds.[1] En se basant sur ces observations et sur d'autres, Dawson tirait la conclusion que la nappe glaciaire principale dans la région du lac Shuswap était un peu plus de 7000 pieds au-dessus du présent niveau de la mer. L'épaisseur de la glace au-dessus des vallées principales était par conséquent, non loin de 6,000 pieds. En autant que les circonstances lui permirent d'observer les niveaux élevés, l'auteur de ce travail a trouvé des raisons pour accepter la déclaration de Dawson.

La limite supérieure de la glace vers le milieu de la nappe de la vallée Selkirk, quand elle était à son maximum, semble avoir été un peu plus basse. Sur la montagne Revelstoke et sur les crêtes adjacentes, tout signe d'action glaciaire cesse à environ 6,500 pieds et il semble probable que la limite de la glace n'atteignit pas une hauteur supérieure à 6,800 pieds. La rivière Columbia est ici environ 1,500 pieds au-dessus du niveau de la mer, de sorte que l'épaisseur locale de la glace ne dépasse pas environ 5,300 pieds. Nous ne fîmes pas d'observations concluantes au sujet de l'épaisseur maxima de la glace à la tranchée des montagnes Rocheuses; elle était, cependant, probablement moindre que 5,000 pieds.

On ne peut pas encore dessiner un profil transversal complet de la surface glaciaire à l'époque de l'érosion glaciaire maxima. On voit qu'elle présente des fluctuations considérables d'après les observations que nous avons faites sur le versant ouest de la chaîne Selkirk. Sur le sommet de chaîne de 7,776 pieds indiquée sur la carte de Wheleer, à 3 milles au nord-est de l'embranchement Flat Creek, nous avons découvert de bonnes stries produites par la glace qui se déplaçait vers le sud en passant par dessus la chaîne. Ces stries indiquent que les larges vallées Caribou et Illecillewaet étaient remplies de glace confluente presque jusqu'à la ligne de contour 8,000 pieds. Ainsi la pente moyenne de la

---

[1] Cf. J. McEvoy, Rap. Ann. Com. géol. Canada, vol. VI, 1895, Partie A, p. 8.

surface de la glace, entre cette chaîne et Revelstoke, une distance de 30 milles, était environ 40 pieds au mille.

En général, cependant, les stries et les rainures observées étaient produites par une glace qui était strictement contrôlée par la topographie locale. Il est clair que chacun des innombrables glaciers de cirque avait son propre système de stries, à la manière des glaciers relativement petits qui occupent aujourd'hui les têtes des vallées. D'un autre côté, les cuvettes plus profondes de la région des plateaux, telles que les vallées occupées par les lacs Adams, Shuswap, et Mabel, ont produit des déflections dans les courants glaciaires durant l'action glaciaire maximum et nourri de puissants glaciers locaux longtemps après que la nappe glaciaire eut perdu sa continuité à cause d'une amélioration partielle du climat. Le rapport de Dawson sur la feuille Kamloops (1896) appuie suffisamment sur ces faits.

L'érosion glaciaire puissante a effectué les changements normaux que l'on pouvait attendre dans un système montagneux à fort relief. Les cirques sont très abondants dans les parties plus élevées des chaînes Purcell, Selkirk, et Columbia, de même qu'en plusieurs localités dans la région des plateaux (planches XXXIX et XL). Les vallées maîtresses ont été élargies et approfondies; les éperons montagneux qui avancent dans celles-ci ont été tronqués et il en est résulté des formes en auge. On peut en voir de bons exemples dans la vallée de la rivière Beaver, dans la vallée Selkirk, et dans les vallées occupées par les plus grands lacs. L'escarpement des murs des vallées ont occasionné des éboulements considérables de terrain qui sont spécialement bien illustrés le long de la rivière Eagle entre Three Valley et Taft. Des bassins rocheux, grands et petits, ont été creusés. L'exemple le plus remarquable est celui du lac Adams, qui a 1,200 pieds de profondeur et qui se décharge par dessus une lèvre rocheuse qui n'est couverte que par quelques pieds de matériaux de transport.[1]

[1] Les bras du lac Shuswap renferment plusieurs longs bassins rocheux. A l'exception de sa rivière de décharge le bras Mara a été séparé du lac principal par l'accroissement du delta de la rivière Eagle. De même, le lac Little Shuswap a été séparé par le delta de la rivière Adams. Le niveau du lac Nisconlith est maintenu par une moraine bien marquée déposée dans sa vallée par un glacier local de la fin du pléistocène.

Il n'est pas nécessaire de passer en revue l'argument sur lequel est basée la croyance à l'érosion glaciaire au degré qu'on lui attribue. Ceux qui sont sceptiques au sujet de sa grande efficacité n'ont pas suffisamment tenu compte de deux principes de *concentration*. Comme au lac Chelan dans l'état de Washington ou au glacier Muir actuel, une topographie accidentée peut réunir des courants glaciaires de manière à obtenir une vitesse de courant de 10 à 30 fois plus grande qu'elle ne serait dans une nappe glaciaire libre de se mouvoir en rayonnant dans toutes les directions. Comme le prouve l'expérience, l'abrasion est simplement proportionnelle à la vitesse, dans ces conditions. Les fiords et les cuvettes semblables n'existent qu'aux endroits ou une grande concentration de glace a été possible. La valeur de leur élargissement et de leur approfondissement dans le roc actuel, mesurée comme excès sur ceux qui se sont produits aux époques préglaciaires, est justement de l'ordre de grandeur exigée d'après les suppositions suivantes: premièrement, que la concentration des courants glaciaires et un contrôle primaire; et deuxièmement, que des nappes glaciaires non réunies ont érodé le roc solide à une profondeur de 30 à 50 pieds.

L'autre principe, trop souvent négligé dans la controverse de l'érosion glaciaire, est que *l'action de la ligne schrund* affecte les deux côtés d'une vallée érodée aussi bien que sa tête. Presque tous les géologues admettent qu'il se produit une érosion rapide à la tête de la vallée et ceci s'explique par le creusage glaciaire qui se produit au contact de la glace et du roc. Il faut se rappeler, cependant, que la même sorte de contact existe à droite et à gauche de chaque vallée glaciaire sur toute sa longueur, excepté aux endroits où il y a du drift entre la glace et le roc. Le creusage aux lignes "schrund" latérales est évidemment une cause importante d'élargissement des auges, de troncature des éperons montagneux, et de la relation spéciale des vallées suspendues typiques.

Les argiles de la fin du pléistocène de la vallée de la Thompson sud appartiennent à un groupe très étendu de dépôts que Dawson a étudiés en détail.[1] Il a expliqué la formation White

---

[1] G. M. Dawson, Rap. Ann. Com. géol. Canada, Vol. VII, 1896, Partie B, pp. 252 et 283 FF., où nous trouverons d'autres renvois à ses écrits sur ce sujet.

silt comme étant le sédiment déposé dans les vallées principales du sud de la Colombie britannique à une époque où toute la région était à environ 2,500 pieds plus bas qu'à présent. Voici ce qu'il en dit:

> "Après que cette seconde période d'érosion glaciaire eut atteint son maximum, il se produisit apparemment un second affaissement, moindre que le premier. mais suffisant pour déprimer la région des Cordillères en général, à un niveau d'environ 2,500 pieds en-dessous de celui actuel. À cette époque, et pendant que de grands glaciers occupaient encore les vallées de montagnes, et que la position du névé du premier glacier cordillérien était probablement retenu par une nappe glaciaire de la même dimension, la terre ferme est restée presque stationnaire pendant un long intervalle de temps, et il s'est déposé lentement des couches remarquables et importantes de limons, bien stratifiées sur une épaisseur considérable dans différentes régions basses disséminées le long des Cordillères sur une longueur d'environ 1,200 milles. À mesure de nos observations il devint à la longue évident que ces argiles, que nous avons désignées dans des publications précédentes comme *White Silt*, ont une signification plus locale. Elles semblent, en effet, constituer une formation bien marquée, qui caractérise un long stage défini de stabilité dans l'histoire glaciaire. Dans les divers bassins plus ou moins complètement séparés dans lesquels on les trouve, leur niveau est si identique qu'elles semblent avoir été produites par une même cause commune qui, croit-on, en considérant toutes les circonstances, et particulièrement en regardant la vaste région qu'elles couvrent, ne peut être autre que le niveau de la mer à cette époque. Nous n'avons trouvé aucune moraine ni aucune autre accumulation, qui pourrait expliquer la production de lacs, dans lesquels on pourrait supposer que ces limons se sont déposés; et s'ils s'étaient formés dans des lacs séparés, retenus soit de la manière suggérée ou par des écluses glaciaires, on devrait s'attendre à ce qu'ils se présentent à des niveaux très différents dans chaque bassin dans une région si accidentée que celle des Cordillères."[1]

---

[1] G. M. Dawson, ibid., p. 252.

Cependant, Dawson dit, dans d'autres passages, que quelques-uns des limons de haut niveau se sont déposés dans des vallées temporairement transformées en lacs par des glaciers locaux. Il n'a pas éclairci le critérium par lequel ces limons pouvaient se distinguer sur le terrain de ceux qui se sont déposés dans les longs fiords ou dans les vallées inondées, dont l'existence est sous-entendue dans l'hypothèse de l'affaissement. Il est certain qu'une élévation de 2,500 pieds à la fin de l'époque glaciaire ou après l'époque glaciaire a eu plusieurs effets visibles sur la topographie de la Colombie britannique. Nous n'avons encore découvert aucun signe d'une grande submersion et l'auteur ne peut pas croire que l'hypothèse de Dawson soit justifiée par des faits connus. Il n'est pas besoin d'étudier longuement les faits qui conduisent à cette conclusion dans un rapport sur la région actuelle de reconnaissance, qui ne montrent un développement typique d'argiles blanches seulement le long de la rivière South Thompson (planche XLI et XLII).

Dans cette vallée il y a des terrasses importantes qui ont été coupées dans les limons sur une distance d'environ 30 milles. L'élévation du sommet du banc le plus élevé varie considérablement, quand on le considère par rapport au niveau de la mer ou par rapport au niveau de la rivière. Cette dernière est environ à 1,150 pieds au-dessus de la mer à la décharge du lac Little Shuswap et seulement à 10 pieds plus bas à Kamloops. Le tableau suivant indique les hauteurs approximatives des plus hautes terrasses de limons au-dessus de la rivière.

Localité.	*Altitude en pieds.*
Chase (décharge du lac Little Shuswap)	75
Village Shuswap (terrasses irrégulières)	100
Ducks	275–320
En face de l'embranchement Campbell	420–500
Pic Pauls	400–500

Sauf à son embouchure le lac Little Shuswap n'a pas de terrasses d'argile sur ses rives, et on ne voit pas de dépôts notables de limon à Kamloops. Entre le lac et le confluent des rivières North Thompson et South Thompson, les dépôts et les terrasses

de limon sont continus. On croit que les limons seraient suffisamment expliqués si on les considérait comme le sédiment déposé durant une transformation temporaire en lac de la South Thompson. Ce lac prit naissance à la suite du barrage de la vallée vers le haut par un glacier local qui occupait le bassin du lac Little Shuswap; vers le bas par un glacier puissant qui descendait vers le sud par la vallée de la North Thompson et qui a rempli la section en travers entière du bassin actuel du lac Kamloops jusqu'à un niveau au moins 500 pieds au-dessus de la surface actuelle de cette étendue d'eau. Le terrassement de ce dépôt commença avec la fonte des barrages de glace, entre lesquels l'argile s'était accumulée à une profondeur maxima d'au moins 500 pieds et probablement plus de 600 pieds.

La couleur du limon est généralement blanche, avec des teintes brunâtres et grises. Tel qu'il affleure le long de la Thompson, le dépôt a un grain remarquablement constant et très fin. Au microscope on identifie facilement d'assez nombreuses baguettes de quartz ayant des diamètres depuis moins de 0 mm 01 jusqu'à environ 0mm 06; mais la majeure partie des matériaux, qui ont un grain semblable et qui sont aussi incolore ou vitreux, réagissent si faiblement à la lumière polarisée qu'il est très difficile d'en faire l'identification exacte. On a trouvé que quelques-uns de ces grains avaient une structure perthitique apparente et beaucoup d'entre eux possédaient un clivage parfait. Quelques-uns semblent être lamelleux et sont probablement des plagioclases. Les grains foncés de toutes sortes sont très rares.

La conclusion que l'argile est surtout feldspathique, en majeure partie inaltérée, a été confirmée par l'analyse suivante d'un échantillon typique (No. 1604), pris dans l'escarpement a une faible distance en aval de la station de Ducks sur le côté nord de la rivière. L'analyse fut faite par Mr M. F. Connor, du Ministère des Mines, qui fit une double vérification pour tous les oxydes importants.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
67.38	0.40	15.53	0.96	1.54	0.07	0.90	2.00

Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2		
5.83	2.46	3.70	(traces)	total	100.77

Le coefficient des oxydes correspond à: 49 pour cent d'albite, 15 pour cent d'orthose, 8·5 pour cent d'anorthite, et environ 18 pour cent de quartz. On voit donc que l'argile est un dépot très rare. Elle s'approche d'une masse qui serait produite par la pulvérisation d'un granite frais riche en albite ou d'une pegmatite. Les roches de cette composition sont abondantes dans la terrane Shuswap adjacente, et il semble que le limon serait mieux désigné comme fleur de roche, produite par le broyage glaciaire des roches intrusives granitiques du pré-beltien. Cependant dans le limon analysé il peut y avoir une certaine concentration du feldspath albite.

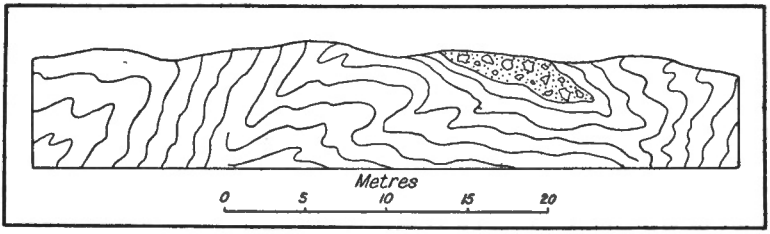


Figure 4. Section montrant le plissement des limons de la fin de l'époque glaciaire par la marche d'un glacier, qui a déposé une couche de boue glaciaire typique (masse en forme de coin) sur les limons. Emplacement 2 milles 5 à l'ouest de la station de Cherry Creek sur le lac Kamloops.

Nous n'avons pas recueilli de preuve nouvelle au sujet de la nature multiple de la période glaciaire en Colombie britannique. Les marques glaciaires, les formes glaciaires, et les dépôts glaciaires dans toutes la région de reconnaissance sont si frais qu'on ne peut en attribuer définitivement aucun à une époque plus ancienne que le Wisconsin de l'est. On ne doit pas s'attendre que dans une région aussi accidentée, les témoins d'une érosion glaciaire plus récente ou d'une période interglaciaire générale soient nettement conservés. Comme nous l'avons fait remarquer ailleurs, les limons locaux le long des rives du lac Kamloops ont été violemment tordus, comme par une poussée glaciaire, et près de la station de Cherry Creek, les limons supportent une argile à blocaux typiques (figure 3); cependant ces phénomènes peuvent avoir été les résultats normaux d'une

oscillation du grand glacier qui occupait le bassin du lac Kamloops durant les derniers jours du pléistocène.[1] On pourrait peut-être obtenir une preuve plus positive d'une érosion glaciaire nettement plus récente en étudiant certains anciens graviers partiellement cimentés qui affleurent bien en évidence sur les hauteurs juste au sud-est de la station de Cherry Creek.

Les glaciers actuels dans les Selkirks et dans les chaînes environnantes sont très nombreux mais petits; à notre connaissance, leurs fronts, bien qu'ils soient oscillants dans quelques cas, ont subi un recul durant au moins les vingt-cinq dernières années.[2]

---

[1] Cf. R. A. Daly, Livret-Guide nº 8, Congrès géologique international, Ottawa, 1913, p. 234.

[2] Voir A. O. Wheeler, "La chaîne Selkirk", Ministère de l'Intérieur, Ottawa, 1905, Vol. 1, p. 357; et "The Selkirk Mountains, a Guide For Mountain Climbers and Pilgrims: Information by A. O. Wheeler," Winnipeg, 1912, p. 150. Dans ces ouvrages on trouvera des renvois aux observations quantitatives de MM. et de Mlle. Vaux sur les glaciers Illecillewaet et Asulkan.

CHAPITRE VIII.

GÉOLOGIE HISTORIQUE.

Le premier fait démontrable dans l'histoire géologique de la Colombie britannique est celui des sédiments clastiques Shuswap. Leur composition minéralogique prouve que la région entre le canyon Albert et Kamloops fut longtemps le théâtre d'une sédimentation et fut suivie d'une terrane pré-shuswap de caractère quartzeux, granitique ou gneissique. Des boues, des sables, et des graviers furent enlevés à cette terre ferme ancienne et déposés dans un géosynclinal qui reçut aussi des accumulations de matériaux calcaires et volcaniques. Toutes ces roches stratifiées constituent maintenant la série Shuswap, une masse très épaisse et concordante que l'on ne connaît qu'en partie car sa base est invisible et ses membres du sommet n'ont pas été identifiés.

Les observations sur le terrain n'ont pas encore donné de solution au sujet de l'emplacement de la terrane plus ancienne qui a fourni les matériaux fragmentés, ni au sujet de l'étendue et de la direction axiale du géosynclinal Shuswap. Nous considérons provisoirement tous les orthogneiss pré-beltiens comme appartenant à la même période éruptive générale comme celle à laquelle on a attribué les types granitiques qui ont définitivement envahi la série Shuswap. Cependant, cette corrélation relativement simple peut bien être fausse, et il n'est pas impossible que quelques-unes des roches mises en plan comme appartenant au "complexe sédimentaire en filon-couche" de la terrane Shuswap appartiennent en réalité à la terrane pré-shuswap.

Les épaisseurs remarquables des calcaires Sicamous et Tshinakin indiquent qu'ils ont pris naissance dans la mer plutôt que dans des bassins d'eau douce. Une teneur élevée en matière charbonneuse dans quelques-uns des bancs calcaires portent à croire que l'océan Shuswap contenait des organismes en abondance; les calcaires Shuswap eux-mêmes sont mieux désignés comme précipités chimiques.

L'action volcanique, qui semble s'être répétée durant l'affaissement du géosynclinal, a atteint son apogée lors des énormes extrusions basaltiques qui sont aujourd'hui représentées par les greenstones du lac Adams. D'autres greenstones plus massives semblent être des filons-couches et d'autres massifs d'injection, qui sont peut-être contemporains des roches volcaniques.

Durant son épaississement ce prisme géosynclinal composé s'est lentement recristallisé par l'action du métamorphisme de poids. La fissilité résultante a contrôlé le mode d'intrusion des magmas granitiques, qui, après le volcanisme Adams Lake, ont envahi le géosynclinal sur une vaste échelle. Ces magmas riches en gaz, se sont élevés dans la masse aujourd'hui schisteuse et se sont répandus le long des plans de stratification et le long des plans de schistosité qui venaient justement de se développer parallèlement à la stratification. Les filons-couches et les laccolithes granitiques se sont cristallisés et alors ils ont eux-mêmes subi les effets du métamorphisme statique. En même temps leur chaleur et leurs gaz propres avaient effectué un métamorphisme de contact étendu dans les roches stratifiées.

L'injection granitique ne s'est pas accomplie d'une seule fois mais par une succession d'éruptions. La période éruptive entière fut si longue que les filons-couches plus récents furent métamorphisés statiquement, au moins dans une certaine mesure, avant que les derniers fussent injectés, car on voit que ceux-ci ont suivi les plans de schistosité dans les filons-couches plus anciens. Dans toutes les parties de la terrane Shuswap les plus anciennes injections furent généralement plus fémiques (plus riches en biotite ou en hornblende ou en l'un et l'autre) que les injections plus récentes, qui sont généralement aplitiques ou pegmatitiques. L'orthogneiss résultant ressemble en qualité aux complexes "Archéens" typiques du monde entier. Cette similitude fait supposer que les conditions qui règlent la formation des complexes précambriens primitifs étaient planétaires et particulières à une époque primitive de l'histoire de la terre. L'apparente universalité du métamorphisme statique et l'injection lit par lit ou en filon-couche dans les terranes précambriennes primitives nous portent à soupçonner que la croûte primitive elle-même de la terre était un complexe d'orthogneiss.

Durant l'injection des magmas granitiques, les sédiments Shuswap ont dû être déformés au degré exigé quand plusieurs filons-couches et massifs laccolithiques envahissent une série stratifiée, mais il n'y a aucune preuve de plissement ou de renversement interne durant l'époque pré-beltienne. Sous ce rapport aussi les conditions furent spéciales car les granites post-cambriens ont presque toujours atteint leurs niveaux visibles dans la croûte terrestre seulement après une période de déformation intense de la croûte.

Après l'invasion granitique, une partie au moins de la terrane Shuswap a été soulevée au-dessus du niveau de base et fut érodée avant que la couche beltienne la plus inférieure se fut déposée en discordance sur la surface de cette terrane.

Avec ce soulèvement la ligne axiale des Cordillères canadiennes devint définie. La ceinture des Cordillères occidentales devint terre ferme et demeura ainsi en général jusqu'à la fin de la période mississippienne; durant ce même espace de temps la zone orientale était un géosynclinal, dont l'axe principal avait le même direction que les Cordillères actuelles. Le géosynclinal des montagnes Rocheuses continuait à s'enfoncer et se remplissait de sédiments dans les périodes beltienne (série Selkirk), cambrienne, ordovicienne, silurienne, dévonienne, et mississippienne. Dans la zone du chemin de fer, l'action volcanique ne laissa sa marque que dans la formation beltienne Cougar; ailleurs l'approfondissement du géosynclinal était accompagné par une action volcanique intense représentée par exemple, par les basaltes Purcell, Grinnel, et Irène du 49e parallèle.

Épaisses et bien exposées comme elles le sont, les strates beltiennes sont jusqu'à présent non fossilifères à l'exception des formes obscures trouvées dans les couches supérieures par Weller, Walcott, et l'auteur. Bien que la plupart de ces sédiments aient été statiquement métamorphisés, leur altération n'est pas suffisante pour expliquer l'absence de restes d'animaux. L'auteur est plus que jamais convaincu que leur absence est due au manque de parties dures, spécialement de testes et de squelettes calcaires, dans les corps des animaux précambriens. Des testes chitineux se sont développés durant le cambrien, et les roches de cet âge, pratiquement aussi métamorphisées qu'un

grand nombre des couches beltiennes, sont déjà fameuses pour leur teneur en restes organiques.

Vers la fin de la période mississippienne, la zone des Cordillères occidentales, qui comprend une grande partie de la terrane Shuswap s'affaissa, et une sédimentation pennsylvanienne avec un volcanisme intense affecta la totalité de la zone du chemin de fer depuis les lacs Shuswap jusqu'à l'océan Pacifique. Ce géosynclinal carbonifère (série Cache Creek) avait un axe principal à peu près parallèle à la rive actuelle du Pacifique. Sur une partie de l'époque pensylvanienne le géosynclinal des montagnes Rocheuses est resté sous l'eau, au moins en quelques endroits, mais son épaisseur n'a que relativement peu augmenté. D'un autre côté, il est probable qu'une grande partie de la zone orientale devint terre ferme à la fin du mississippien et fournit des matériaux clastiques au long auge qui commençait alors à s'approfondir dans la ceinture des Cordillères occidentales.

Les sédiments permiens sont probablement représentés dans la chaîne de front des Rocheuses canadiennes, mais dans les deux ceintures des Cordillères, la période permienne semble avoir été une époque d'érosion car les sédiments pensylvaniens du géosynclinal occidental avaient été soulevés au-dessus du niveau de la mer. Cette élévation ne fut probablement pas accompagnée d'une forte déformation.

La dénudation suivante avait enlevé les couches supérieures du système pennsylvanien avant que le membre visible le plus bas du groupe triasique, un conglomérat de base, se fut déposé en discordance. La formation de ce gravier fut immédiatement suivi par l'émission constante de basaltes et d'andésites basiques par les fissures et les ouvertures centrales (série Nicola). Des calcaires marins fossilifères sont ici et là interstratifiés avec ces laves, ce qui indique que la mer triasique s'étendait bien jusque dans la région cordillérienne par l'ouest. Il est probable que ces conditions caractérisaient aussi le commencement de la période jurassique.

Le bouleversement orogénique de la fin du jurassique a produit une grande déformation des roches du pensylvanien et du commencement du mésozoïque de la zone occidentale, où une intrusion batholithe sur une grande échelle fut associée au plisse-

ment et au broyage intense. La question se pose encore à savoir combien loin les sédiments du géosynclinal des montagnes Rocheuses ont été affectés par ces mouvements. La relation de structure des couches crétacées dans les chaînes de front avec les membres paléozoïques indique que le bouleversement jurassique n'a pas troublé ces roches plus anciennes d'une manière essentielle. À l'ouest de la ligne de faîte des montagnes Rocheuses il n'y a aucune preuve d'observation pour résoudre le problème, de sorte qu'il est impossible de dire jusqu'à quel degré le plissement intense dans les montagnes Purcell et Selkirk a été affecté par le bouleversement. La région qu'occupent maintenant ces montagnes fut probablement soulevée bien au-dessus du niveau de base, car elle ne porte aucune trace de la sédimentation crétacée.

Après avoir souffert un peu d'érosion, les montagnes jurassiques s'affaissèrent en quelques endroits, et il s'est déposé des prismes remarquablement épais de sédiments crétacés dans les géosynclinaux étroits qui se sont ainsi formés. Dans la zone du chemin de fer ceux-ci furent confinés à la vallée Fraser et aux régions côtières.

Vint ensuite le bouleversement laramien qui plissa les nouveaux sédiments crétacés et les formations sur lesquelles ils reposaient dans la ceinture occidentale, ainsi que le géosynclinal très résistant des montagnes Rocheuses. Durant le plissement des roches de la chaîne de front et leur charriage par dessus les Grandes plaines, les chaînes de l'Intérieur ont dû être fortement déformées. Il est, par conséquent, possible que les montagnes Columbia, Selkirk, et Purcell de la section du chemin de fer aient atteint leur structure durant deux bouleversements différents, le jurassique et le laramien. L'importance relative de ces bouleversements qui ont développé les plis et les failles visibles est encore un problème irrésolu.

Comme résultat du bouleversement laramien les Cordillères canadiennes ont d'abord atteint leurs pleines longueur et largeur. Les chaînes qui les formaient étaient sans doute beaucoup plus élevées que celles actuelles. Une érosion constante eut lieu durant tout le tertiaire et le quarternaire, sauf dans des régions relativement peu étendues dans la zone des Plateaux intérieurs et le long de la côte, où des laves et des sédiments ont ici et là

temporairement interrompu la dénudation. La plupart des sédiments tertiaires de la Colombie britannique ont une origine d'eau douce et eux-mêmes portent des marques du procédé de destruction générale. Ainsi, l'histoire tertiaire et postérieure des Cordillères doit être écrite en tenant compte de leur développement physiographique depuis le commencement de l'éocène.

Le lecteur trouvera dans les écrits de Dawson un aperçu de l'histoire tertiaire, que Dawson a principalement observée dans les roches et la topographie des Plateaux intérieurs. Comme nous l'avons fait remarquer dans certaines pages précédentes, il y a des doutes au sujet de la date des facettes de la pénéplaine dans la ceinture, et il y a aussi doute au sujet des vallées creusées entre ces facettes. La difficulté est au moins aussi grande pour décrire le bouleversement physiographique des chaînes de montagnes intérieures, des montagnes Rocheuses, des grandes tranchées, de la vallée Selkirk, et des milliers de vallées associées plus petites. Peu de problèmes dans la géologie cordillérienne sont aussi importants que ceux qu'offrent les formes et les relations topographiques dans la zone des Plateaux intérieurs, car c'est probablement là que l'on fera surtout la détermination de la géologie tertiaire des Cordillères prises dans leur ensemble. Il est maintenant trop tôt pour essayer de faire une telle détermination et les notes qui suivent ne se rapportent qu'à des conclusions tirées seulement de la région qui fait le sujet de ce rapport.

À travers toute cette région l'éocène fut une époque de dénudation. Durant l'oligocène une grande partie de la région des Plateaux intérieurs fut inondée par les laves basaltiques et andésitiques du groupe Kamloops, arrivant au jour sous la forme d'éruptions de fissure et sous la forme de masses composées du type Etna. Le changement nécessaire dans les cours de drainage ont conduit à une sédimentation locale d'eau douce, réprésentée typiquement par les couches Tranquille.

Le groupe Kamloops est la formation géologique la plus récente de la section du chemin de fer. Ses roches ont été légèrement soulevées pratiquement partout et en quelques endroits relevées sous de grands angles (figure 3). On ne peut pas encore fixer avec une certitude absolue la date de ce léger

diastrophisme, mais il y a quelque probabilité qu'il doit être attribué à la fin du miocène. À cette époque les sédiments du commencement du miocène, trouvés dans le rectangle Snoqualmie de l'état de Washington, étaient très plissés. Telles que décrites dans le Mémoire 38 de cette Commission géologique, les couches miocènes (?) de la vallée Flathead à la frontière internationale ont aussi été fortement déformées. Il semble raisonnable de faire la corrélation de tous ces mouvements et d'adopter la conclusion prédominante des géologues des Cordillères que tous sont d'âge pré-pliocène.

Avec le pliocène l'érosion générale a continué en élargissant les vallées du miocène. Dawson explique généralement les vallées récentes ou canyons de la Colombie britannique en disant que vers la fin du pliocène, la majeure partie des Cordillères furent soulevées en bloc à une hauteur moyenne d'environ 2,000 pieds. Un tel mouvement a dû certainement avoir pour effet de raviver les rivières du commencement du pliocène et de produire des canyons profonds. Cependant cette hypothèse a encore besoin d'être scrutée d'une manière continuelle et d'y joindre les observations sur le terrain. Les bancs de roche élevés dans la tranchée des montagnes Rocheuses et à un nombre considérable d'endroits dans la ceinture des Plateaux intérieurs font croire à une topographie à deux cycles, mais nous n'avons pas encore de preuve définie que le second cycle dans chaque cas ait commencé par un soulèvement vers la fin du pliocène. Le problème est délicat à cause des mouvements de la croûte prouvés et apparemment de grande étendue durant la fin du miocène. Il est manifestement difficile de distinguer entre les effets physiographiques de la fin du miocène et le diastrophisme pliocène.

Nous avons donné plus haut une étude de l'histoire pléistocène de la région qui a fait le sujet de cette reconnaissance. Il est très probable que l'érosion glaciaire de cette période fut intermittente, avec une ou plusieurs périodes de déglaciation correspondant aux époques interglaciaires qui ont été récemment démontrées sur le bord occidental des Grandes Plaines et le long de la côte du Pacifique; il reste encore à trouver une preuve

directe d'une telle époque interglaciaire dans l'intérieur de la Colombie britannique.

L'époque post-pléistocène a été témoin de changements plus faibles qui ont eu lieu après la glaciation intense des hautes montagnes. La gorge Illecillewaet présente des exemples de plusieurs cas ou les fonds de vallée rocheux ont été approfondis par une excavation post-glaciaire. Ce procédé a été accompagné d'une dégradation dans les barrières de drift des lacs glaciaires. Par exemple, le niveau du lac Arrow Supérieur a été abaissé par le creusage de la rivière Columbia au sud; comme conséquence, un delta post-glaciaire de la rivière Illecillewaet est élevé et sec au-dessus du niveau actuel du lac ou de la rivière maîtresse (planche XLIII). La croissance de plusieurs deltas, grands et petits, dans les lacs est un autre incident remarquable dans la gradation post-glaciaire des cours d'eau. À l'heure actuelle, des centaines de petits glaciers dans les chaînes Purcell, Selkirk, et Columbia imitent en miniature les grands effets d'érosion qui ont été produits sur les lignes de partage de la glace et sur les nunataks par les puissants glaciers locaux du pléistocène.

PLANCHE I.

La tranchée des montagnes Rocheuses vue des hauteurs à l'est de Golden en regardant au sud. Les montagnes Dogtooth sont situées de l'autre côté de la rivière Columbia. Photographie de Wheeler.

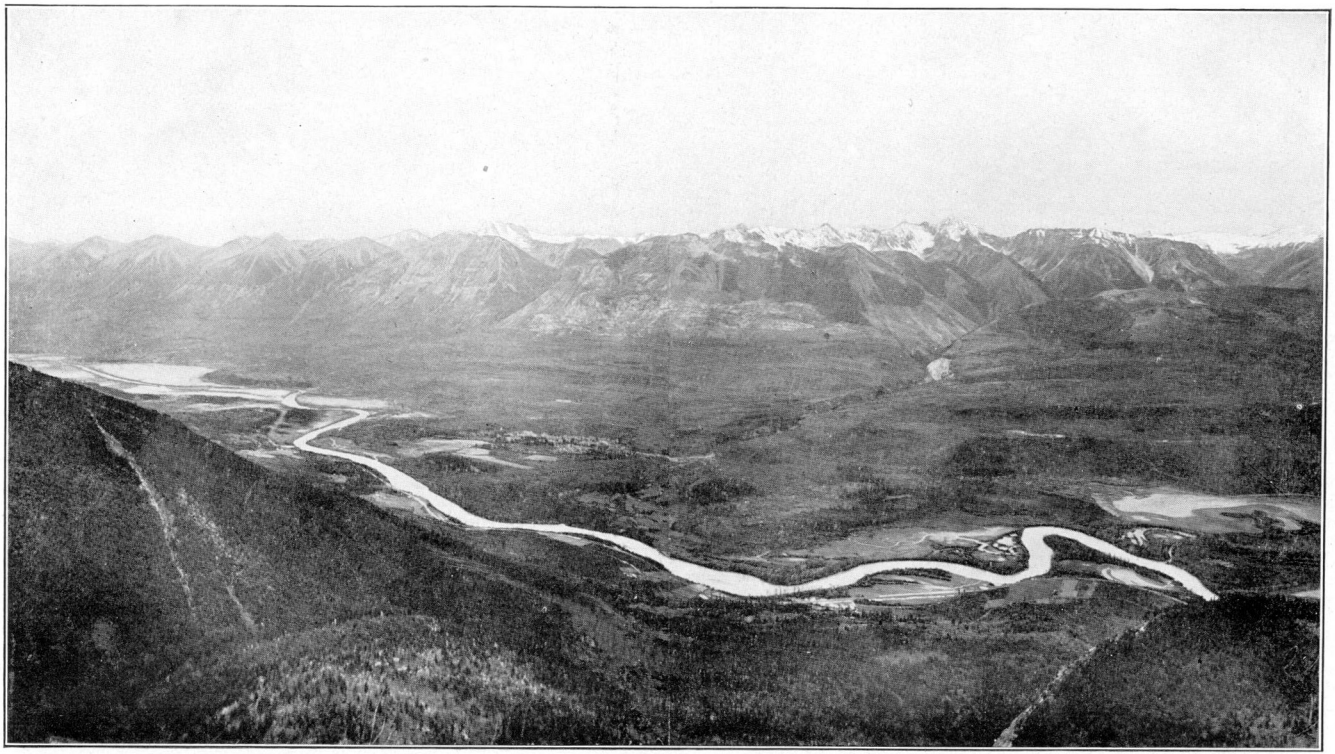


PLANCHE II.

Vue dans la tranchée des montagnes Rocheuses, à la station Donald, en regardant nord-ouest. Photographie de Wheeler.

PLANCHE III.

Collines Prairie vues de la station de chemin de Bear Creek. La tranchée Purcell au milieu de la gravure.

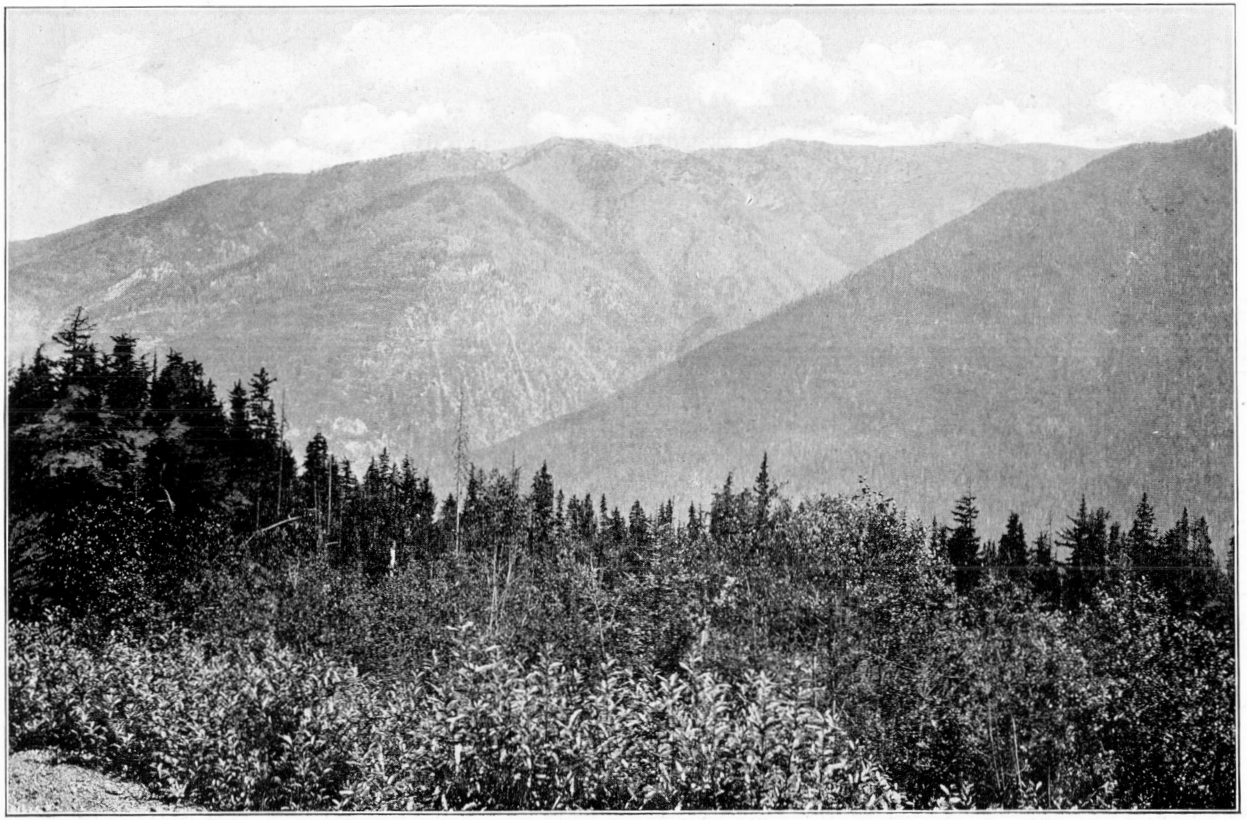


PLANCHE IV.

La chaîne Selkirk et la tranchée Purcell (vallée Beaver). Vue vers le sud du haut de la montagne Bald (collines Prairie). Photographie de Wheeler.

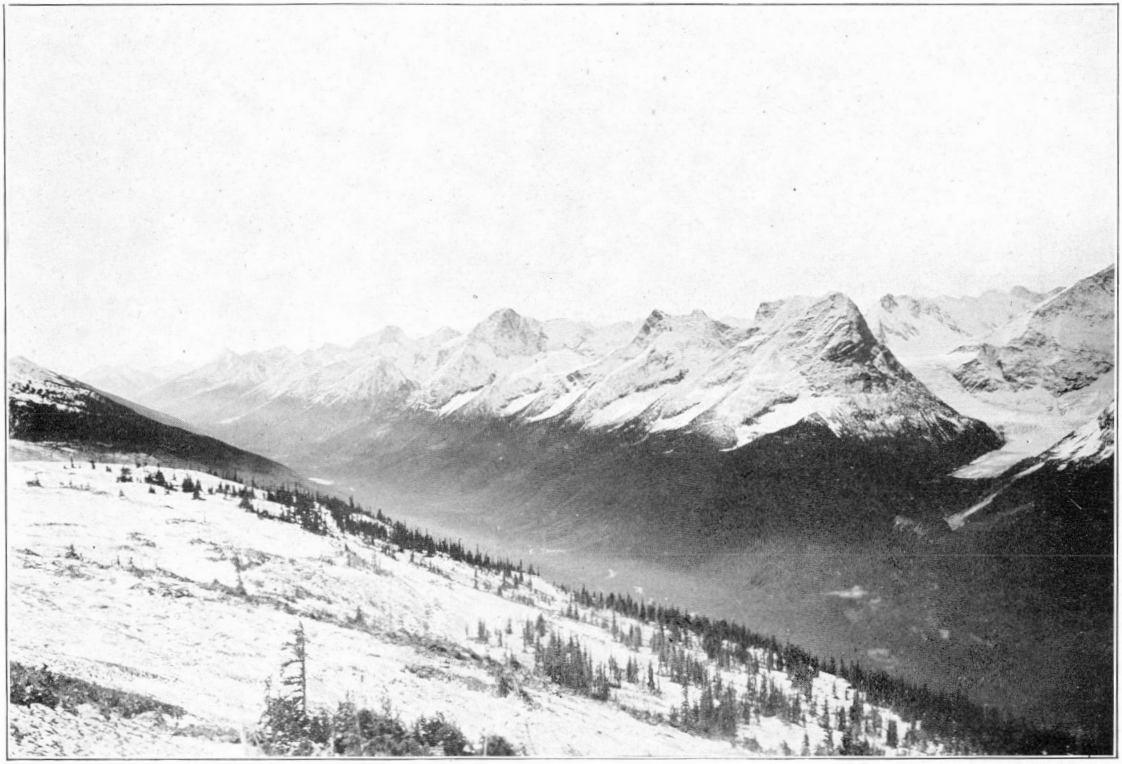


PLANCHE V.

La tranchée Purcell, collines Prairie (au milieu), et montagnes Dogtooth (au fond). Vue vers le sud-est du haut du mont Macdonald. Photographie de Wheeler.

PLANCHE VI.

Escarpement de la rivière Beaver, ou mur occidental de la tranchée Purcell; vue vers le sud le long de la bordure du névé Illecillewaet (altitude environ 9,000 pieds). Photographie de Wheeler.

PLANCHE VI.

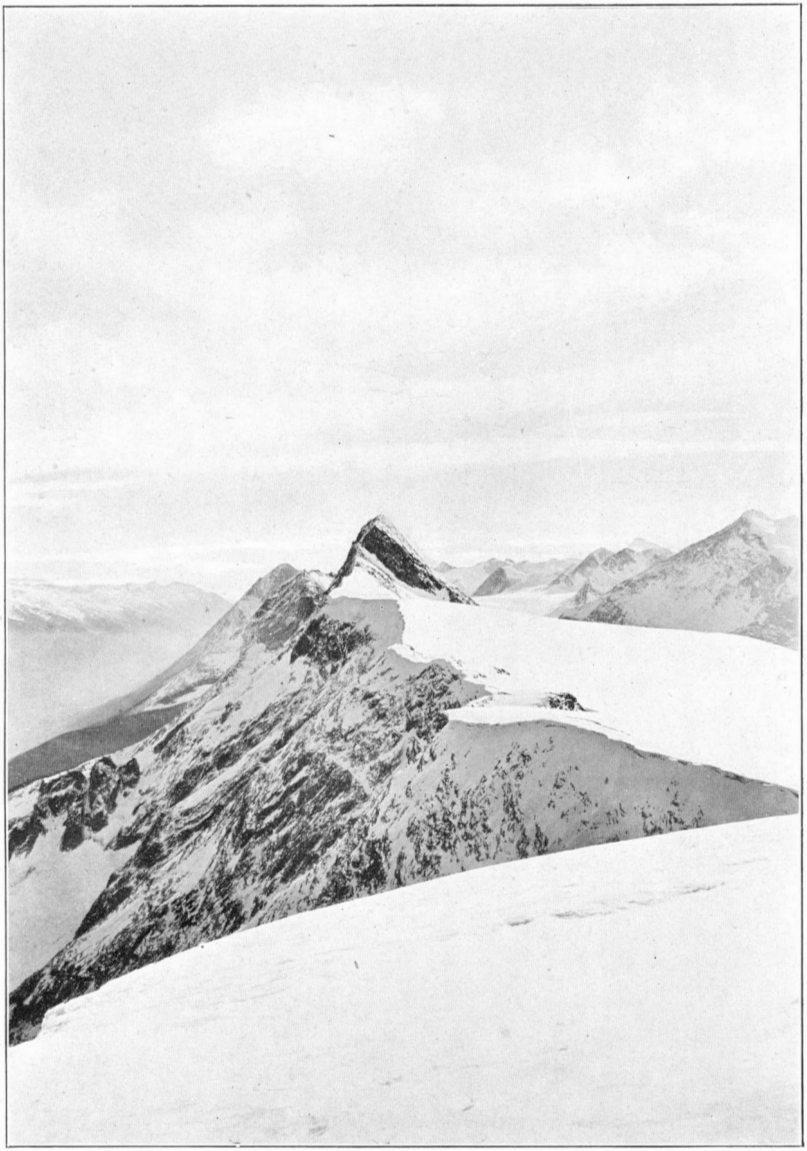


PLANCHE VII.

Vue vers le sud-ouest du ruisseau Sixmile le long de la tranchée Purcell (vallée de Beaver River).

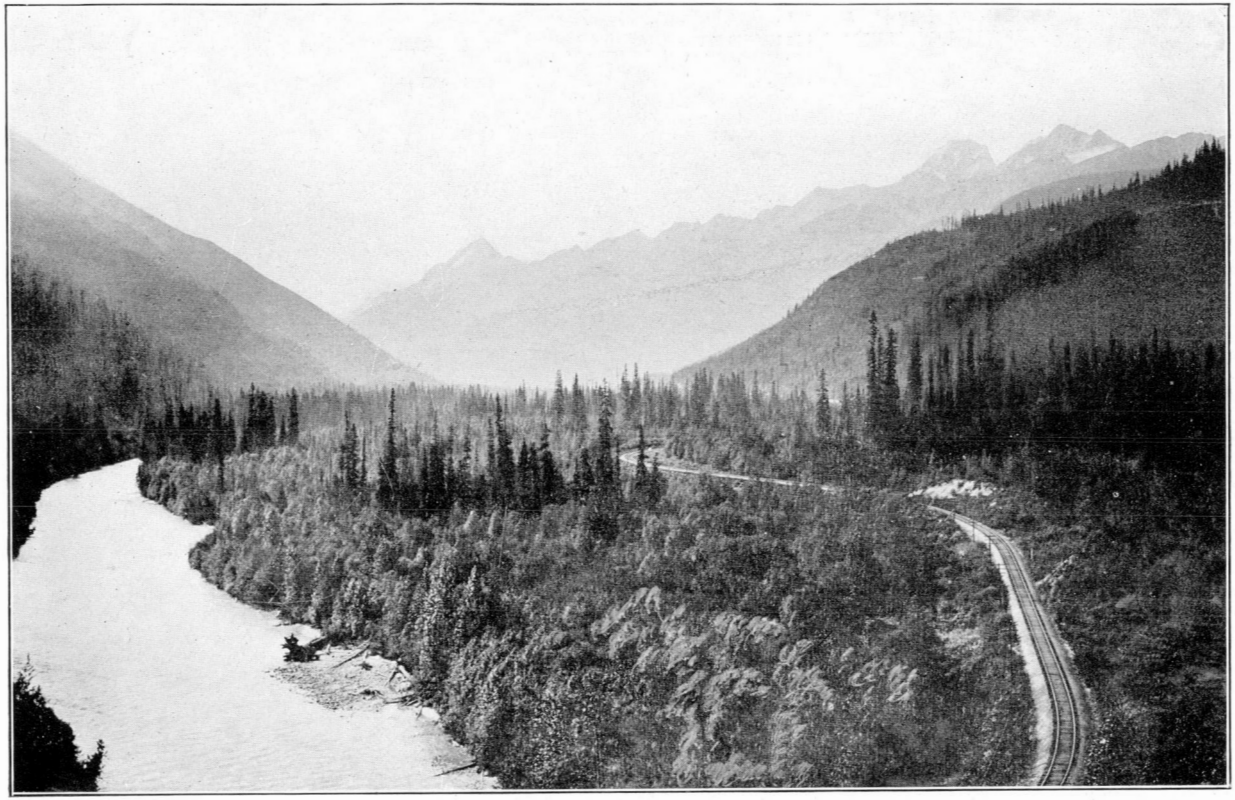


PLANCHE VIII.

La chaîne de sommet des Selkirk depuis le mont Avalanche (9,387 pieds, à gauche) jusqu'au mont Sir Donald (10,808 pieds, à droite). Vue vers le nord-est du haut du mont Abbott, Photographie Wheeler.

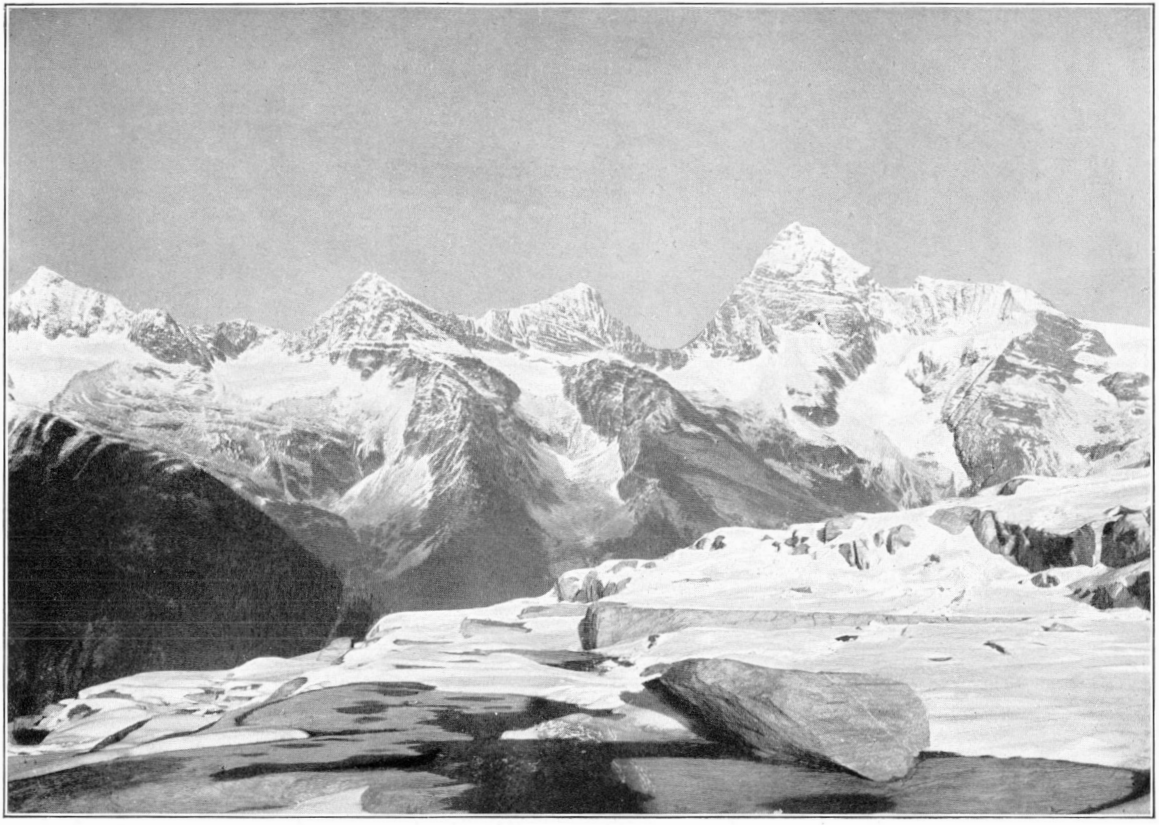


PLANCHE IX.

Mont Begbie (altitude 8,946 pieds), un des pics les plus élevés de la chaîne Columbia; vue du nord. Ses roches appartiennent à la terrane Shuswap. Photographie prise pour la compagnie Canadien du Pacifique.

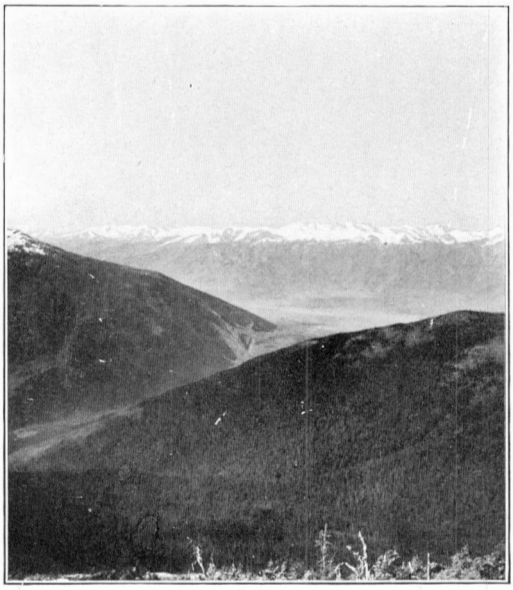
PLANCHE IX.

PLANCHE X.

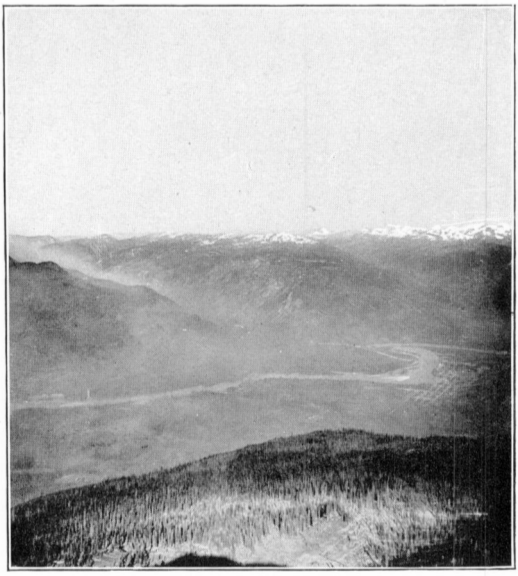
A.—La rencontre des vallées Illecillewaet et Columbia (Selkirk), vue du haut du mont Clach-na-Coadin (altitude environ 7,500 pieds); chaîne Columbia à l'arrière plan. Vue vers le sud-ouest. Photcgraphie Wheeler.

B.—La vallée Selkirk, Revelstoke, la chaîne Columbia, et la vallée Tonkawatla. Vue vers le nord-ouest du haut du mont Mackenzie. Photographie Wheeler.

PLANCHE X.



A.



B.

PLANCHE XI.

Vue dans la zone des Plateaux intérieurs, vers le bas du lac Shuswap, près de la baie Blind.

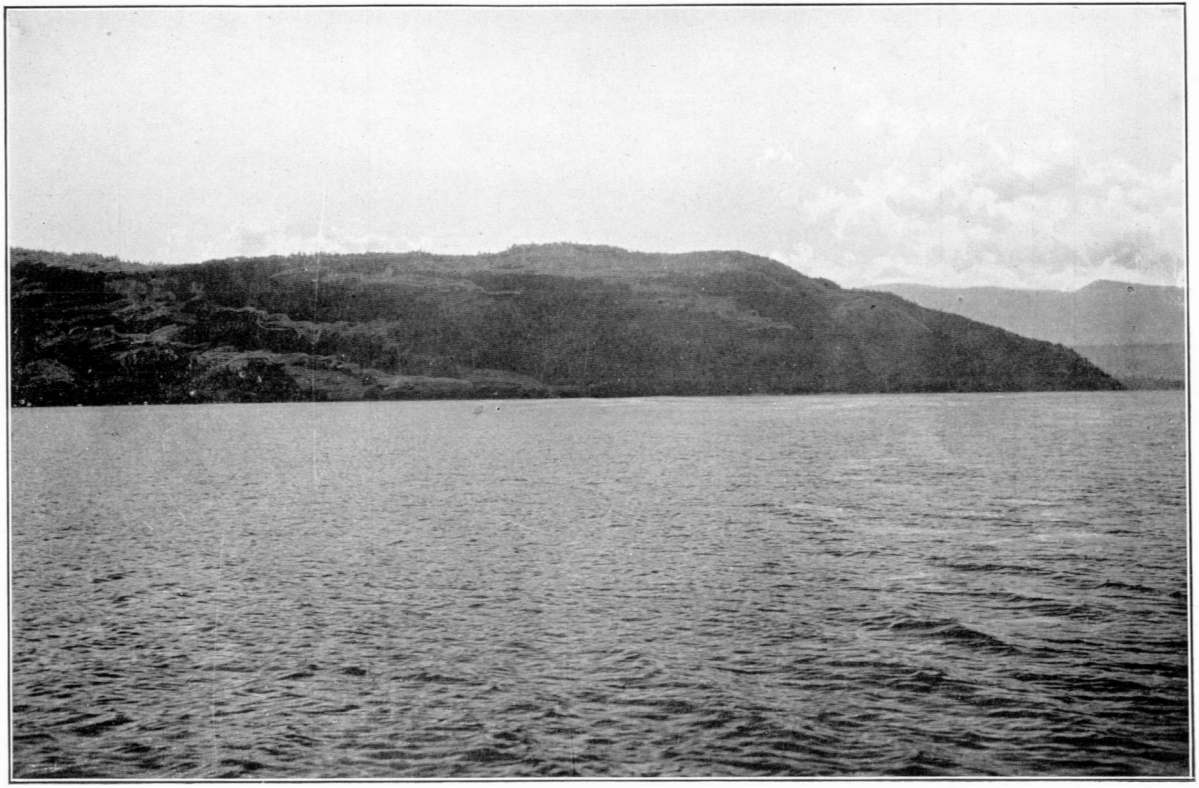


PLANCHE XII.

Plateau Adams (hauteur 6,000 pieds); vue vers l'est sur le lac Adams (hauteur 1,364 pieds).

PLANCHE XIII.

La terrane Shuswap dans les Selkirk occidentales, vue vers le sud-est du haut du mont Mackenzie (hauteur environ 8,000 pieds). Photographie Wheeler.

FLANCHE XIII.

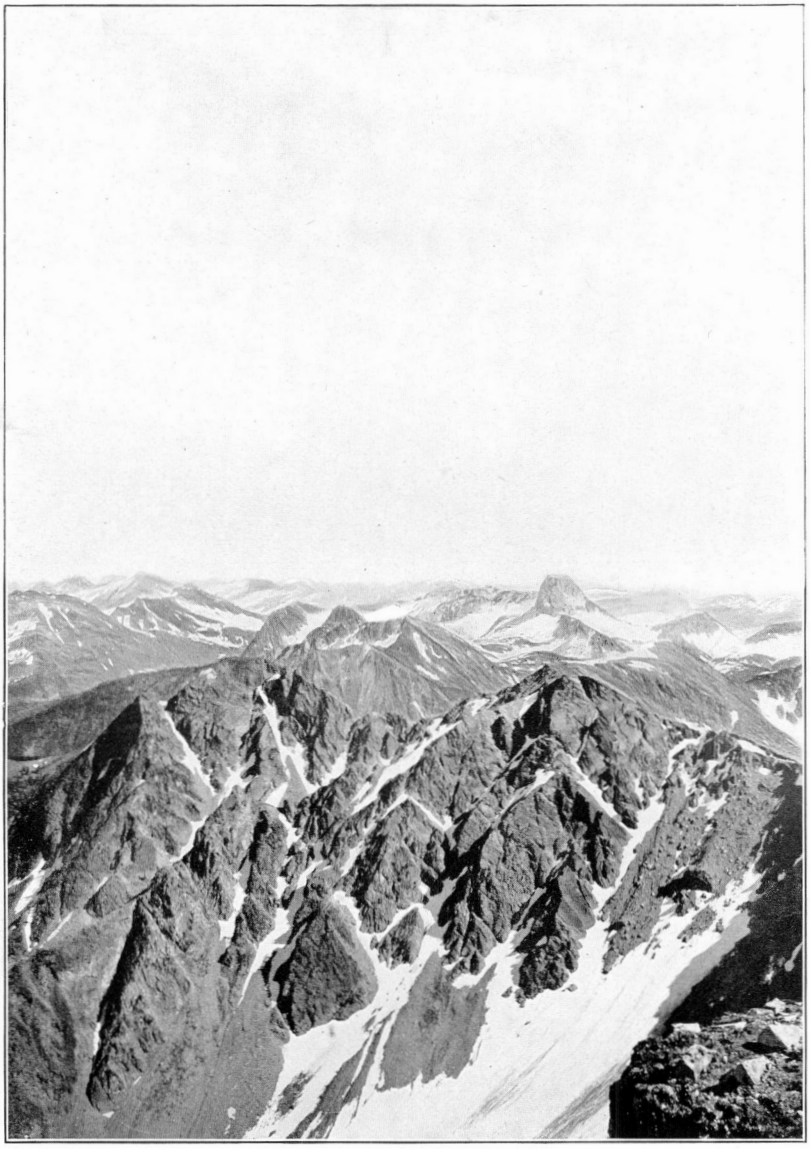


PLANCHE XIV.

Quartzite et paragneiss massif, attribués à la formation Chase; au lac Summit, chaîne Columbia.

PLANCHE XIV.

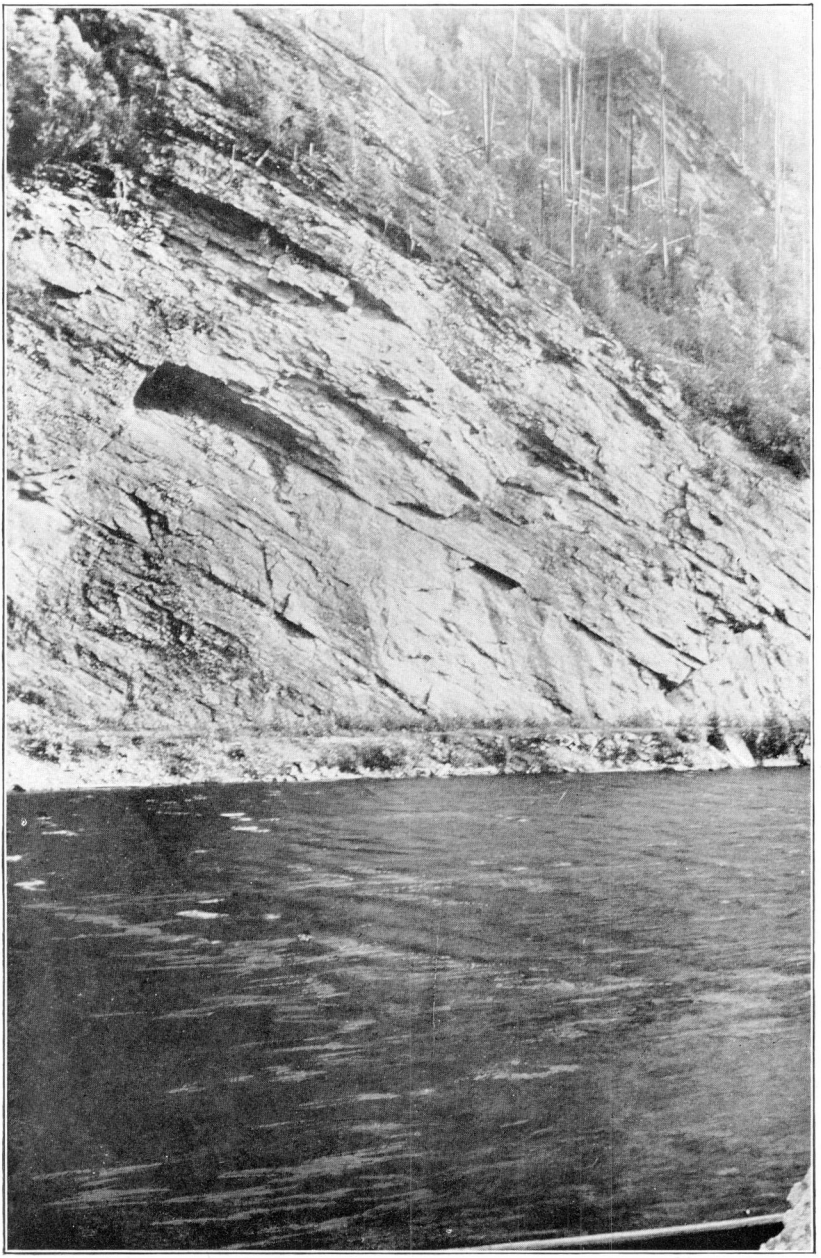


PLANCHE XV.

Montagne Bastion vue de l'ouest, montrant un rocher de calcaire Sicamous.

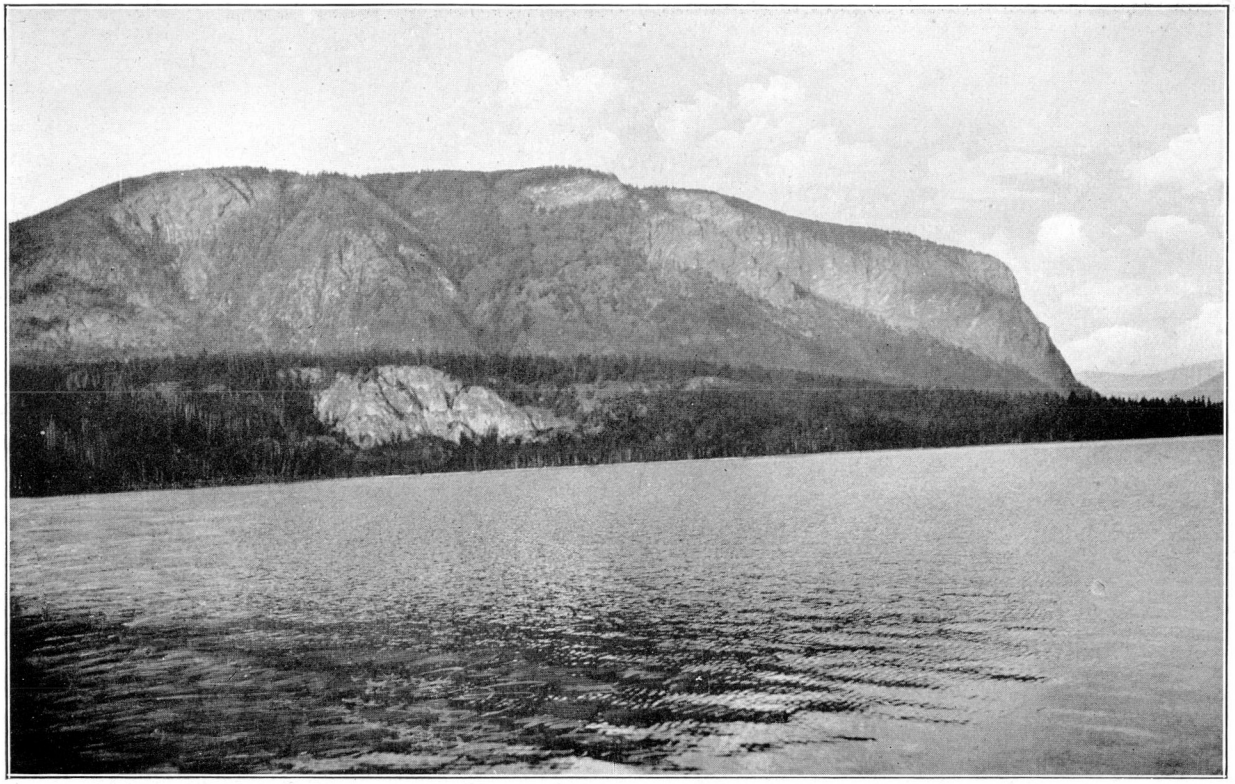


PLANCHE XVI.

Topographie en miniature de Karst sur le calcaire massif (Tshinakin ?) de la série Shuswap; 2 milles au sud de la passe Cinnemousun.

Planche XVII.

Filons-couches aplitiques et pegmatitiques recoupant les interstratifications de schiste et de calcaire métasédimentaires rouillés; rive ouest du bras Mara.

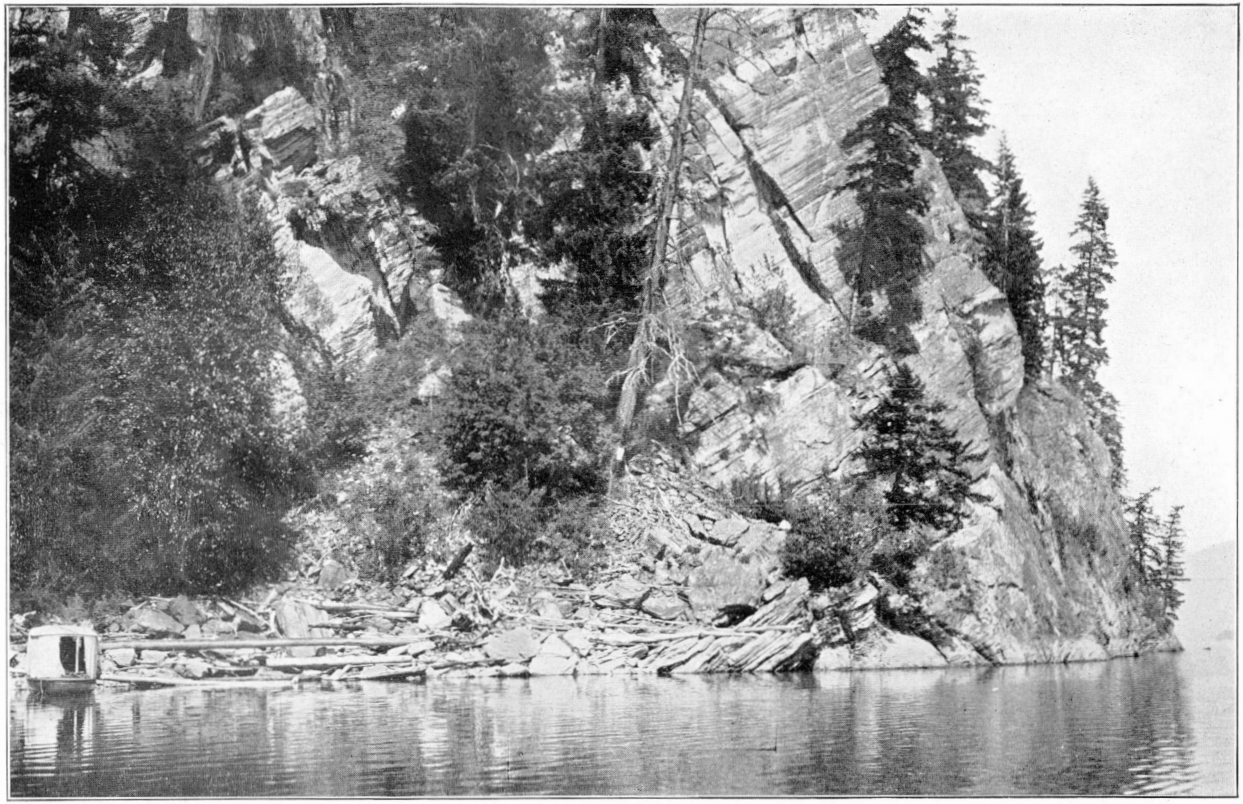


PLANCHE XVIII.

Vue vers l'ouest sur la terrane Shuswap, du haut du mont Clach-na-Coodin, Selkirk occidentales. Photographie de Wheeler.

Planche XIX

Orthogneiss près de la Albert Canyon; la schistosité est due au métamorphisme statique.

PLANCHE XIX.

PLANCHE XX.

Schistosité d'orthogneiss Shuswap typique près de la station Albert Canyon, montrant les effets du métamorphisme statique. Le marteau a 14 pouces de longueur.

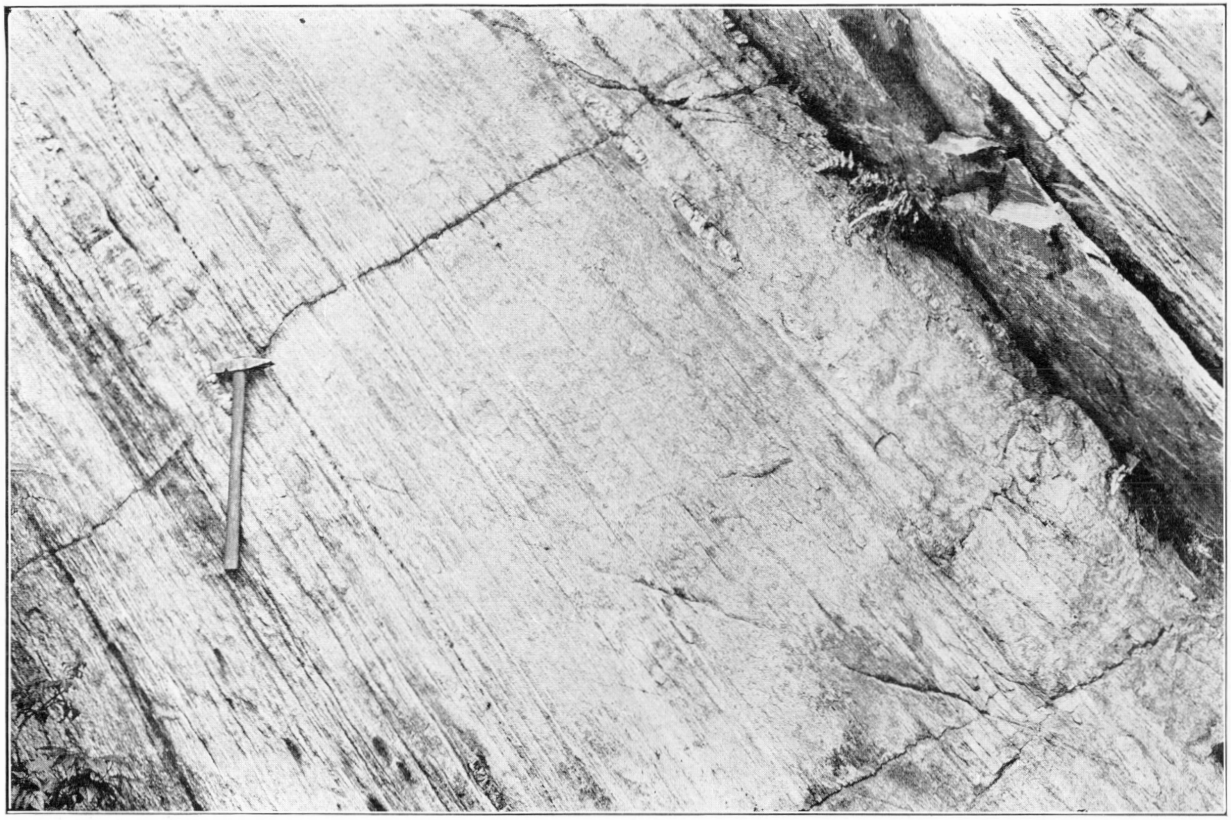


Planche XXI.

Clivage de glissement dû à des efforts de compression dans un schiste talqueux à la baie Blind. La schistosité à pendage faible bien développée est due au métamorphisme statique postérieur. L'étui en cuir a envrion 2 pouces 5 d'épaisseur.

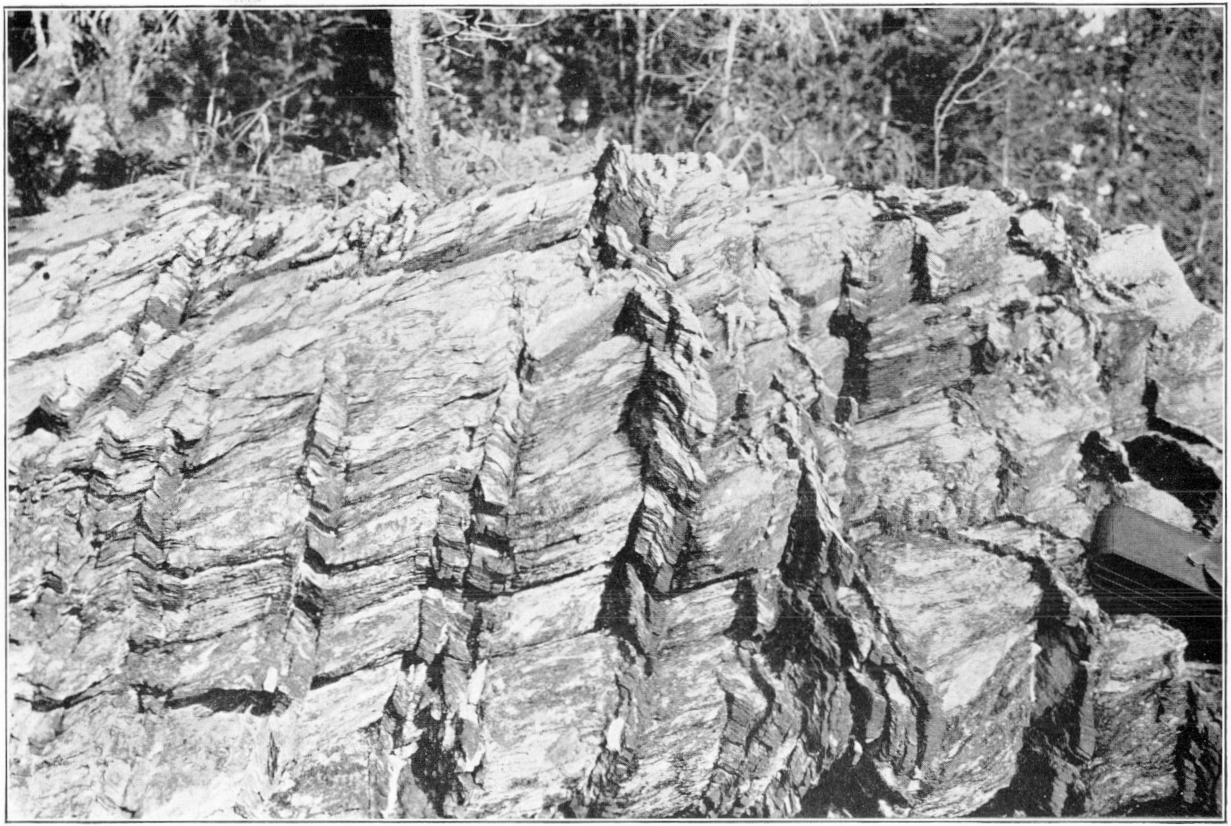


PLANCHE XXII.

Vue en direction sud-ouest vers le bas de la vallée Illecillewaet au canyon Albert. Les couches du premier plan reposent sur les couches inférieures de la série beltienne. En dessous de l'épaisse forêt à mi-plan se trouve le contact avec la terrane Shuswap qui se continue jusqu'à l'extrémité de l'arrière plan. Photographie Wheeler.

PLANCHE XXII.

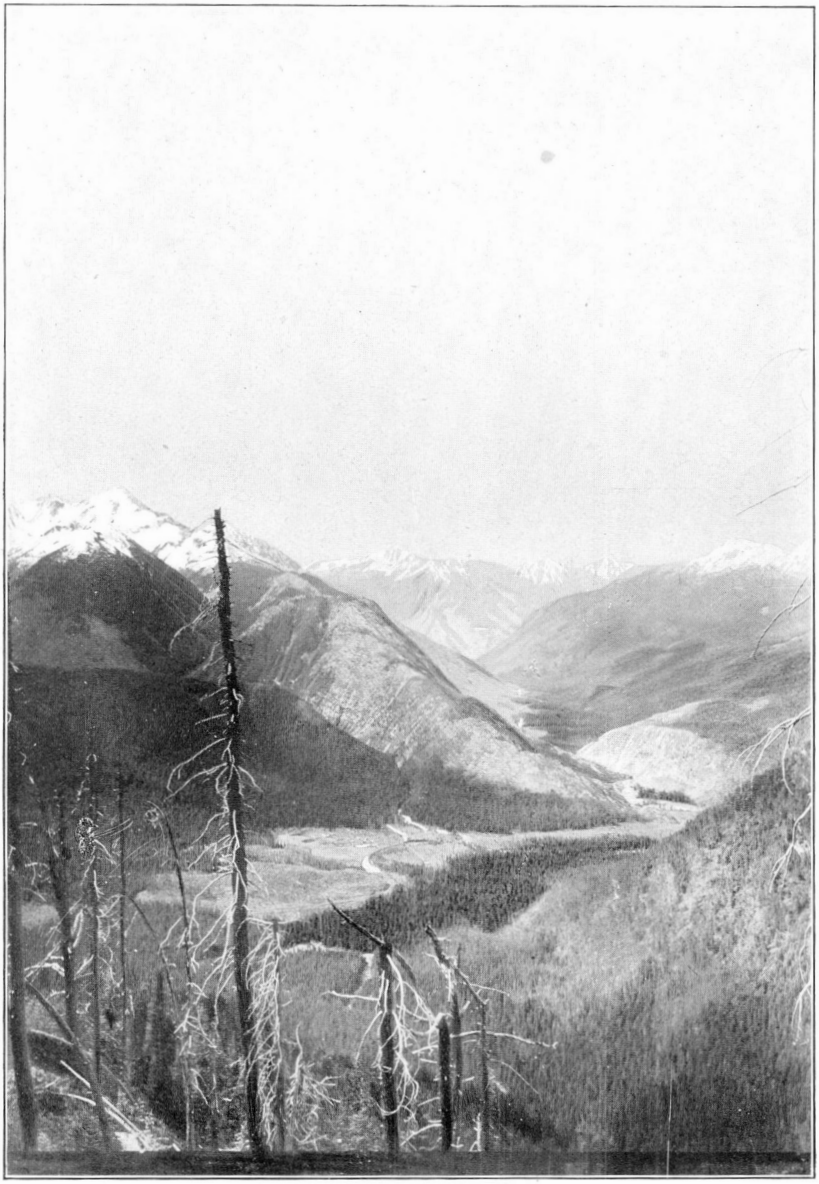


PLANCHE XXIII.

Vue vers l'ouest vers le bas de la vallée Illecillewaet du haut de la chaîne (hauteur 8,000 pieds) juste à l'est du Flat Creek. Les pentes du plan moyen reposent sur la formation très épaisse Laurie. Photographie Wheeler.

PLANCHE XXIII.

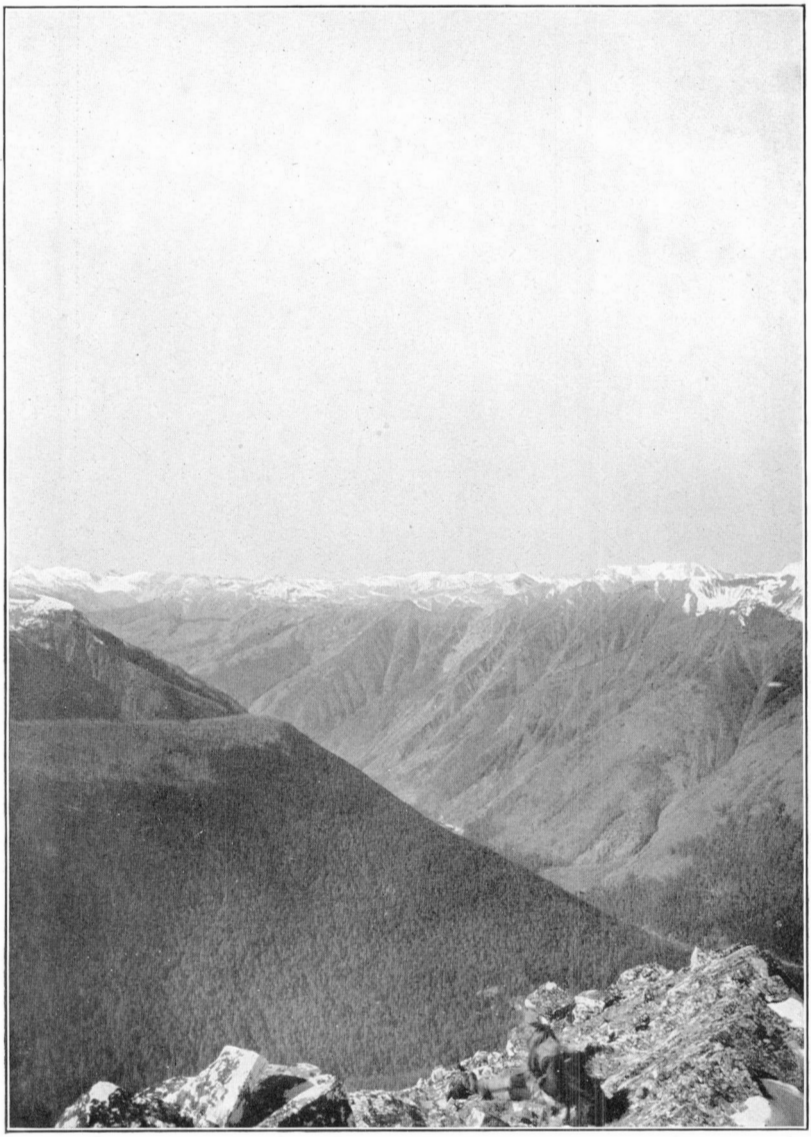


Planche XXIV.

Vue en direction vers le haut de la vallée Illecillewaet du haut du pic juste au nord de l'embranchement Laurie. Les couches du premier plan et la majeure partie de la pente boisée à droite reposent sur la formation Laurie, au-dessus de laquelle se trouvent les couches basales de la formation Cougar, au grand affleurement. Les montagnes de l'arrière plan, qui atteignent leur point culminant au mont Sir Donald, sont formées des quartzites Selkirk, qui pendent vers l'est-nord-est, en s'éloignant de la station de photographie. Photographie Wheeler.

Planche XXIV.

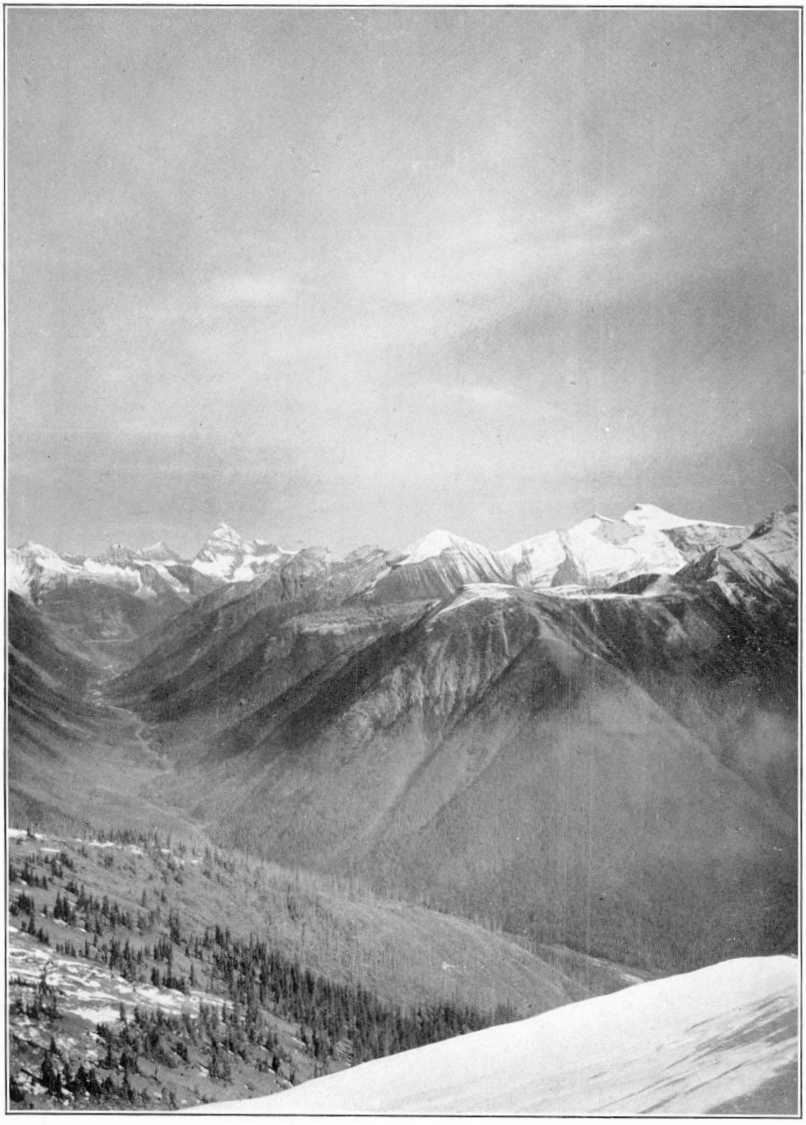


PLANCHE XXV.

Plis-failles dans la quartzite Cougar près de la tête du ruisseau Cougar, chaîne Selkirk. Le rocher a environ 50 pieds de hauteur.

Planche XXV.

PLANCHE XXVI.

Sommet du mont Cougar, en regardant vers le sud-est; la quartzite Cougar apparaît avec le développement typique qui le caractérise dans la chaîne Selkirk.

PLANCHE XXVII.

Le mont Bagheera (à gauche) et le mont Catamount (à droite), vus du haut de la montagne Cougar. Les quartzites Cougar dont le pendage est très abrupt supportant le calcaire Nakimu gris clair et les couches Ross inférieures (coin de droite en haut de la gravure). Photographie Wheeler.

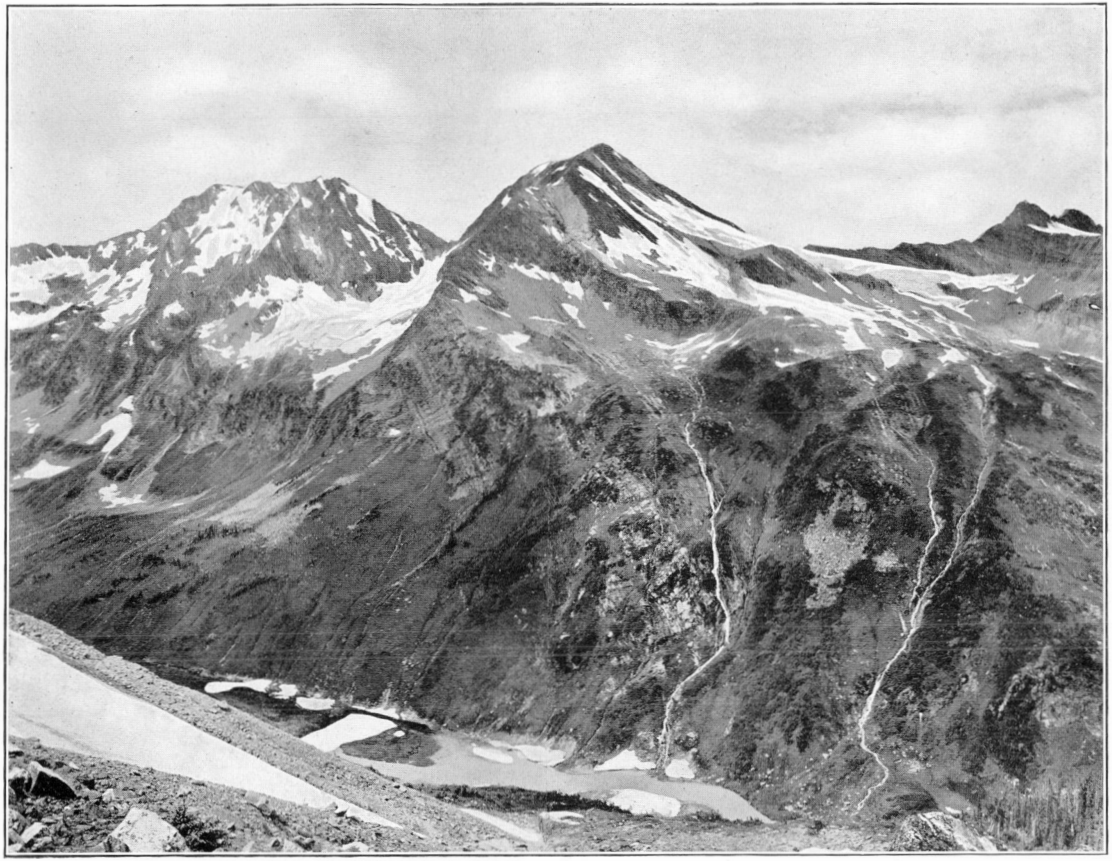


PLANCHE XXVIII.

Montagne Cougar et la vallée Illecillewaet du haut du mont Abbott. La roche de couleur claire qui affleure au plan intermédiaire est le calcaire Nakimu qui repose sur la quartzite Cougar du premier plan. Photographie du Canadian Pacific.

PLANCHE XXVIII.

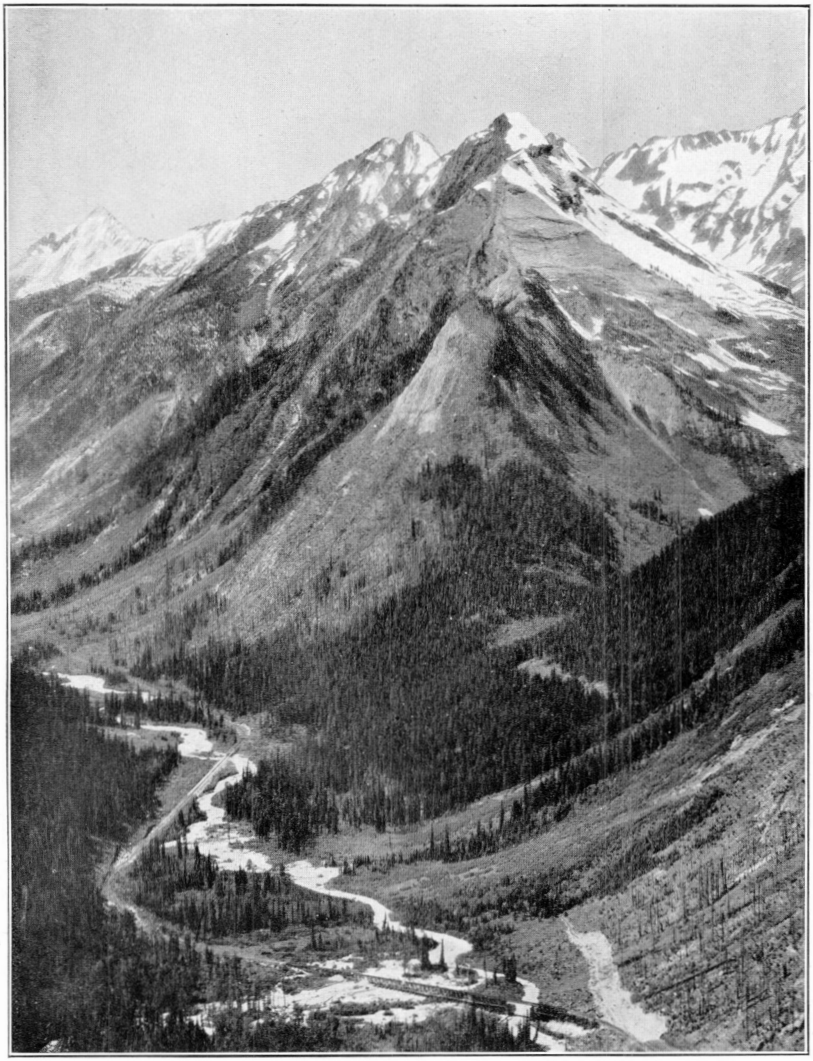


Planche XXIX.

Vue prise vers le nord-est, du haut de la chaîne à l'est du Flat Creek à travers la partie supérieure du grand homoclinal de la rivière Illecillewaet. La quartzite Cougar occupe le premier plan; la bande claire à gauche (au milieu) est le calcaire Nakimu qui supporte la quartzite Ross plus en arrière. La quartzite Sir Donald forme les pics élevés dans l'arrière-plan. Photographie Wheeler.

PLANCHE XXX.

Sommet de la chaîne Dogtooth vue vers l'est du haut d'un pic près de la source du Quartz Creek. Les pentes reposent sur la formation Ross telle qu'elle est typiquement développée dans les montagnes Purcell.

Planche XXX.

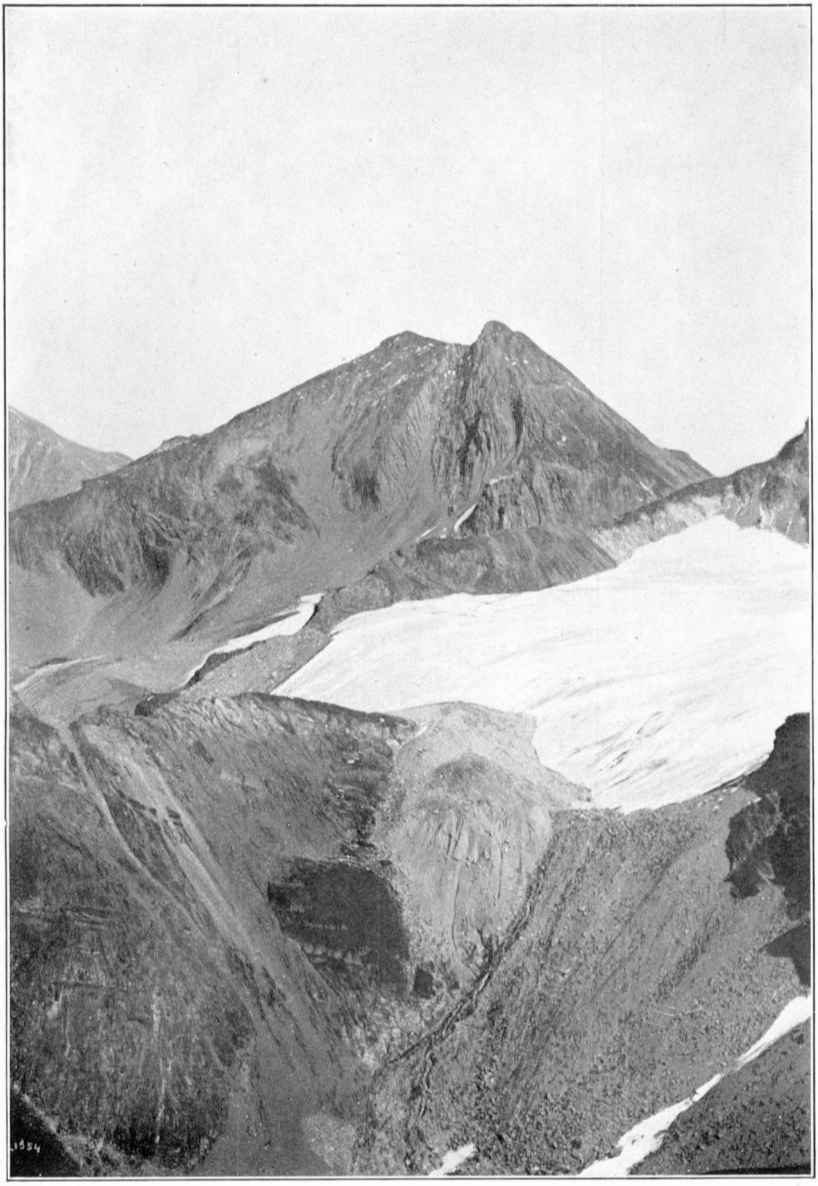


PLANCHE XXXI.

Mont Sir Donald (altitude 10,808 pieds) vu du flanc du Mont Abbott. Photographie du Canadian Pacific.

PLANCHE XXXI.

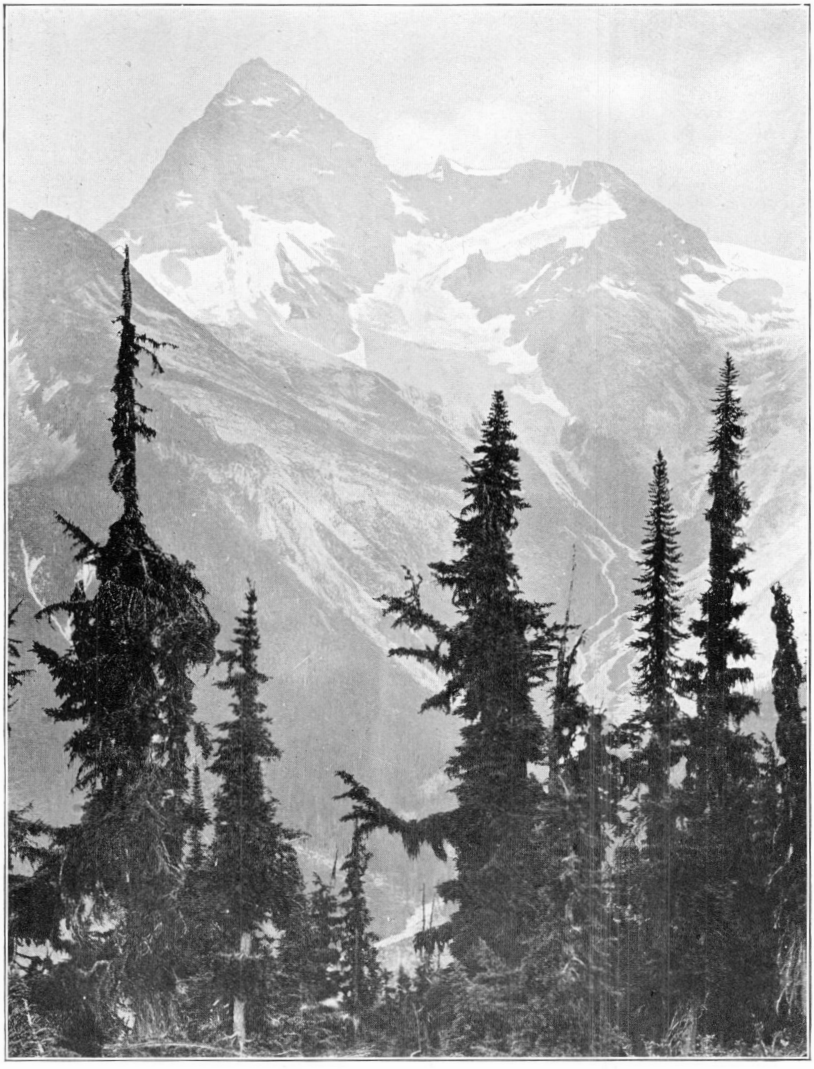


PLANCHE XXXII.

Mont Macdonald (altitude 9,482 pieds) vu de l'ouest. Photographie du Canadian Pacific.

PLANCHE XXXII.

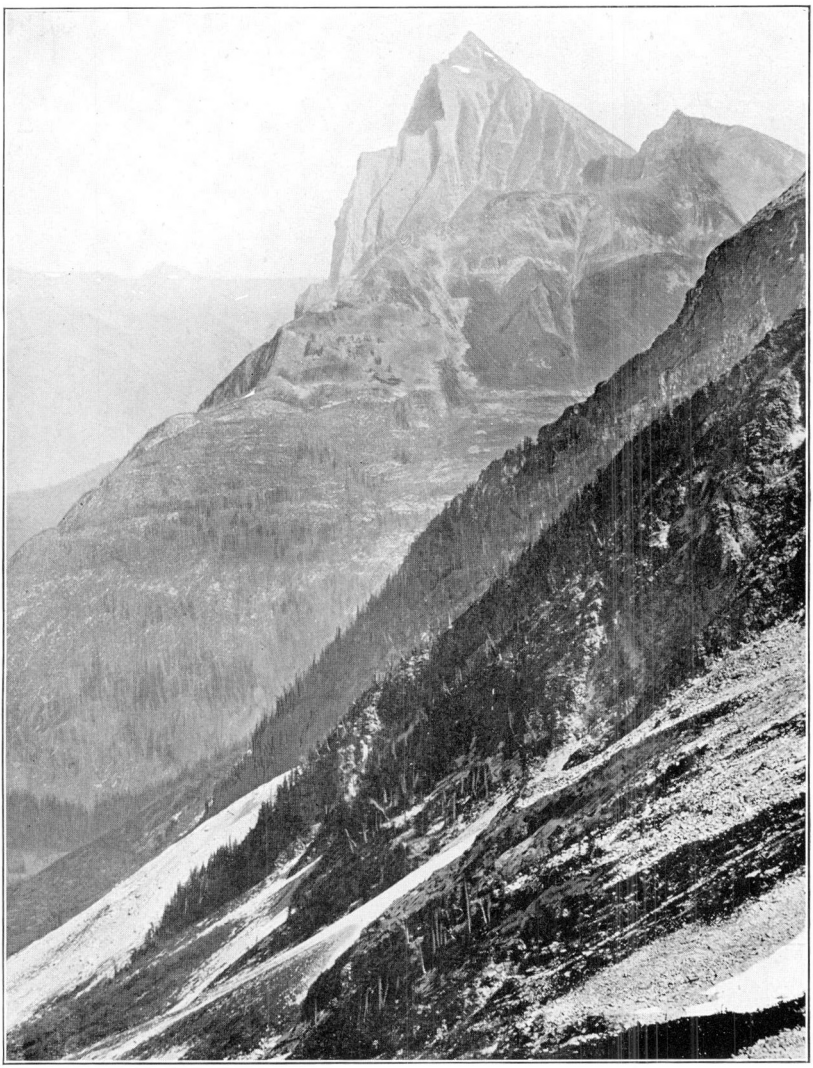
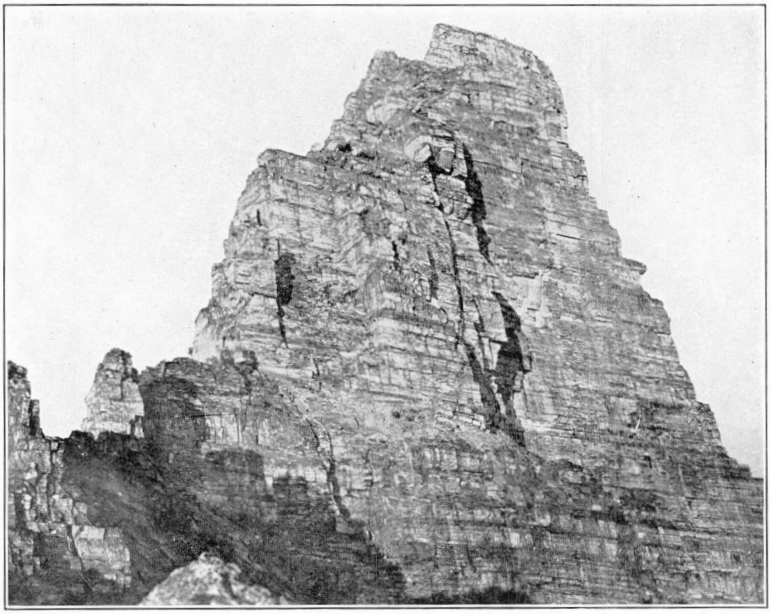


PLANCHE XXXIII.

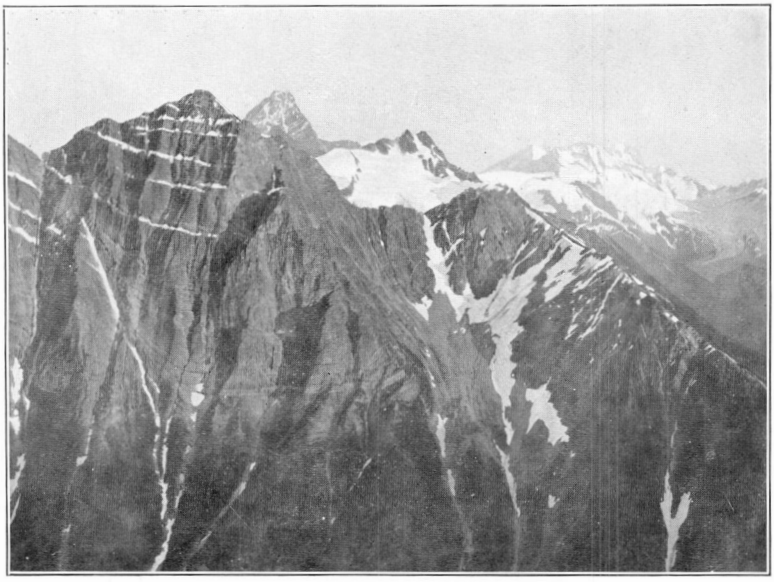
A.—Sommet du mont Tupper, vu de la crête Tupper; montrant l'aspect caractéristique de la quartzite Sir Donald. Photographie de Howard Palmer.

B.—Vue vers le sud depuis le mont Tupper sur le mont Macdonald et le mont Sir Donald (arrière plan), montrant une partie du géosynclinal de sommet des Selkirks; la quartzite Sir Donald forme le grand escarpement. Photographies de Howard Palmer.

FLANCHE XXXIII.



A



B.

PLANCHE XXXIV.

Quartzites Cougar vus du haut du mont Catamount au-dessus du creek Cougar; montrant le pendage vers l'est. Photographie de Wheeler.

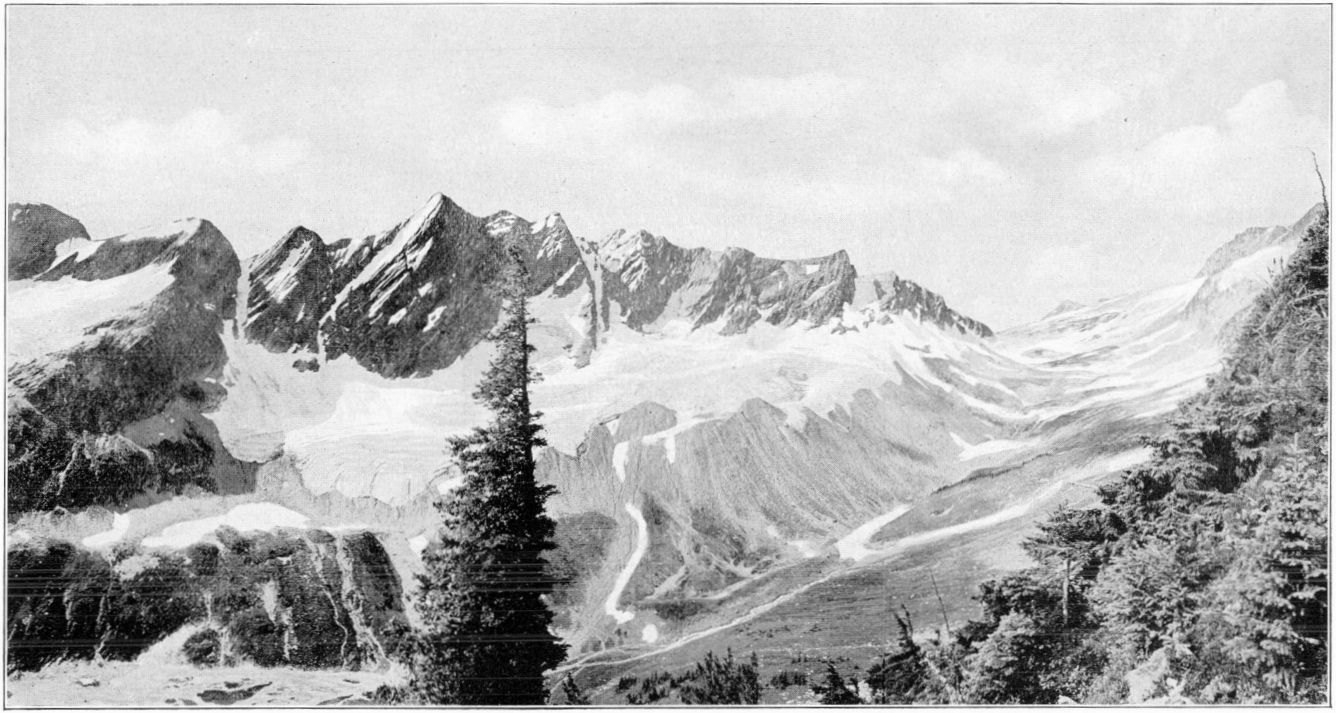


PLANCHE XXXV.

Le mont Fox (10,573 pieds) vu du mont Geikie; ou aperçoit les quartzites beltiennes qui se prolongent suivant leur direction au sud de la région de reconnaissance. Photographie de Wheeler.

PLANCHE XXXV.

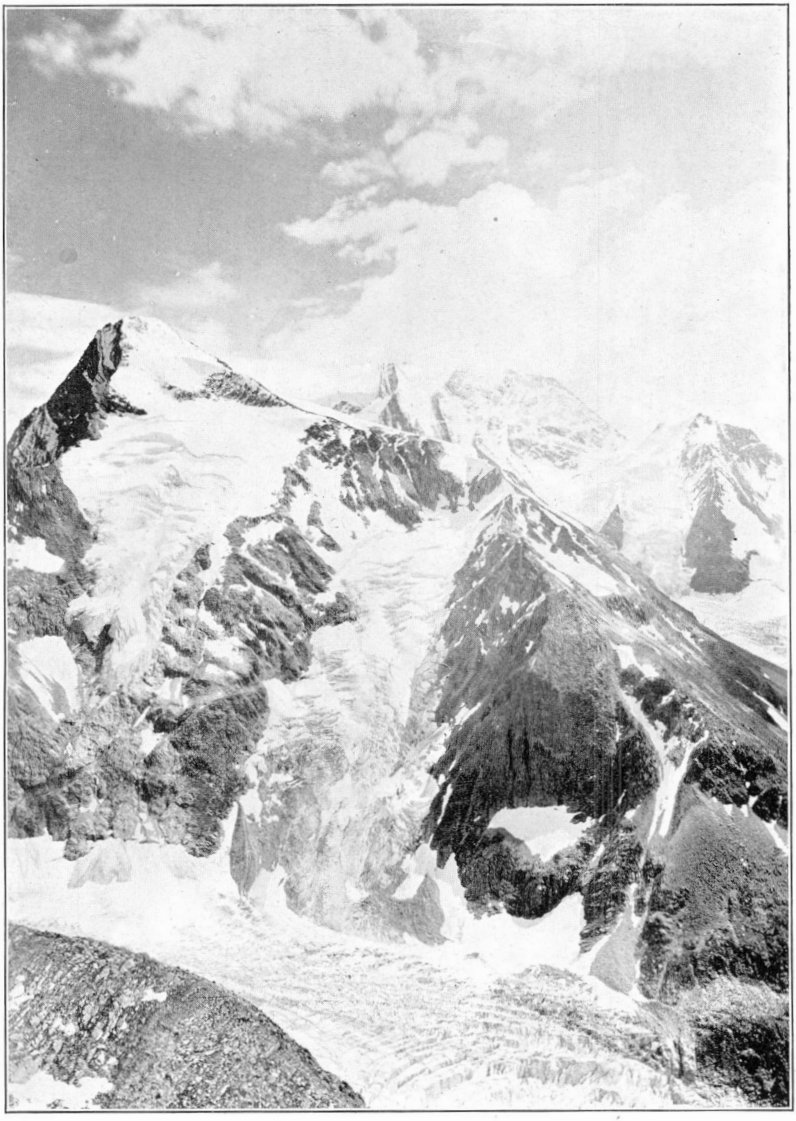


Planche XXXVI.

Vue vers le nord par dessus la rivière South Thompson, depuis un point près de l'embranchement Campbell, à 6 milles à l'ouest de Ducks. Le lit du ruisseau au milieu de la gravure est situé sur le plan de discordance entre le calcaire carbonifère (affleurements de couleur claire à gauche) et la formation triasique Nicola (affleurements de couleur foncée à droite).

Planche XXXVII.

Affleurement caractéristique de trapps Nicola (triasique) près de Ducks. La terrasse est formée de limons blancs, qui sont ici tranchés par la rivière Thompson.

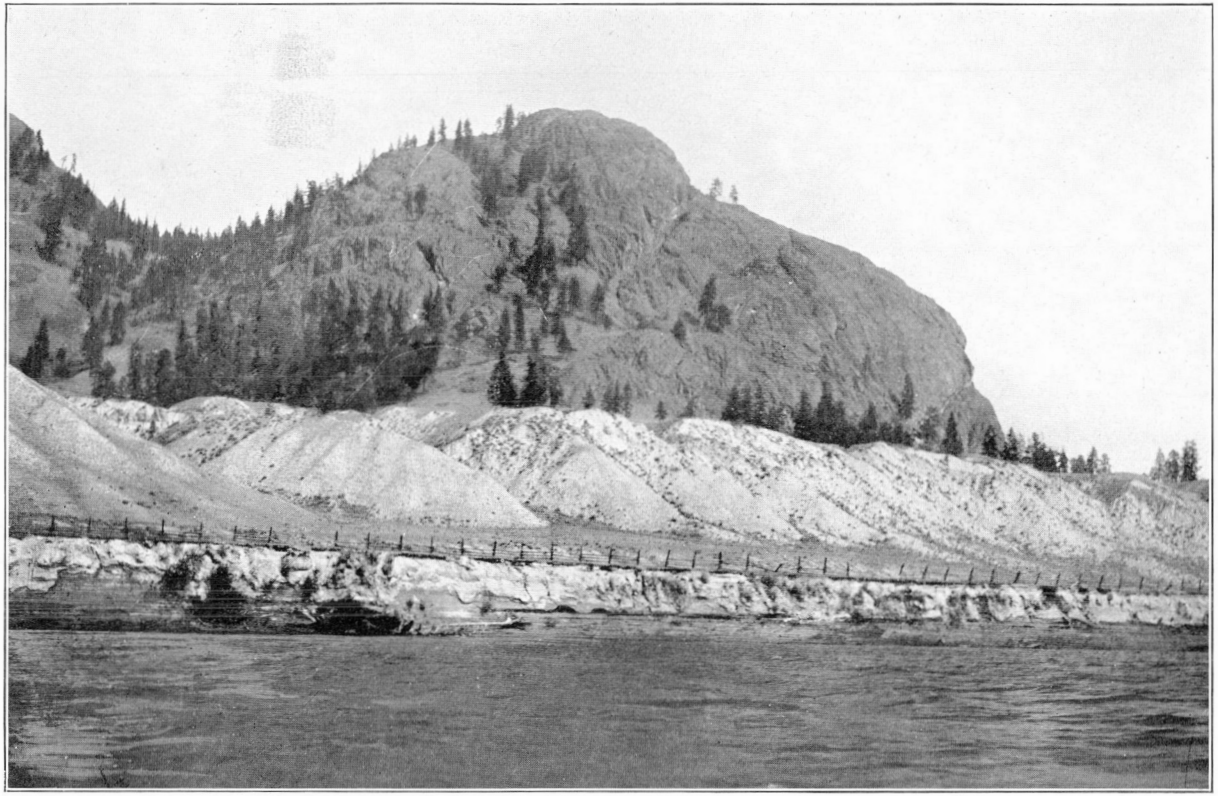


PLANCHE XXXVIII.

Battle Bluff vu de l'extrémité orientale du lac Kamloops. Le pied de Cherry Bluff apparaît à gauche.

PLANCHE XXXIX.

Topographie de cirque glaciaire dans le mur occidental de la tranchée Purcell, juste au sud du mont Sir Donald. Photographie prise par Wheeler du haut des collines Prairie.

PLANCHE XXXIX.

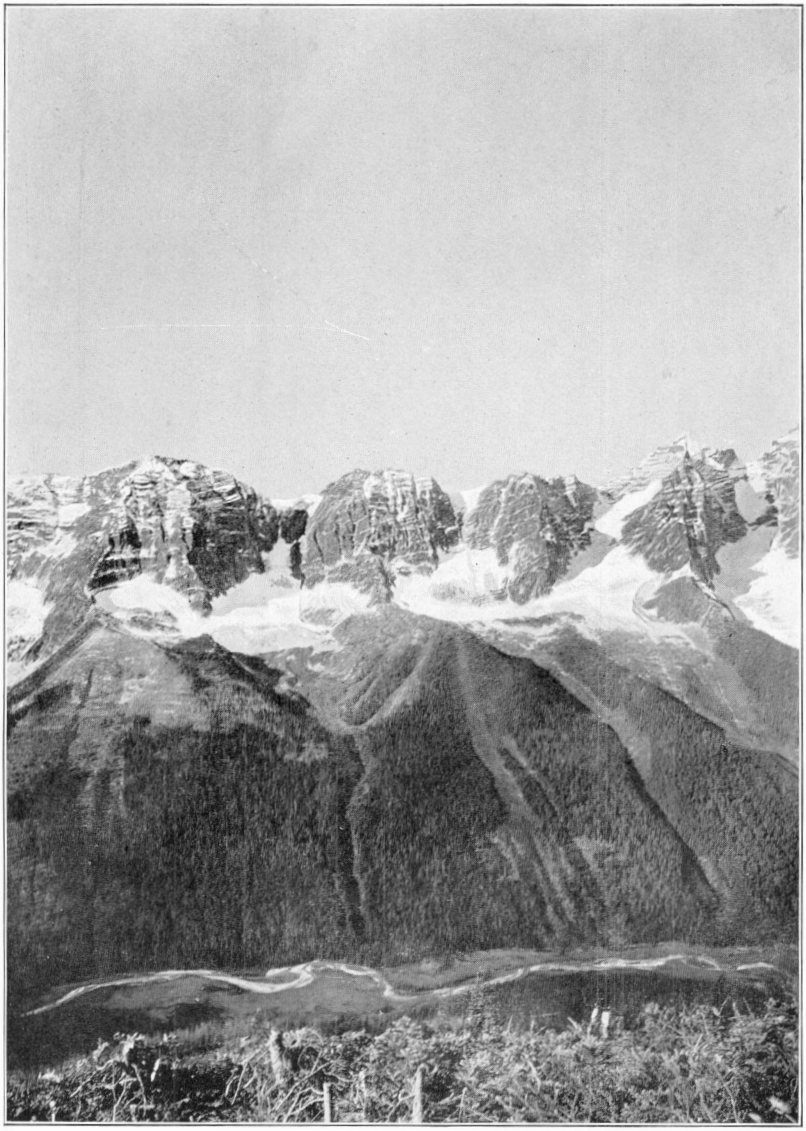


PLANCHE XL.

Mont Sir Donald et glaciers de cirque sur son versant oriental, en regardant au-dessus de la tranchée Purcell du haut des collines Prairie. Photographie Wheeler.

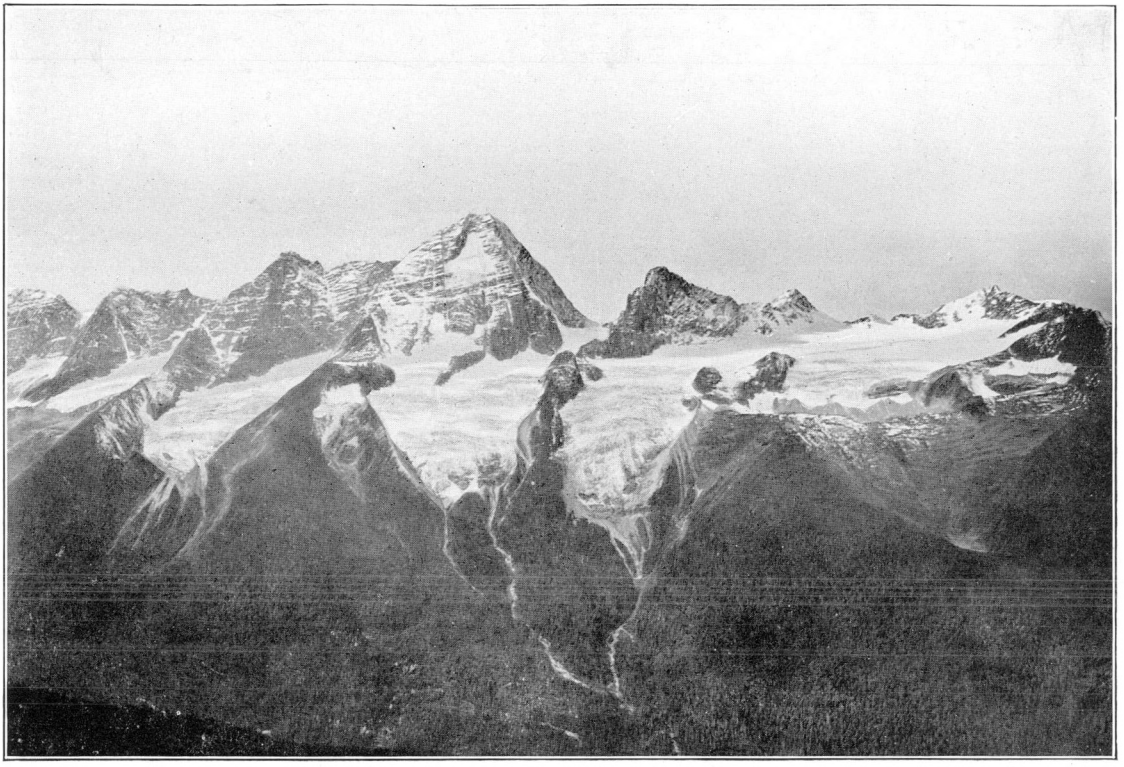


PLANCHE XLI.

Trapps massifs Nicola et limon blanc à Ducks, en regardant au nord.

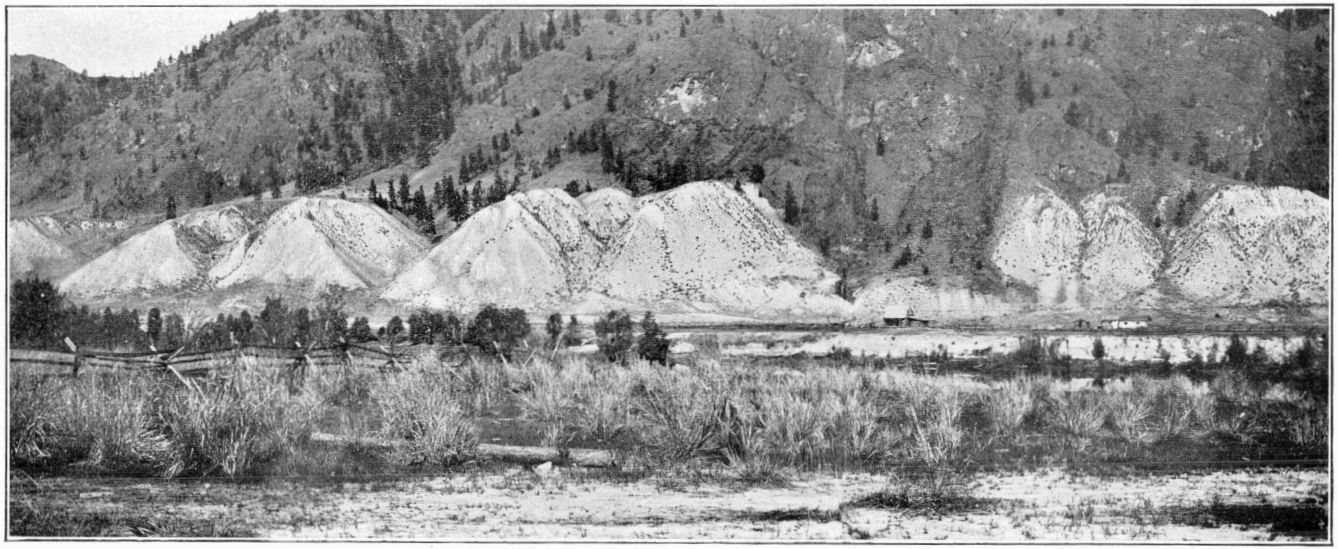


PLANCHE XLII.

Terrasse d'argile sur la south Thompson, rive nord, 4 milles en amont de Ducks.

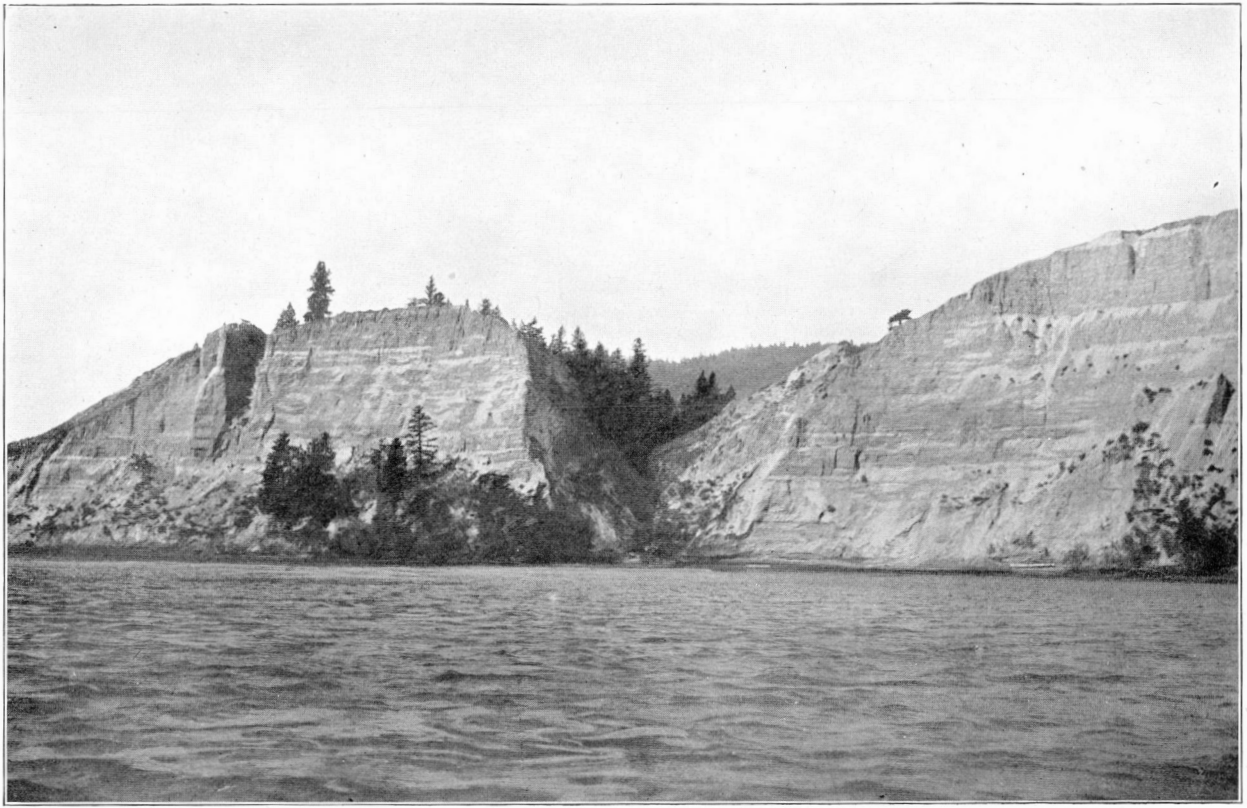
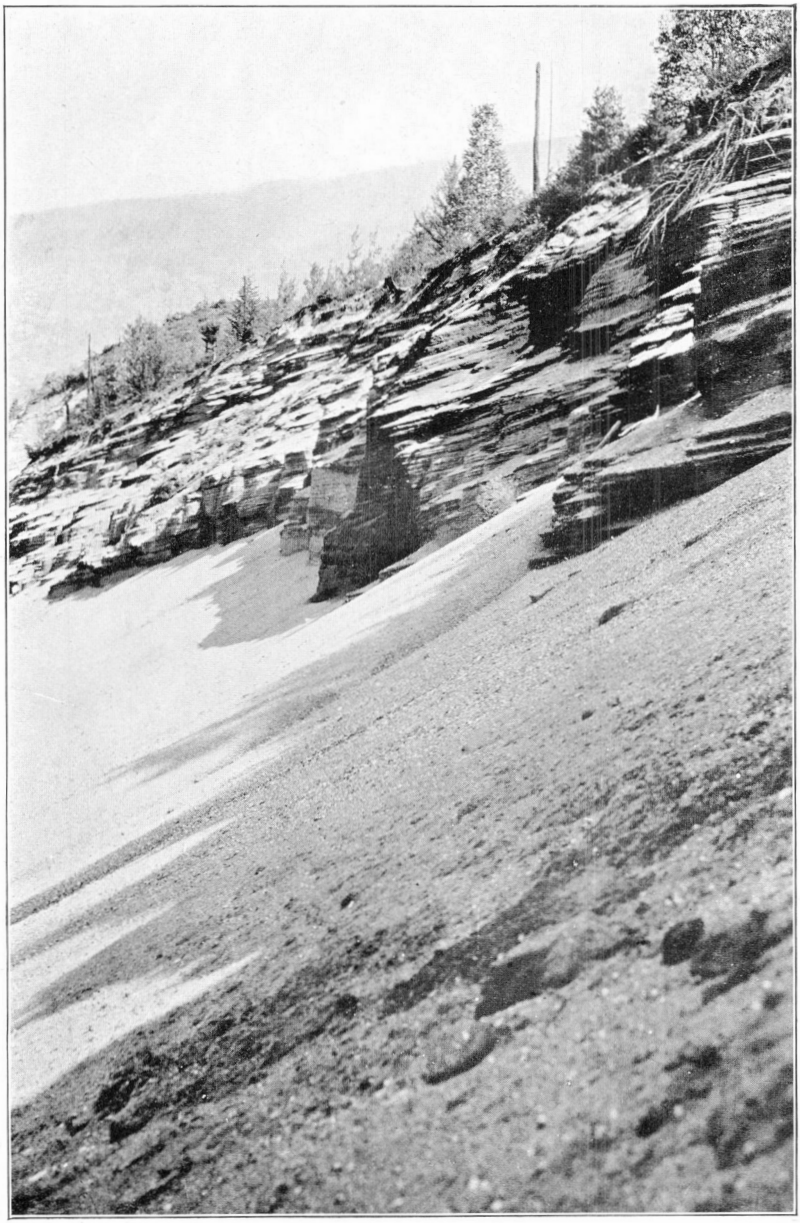


PLANCHE XLIII.

Lits de sable surplombants dans l'ancien delta de la rivière Illecillewaet, 2 milles à l'est de Revelstoke.

PLANCHE XLIII.



INDEX.

A.

PAGES.
Adams, lac....14, 22, 26, 30, 34, 163
" formation du lac....112, 132, 138
" greenstones du lac.... 111
" schistes du lac.... 33
" série du lac....13, 23, 26, 51, 52
" roches volcaniques du lac.... 14
" plateau.... 161
" rivière....22, 151
" massif de la rivière.... 152
" masse de la rivière.... 155
Agassiz, série.... 147
Albert Canyon....108, 110
" " division....66, 124
" " " pendage moyen de la.... 61, 62
" " station....74, 150
" creek.... 70, 74
Alberta....98, 100
Alcock, F. J.... vii
Aldridge, formation....106, 107
Algonkien....98, 99, 101, 109
Allan, J. A....viii, 99, 103
Alluvions de crues.... 118
Altyn, formation....106, 107, 121
" calcaire....113, 120
" " du Montana.... 86
Analyse du quartzite Creston.... 115
" " Kitchener.... 116
" de quartzites et de loess.... 116
" d'argile près de la gare Ducks.... 167
Anarchiste et Attwood, séries des plateaux Intérieurs.... 147
Anesty, bras.... 27
Annélides, forage d'.... 96
Appekunny, formation.... 108
Archéen....73, 109
Archéens, complexes.... 171
Arizona.... 99
Arrow, lacs.... 161
Artinskien, faune.... 135
Ashcroft.... 133

B.

Barrell, J.... 119
Basiques, injections, recoupant la série Selkirk.... 149
Bastion, formation....43, 112
" montagne.... 14, 23
" chaîne de la montagne.... 154
" schistes.... 14, 27

PAGES
Bath Creek, vallée du..... 103
Battle Bluff..... 156
Beach, baie..... 36
Beaver, rivière.....124, 157
Beaver River, anticlinal.....86, 126
" " canyon 97, 124, 126
" " vallée de..... 163
Beaverfoot, chaîne..... 126
Beavermouth... 93
" bloc..... 2
Begbie, mont..... 5
Belt, série dans le nord du Montana.....119, 120
" " du Montana et de l'Idaho..... 100
Beltien, couche du..... 173
" -cambrien, couches du.....119, 120
" " série du..... 111
" " terrane, structure de la..... 124
" fossiles du..... 172
" relation du, avec le cambrien dans les Cordillères canadiennes 98
" système.....120, 123
" " quartzite basal du..... 69
" " formation Cougar du..... 79
" " définition du..... 65
" " stratigraphie générale du..... 67
" " quartzite Illecillewaet..... 74
" " formation Laurie..... 75
" " calcaire le plus bas du..... 73
" " métargillite Moose..... 74
" " formation Nakimu..... 85
" " formation Ross..... 88
Beltina..... 106
Blackwater, creek..... 2
Blaeberry, rivière..... 93
Blanche, faune de la Rivière..... 135
Blanche, formation de l'argile..... 165
Blind, baie.....20, 32, 56
Boston Bar, série, de la vallée Fraser..... 130
Bow River..... 94
" " groupe..... 97
" " région de..... 121
" " vallée de..... 110
" " valley 102, 108
Bowen, N. L.....vii, 130, 147

C.

Cache Creek, roches du..... 143
" " sédiments du..... 133
" " série.....23, 130, 172
Californie..... 98
Calkins, M^r..... 110
Camarophoria mutabilis..... 135
" sella ?..... 135
Cambrien.....viii, 51
" inférieur..... 110
" relation du, avec le beltien dans les Cordillères canadiennes... 97

PAGES
Cambrien, système....10, 120
" " corrélation avec les roches du beltien au 49e parallèle 105
" " corrélation avec le cambrien des montagnes Rocheuses.... 94
" " formation Sir Donald.... 91
" " supérieur, couches dans la vallée Columbia.... 93
" -ordovicien.... viii
Campbell Creek.... 152
" " massif du.... 152
" " masse du.... 155
" " embranchement....132, 136
Camsell, C....viii, 147
Canadian Pacific, compagnie du chemin de fer.... vii
Canoe, pointe....20, 32
Carbonifère....104, 132
" pendage moyen du.... 61
" prisme géosynclinal du....145, 146
" calcaires du.... 23
Caribou, ruisseau.... 79
Cascade, montagne.... 51
Cavernes de Chéops.... 85
" de Nakimu.... 85
Cénozoïque, formation.... viii
Chase, formation.... 17
Chase, quartzites.... 14
Chelan, lac, état de Washington.... 164
Chéops, Mont.... 125
Cherry Bluff.... 156
" " roches intrusives.... 151
" " masse.... 156
" Creek, station....168, 169
Chilliwack, série.... 147
Chonetes ?.... 135
Cinnemousun, passe de....32, 149
Clan William....39, 43
Clapp, C. H.... 146
Clarke, chaîne.... 118
Clastiques, source des matériaux.... 109
Clements, J. M.... 73
Côtière, chaîne....132, 146
Coeur d'Alène, lac.... 63
Colorado, rivière.... 100
Columbia, montagne....1, 4, 175
" rivière....1, 3, 4, 177
" vallée de la rivière.... 14
" vallée 126
Connor, M. F.... 167
Corral Creek, formation....107, 110, 111
Cougar, ruisseau.... 80
" formation....114, 172
" montagne.... 79, 80
" sédiments.... 123
Craigellachie.... 39
Crazy creek.... 149
Creston formation.... 114
" quartzite....106, 107

PAGES
Crétacé....52, 163
Crinoïde, tige de.... 135
Crowleys, chaîne, Arkansas.... 117
Cristal, chutes, district de Michigan.... 73
Cutbank, embranchement.... 150

D.

Dawson, G. M....viii, 1, 5, 10, 14, 163, 175, 176
" Sir W.... 145
Deutschman, Charles.... 85
Deville, E.... vii
Dewdney-Wolf, groupe.... 108
Dicellocephalus.... 94
Dogtooth, chaîne....2, 3, 110, 124
Donald.... 1, 93
Drew, G. H.... 120
Drysdale, C. W....viii, 144, 147
Ducks....137, 141, 143
Duncan, rivière.... 3
Dune, quartzites de sable de.... 112
Dyke, baie.... 20

E.

Eagle, rivière.... 163
" vallée de la rivière.... 36
Écossais, cambrien.... 96
Élévation des lacs.... 6
" " plateaux.... 6
Endothyra.... 135
Eocène 175
" batholithe.... 153

F.

Fairview, couches.... 97
" formation....98, 102, 113
Fennoscandie....45, 159
Field-Laggan, district.... 106
Finlay, rivière.... 62
Fistulipora ?.... 135
Flat Creek 79
" " embranchement de....79, 150, 162
Flathead grès.... 100
" vallée.... 176
Fort, mont.... 101
Fossiles....122, 134, 135
" beltiens.... 172
" cambriens.... 93
" poissons.... 145
" flores.... 145
" précambriens.... 122
Fraser, rivière.... 147
" vallée de la.... 174
Frog, lac....58, 149

G.

PAGES
Gateway, formation..... 103
" -Moyie, formation..... 118
Géologique, histoire..... 170
Géologiques, provinces..... 10
Géologie: remarques d'introduction..... 8
Girty, G. H..... 134
Glaciaires, phénomènes..... 161
Glacier, division..... 66
" " pendage moyen de la..... 61
" House..... 92
Gneiss fondamental..... 12
Golden..... 2, 150
Grand Canyon, série..... 100
Grandes Plaines.....174, 176
Granite, laccolithe (?) au lac Little Shuswap..... 37
Granites et orthogneiss de la terrane Shuswap..... 33
Granites Shuswap, conclusions générales au sujet des..... 43, 44
Granitiques, massifs, d'âge jurassique (?)..... 151
" masse, à l'extrémité nord du lac Adams..... 36
" " aux bras Seymour, et Anesty du lac Shuswap..... 34
" " dans la section Sicamous-Craigellachie..... 36
Greenstones au nord du lac Little Shuswap, terrane Shuswap..... 32
" d'âge incertain, terrane Shuswap..... 30
" sur le lac Shuswap..... 31
" Shuswap, relation avec la formation du lac Adams..... 32
Grenville, série..... 12
" -Laurentien, complexe..... 63
Grinnell, basalte..... 172
" formation..... 118
Grizzly, vallée du creek..... 157
Groënland..... 53
Gschelien..... 136

H.

Hector, couches.....96, 101, 108, 113
Hefty, formation..... 103
Heim, Arnold..... 54
Holtedahl, Mr..... 135
Homoclinaux..... 59
Hota, formation..... 98
Hozomeen, série, des chaînes Skagit et Hozomeen..... 147

I.

Ida, mont.....141, 153
Idaho..... 100
Ignées, roches, sommaire des..... 157
Illecillewaet, glacier..... 92
" gorge..... 177
" quartzite..... 74
" rivière..... 177
" homoclinal de la rivière..... 125
" station.....78, 125
Illenurus..... 94

PAGES
Intérieurs, Plateaux....1, 5, 10
Intrusives, roches, plus récentes que la terrane Shuswap.... 148
Irène, basalte.... 172
" conglomérat.... 69
" formation....108, 120

J.

Judd, J. W.... 48
Jurassique....153, 173, 174

K.

Kamloops.... 133
" groupe....141, 144, 145, 156, 175
" lac....141, 156, 168
" groupe volcanique.... 141
Keewatin, formation....29, 159
Kicking Horse, canyon.... 2
Kintla, formation....118, 121
Kitchener, formation.... 106
" quartzite.... 116
Kootenay, lac.... 4

L.

Laggan-Mont Bosworth, district.... 97
Lac Louise, section.... 95
Lacs, altitude des.... 6, 7
Lamb, L. M.... 145
Laramie, bouleversement de l'époque....153, 174
Laurentien.... 45, 59
Laurie.... 125
" formation....122, 149
" métargillites....108, 123
Leech, formation de la rivière, île Vancouver.... 147
Lewis, chaîne.... 118
" série....106, 107
Lichen, montagne.... 161
Little, Schuswap, lac....30, 166
Loessiques, quartzites.... 114
Laphophyllum profondum, var sauridens?.... 134
Louis, creek.... 27

M.

MacDonald, formation.... 121
" Mr.... 110
McConnell, R. G....viii, 97
McEvoy, J....viii, 161
McNaughton, formation.... 98
Mabel, lac.... 163
Mahto, formation.... 98
Mallard, pointe.... 142
Manson, creek.... 32
Mara, bras.... 18

PAGES
Martin..... 137
Mésozoïque, formation.....viii, 136, 146
" granite..... 143
Métamorphisme de contact..... 58
" dynamique..... 55
" sortes de..... 46
" de la série Selkirk..... 123
" des roches Shuswap..... 45
" statique..... 49
Milch, L..... 48, 51
Minéralogie des granites Shuswap..... 43, 44
Minéraux des roches.....15, 16, 19, 20, 22, 151, 154, 155
Miocène.....153, 176
Mirror, lac..... 96
Mississippienne, époque.....131, 173
Mitikan, voie d'évitement..... 40
Monk, ruisseau..... 19
" formation..... 107
Montana..... 100
Monte, ruisseau..... 144
Moose, métargillite..... 74
Mont Bosworth, section du..... 97
Muir, glacier..... 163

N.

Nakimu, formation.....85, 103, 121
" calcaire.....83, 119, 123
Neihart, plateau..... 109
Nicoamen, plateau..... 143
Nicola, roches..... 143
" série.....132, 136, 152
" " discordance d'érosion avec le carbonifère de la 139
" trapps..... 152
Nisconlith, massif.....152, 154
" granite.....152, 153
" lac..... 138
" calcaire..... 12
" série.....131, 132, 138
Notch, colline..... 32
" Hill, station..... 22, 39

O.

Occidentale, zone géosynclinale.....145, 146, 147
Olenellus, zone à..... 66
Oligocène.....140, 156, 175
" roches volcaniques du mont Ida..... 153
Ontario, complexes d'..... 64
Ours, ruisseau à l'.....4, 88, 113
Ozarkien..... 94

P.

Paléozoïque, formation..... viii
Paléozoïques roches, des Plateaux intérieurs..... 130
Palliser, carte schématique de..... 3
Palmer, Howard..... vii

PAGES
Pauls, chaîne du pic 133
Pend d'Oreille, série, des chaînes Columbia et Selkirk 147
Penhallow, D. P 145
Pennsylvanien 130, 131, 173
Permien 135
Permiens, sédiments 173
Pétrographie de la formation du Lac Adams 29
" des injections basiques recoupant la série Selkirk 149, 150
" de la formation Bastion 21, 22
" du quartzite de base du Beltien 70, 71
" du quartzite Chase 17
" de la formation Cougar 80, 81
" de la formation Laurie 76
" du calcaire Nakimu 85
" du massif Nisconlith 154
" de la formation Ross 89
" du granite de Salmon Arm 154
" du schiste de Salmon Arm 19
" des greenstones Shuswap 31, 32
" du calcaire Sicamous 20
" du complexe sédimentaire en filons-couches 41, 42
" de la formation Sir Donald 92
" des schistes Tonkawatla 16
" des dykes de trapp 149
" de la formation Tshinakin 25
" du cambrien supérieur 96
Phyllopora 136
Plateau, formation de, corrélation dans la ceinture du géosynclinal occidental 145
Plateaux, absence de roches du beltien et du paléozoïque inférieur des 130
Plateaux, système carbonifère des 132
" élévation des 6, 7
" stratigraphie générale des 129
" Intérieurs 175
" " , à l'ouest de la terrane Shuswap groupe 129
" Kamloops-Volcanique, groupe des 140
" série Nicola des 136
Playa, dépôts 118
Pléistocène 161
Pléistocène, histoire du 176
" limons blancs du 144
Pliocène 176
Prairie, collines 3, 4, 151, 157
Précambrien ..... viii, 97, 159
Precambriennes, régions, des États-Unis 63
Précambriens, complexes 171
Précambrien, océan 122
Pré-ordovicien, origine des calcaires 119, 120
Priest River, terrane de 62
Productus 135
" cora (Tsch. non d'Orb) 135
Purcell, basalte 172
" lave, au 49e parallèle 150
" montagnes 1, 3, 10, 163, 174
" tranchée 1, 3, 62
" série 106

Q.

PAGES

Quarante-neuvième parallèle, section du 65
Quartz Creek 3, 125
" " anticlinal du 87
Quartzite, pointe 42, 43, 56
Quaternaire 174

R.

Radiolaires 135
Revelstoke 4, 14
" montagne 162
Riecke, M. 51
Ripple-Dewdney-Wolf, groupe 107
" formation 103
" quartzite 113
Robson, district 98
" mont 97, 98
Rocheuses, tranchée des montagnes ..... vii, 1, 126, 161
" montagnes 1
Rogers, passe 88
Rose, B. viii
Rosenbusch, classification de 160
Ross, formation 113, 114, 123
" pic 88, 91, 92
" Peak, station de 75
Rykert, batholithe 63

S.

St.-Piran 95, 98, 111, 112
" -Fairview, groupe 107
Salmon, Arm 151, 154
" " massif du 152
" " formation de 16, 17, 33, 112
" " masse de 154
San Andreas, crevasse de, de Californie 127
Schofield, S. J. 105, 126
Section stratigraphique de la série Cache Creek 133
" " du système beltien dans les montagnes Selkirk. 68
" " de la formation Cougar 80
" " " " Laurie 75
" " " série Nicola 139
" " du mont Robson et du mont Bosworth 97
" " de la formation Ross 89
" " de la série Shuswap 13, 14
" " de la formation Tshinakin 23
Sédimentation dans le géosynclinal des Montagnes Rocheuses 109
Selkirk, montagnes 1, 3, 10, 163, 164, 174, 175
" pendage moyen de la série 61
" métamorphisme de la série 123
" série de Dawson 66
" vallée 1, 5, 161, 163
Seymour, bras 27, 34, 36, 149
Shaw, E. W. 117
Sheppard, calcaire 119

PAGES
Shuswap, Indiens de..... 11
" lac.....17, 19, 21, 129, 131, 163
Shuswap, orthogneiss..... 110
" sédiments..... 170
" série..... 11
" terrane.....10, 11, 120, 122
" " formation du lac Adams de la..... 25
" " âge et corrélation de la..... 62
" " pendage moyen de la..... 61, 62
" " formation Bastion de la..... 21
" " métamorphisme de contact de la..... 58
" " " dynamique de la..... 55
" " description générale de la..... 11
" " laccolithe (?) granitique au lac Little Shuswap..... 37
" " granites et orthogneiss de la..... 33
" " masse granitique l'extrémité nord du lac Adams..... 36
" " " " aux bras Seymour et Anesty du lac Shuswap..... 34
" " " " dans la section Sicamous Craigellachie..... 36
" " greenstones au nord du lac Little Shuswap..... 31
" " " d'âge incertain de la..... 30
" " " sur le lac Shuswap..... 32
" " métamorphisme des roches Shuswap..... 45
" " origine des sédiments siliceux de la..... 43
" " formation Salmon Arm de la..... 18
" " formation Sicamous de la 20
" " complexe sédimentaire en filons-couches de la..... 38
" " métamorphisme statique de la..... 49
Shuswap, terrane, caractères de structure de la 59
" " formation Tonkawatla de la. 15
" " " Tshinakin de la..... 23
" village..... 14
Sicamous..... 6, 21
" formation.....20, 32, 121
" calcaire. 14, 170
Siliceux, sédiments, de la terrane Shuswap, origine des..... 43
Sir Donald, formation.....107, 111, 114
" mont..... 5, 91
Sixmile, creek..... 86
Siyeh, calcaire..... 119
Skwaan, baie..... 26
Snoqualmie, quadrangle, de l'état de Washington..... 176
Spapilem, creek..... 28
Spirifer ? esp. ressemblant à Spiriferina simensis..... 135
Spiriferella arctica ?..... 135
Spokane, formation du Montana..... 119
Squamularia lineata (Tsch. non Martin).. 135
Stephen..... 102
Stratigraphique, colonne..... 3
Sud Thompson rivière. 151, 167
" vallée..... 164
Summit, lac..... 18
" série..... 106
Supérieur, lac Arrow.....61, 177
" groupe volcanique..... 143

T.

PAGES

Tableau des formations..... 8
" " " corrélation par Dawson..... 67
" " " corrélation dans le géosynclinal des montagnes Rocheuses..... 107
" " " roches ignées..... 158
" " " Plateaux intérieurs..... 130
" " " nouvelle corrélation..... 67
Taft.....149, 165
Termier P.....49, 128
Tertiaire, formation.....132, 136, 174, 175
Tertiaires, laves..... 156
" roches volcaniques..... 143
Three, vallée.....40, 163
Tod, mont..... 162
Tonkawatla, formation..... 15
" vallée..... 15
Topographie..... 1
Tranquille, couches.....141, 143, 175
Trapp, dykes recoupant la terrane Shuswap.....148, 149
Triasique.....156, 173
" pendage moyen du..... 61
" -jurassique..... 136
Tshinakin, formation..... 14, 23
" calcaire..... 170

U.

Ulrich, Monsieur..... 94
Utah..... 100

V.

Vancouver, rapport de Clapp sur l'île de..... 145
" chaîne.....131, 146
Victor, lac..... 56

W.

Walcott, C. D.....viii, 104, 109, 118, 172
Weller, Mr..... 172
Wheeler, A. O.....vii, 4, 5, 162
Wigwam, formation..... 119
Wolf, formation.....103, 105
Wyoming..... 100

Z.

Zaphrentis..... 134