Document généré le 23 avr. 2024 14:11

Cahiers de géographie du Québec

Les Alpes inuitiennes

Jean Corbel

Volume 3, numéro 6, 1959

Mélanges géographiques canadiens offerts à Raoul Blanchard

URI : https://id.erudit.org/iderudit/020195ar
DOI : https://doi.org/10.7202/020195ar

Aller au sommaire du numéro

Éditeur(s)

Département de géographie de l'Université Laval

ISSN

0007-9766 (imprimé)
1708-8968 (numérique)

Découvrir la revue

Citer cet article

Corbel, J. (1959). Les Alpes inuitiennes. *Cahiers de géographie du Québec*, *3*(6), 417–455. https://doi.org/10.7202/020195ar

Tous droits réservés © Cahiers de géographie du Québec, 1959

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter en ligne.

https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/

Cet article est diffusé et préservé par Érudit.

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche.

https://www.erudit.org/fr/

LES ALPES INUITIENNES

par

Jean CORBEL

Maître de recherches au C.N.R.S., chargé de cours à la faculté des Sciences de Lyon

« . . . une immense et regrettable solitude. »
(Raoul BLANCHARD.) [1]

Des pics hardis, des crêtes enneigées, des cirques aux hautes falaises, de profondes vallées modelées par les glaces, ce paysage de hautes-montagnes alpestres se profile à l'horizon des Torngats à Baffin, de Baffin à Ellesmere. « Et maintenant voilà mes *Alpes* », disait un émigrant chamoniard d'origine, « arpenteur » à Baffin, en montrant les hauts sommets englacés qui se dressaient tout autour de lui. Ce terme d'Alpes revient toujours dans les descriptions de ces montagnes de l'Est canadien. Dès 1904, Schei décrivait le paysage d'Ellesmere comme présentant « the rich modeling and variety of *Alpine* forms ». Il était donc naturel de choisir ce vocable populaire d'Alpes pour désigner ces montagnes sans nom d'ensemble (photo I). J'y ai ajouté, à la manière du géologue canadien Fortier, l'épithète d'inuitiennes, c'est-à-dire d'esquimaudes (les Esquimaux s'appellent eux-mêmes *Inuit*), puisqu'elles sont entièrement situées dans le domaine inuitien.[2]

On ne s'étonnera pas de la référence aux Alpes dans un article scientifique, puisque depuis les travaux du Maître R. Blanchard et de ses élèves, celles-ci sont pour le géographe le type même de la haute-montagne (1).[3]

ÉTENDUE, ALTITUDES

Des Torngats (Nord du Labrador) à l'extrême pointe septentrionale d'Ellesmere,[4] ces Alpes s'étendent sur près de 3,000 km. (figure I). À l'Est elles sont limitées par la mer, à l'Ouest par une zone de collines formant transition avec la grande plaine occidentale. Depuis longtemps les voyageurs qui passaient à traîneau, du delta du Mackenzie à Baffin, avaient noté la succession des paysages : les horizons plats de Victoria, les reliefs déjà marqués des péninsules de Boothia et de Melville, les hauts sommets englacés de Bylot (nord de Baffin).

La zone de hautes montagnes atteint sa plus faible largeur au Sud (Torngats) où elle a à peine 100 km., et sa plus grande largeur au Nord (Ellesmere-Axel Heiberg) où elle a près de 600 km. En moyenne, elle est de 300 km.

---

[1] BLANCHARD, R., *L'Amérique du Nord.* Paris, A. Fayard, 1943, 398 pp., extrait du chapitre intitulé : *Le Nord canadien*, p. 374.

[2] « Alpes inuitiennes » est imité de « Inuitian Region », « région inuitienne » « chaîne inuitienne » termes employés par Y.-O. Fortier pour la zone plissée d'Ellesmere et son prolongement vers le Sud. Cf. FORTIER, Y.-O., 1955 (19).

[3] Les numéros entre parenthèses renvoient à la bibliographie.

[4] Le terme « île d'Ellesmere » englobe aujourd'hui toute l'île, non seulement l'ancienne « Terre d'Ellesmere », mais les Terres de Grant, de Grinnell, du Roi Oscar, etc.

La superficie est de 800,000 km².[5] Par comparaison, la plus grande largeur du bourrelet alpin est de 200 km., sa longueur (pour l'Europe entière)

PHOTO I

HAUTES-MONTAGNES DANS LES ALPES INUITIENNES

(*photo R.C.A.F.*, T 407-L. 38).

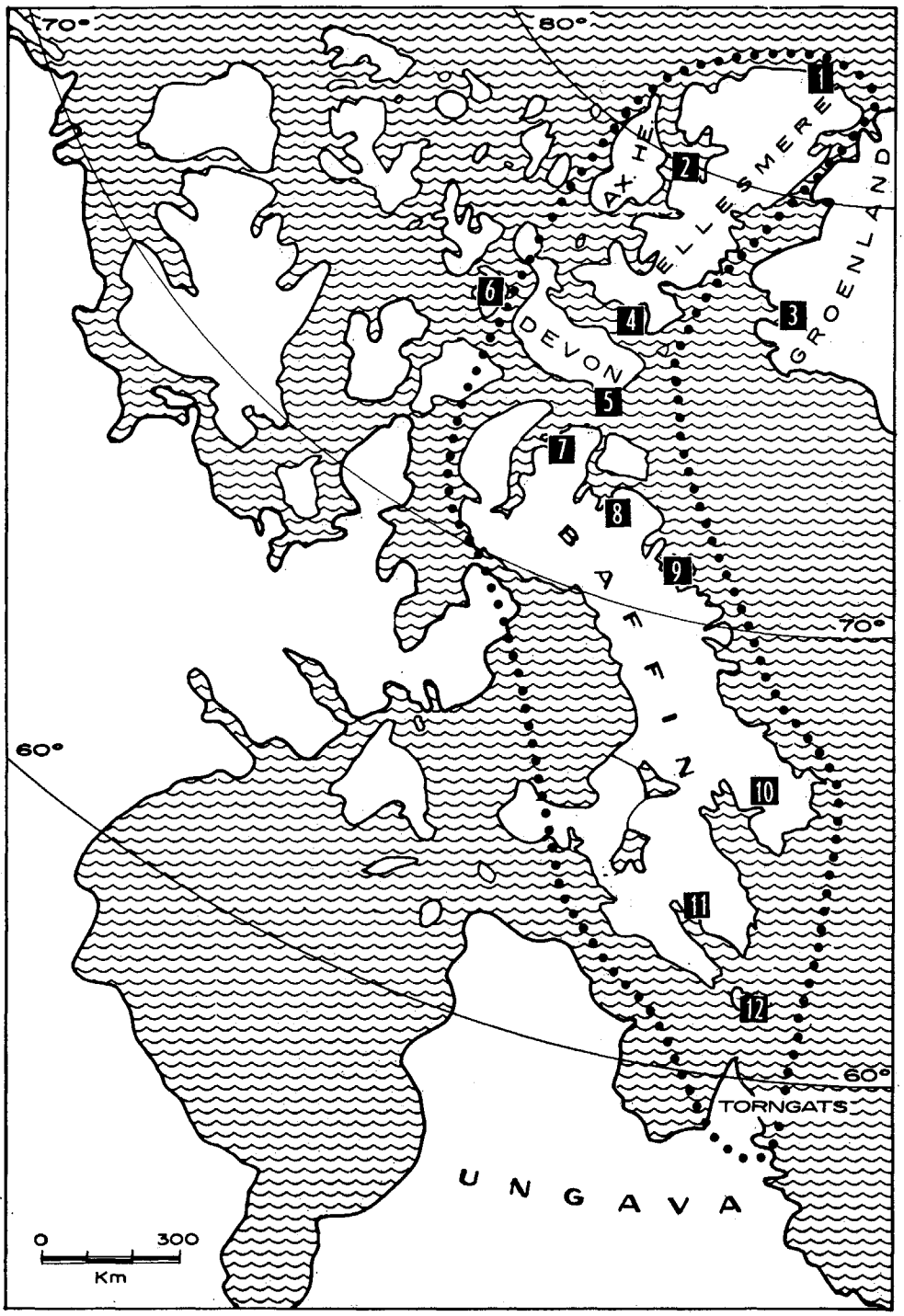
Au Nord-Ouest d'Ellesmere, montagnes et glaciers à plus de 3,000 m. d'altitude, maigreur de l'enneigement malgré l'altitude et la latitude. Couches sédimentaires modérément plissées.

de 1,200 km., sa superficie, de l'ordre de 100,000 km², dont moins de 40,000 km² pour la France. En gros, si l'on compare les montagnes inuitiennes aux Alpes

[5] Torngats et Baffin montagneux..... 480,000 km²
Devon montagneux..... 40,000 km²
Ellesmere-Axel Heiberg..... 280,000 km²

FIGURE I

CARTE D'ENSEMBLE



En pointillé épais : la limite approximative des Alpes inuitiennes. AX. HE. : Axel Heiberg. Les principales stations météorologiques sont : 1. Alert ; 2. Eureka ; 3. Thulé (Groenland) ; 4. Craig Harbour ; 5. Dundas Harbour ; 6. Resolute ; 7. Arctic Bay ; 8. Pond Inlet ; 9. Clyde ; 10. Pangnirtung ; 11. Frobisher Bay ; 12. Resolution Island.

entières, la longueur et la largeur sont trois fois plus grandes, la surface, près de 9 fois plus vaste.

Si la surface des montagnes arctiques est plus importante, les altitudes sont plus médiocres que dans les Alpes. Le plus haut sommet en Ellesmere (encore jamais gravi ni mesuré exactement) ne doit guère dépasser 3,000 m. (et non 4,000 m. comme lui avait prêté abusivement une première expédition britannique). L'altitude moyenne est de l'ordre de 950 m. L'altitude moyenne des Alpes françaises est de 1,100 m., celle des Alpes suisses de 1,800 m. Les plus hauts sommets alpins dominent de près de 2,000 m. leurs frères arctiques, mais ceux-ci sont plus près de la mer et leurs pentes restent très fortes.

Deux groupes de chiffres pour terminer cette comparaison : les glaciers couvrent plus de 150,000 km² dans les monts inuitiens (figure II) et 3,000 km² seulement dans les Alpes, 50 fois moins ! . . . Il n'y a pas 5,000 habitants permanents dans tous les monts inuitiens, alors qu'il y en a plus de 2,500,000 dans les Alpes, 500 fois plus ! . . .

Ainsi les Alpes inutiennes apparaissent-elles comme plus vastes, moins hautes, beaucoup plus englacées, mais infiniment moins humanisées que les Alpes européennes.

Structure

Les premières études géologiques sur l'Arctique canadien nous l'avait montré comme un vaste bassin sédimentaire bordé de massifs anciens et tapissé de sédiments étagés en cuvettes emboîtées, les plus récents à l'Ouest et au Nord, les plus anciens en bordure des vieux massifs. Les travaux récents du grand géologue canadien-français Fortier (17, 18 et 19) ont complètement modifié cette image. Le contact Bassins sédimentaires – Bouclier se révèle des plus complexes (figure III). C'est plus exactement une suite de dômes et de bassins synclinaux. Certains de ces bassins, comme celui de Foxe, se forment à l'intérieur même du Bouclier. Deux faits viennent encore compliquer cet ensemble : la présence d'une couverture récente discordante, surtout importante à l'Ouest, la présence de plissements intenses en Ellesmere, plissements qui se continuent par un angle brusque dans les îles Parry (carte, figure III). À l'Est, le Bouclier canadien et le Bouclier groenlandais ne forment plus qu'un.

Les Alpes inuitiennes forment la partie orientale de cet ensemble (figure III). On distingue deux régions de structure très différente :

— la zone de soulèvement du Bouclier canado-groenlandais, au Sud,

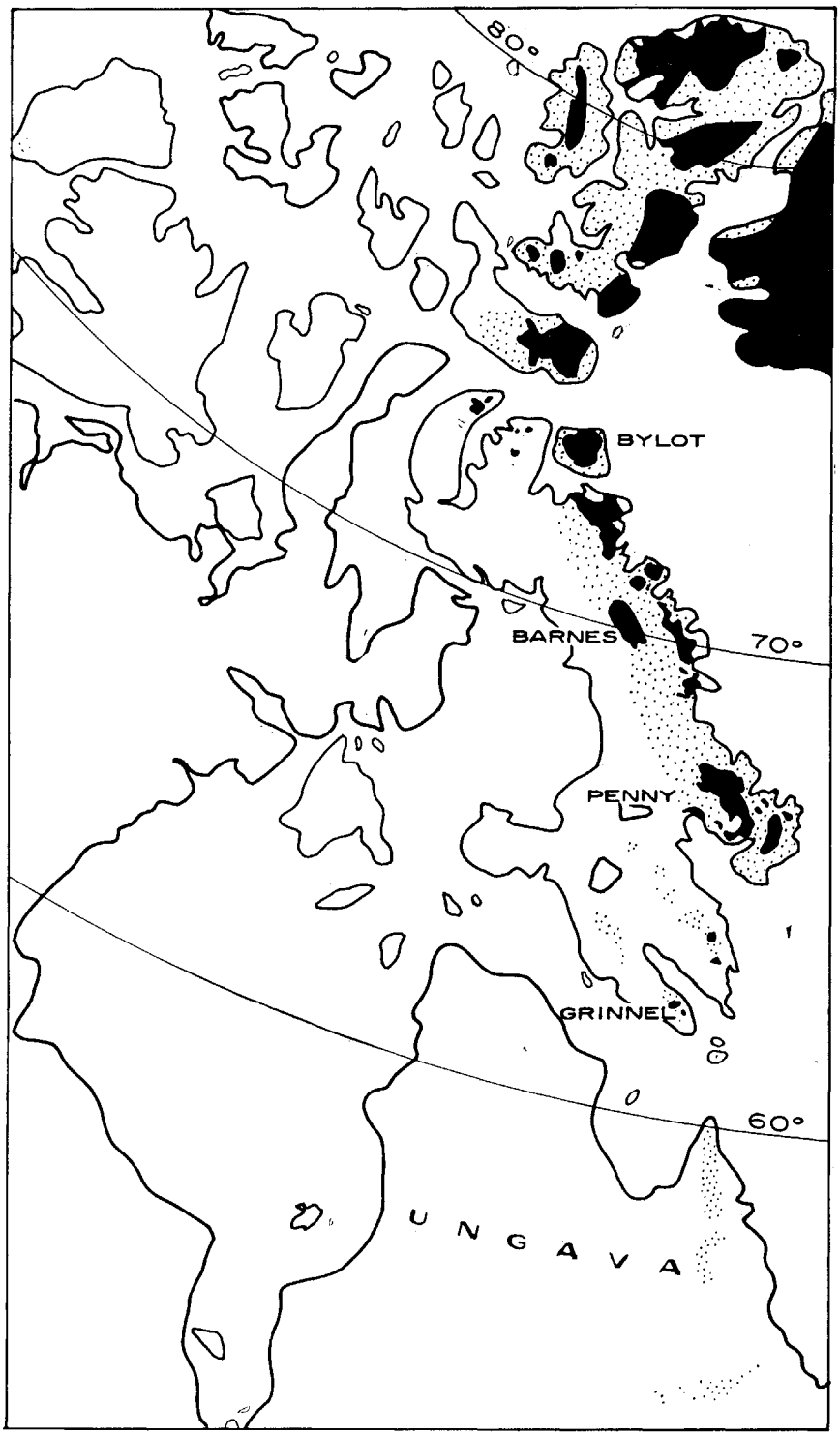
— la zone des sédiments plissés, au Nord.

Les Torngats paraissent être composés essentiellement de gneiss à grenats (24 et 29).

En Baffin, on trouve peu de granits proprement dits (3 et 4), mais surtout des formes diverses de granitisation. Les granits de la Péninsule de Cumberland sont « Ovoïdal, myrmeckitic and Normal ». Les « ovoïdaux » sont associés à des phénomènes de granitisation analogues à ceux de Rapakivi en Fennoscanie et au Sud du Groenland. Les « myrmeckitics » se trouvent dans les régions de plisse-

FIGURE II

MONTAGNES ET GLACIERS

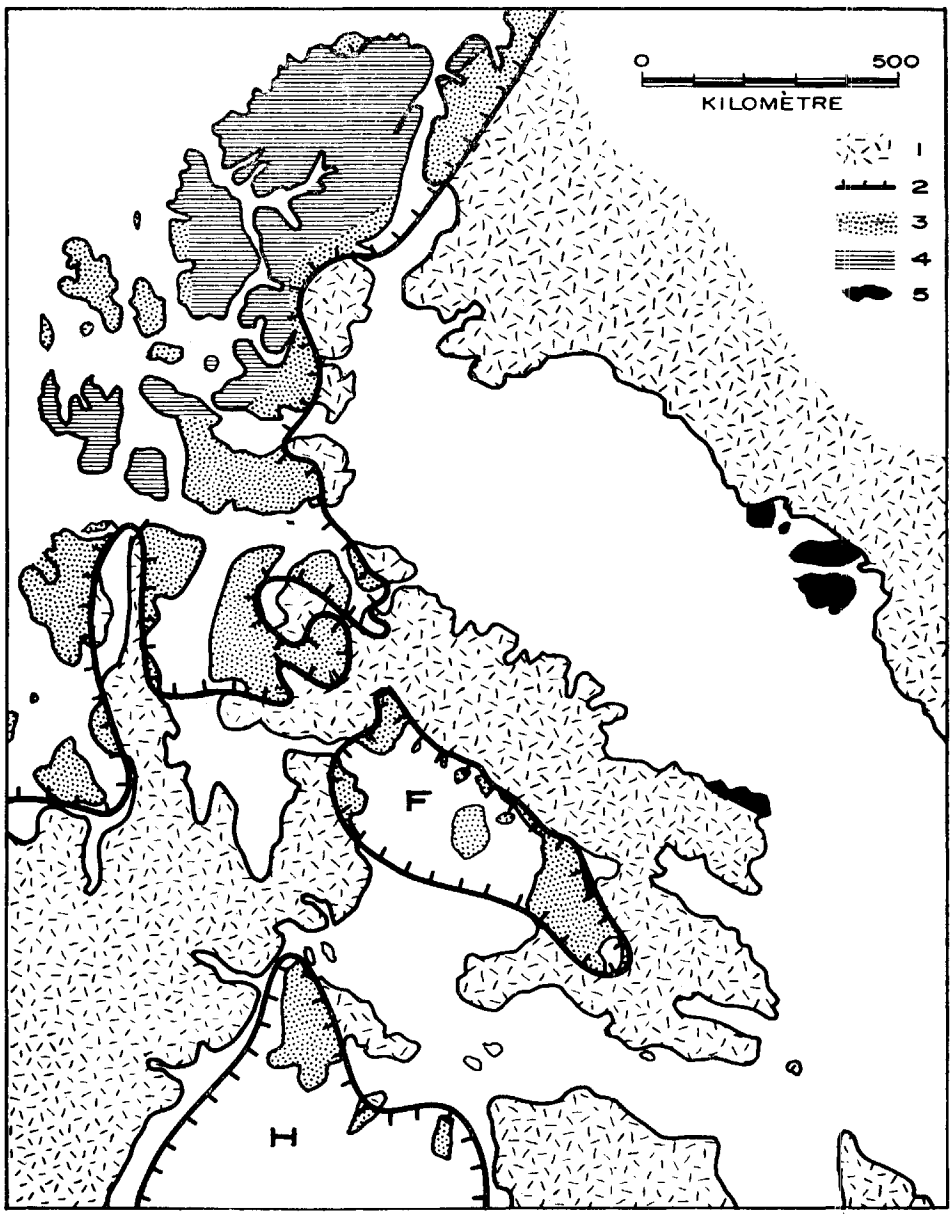


En pointillé : les hauteurs de plus de 600 m. ; en noir : les glaciers. Les hauteurs principales de l'Est sont flanquées à l'Ouest d'une zone un peu élevée et profondément disséquée formant transition avec les grandes plaines de l'Ouest.

On a indiqué le nom des principales calottes glaciaires de Baffin, qui, sauf Bylot, ont toutes fait l'objet d'études glaciologiques assez poussées.

FIGURE III

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE ET STRUCTURE



1. Bouclier précambrien canado-groenlandais ; 2. limite du Bouclier ; 3. Sédiments peu plissés ; 4. Sédiments très plissés ; 5. Formations volcaniques tertiaires.

ments mineurs et contiennent souvent des fragments de couleurs sombres et de consistance argileuse. Les pegmatites et les aplites, soit en lits, soit en filons, sont absentes des granites « ovoïdes », mais sont très communes dans les zones de gneiss.

Ces zones de gneiss et de paragneiss constituent l'essentiel du Bouclier en Baffin comme dans les Torngats ou Ellesmere méridional. Leurs stratifications sont bien visibles et encore accentuées par des bancs d'amphibolite, parallèles à la schistosité générale. On trouve de nombreuses inclusions de micas et de grenats. Çà et là affleurent de rares dykes de gabbros et diorites. Les gneiss sont souvent à quartz et à biotites.

Dans les fjords apparaissent des formations métamorphiques, des quartzites et des dépôts calcaireux passant localement au marbre (cipolin).

La rive Ouest de Baffin est flanquée très localement de dépôts volcaniques tertiaires : grands plateaux de basaltes reposant sur des grès et des formations détritiques à stratification croisée. Ces formations ne s'enfoncent guère à plus de 10 km. à l'intérieur.

Le soulèvement récent a donné une suite de horsts et de grabens en touches de piano. Cette dislocation n'a cependant pas donné de grandes failles, mais un très grand nombre de petits décrochements, comme on peut en voir au long de la Passe de Pangnirtung par exemple. On note partout une infinité de diaclases souvent bourrées de formations intrusives. L'érosion a très largement utilisé les zones de faiblesse créées par ces diaclases ou par ces décrochements. La presque totalité de l'érosion glaciaire qui a creusé les vallées a été orientée par de telles zones de faiblesse. Enfin, c'est dans les vieilles zones de remplissage métamorphique que se sont installés certains grands fjords.

La structure de la partie septentrionale est profondément différente (18, 38 et 39). Ce sont d'épais amas de sédiments surtout primaires intensément plissés. Leur étude permet de dater les anciennes phases de plissements et d'érosion. Nous le ferons en nous aidant de la technique du calcul des pendages moyens. On a déjà montré [6] qu'aux plissements les plus anciens correspondent généralement les pendages les plus forts, aux plissements les plus récents les pendages moyens les moins forts. Dans l'archipel septentrional, on retrouve successivement :

— une grande phase de plissement calédonien affectant tous les dépôts jusqu'au Silurien et donnant un pendage moyen de 65° à 70° ; pendages moyens comparables à ceux des plis calédoniens de Gaspésie (73°) ou du Bouclier de Finlande (69°) ;

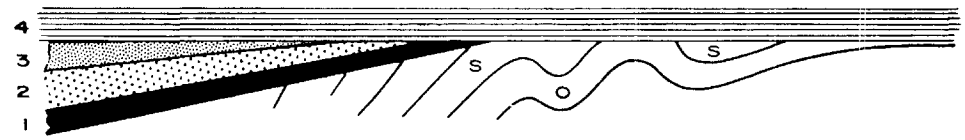
— une phase d'érosion post-calédonienne du Silurien au Permo-Carbonifère avec des faciès de conglomérat grossier généralisés au Dévonien (coupes, figures IV et V) ; le plissement Hercynien se fait légèrement sentir, donnant au Permien des pendages moyens de 40° environ ;

— une phase de sédimentation avec des plissements lâches jusqu'au Crétacé inférieur ; le pendage moyen du Trias au Crétacé est de 27° (pendage moyen du Jura à Porrentruy : 24°) ;

[6] CAILLEUX, A., *Statistiques des pendages en régions plissées et bassins*, dans *Rev. géogr. Dyn.*, pp. 1-10, nos 1-2. Paris, 1956.

FIGURE IV

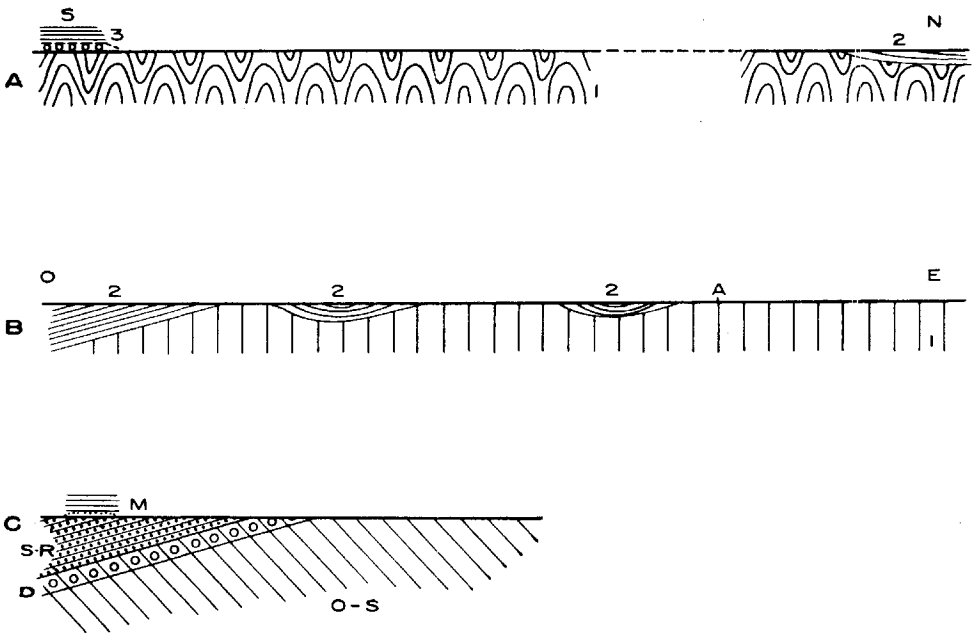
COUPE À EUREKA



1. Permien ; 2. Trias ; 3. Jurassique et Crétacé inférieur ; 4. Miocène : O. Ordovicien ; S. Silurien. Cette coupe (d'après les recherches de R. Thorsteinsson et E. T. Tozer) montre clairement la succession des grandes phases d'érosion : post-calédonienne, infra-crétacé, post-miocène. La plus efficace fut incontestablement la première.

FIGURE V

COUPES EN ELLESMERE ET CORNWALLIS



A. Coupe à l'Ouest d'Alert, du Sud de la calotte glaciaire de Grant à la baie James Ross (au Nord) : 1. Silurien et présilurien très plissés ; 2. Carbonifère et permien moyennement ondulé (pendage moyen de 20°) ; 3. dépôts miocènes avec conglomérats à la base, dépôts horizontaux ou sub-horizontaux. On retrouve bien la surface post-calédonienne d'Eureka, une surface plus récente (ici post-permienne) qui est probablement identique à la surface infra- et post-crétacé, et qui est fossilisée par les dépôts miocènes. Ceux-ci sont eux-mêmes violemment codés.

B. Coupe dans la région d'Alert, du Markham Inlet à l'Ouest au cap Sheridan à l'Est ; cette coupe est très schématique pour ne pas tenir compte des déformations intervenues récemment, déformation généralement du type *horst-graben* en touches-de-piano : 1 : Silurien et présilurien très plissés ; 2 : Carbonifère et permien moyennement ondulés. Mêmes remarques pour les phases d'érosion qu'en A.

C. Coupe en Cornwallis, coupe schématique Ouest-Est : OS. Ordovicien-silurien ; D. Dévonien, conglomérat détritique indiquant une période d'érosion intense : SR. Secondaire ; M. Miocène. On reconnaît comme dans les autres coupes : la phase d'érosion post-calédonienne, la phase infra- et post-crétacé fossilisée par le miocène, l'érosion post-miocène.

— une phase d'érosion infra- et post-crétacé ;

— une très faible phase de plissement correspondant à la fin du plissement alpin français ; le pendage moyen du Miocène est de 10. En fait, lors de ces mouvements récents la tectonique a été surtout de style cassant, donnant, ici comme en Baffin, une suite de petits horsts et grabens en touches de piano.

Dans toute cette partie Nord les roches dominantes ne sont plus les gneiss mais les calcaires et les schistes, accidentellement, les grès. Les formations tertiaires sont mal consolidées. Elles consistent essentiellement en sables et graviers à lignite (carte, figure VI), avec de nombreux fossiles d'arbres, d'un mètre de diamètre et plus, donnant localement un charbon assez analogue, en qualité, à celui du Spitzberg (6, 36, 37 et 38).

Climats, végétation

Les Alpes inuitiennes sont très froides. Elles se trouvent à peu près entièrement dans la zone du permafrost continu et sont enveloppées par l'isotherme annuel de −5°C. et même pour la plus grande partie par celui de −10°C., pour la moitié par celui de −15°C. (carte, figure VII). Presque partout la moyenne des mois d'hiver (janvier, février et même mars) est de l'ordre de −25°C. (10 et 12) et moins, celle de juillet de l'ordre de 5°C. Voici les moyennes de température de 4 stations typiques du nord au sud de la chaîne : *Eureka ;* 80° lat. N., 7 ans d'observation, moyenne annuelle −20°C. ; *Craig Harbour,* 76° lat. N., 7 ans, −14°C. ; *Pond Inlet* ; 72° lat. N., 21 ans, −14°C. ; *Frobisher Bay,* 63° lat. N., 10 ans, −9°C.

Tableau I

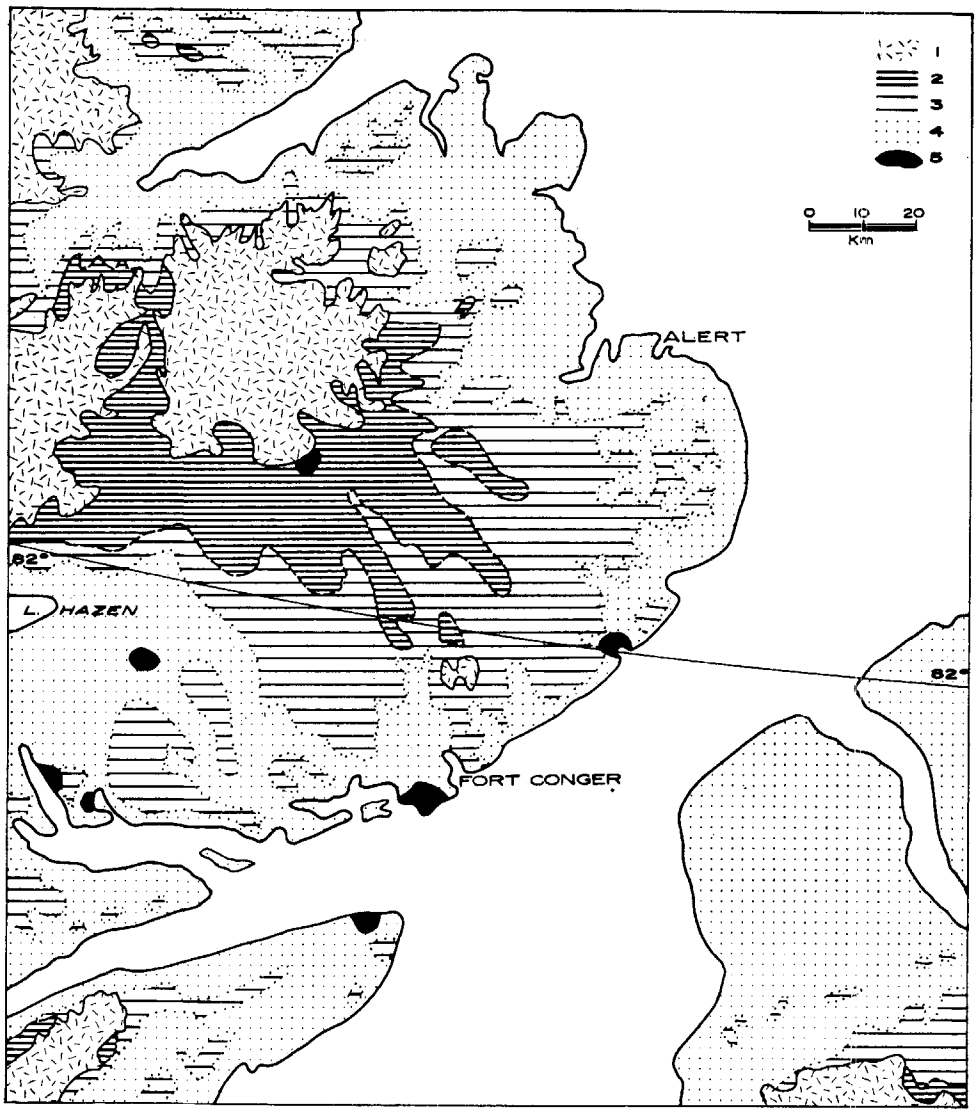
	JANVIER	FÉVRIER	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOÛT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DÉCEMBRE
Eureka	−39	−39	−36	−27	−9	3	6	3	−7	−24	−29	−37
Craig Harbour	−29	−31	−26	−19	−8	1	5	3	−2	−11	−21	−28
Pond Inlet	−32	−29	−29	−20	−7	1	5	4	−1	−10	−21	−29
Frobisher Bay	−28	−27	−22	−13	−4	3	7	6	2	−4	−11	−20

C'est l'été que les températures sont les plus uniformes. C'est l'été aussi que la différence avec les températures alpines est la plus faible. De mai à septembre, les conditions de température au voisinage du niveau de la mer de Baffin à Ellesmere sont les mêmes que celles que l'on rencontre dans nos Alpes du Nord entre 2,500 et 2,800 m.

Le gradient des températures, calculées au Barnes Icecap, est de 0°6 C. pour 100 m. d'altitude. À 1,000 m. au-dessus de Pond Inlet la moyenne annuelle

FIGURE VI

DÉFORMATION DE LA SURFACE PRÉ-MIOCÈNE AU NORD-EST D'ELLESMERE

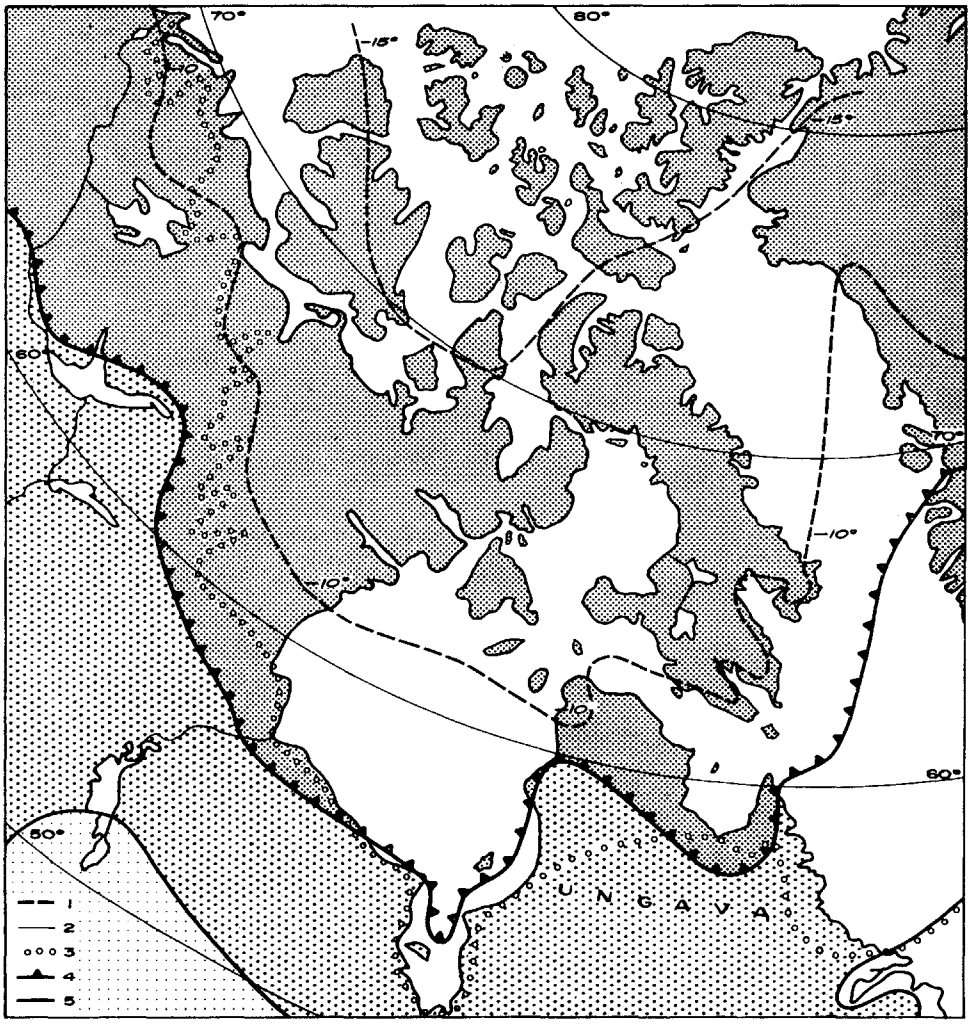


Cette surface correspond comme nous l'avons montré à la grande phase d'érosion infra- et post-crétacé. On a indiqué le 82°lat.N.

1. Glacier ; 2. Altitude supérieure à 1,000 m. ; 2. Altitude de 600 à 1,000 ; 4. Altitude inférieure à 600 m. ; 5. Dépôts miocènes fossilisant la surface. On distingue au Nord le grand fjord du Markham Inlet, au Sud-Ouest celui d'Archer qui se termine près de Fort-Conger. Au Sud-Est : la côte groenlandaise. La surface est déformée de 0 à 1,200 m. d'altitude, en quelques dizaines de km.

FIGURE VII

TEMPÉRATURES ET PERMAFROST



1. Isotherme annuel ; 2. Parallèles ; 3. Limite des arbres ; 4. Limite Sud du permafrost continu ; 5. Limite Sud du permafrost discontinu. La zone de pointillé serré couvre le secteur de permafrost continu, sa limite méridionale coïncide, à peu près, avec l'isotherme annuel de −5°5.

La zone de pointillé entre les traits 5 et 4 couvre le secteur de permafrost discontinu, limité l'été à des zones de sol gelé sous les marais et autres lieux humides et froids.

La zone de pointillé très lâche au Sud-Ouest couvre la zone sans permafrost.

Les arbres s'étendent largement dans la zone du permafrost, surtout à l'Ouest. Ils sont indifférents à la température moyenne annuelle exigeant seulement une moyenne voisine de 10° en été qui donne un mollisol (couche dégelée à la surface du permafrost) suffisamment épais.

doit être de −20°C., celle de janvier de −28°C., celle de juillet de −1°C. ; à 1,500 m. la moyenne annuelle doit être de −23°C.[7]

Les précipitations sont assez médiocres au Sud, presque nulles au Nord (figure VIII). Bien que faibles, ces précipitations des montagnes arctiques, au Centre et au Sud, sont à latitude égale supérieures à celles des plaines de l'Ouest. Par 76° lat. N., Mould Bay, à l'Ouest, reçoit 76 mm., Craig Harbour, au Sud d'Ellesmere, 230 mm.

La proportion de la neige (15) dans le total des précipitations est de 53% au Sud (Frobisher Bay), 72% à Craig Harbour, 91 à 96% à l'extrême-Nord, à Alert [8] (figure VIII).

Partout les précipitations sont à maximum d'été (figure VIII). Comme nous l'avons montré dans une autre étude (15), les hivers sont trop froids pour bénéficier de chutes de neige importantes. La saison neigeuse est l'automne. Le tapis de neige ne disparaît guère que deux mois par an aux basses altitudes.

Le gradient des précipitations peut être calculé à partir de différentes suites d'observations faites sur quelques calottes glaciaires. A Baffin (7, 27, 30 et 31), au Grinnel Sud-Baffin (cf. carte, figure II) il est de 90 mm. pour 100 m. de dénivellation, au Penny : de 15 mm./100 m., au Barnes : de 30 mm./100 m. Au Nord d'Ellesmere, à l'Ouest d'Alert, le gradient n'est que de 4 mm./100 m. en raison de la sécheresse, du froid, de la continentalité croissante. Au Sud d'Ellesmere, nous n'avons aucun chiffre, mais nous pouvons admettre un gradient intermédiaire entre ceux de Barnes et de l'Ouest d'Alert. Sur la base de ces gradients nous pouvons calculer qu'à 1,000 m. d'altitude, du Sud au Nord, les précipitations sont de :

TABLEAU II

64°lat. N.	1,240 mm.
72°lat. N.	460 mm.
77°lat. N.	400 mm.
82°lat. N.	201 mm.

Le voyageur est toujours frappé par l'abondance relative de la neige dans les Alpes inuitiennes du Sud jusqu'en Ellesmere méridional. L'importance des glaciers est d'ailleurs un autre aspect de cet enneigement notoire (photo II).

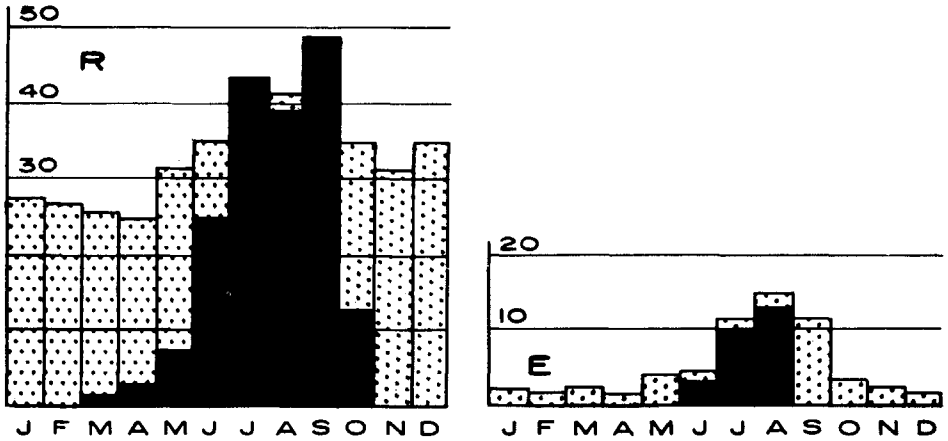
La végétation frappe surtout par sa rareté, sa médiocrité : pas le moindre bosquet (8), pas de forêt, nous sommes partout au-dessus de la limite des arbres, en dehors d'étroites zones de tourbières et de prairies à thufur, à gazon médiocre, ce ne sont que des déserts de pierres voués aux mousses et aux lichens sporadiques.

[7] Comparaison avec les Alpes, à Lanslebourg, 1,400 m., 30 ans d'observation, la moyenne annuelle est de 5, les moyennes mensuelles sont de : −3, −3, 0, 7, 12, 15, 14, 12, 7, 2 et −2. Comme dans les exemples canadiens les chiffres sont arrondis au degré le plus proche. Comparées, à altitude égale au Nord de Baffin, les températures sont supérieures de 38 en janvier, de 18 en juillet, de 28 en moyenne annuelle.

[8] BRAMANI, A., dans les *Alpes françaises*. À 2,500 m., la proportion n'est que de 60%, mais le total des précipitations dépasse 1,200 mm.

Figure VIII

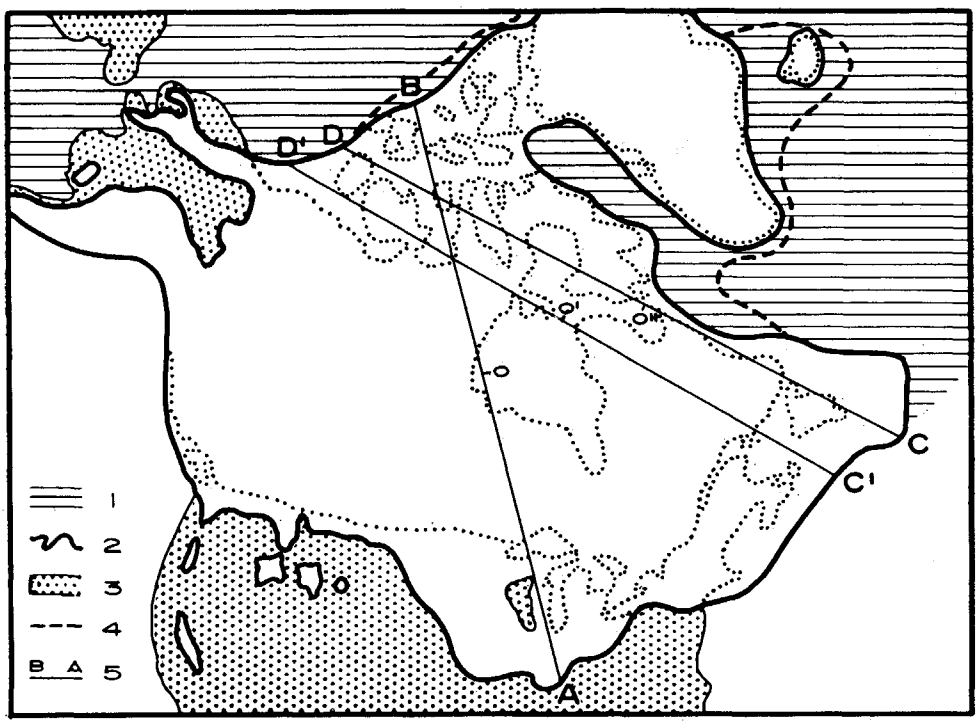
PRÉCIPITATIONS À EUREKA ET RESOLUTION ISLAND



R. Resolution Island ; E. Eureka. En noir : les pluies ; en pointillé : les neiges. Échelle en mm. L'île Resolution est entre le Labrador et Baffin ; maximum d'été très tardif (septembre), aucun mois ne reçoit moins de 25 mm. Eureka, au centre occidental d'Ellesmere est une station à grande sécheresse d'hiver, à faible maximum d'été, aucun mois sans neige, mais 3 mois avec pluies.

Figure IX

GLACIATION QUATERNAIRE



Extension maximum des glaciers quaternaires en Amérique du Nord. 1. Mer gelée d'après Flint ; 2. Limite atteinte par les glaciers quaternaires d'après Flint ; 3. Zone terrestre non recouverte par les glaciers ; 4. Limite atteinte par les glaciers d'après l'auteur ; 5. emplacement des coupes de la figure 10.

Photo II

FJORDS, MONTAGNES, GLACIERS

(*photo R.C.A.F.*, 508-L. 45).

Sur la côte Est d'Ellesmere, face à la Terre d'Inglefield (région de Thulé), au Groenland. De gauche à droite : les formes assez aplaties de la Péninsule de Bache, continuant au premier plan par les hauteurs plus hardies de la Péninsule du Knud, dominant de 1,000 m. la mer, l'entaille du fjord de Beitsad ; à droite du fjord, inlandsis et montagnes de plus de 2,000 m. d'altitude masquant à l'horizon le petit fjord Alexandre où se trouve le poste de la Police montée et quelques esquimaux. Le relief s'élève très brutalement au-dessus de la mer ; l'enneigement et l'englacement, malgré une altitude globale légèrement plus faible, sont mieux marqués que dans la région du Nord-Est représentée sur la photo I. Au premier plan, belle suite de failles découpant et basculant une surface ancienne en trois grandes marches d'escalier. On retrouve la même direction tectonique vers la Péninsule de Bache et dans de nombreux fragments du fjord de Beitsad.

Glaciers

Les glaciers couvrent plus de 150,000 km² (34).[9] Aux Torngats, les glaciers locaux atteignent 400 m. d'altitude (24), en Baffin, 200 m., en Ellesmere ils descendent le plus souvent jusqu'à la mer, sauf en certains points trop arides du Nord-Est.

D'après les recherches glaciologiques qui ont été faites par Sven Orvig en Baffin (30 et 31) et nous-mêmes en Ellesmere, nous pouvons essayer de dresser un tableau de l'accumulation et de l'ablation en différents points des Alpes inuitiennes.

Au Nord d'Ellesmere, à 1,000 m. d'altitude, l'accumulation annuelle est de l'ordre de 200 mm., l'ablation de 10 mm. L'accumulation nette (en valeur en eau) est donc de 190 mm. Au niveau de la mer, l'ablation varie de 100 à 500 mm. D'une année sur l'autre accumulation et ablation s'équilibrent sur les glaciers et pieds-de-glace (9), mais l'ablation l'emporte légèrement sur terre, surtout sur les premiers plateaux intérieurs. Ce n'est guère qu'entre 500 et 800 m. qu'une accumulation nette suffisamment importante commence à apparaître sur les versants les plus froids.

Au Sud d'Ellesmere, l'accumulation est beaucoup plus grande (Craig Harbour, la station Sud, reçoit 230 mm. par an, dont 156 mm. de neige, nettement plus que les 40 mm. de neige d'Eureka). L'ablation est probablement semblable à celle de Thulé, très proche, où S. E. White a montré que l'ablation totale équivaut, à basse altitude, à 600 mm. d'eau.[10] Mais à 600 m., elle est déjà compensée par l'apport du glacier pourtant lent. A 630 m. l'ablation n'est plus que de 520 mm. A 1,000 m., au Sud d'Ellesmere, il est difficile, d'après nos courtes observations, de l'estimer à plus de 50 mm.

À 870 m., par 70° lat. N., sur la calotte glaciaire de Barnes, l'accumulation est de l'ordre de 260 mm., l'ablation de 170 mm. Occasionnellement elle peut, durant quelques jours, contrebalancer l'accumulation et mettre la glace à nu. L'ablation est surtout forte en juin (très ensoleillé), elle se réduit en août, à cause des brouillards (54 h. de soleil seulement) (3 et 30).

Au Penny, par 66°58 lat. N. et 2,000 m. d'altitude, l'actinographe donne, en moyenne, 0.5 Gcal/cm²/mn (780 pour l'ensemble de l'été). Un épais brouillard est assez fréquent (4 et 31). En juin et juillet, on compte seulement 168 et 143 h. de soleil. L'ablation n'a duré que quelques heures (14 jours seulement avec des températures positives). La température de la glace à 2,000 m. est de −13°3 C., à 1,020 m. de −5°8 C., à 435 m. de −5°5 C. La vitesse du glacier

[9]

Ellesmere	82,848 km²	
Axel Heiberg	13,385 km²	
Devon	16,233 km²	
Bylot	5,178 km²	
Baffin	36,505 km²	
Torngats	101 km²	(?)
Total	154,250 km²	

[10] Cette ablation est surtout due aux pluies chaudes d'été, la moyenne des radiations maximums en été est de l'ordre de 1,34 Gcal/cm2/mn. D'après White, S. E., *Glaciological studies of two outlet glaciers, N.-W. Greenland,* dans *Med. on Gr.*, 1956.

est de 61 m. par an. Ces mesures nous renseignent assez mal sur l'ablation à altitudes plus basses, comparables à celles des glaciers étudiés ci-dessus, mais elles nous montrent des conditions extrêmement semblables à celles des hauts glaciers islandais à altitude et latitude comparables (Nord du Vatna, 2,000 m., 64° lat. N., Hofsjökull, 1,765 m., 64°30 lat. N.). Nous pouvons essayer de tenter la comparaison. L'accumulation de 1,240 mm. (trouvée ci-dessus, pour 1,000 m. à cette latitude, en Baffin) correspond à celle que l'on trouver vers 1,400 m. au Hofsjökull islandais. À 1,400 m., au Hofsjökull,[11] l'ablation est de 400 mm. Ce chiffre est bien comparable à ceux trouvés pour les autres latitudes de Baffin.

À 1,000 m. d'altitude, aux différentes latitudes, nous avons donc schématiquement les résultats suivants (valeur en eau en mm.).

TABLEAU III

	Accumulation	Ablation	Gain
82° lat. N.	200	10	190
77° lat. N.	400	50	350
70° lat. N.	300	150	150
66° lat. N.	1,240	400	840

L'accroissement de l'ablation du Nord au Sud est surtout due à l'allongement de la période de fonte.

RELIEF, ÉROSION

Dans les paysages qui se déroulent sous ses yeux lorsqu'il traverse Ellesmere d'Alert à Eureka ou à Craig Harbour, trois grands traits frappent le géographe :

— les vastes étendues plates tranchant des reliefs souvent très plissés ; c'est la vaste plaine du lac Hazen ou les interminables plateaux de la péninsule de Fosheim ; parfois ces surfaces sont plates mais le plus souvent elles sont inclinées légèrement ou basculées fortement, découpées en marches d'escalier gigantesques par de petites failles ou en mosaïque de carrés ou de rectangles ayant joué indépendamment les uns des autres (photo III) ;

— les restes très visibles de l'érosion glaciaire ; les glaciers sont là, à gauche ou à droite, dominant le paysage, mais il est bien visible qu'ils ont couvert toute la région ; moraines, blocs erratiques, stries, aussi bien que vallées en auge à verrou et roches moutonnées en témoignent incontestablement ;

— l'action d'érosion actuelle des agents périglaciaires, le gel qui fend les pierres, la neige, les torrents de fonte nivale, les effets du sous-sol gelé, les glissements de terrains, le vent même . . .

[11] PÉGUY, P., CORBEL, J., et autres, *Géomorphologie et glaciologie en Islande centrale*, dans *Norois*, 2-8, pp. 467-574. Poitiers, 1955.

Le géographe habitué aux paysages scandinaves retrouve dans ces montagnes les nivellements de sommets, les vastes plateaux, les grandes surfaces

PHOTO III

PLATEAUX

(*photo R.C.A.F.*, 397 R-204).

Au Nord-Est d'Ellesmere, à l'arrière-plan, la côte de l'Extrême-Nord du Groenland, à gauche la région d'Alert, plateau d'aspect assez plat, de 600 à 1,000 m. d'altitude dominant brutalement la mer par d'impressionnantes falaises : magnifiques stries glaciaires ; deux sortes de relief accidentent ce plateau ; des reliefs en creux, fjords et vallées, des reliefs en bosse, comme le chapelet de hauteurs des Pullens coupant la région en biais, de la droite de la photo à la côte, horsts ou résultat d'une érosion différentielle? Mer gelée, enneigement estival. Horsts et grabens en légères touches de piano, déformant la surface fossilisée par les dépôts miocènes.

plates à peine entaillées par l'érosion glaciaire, bref tous les témoins de longues phases d'érosion anciennes ayant abouti à un nivellement remarquable du relief.

Nous présentons ici le premier essai de datation de ces aplanissements anciens à partir des études des dépôts de couvertures recouvrant, en discordance sur les plis anciens errasés, ces surfaces. Ces dépôts sont surtout importants en Ellesmere et Axel Heiberg, où ils sont, localement, bien datés par faune et flore fossiles.

À la base (figures IV et V), nous distinguons une surface post-silurienne, post-calédonienne, avec des formations caractéristiques de conglomérats, surtout au Dévonien. Cette phase d'érosion semble bien avoir duré du Silurien final au Permien, c'est-à-dire durant près de 150,000,000 d'années. Érosion formidable, si l'on songe qu'une simple érosion de plaine (sans parler de phases montagnardes) enlève au moins 20 mm. par millénaire, cela représente 3,000 m. d'épaisseur sur l'ensemble de la région, en 150 millions d'années. C'est-à-dire le nivellement de montagnes de 5,000 m. et plus.

Sur cet aplanissement fondamental, dépôts, plissements modérés et érosions locales se succèdent jusqu'au Crétacé moyen. Des discordances, des dépôts de sables et graviers nous indiquent alors une grande période d'érosion généralisée qui dure au moins jusqu'à l'Éogène. Cette érosion infra-crétacé-éogène dure 20 millions d'années. Le pendage moyen des couches précrétacées est de 27°. Ce ne sont point là des montagnes, mais une espèce de moulage de la surface post-calédonienne déformée par des mouvements tectoniques légers ou à grande courbure. C'est à ces larges surfaces en pentes assez douces que s'attaque l'érosion infra-crétacé-éogène. En vingt millions d'années, une érosion de plaine courante enlève une épaisseur continue de 400 m., c'est-à-dire peut niveler sans peine des hauteurs de près de 1,000 m. Ces grands aplanissements sont recouverts en discordance par les sables à lignites et arbres fossiles du Miocène, ces forêts du Miocène final que recouvriront au Nord les premières moraines, ces forêts fossiles du Grand Nord que, déjà, l'expédition du Fort Conger décrivait avec émerveillement autour du 81° lat. N.

L'étude systématique de la surface d'érosion infra- et post-crétacé, encore recouverte de sables miocènes, au Nord-Est d'Ellesmere (figure VI) nous montre quelles déformations a subies cette surface. Elle a été soulevée, fracturée, dénivelée. Au Cap Baird et en différents points autour de l'entrée du fjord Archer nous retrouvons des portions bien datées de cette surface au niveau de la mer. On en retrouve, légèrement plus haut, au fond de la baie Wrangel (82° lat. N.) et entre 100 et 300 m. sur le plateau au Sud-Est du lac Hazen. Au pied d'un des émissaires du glacier de mont Grant, on trouve un témoin, de cette même surface toujours bien datée par sa couverture à 1,200 m. d'altitude, ceci à moins de 70 km. en ligne droite de la baie Wrangel ou des dépôts au niveau de la mer à l'entrée du fjord Archer (près de Fort Conger). La « surface tertiaire », comme la désignaient d'une manière vague les auteurs anglo-saxons a donc, dans ce cas précis 1,200 m. de dénivellation au moins. On voit donc que dans cette région des Alpes inuitiennes il serait tout à fait abusif de vouloir, comme certains tenants de la *school of platforms* britannique, repérer l'âge des surfaces uniquement d'après leur altitude sans souci des dépôts de couverture. On risque de prendre la même pénéplaine dénivelée en escalier, pour une dizaine, sinon plus, de pénéplaines différentes . . .

Cette datation des deux grands épisodes d'érosion, postcalédoniens, infra- et post-crétacés, se retrouve dans tout l'archipel arctique (cf. figure V). Elle est suffisamment bien établie pour qu'on l'étende sans crainte aux surfaces de Baffin (partiellement fossilisées par des dépôts volcaniques tertiaires), et mêmes à celles des Torngats sans couches de couverture.

L'étude de la morphologie glaciaire pose d'abord le problème de l'extension maximum des glaciers. On a longtemps cru, sur la foi d'observations trop rapides, que certains hauts sommets avaient pu émerger, comme nunataks, durant toute la glaciation quaternaire. Une croyance similaire régnait alors en Scandinavie. Une étude minutieuse des plus hauts sommets a montré à différents auteurs qu'il s'agissait simplement d'un effet des intenses actions d'érosion périglaciaire mais que la présence de stries ou de petits erratiques prouvaient incontestablement un englacement total ancien. Lors du maximum glaciaire ces sommets étaient sous la glace, plus tard ils ont pu émerger comme nunataks. Des observations similaires ont été faites par J. D. Yves (24) dans ce que certains auteurs avaient cru être « la zone à nunataks des Torngats ». J. D. Yves a clairement montré par ses observations minutieuses que tous ces hauts sommets avaient subi un englacement ancien, que lors du maximum glaciaire il y avait au moins 300 m. de glace au-dessus des sommets. Lors de ce maximum dans la plaine côtière les glaciers devaient avoir au moins 1,000 m. d'épaisseur et, en raison de la pente et de l'alimentation, des vitesses de type groenlandais.

Sur la côte, la vaste plate-forme s'étendant jusqu'au fond de −300 m. devait être en partie émergée (la mer étant alors de 100 à 150 m. plus basse selon les différentes estimations). Sur un fond de 200 m. de profondeur, un glacier de 1,000 m. d'épaisseur émerge encore de 800 m. Il est donc vraisemblable que les glaciers ont atteint les fonds actuels de −1,000 et même −1,500 m. sous forme de glaciers en partie flottants. Ces fonds sont d'ailleurs, en fait, à peu de distance de la plate-forme des −300 m.

Les formules d'écoulement des grandes masses glacées établies récemment par Nye [12] et L. Lliboutry [13] et vérifiées sur tous les grands inlandsis actuels permettent de calculer, à une distance donnée du front, la hauteur de glace nécessaire pour permettre un écoulement jusqu'à ce front, dans le cas de calotte glaciaire reposant sur des fonds à peu près plats analogues à ceux qui se trouvent sous l'inlandsis groenlandais. Dans le tracé maximum de l'inlandsis tel qu'il ressort des travaux des géologues américains, de Flint en particulier (figure IX), il est assez facile de tracer un certain nombre de coupes d'inlandsis en équilibre sur un fond relativement plat (figure X). Pour que l'inlandsis laurentien puisse atteindre la zone de moraines du Nord des États-Unis, il fallait qu'il ait 5,700 m. d'épaisseur au-dessus de la baie d'Hudson. Il avait plus de 2,000 m. d'épaisseur au-dessus des Torngats, plus de 3,000 m. et probablement de 4,000 m. au-dessus de Baffin. Les figures que nous avons tracées (figure X) font bien ressortir le

---

[12] NYE, J. F., *A method of calculating the thickness of the icesheets*, dans *Nature*, 169, 1952, pp. 529-530.

[13] LLIBOUTRY, L., *La mécanique des glaciers en particulier au voisinage de leur front*, dans *Annales géophysiques*, (12 avril 1956), pp. 245-276.

tracé parfaitement régulier de cet inlandsis laurentien, à la fois en équilibre d'écoulement, au Nord et au Sud.

Un autre moyen de connaître l'épaisseur de l'inlandsis quaternaire consiste dans l'étude du soulèvement isostatique post-glaciaire bien connu parce que l'invasion de la mer post-glaciaire a laissé de nombreuses terrasses à fossiles que l'on retrouve à plusieurs centaines de mètres parfois au-dessus du niveau actuel. Ces mouvements de surrection continuent d'ailleurs actuellement. Le rapport entre les densités de socle rocheux qui se soulève et de la glace qui le recouvrait fournit un premier élément de calcul, bien connu depuis les travaux scandinaves, mais il importe certainement de tenir compte des frictions qui freinent le mouvement. On peut admettre que la réduction est comparable à celle observée pour les marées terrestres. On aboutit ainsi à un rapport de 1 à 10 entre le soulèvement et l'épaisseur de l'Inlandsis quaternaire. Un soulèvement total de 200 m. correspond ainsi à une épaisseur de glace de 2,000 m. et non de 6,000 m. comme le donnait le simple rapport des densités. Nous avons reporté sur nos coupes calculées de l'inlandsis laurentien (figure X), les hauteurs connues des soulèvements déjà effectués depuis le retrait des glaces. On remarque une bonne correspondance des résultats entre les chiffres tirés du calcul de l'équilibre des glaces et ceux tirés du soulèvement des terrasses.[14] L'inlandsis laurentien est beaucoup plus épais que ne l'avait supposé Flint qui n'avait alors aucun calcul à sa disposition.

La liaison directe, l'accolement avec l'inlandsis groenlandais est certaine au Nord. Au Sud, on peut penser que la baie de Baffin a été parcourue par un vaste fleuve de glace dont la zone d'alimentation se serait trouvée à hauteur de Devon, Ellesmere, baie de Melville. Le profil en long de cette baie de Baffin, avec ses surcreusements et ses « verrous », évoque bien une grande vallée glaciaire.

Nous savons que la glaciation a commencé dans le Nord dès la fin du Miocène, ensevelissant, comme nous l'avons vu, les débris de la forêt qui couvrait alors la région. On retrouve dans le sol gelé jusqu'aux fragiles feuilles d'arbres admirablement conservées, mais par contre les recherches les plus minutieuses n'ont jamais montré la moindre trace d'un dépôt interglaciaire ancien. Partout des Torngats à Ellesmere, il semble bien qu'il n'y ait eu qu'un seul gigantesque épisode glaciaire avec de simples phases de déglaciation successives, et de minuscules oscillations des fronts subactuels, conditions très différentes des glaciations alpines.

On a donc vu se succéder, sans période interglaciaire proprement dite :

— une glaciation d'inlandsis, comparable à la glaciation actuelle de l'Antarctique ;

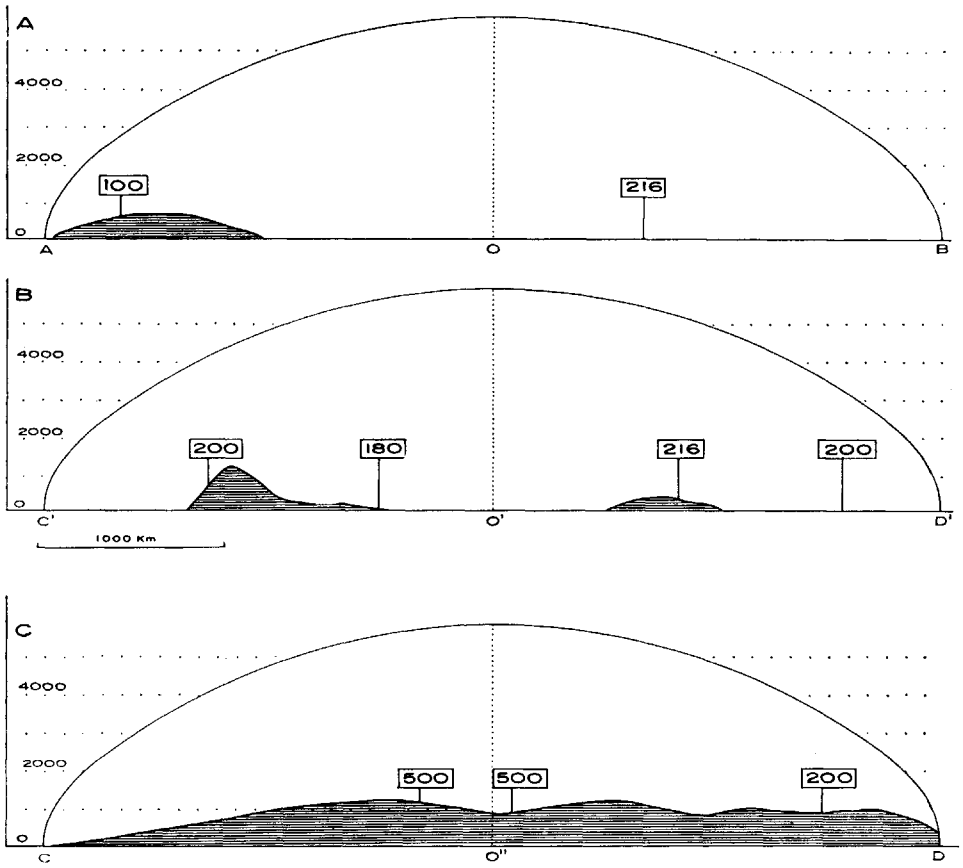
— une glaciation de vallée succédant à la précédente lors de la dislocation de l'inlandsis due au dégel progressif.

---

[14] D'après ROBITAILLE, B., citant différentes sources, les hauteurs maximums des terrasses marines post-glaciaires sont de : Torngats : 1,500 pieds (460 m.), Sud-Baffin : 1,425 pieds (435 m.), Nord-Baffin : 1,310 pieds (400 m.), région d'Eureka : 1,900 pieds (?) (580 m.), Québec septentrional : 550 pieds (170 m.), Cornwallis : 520 pieds (160 m.), Keewatin : 650 pieds (200 m.). Ajoutons, d'après nos recherches : Ellesmere septentrional : 570 pieds (210 m.) ; d'après MANNING, T. H., Banks méridional : 580 pieds (115 m.) ; d'après PORSILD, N.-E. de Banks : 600 pieds (185 m.) ; et, d'après MAILLOUX, A., région du Lac-Saint-Jean : 600 pieds (185 m.).

FIGURE X

COUPES DE L'INLANDSIS QUATERNAIRE



On a montré depuis longtemps, tant par l'étude de la mécanique des glaces que par l'observation sur les inlandsis que la surface de ceux-ci a une courbe dictée par les lois de l'écoulement de la glace. C'est ainsi que la pente au front est toujours relativement forte et a une valeur universelle de tg. 29°36. Lorsque l'inlandsis est pratiquement à fond plat, comme au Groenland, le profit est parabolique. Lliboutry a montré qu'alors, à la distance X du bord, la hauteur 2 était donnée par la formule $Z = \sqrt{2hX}$.

Le fond de l'inlandsis quaternaire canadien dans les plaines centrales étant aussi plat que celui du Groenland actuel, nous avons appliqué cette formule et calculé l'épaisseur de glace en différents points de l'inlandsis, suivant les tracés AB, CD et C'D' indiqués sur la figure 9. Le résultat est donné ici. On voit que dans tous les cas, l'épaisseur de la glace au-dessus du Nord de la baie d'Hudson était de l'ordre de 5,000 m. et plus.

On peut également calculer l'importance de l'épaisseur de la glace d'après le soulèvement isostatique qui a suivi la fusion de l'inlandsis. En tenant compte d'une perte par frottement analogue à celle connue pour les marées terrestres, on peut calculer qu'à 100 m. d'épaisseur de glace disparue correspond un soulèvement de 10 m. Les chiffres encadrés indiquent, en mètres, les soulèvements post-glaciaires connus. Ceux-ci sont loin d'être terminés, en baie d'Hudson en particulier. Leur ordre de grandeur confirme bien, néanmoins, les résultats donnés par le calcul de la hauteur d'équilibre de la glace.

Les études récentes sur l'Inlandsis antarctique nous montrent la formation de profondes vallées sous 3,000 m. d'épaisseur de glace. Ces énormes fleuves de glace (cf. aussi les fleuves de glace du Groenland [15]) déblaient les zones failleuses en d'énormes chenaux très larges, grossièrement rectilignes. C'est probablement à une conjugaison des influences tectoniques et des actions des fleuves de glace de l'inlandsis que l'on doit attribuer la formation des vastes chenaux du détroit d'Hudson, de Lancaster, de Jones et même probablement les baies de Cumberland et de Frobisher. Tant par leur section transversale que par leur profil en long, ces chenaux ont bien une allure glaciaire ; mais ils sont démesurément larges, ce qui semble bien être une caractéristique des chenaux glaciaires sous-inlandsiciens.

La glaciation de vallée est l'auteur principal des auges et cirques qui accidentent la surface. Le déblaiement des fjords est essentiellement son œuvre. Il semble que les directions des fjords et vallées aient été données beaucoup plus par la nature du substratum des réseaux de zones failleuses que par d'éventuelles vallées préglaciaires dont nous ne savons absolument rien. Nous connaissons (par des mesures de charges solides) la puissance de l'érosion glaciaire actuelle. Nous savons qu'en un million d'années au minimum, dix millions d'années vraisemblablement (durée de la glaciation à ces latitudes), elle est capable d'enlever une couche de 1,000 m. et plus d'épaisseur tout au long des grandes vallées. Il est donc vraisemblablement illusoire de vouloir chercher l'influence d'un réseau fluviatile qui devait être beaucoup plus haut. Par contre, le rôle des vieilles dépressions tectoniques bourrées de sédiments métamorphisés paraît bien être certain dans la formation des grands fjords de Baffin et d'Ellesmere. Le rôle des diaclases est aussi très important. Il a été maintes fois signalé par les géologues, en Baffin plus spécialement. Le réseau du Nord-Ouest d'Ellesmere montre bien aussi cette influence prédominante des fractures. Les directions rectilignes des fjords et vallées glaciaires sont celles des diaclases et des failles, éléments directeurs de leur tracé. En aucun cas on ne retrouve de réseau arborescent de type fluviatile dans le dessin des fjords.

L'érosion glaciaire a été beaucoup plus faible sur les vastes étendues plates que dans les auges. Le facteur vitesse de la glace paraît donc jouer un très grand rôle. Là où la glace était stagnante au fond des inlandsis, son action a été faible, là où les courants de glace étaient très rapides, leur action a été très importante. Sur les surfaces plates, l'érosion glaciaire s'est cependant exercée de diverses façons, donnant notamment des roches moutonnées en abondance. Il semble cependant difficile de lui attribuer, comme le font certains auteurs une éventuelle « pénéplaine glaciaire » (référence à cette discussion *in* 24).

Les phénomènes périglaciaires actuels prennent dans chaque région une physionomie distincte (figure XI).

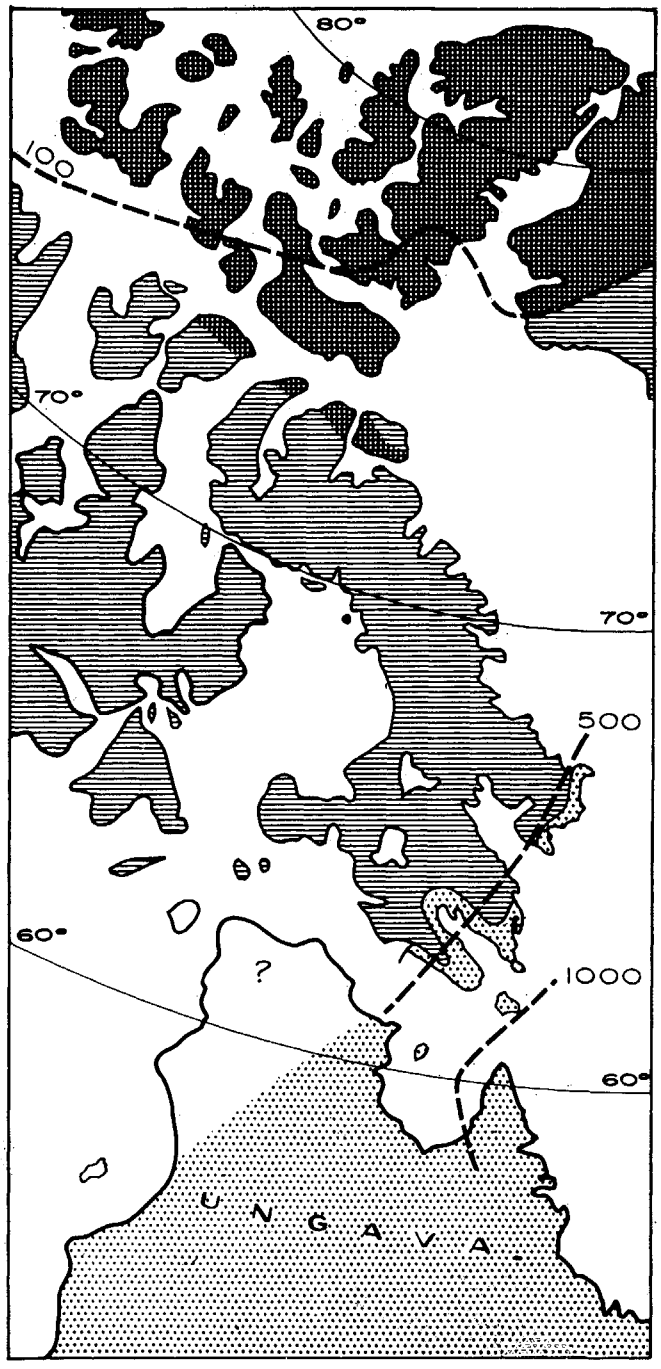
À l'extrême Sud, dans les Torngats (29), les phénomènes de thermo-karst (fonte de glace morte enterrée ou de glace de permafrost) sont nombreux (figures XII et XIII). Ce sont surtout des « chaudrons », des dépressions fermées diverses, des fonds de vallée à drainage superficiel incertain avec de nombreux

---

[15] BAUER, A., *Contribution à la connaissance de l'Inlandsis du Groenland*, Exp. Pol. fr., 58 pp. Paris, 1954.

FIGURE XI

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES ET PRÉCIPITATIONS



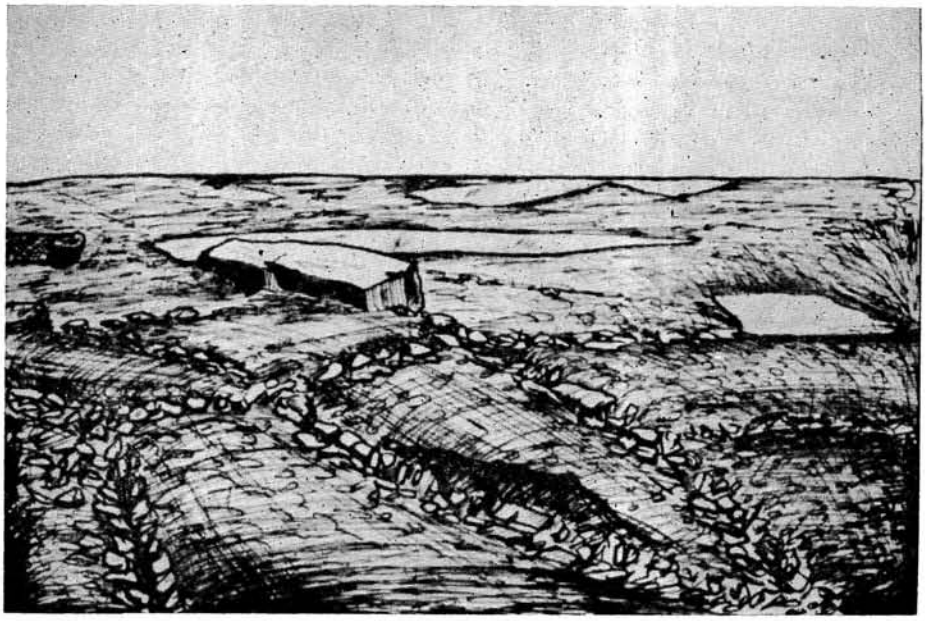
En tirets gras les limites des précipitations de 100, 500, 1,000 mm. par an. En pointillé : la zone des phénomènes périglaciaires du Sud (ou humides) ; en croisé : la zone des phénomènes périglaciaires du Nord (ou holaire) ; en hachures horizontales : la zone intermédiaire.

La zone méridionale est caractérisée par l'importance de la solifluction, des vastes coulées boueuses superposées, des guirlandes de pierres, des vastes dols polygonaux, des cryoturbations intenses. C'est une zone à sol gelé souvent discontinu dans le temps ou dans l'espace, mais toujours à sol gelé humide, à ciment de glace continu. La gélivation est importante.

La zone septentrionale ou polaire est caractérisée par l'importance des éboulis de gravité (forme à peu près absente au Sud), la rareté des coulées boueuses, des sols polygonaux médiocres, superficiels, par l'absence de cryoturbation notoire. Les avalanches jouent un très grand rôle. C'est une zone de permafrost sec. La gélivation est extraordinairement importante.

Figure XII

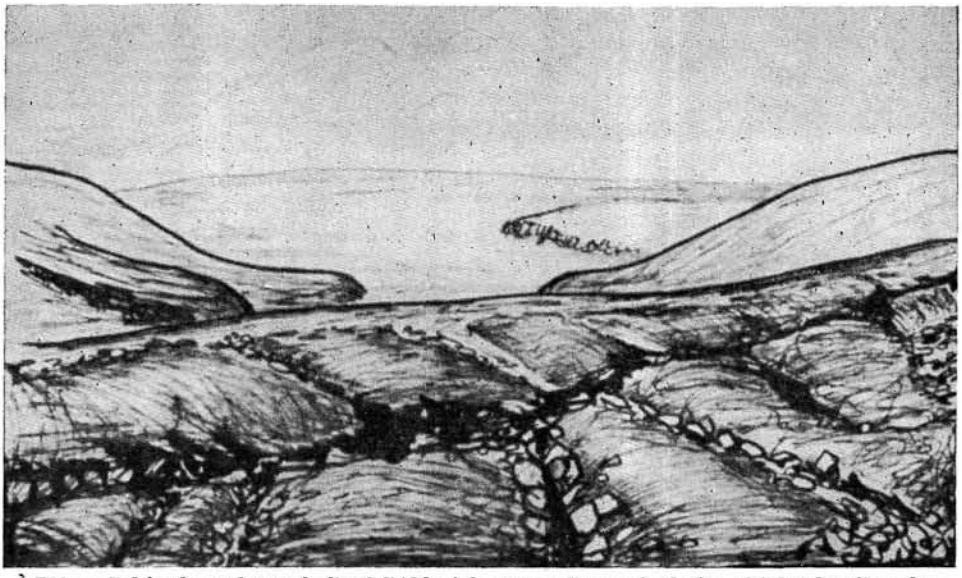
PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DANS LES TORNGATS



À 1,400 m. d'altitude, à la fin de l'été, au milieu des dernières flaques de neige, intense solifluction, polygones à très gros blocs, de plusieurs mètres de côté.

Figure XIII

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DANS LES TORNGATS



À 700 m. d'altitude au-dessus du fjord d'Abloviak, autour d'un petit glacier, visible à l'arrière-plan, intense solifluction, coulées de pierres, sols polygonaux et guirlandes de gros blocs, coulées boueuses occupant le fond de la vallée.

marais, de petites mares. La solifluction joue un très grand rôle. On voit partout son œuvre. Ce ne sont que coulées de pierres, bourrelets de gros blocs, guirlandes soutenant de pseudo-terrasses (figures XII, XIII et XIV). De très nombreux sols polygonaux à gros éléments crèvent la surface, et sont souvent liés à des coulées de pierres. Les mouvements horizontaux ont pour eux plus d'importance que les mouvements verticaux. Par lessivage des éléments fins, on passe aux déserts de pierres, à la « mer-de-pierres », voire, très localement aux glaciers rocheux. Ce dernier type de paysage se trouve aussi bien à 1,200 m. qu'à 500 m. Sur les flancs des vallées apparaissent des niches de nivation dues aux actions des eaux de fonte des neiges localisées sous des congères particulièrement épaisses. Localement ces niches passent à de véritables replats « goletz » (figure XIV) entaillant la roche en place sous la double action du gel et de la solifluction, replats comparables aux formes typiques de la région de Mourmansk (cf. figure XIV).

En Baffin, les morphologues des expéditions de l'*Arctic Institute* ont signalé, près du Penny (14), des phénomènes dus à la fusion de la glace sous-jacente sans pouvoir préciser s'il s'agit de glace de glacier ou de glace de permafrost. Une photo de Battle (cf. *Arctic* 6/4) montre de très belles formes de drainage superficiel de thermo-karst sur les bords du lac de Pangnirtung. Dans la région plus au Nord, autour de la calotte glaciaire de Barnes, on observe un changement très net dans les phénomènes périglaciaires. Ils sont moins nombreux. Les formes de thermo-karst, de coulées de solifluction, de replats goletz sont plus rares. Par contre, on voit se multiplier les formes d'éboulis secs coupées régulièrement par des sillons d'avalanches (figure XV) analogues à ceux décrits au Spitzberg.[16] Autour des lacs temporaires se développent de nombreuses terrasses étagées régulièrement et souvent affectées par les poussées d'icebergs.

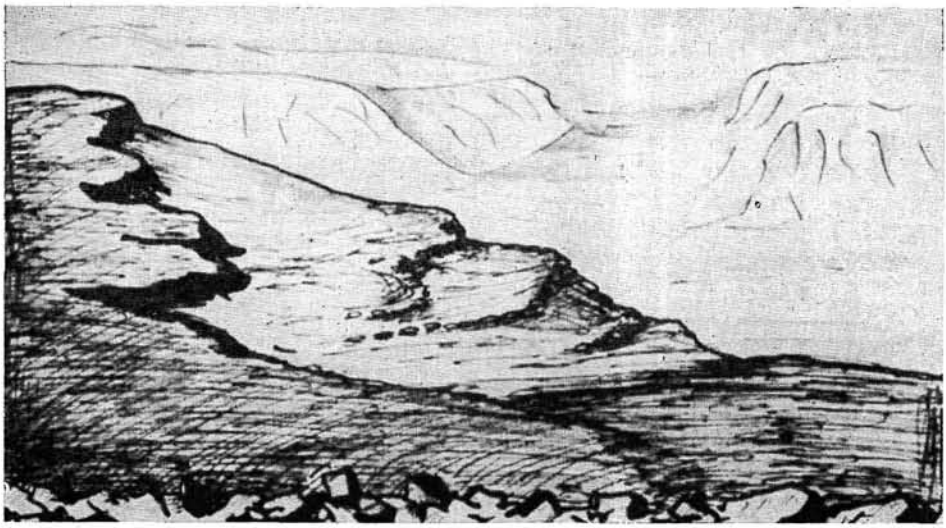
À Bylot et à Devon, à l'extrême Nord de Baffin, les formes d'éboulis à coulées de neige deviennent absolument prépondérantes comme nous avons pu l'observer. Ce n'est que sur les hauts plateaux dans les étroites zones laissées libres par les glaces que l'on peut voir quelques « mers-de-pierres » affectées par les glissements de la glace sous-jacente. Les éboulis striés passent de plus en plus largement aux glaciers rocheux analogues à ceux que nous avons décrits au Svalbard ou en Islande centrale. Les sols polygonaux sont tout petits, superficiels, le plus souvent du type « flottant » et sont formés uniquement de petits éléments. Le diamètre de ces « polygones » est généralement inférieur à un mètre. On assiste à une véritable fusion des formes « thufurs » et « polygones » qui caractérisent toutes les prairies hautement septentrionales de l'Arctique canadien. Ces formes ont une zone centrale très bombée recouverte d'herbes le plus souvent comme dans les thufurs, et sont limitées par des chenaux remplis de pierrailles, comme dans les sols polygonaux.

En Ellesmere, la gélivation atteint une violence incroyable surtout dans la région entre Eureka et Alert (figure XVI). Il est presqu'impossible de trouver un rocher qui ne soit pas délité par le gel. L'hiver, toutes les fissures, toutes les

[16] CORBEL, J., *Les karsts du N.-O. de l'Europe*. Études rhodaniennes, dans *Mémoires n° 12*, 541 pp., Lyon, 1957 ; SVALBARD, pp. 28-70 ; et ALLIX, A., *L'action morphologique de la glace et celle des coulées de neige*, dans *Mélanges Bénévent*. Aix, 1957, pp. 11-17.

Figure XIV

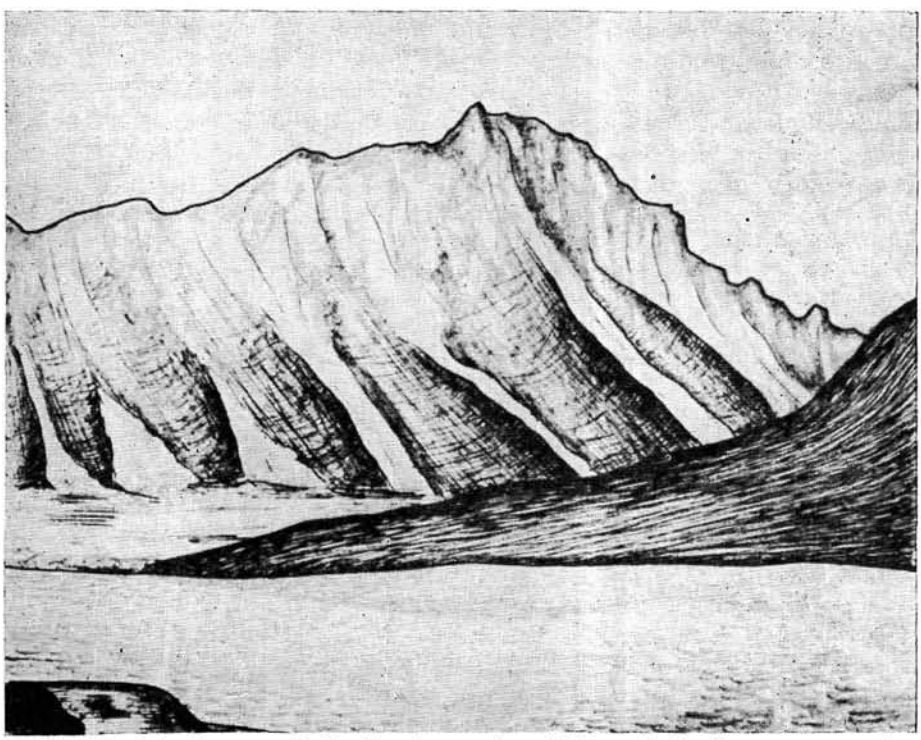
PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DANS LES TORNGATS



Au-dessus de la baie de Ryan, visible à l'arrière-plan, formation de replats goletz, intense solifluction, guirlandes de pierres, flaque de neige sur le replat, niches de nivation (les figures 10 à 12 d'après des photos de J. D. Yves).

Figure XV

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES AU CENTRE DE BAFFIN

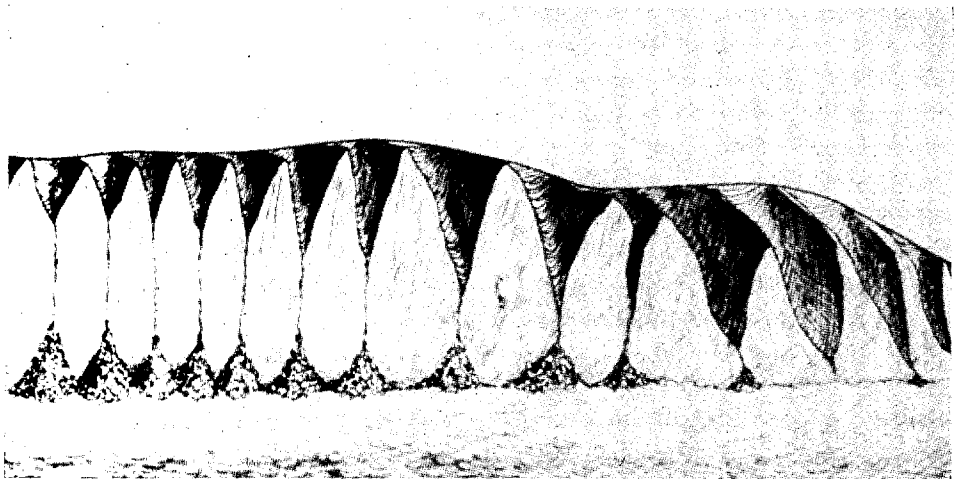


Près d'un fjord, les hauteurs de l'arrière-plan atteigne 1,700 m. d'altitude ; terrasses marines liées au relèvement isostatique ; mélange de coulées de solifluction et d'éboulis de gravité.

diaclases sont remplies de glace. Celles-ci passant de 0° à −50° et de −50° à 0° connaissent des alternances de contraction et de dilatation qui se prolongent durant des mois et disloquent toutes les roches. Les formations sédimentaires riches en fissures sont particulièrement atteintes, mais les gneiss et les granits ne sont pas épargnés pour autant et semblent subir une action très importante à la microéchelle des cristaux comme à la macroéchelle des diaclases. À la fin de l'hiver, les roches apparaissent décomposées, presque broyées ; leurs éléments mis en pièces tiennent par des filets de glace. Lorsque celle-ci fond, tout s'écroule dans des avalanches de neige et de poussière. L'action morphologique de ces couloirs d'avalanches a une très grande importance. Au lieu de disséquer simplement les éboulis comme au Nord de Baffin et en Devon, ils sculptent de véritables *bad lands* dans la roche en place ou les sables gelés aussi durs que la roche. Comme

FIGURE XVI

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES EN ELLESMERE



Greely Fjord près d'Eureka, prédominance des éboulis de gravité, dissection du versant en *bad lands* par les avalanches.

dans l'érosion méditerranéenne on observe des couloirs jointifs ne laissant entre eux que des crêtes étroites aux flancs balafrés de petits couloirs. Ces crêtes évoluent elles-mêmes vers des pitons isolés, ruiniformes comme ceux des gorges voisines des glaciers du Grant (cf. flanc du fjord de Beistad *in* photo II).

Des coupes de terrains montrent que le permafrost est un permafrost sec, sans ou avec très peu de ciment de glace (faute d'humidité suffisante). Dans les dépôts de lœss récents, comme ceux de Rivière Wood, on est frappé par l'absence de toutes cryoturbations. Les éboulis de gravité peuvent glisser parfois assez loin, ils remplacent, à peu près partout, les glissements de solifluction si importants dans les Torngats.

Gel et éboulis de gravité peuvent s'associer pour donner des terrasses un peu analogues de forme aux véritables goletz des Torngats ou de Mourmansk.

C'est surtout dans les calcaires que l'on observe des escaliers de petits replats analogues à ceux que nous avons analysés au Spitzberg et en Laponie.

Nous retrouvons d'ailleurs partout la caractéristique de l'érosion des calcaires en régions froides : une intense dissolution sous-nivale. Celle-ci est évidemment limitée par la faiblesse des précipitations, mais elle est facilitée par la gélivation qui réduit les blocs calcaires en menus fragments accroissant considérablement la surface de contact et de dissolution, eau-calcaire.

Les formations schisto-calcaires de la région d'Alert donnent fréquemment des sols à « thufurs – sols polygonaux » comme celles que nous avons décrites en Bevon. Ce sont les uniques prairies, les pâturages à bœufs musqués de ces régions hautement septentrionales (photo IV).

L'intensité du lessivage du sol, tant par dissolution des calcaires que par transport en suspension des schistes réduits en poussière par le gel ne fait aucun doute. L'été, les rivières sont très boueuses et roulent même de nombreux cailloux de tailles moyennes comme en témoignent leur allure et leurs dépôts. L'abaissement de la surface doit être très rapide si on en juge par les extraordinaires spectacles fournis par les « pierres levées ». Un peu partout des rangées de pierres levées alignées en lignes droites parallèles se dressent au-dessus des plateaux (photo V). Un examen attentif montre qu'elles n'ont pas été soulevées par le gel, mais sont les résidus de dos de couches dures redressées à la verticale. La seule explication possible est un abaissement généralisé de la surface entre ces rangées de pierres levées. Un tel abaissement depuis le retrait des glaciers suppose un taux d'ablation de l'ordre de 20 mm. par millénaire. L'étude rapide des charges des eaux et des débits, montre que ce chiffre est plausible. Il correspond assez exactement à ceux que nous avons mesurés au Spitzberg septentrional. Ces chiffres paraîtraient moyens dans une région tempérée humide, mais sous un climat aussi aride ils font figure de chiffres exceptionnellement élevés.

Les seules autres données que nous ayons sur l'érosion actuelle périglaciaire dans les Alpes inuitiennes se situent au Sud, dans les Torngats. Le lessivage de la moraine pour aboutir aux « mers-de-pierres » suppose le départ d'au moins 100 cm. de limon en 5,000 ans, c'est-à-dire une ablation moyenne de l'ordre de 200 mm/millénaire, chiffre normal pour une région de forte pente et de climat relativement humide.

Les principales modifications des phénomènes périglaciaires qui apparaissent du Sud au Nord des Alpes inuitiennes sont donc :

— le remplacement du permafrost humide du Sud (à ciment de glace continu) par un permafrost sec, au Nord ;

— un accroissement, du Sud au Nord, de la gélivation, des éboulis de gravité, des couloirs d'avalanche et autres phénomènes liés à la sécheresse plus grande du climat ;

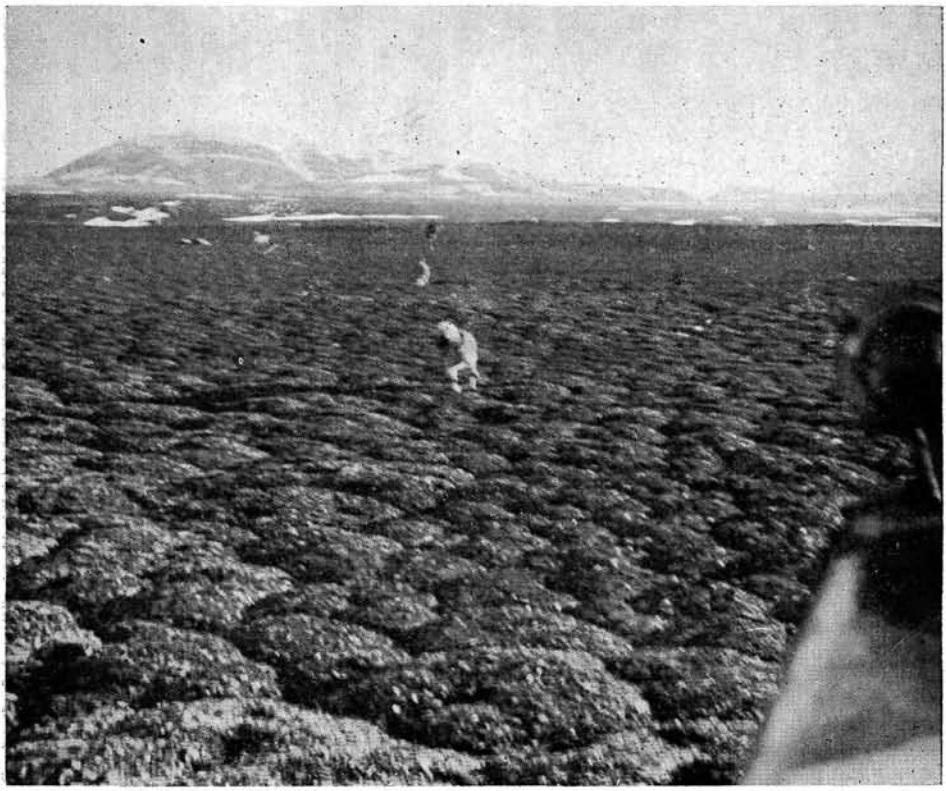
— une diminution de l'importance des phénomènes de solifluction et cryoturbation, des bourrelets de pierres, des grands sols polygonaux, et autres formes propres aux climats humides, océaniques (figure XI).

Occupation humaine

Les premiers habitants connus de ces régions montagneuses, occupants très nomades d'ailleurs et qui semblent ne s'être jamais installés définitivement

Photo IV

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES AUTOUR D'ALERT « LES SOLS POLYGONAUX ».



(photo Corbel).

À l'Extrême-Nord d'Ellesmere, à l'arrière-plan le mont Pullen et une partie de ce curieux chapelet de hauteurs alignées, visible sur la vue aérienne photo III (horsts ou résultat d'une érosion différentielle ?). Au premier plan, fragment d'une vieille surface d'érosion ; il est probablement remanié, aplani encore par l'érosion marine post-glaciaire. Une ligne de paquets de neige jalonne probablement un ancien rivage. Nous sommes dans une région de permafrost sec. La « prairie » est ici gondolée par des formes intermédiaires entre les thufurs et les sols polygonaux proprement dits. Ce sont les « sols polygonaux » de tout l'archipel arctique canadien. On les trouve depuis le Nord de Baffin.

dans ces montagnes furent les Vikings du Groenland.[17] Il nous en est resté fort peu de choses, quelques phrases des sagas groenlandaises, quelques ruines de

[17] Tornœ, J. Kr., Lysstreif over Noregsveldets Historie, dans *Meddelelser n° 56*, Norges Svalbard og Ishavs Undersökelser, 218 pp. Oslo, 1944.

huttes et surtout de pièges à eider en Devon et Ellesmere, quelques pistes jalonnées de cairns, le souvenir, dans les légendes esquimaudes, du peuple de géants qui aurait construit ces cairns . . .

Les Esquimaux s'installèrent peu à peu (civilisations dites de Dorset et de Thulé). Ils forment aujourd'hui la population indigène, les autochtones par excellence (figure XVII).

Dans toute la partie Nord, ils sont en liaison très étroite avec les Groenlandais. La population esquimaude « canadienne », à l'origine, n'a jamais dépassé

PHOTO V

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES AUTOUR D'ALERT, LES « MENHIRS »

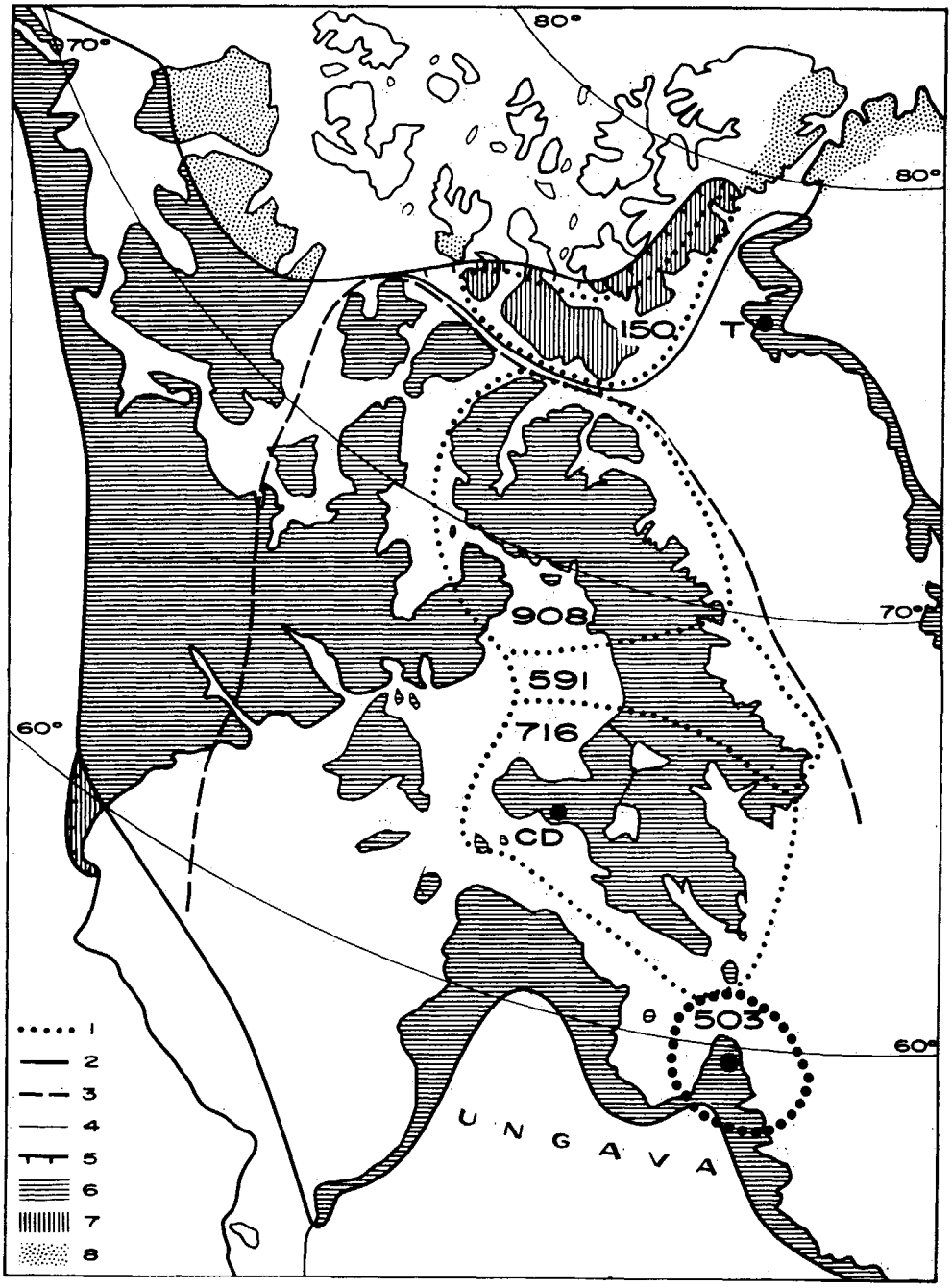
(photo Corbel).

À l'arrière-plan, la silhouette du Pullen, les neiges hivernales à leur hauteur maximum, en mars. Le pendage des couches calcaro-schisteuses sous-jacentes, est pratiquement vertical. Ces étranges alignements de pierres, à l'allure verticale, de 30 à 100 cm. de haut (les jumelles donnent l'échelle), sont les témoins (délités par le gel) d'une érosion différentielle respectant les dos de couches « dures ».

le Nord de Baffin. Par contre, aussi loin que nous puissions remonter dans leur histoire nous voyons les indigènes de Thulé (Groenland) fréquentant Ellesmere, s'y installant même parfois pour plusieurs années. Récemment, pour des raisons politiques, le Gouvernement canadien a installé, avec des agents de la Police montée, de minuscules groupes d'Esquimaux de Baffin ou de la baie d'Hudson. On trouve ainsi des Esquimaux à Dundas Harbour (Devon), Craig Harbour (Sud

FIGURE XVII

LES ESQUIMAUX DANS LES ALPES INUITIENNES



1. Limites administratives du recensement des Esquimaux en Baffin. Les chiffres indiquent le total de la population esquimaude recensée dans chaque circonscription ; dans les Torngats, le chiffre de population dans la zone circonscrite par le gros pointillé est tiré d'études récentes ; dans les îles septentrionales où l'installation est récente, le chiffre (50) est une approximation de l'auteur ;
2. Limites traditionnelles du domaine esquimau ;
3. Limites de la civilisation paléo-esquimaude de Dorset ;
4. Parallèles 60, 70 et 80°lat.N. ;
5. Limites de l'expansion récente des Esquimaux (depuis 1945) ;
6. Zones traditionnelles de l'habitat esquimau ;
7. Zones d'expansion récente ;
8. Zones d'expansion médiévale aujourd'hui abandonnées.

CD : cap Dorset ; T : Thulé (centre récent d'une paléo-civilisation esquimaude).

Ellesmere),[18] Resolute (Cornwallis — créé en 1953),[19] Alexandra fjord (centre Ellesmere).

Dans toutes les Alpes inuitiennes, le seul groupe notable d'habitants permanents est constitué par les chasseurs-pêcheurs du Sud de Baffin. Ce groupe le plus nombreux ne comprend même pas 2,000 Esquimaux (figure XVII). Ce chiffre est absolument insignifiant si on le compare aux 20,000 Groenlandais de la côte voisine du Groenland (14). Cette énorme différence de densité de population s'explique surtout par une différence de climat. La côte de Baffin a un climat beaucoup plus rude et est plus longtemps prise par les glaces que celle du Groenland Ouest (10 et 13). Ce n'est point là, la seule explication, il faut y ajouter la différence de politique sociale entre celle, modèle, du Gouvernement danois et la politique mercantile de la Compagnie de la Baie d'Hudson, comme l'ont montré entre autres les travaux de Tanner ou de Biays.[20] L'économie traditionnelle de ces Esquimaux est basée sur la chasse et la pêche. Nous avons montré qu'à Pond Inlet (Nord Baffin) elle leur assurait la possibilité de vivre et de se vêtir (13). Cela représentait, en 1955-56, pour une famille de 4 personnes, un revenu mensuel de 10 dollars en argent liquide et de 200 dollars en nature (viande, fourrure etc. . . .) ; cela leur permet de vivre mais non de se chauffer.

L'exploration est encore assez mal connue ; en dehors des rapports officiels des voyages gouvernementaux, la plupart des voyageurs occasionnels n'ont pas laissé de mémoires écrits. D'autres auteurs se sont efforcés de montrer le rôle des Scandinaves ou des Britanniques. Nous essayerons simplement de dégager le rôle du groupe francophone généralement oublié par les auteurs précédents. Avant le XVIII^e^ siècle, probablement depuis la fin du moyen âge, des pêcheurs de la France atlantique avaient atteint les côtes du Labrador et de Baffin mêlés aux Scandinaves. D'après la littérature orale sur « l'Eau-libre-du-Nord », il semble vraisemblable qu'ils avaient atteint le Nord de la baie de Baffin. Les coureurs des bois canadiens-français, plus tard, remontaient couramment jusqu'aux Torngats à en juger par le nombre de « métis français » rencontrés par les explorateurs officiels du début du XIX^e^ siècle. Il est vraisemblable qu'ils avaient poursuivi leur recherche de fourrure de l'autre côté du détroit, en Baffin. Faute de textes et de fouilles archéologiques on ne peut guère en dire plus long actuellement. En raison de la forte organisation des Frères moraves, protestants, les missionnaires catholiques français n'abordèrent la région que tardivement en partant de la baie d'Hudson.

Au XIX^e^ siècle nous trouvons quelques grands explorateurs français. Si Crozier était simplement de souche française, Bellot, un des héros de l'expédition de secours de Franklin est un authentique français de Rochefort (1826-1835). Il prit une part importante dans l'exploration des rives du détroit de Lancaster, découvrit l'important détroit qui porte son nom et qui fait communiquer l'Est et l'Ouest de l'Archipel arctique canadien, entre l'île de Somerset et la péninsule de

[18] Au cours de l'été 1956, le poste de Craig Harbour a été transféré au fjord Grisé, 80 km. à l'Ouest de Craig Harbour, sur la même côte.

[19] En 1956, il y avait 57 Esquimaux à Resolute.

[20] BIAYS, P., *Conditions et genre de vie au Labrador septentrional*, dans *Cahiers de géographie*, n° 6, 35 pp. Québec, 1955.

Boothia. En 1834, il hiverne. En 1835, il réembarque à bord du *Phœnix* avec Inglefield. Il devait périr accidentellement dans le détroit de Wellington. Au XIX^e siècle, le plus grand explorateur français de ces lieux fut Octave Pavy. Grâce à l'Américain Greely, dont il était un des membres de l'expédition, il atteint en 1881 Fort Conger, où il hiverne, seul Français, par 82° de latitude Nord. Il exécute de nombreux raids non seulement en Ellesmere mais jusqu'au Groenland voisin. En mars 1882, par un voyage héroïque, il atteint le Nord d'Ellesmere, le cap Joseph-Henry, et pousse sur la mer gelée jusqu'à 82°52 lat. N. Cette performance fut, jusqu'à ces dernières années le record français de latitude (O. Pavy garde toujours ceux du nombre et de la latitude des hivernages). Au cours d'un effroyable troisième hivernage en 1883-84, le docteur Pavy (il était médecin) mourait du scorbut au cap Sabine après avoir jusqu'au bout soigné ses malheureux compagnons.

D'autres explorations plus modestes succèdent au grand exploit de Pavy. Passons rapidement et arrêtons-nous à 1929, époque à laquelle fut établie la Mission catholique de Pond Inlet, au Nord de Baffin, par les Oblats. C'est un Breton, Étienne Danielo, qui en fut récemment le curé. Seul ou avec d'autres il fit un très grand nombre de voyages dans tout le Nord de Baffin, en Devon, en Ellesmere jusqu'à la péninsule de Bache. En 1938 Pond Inlet est doublé par la desserte d'Arctic Bay. Par leur trente ans de présence continue, leurs voyages, leurs écrits, leurs publications, les missionnaires de Pond Inlet ont assuré une grande connaissance de ces régions du Nord de Baffin.

Plus récemment des chercheurs canadiens-français (citons surtout MM. Fortier, Laverdière, etc. . . .) et même un Français (l'auteur) ont pu séjourner assez longuement à Alert ou Eureka. Ces stations ont été construites en bonne partie par de la main-d'œuvre canadienne-française. Plus au Sud, en Baffin, rappelons que le grand botaniste canadien-français, le professeur P. Dansereau et sa femme ont fait partie de l'expédition du Barnes, en 1950. Les Torngats ont été très souvent parcourus par des Canadiens français. Enfin en 1958, c'est un géographe canadien-français, B. Robitaille, qui représente le Canada dans la Mission scientifique canado-américaine qui étudie le problème des îles de glace auprès du cap Ward Hunt, à l'extrême nord d'Ellesmere.

« L'invasion blanche » est le nom donné à l'arrivee récente et massive, pour des raisons essentiellement militaires, des Blancs dans l'Arctique américain. En 1940, il n'y avait pas 50 Blancs dans toutes les Alpes inuitiennes, en août 1957, il y en avait peut-être 5 à 10,000. En 1940, ce n'étaient que quelques trappeurs, missionnaires, agents de la *Hudson Bay Company* ou de la *Royal Canadian Mounted Police*, de rares expéditions « scientifiques ». Deux postes de météorologie seulement fonctionnaient alors : Pond Inlet et Resolution Island (entre Baffin et Labrador).

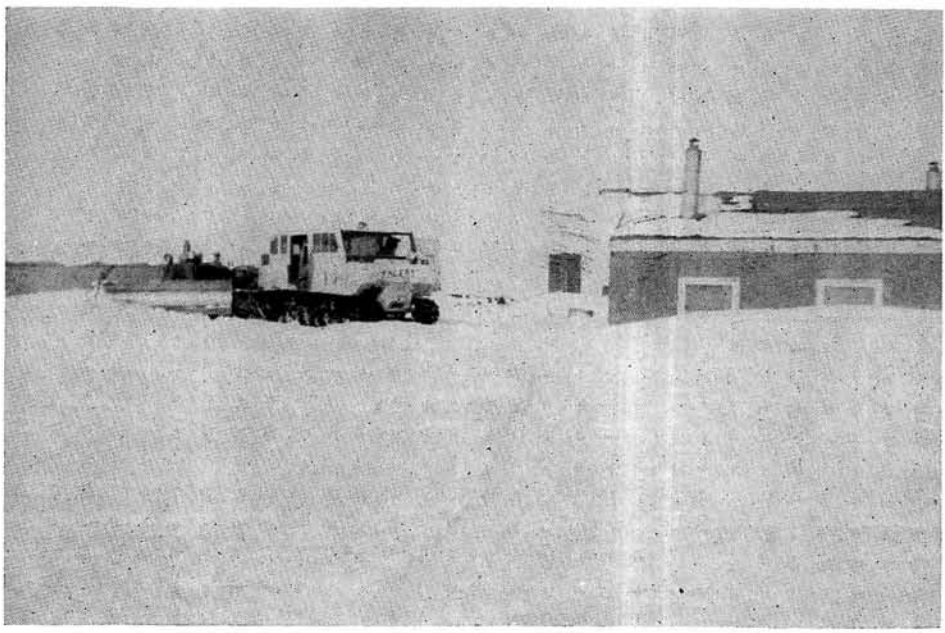
Avec la guerre commença l'Invasion blanche (11, 13 et 14). Ce fut d'abord l'installation d'un important aérodrome à Frobisher Bay, au Sud de Baffin. Cette installation devint vite un point de rassemblement pour les pauvres pêcheurs indigènes auxquels on offrait là des travaux de manœuvre. L'installation des postes météorologiques, de petits aérodromes en Ellesmere (Alert, Eureka,

Resolute) (33), la multiplication des travaux pour les Blancs surtout avec la construction des deux grandes lignes de radar (*DEW line* et *Mid Canada Line*, cf. figure XVIII) vint provoquer des afflux massifs et temporaires de travailleurs, un bouleversement total de la vie esquimaude.

Ces contacts ont rendu plus criant le problème de la misère des Esquimaux, de leurs possibilités d'existence en ce monde froid où il faut pour vivre tant de viande, de graisse, de fourrure, de vêtements, voire de chauffage quand on a abandonné l'iglou traditionnel. Nous avons étudié ces problèmes en détail dans deux publications (13 et 14). Ajoutons simplement que tous ces travaux

PHOTO VI

« L'INVASION BLANCHE », LES POSTES MÉTÉOROLOGIQUES



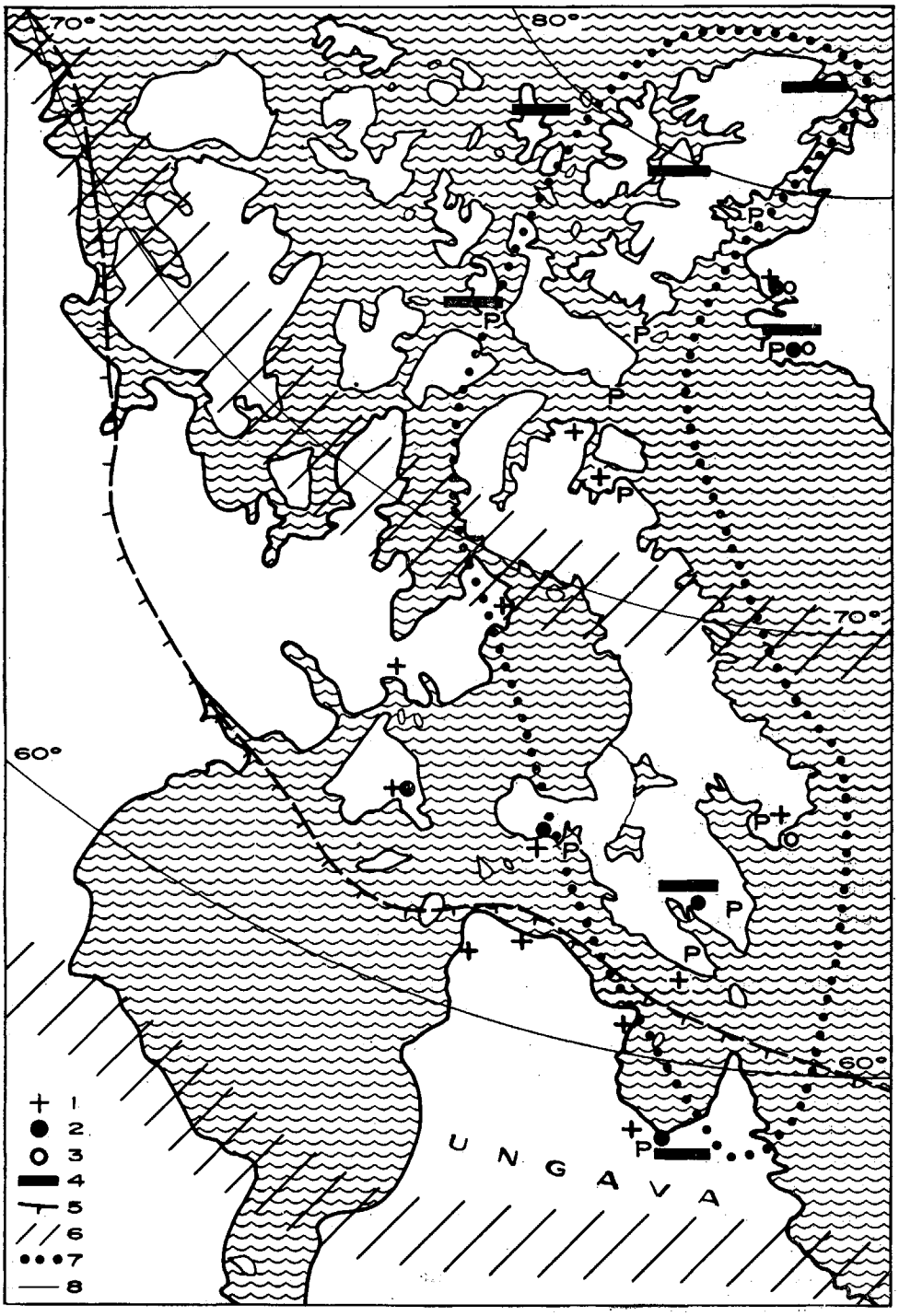
Le poste d'Alert (82°30′ lat. N.) en hiver, entassement de la neige par le vent, importance énorme des véhicules à chenilles pour tous déplacements, petites maisons dispersées à cause des risques d'incendie, terribles en hiver à cause du manque total d'eau.

militaires sont basés sur une infrastructure à peu près uniquement aérienne. Ici, aucune route ou voie ferrée, « route du Nord » [21] de type soviétique ne vient abaisser le prix du fret civil dans de grandes proportions. Tous ces grands travaux, ces lignes de radar liées aux seules conditions politiques semblent bien précaires, qu'en restera-t-il demain ? Les Esquimaux ayant eu leur vie et leur économie désaxées se retrouveront-ils seuls de nouveau ?

[21] Dès 1888, les Canadiens français avaient reconnu que des brise-glace permettraient d'ouvrir des voies de navigation hivernale (LE VASSEUR, N., *Bull. géogr. Québec*, 1886-89, pp. 173-229.).

FIGURE XVIII

L'INVASION BLANCHE DANS LES ALPES INUITIENNES



P. Police. 1. Missionnaire ; 2. École ; 3. Hôpital ; 4. Pistes d'atterrissage importantes (à l'exception des pistes de la *DEW* et *Mid-Canada lines*) et des pistes loins des Alpes inuitiennes proprement dites ; 5. Limites des exploitations minières en cours ou en prévision ; 6. Tracé approximatif des lignes de radar *DEW* au Nord, *Mid-Canada* au sud (d'après *la Presse* et le *Rev. can. de géo.*) ; 7. Limites des Alpes inuitiennes ; 8. Parallèles.

Plus à l'Ouest, les Oblats ont fourni, à partir de Chesterfield Inlet, de magnifiques réalisations pour l'éducation des Esquimaux (14). Dans les Alpes inuitiennes, avec l'installation d'une « cité-modèle » à Frobisher (21) le ministère des Affaires du Nord commence à prendre ces problèmes en mains, mais combien faible est le budget qui lui est confié pour une œuvre aussi immense . . .

Sur quelles richesses sera demain basée l'économie des habitants des Alpes inuitiennes? Les perspectives agricoles se limitent à l'élevage. En hordes sauvages les bœufs musqués au Nord, les caribous au Sud, vivent sur les pâturages de ces Alpes ; demain, dans une agriculture plus scientifique, ils pourront être remplacés par des ovins et même des bovins comme le montre l'exemple du Spitzberg. Ces élevages sont très coûteux, mais actuellement à Alert, un litre de lait apporté par avion revient à 1,100 fr. (près de 3 dollars), or le lait des élevages arctiques à infra-rouge revient à environ 50 sous le litre (200 fr. F.) ; l'opération est donc rentable.

Il est possible que certaines cultures en serre, comme en Laponie, le deviennent aussi. Pour les sources d'énergie, on reste dans le domaine des prévisions lointaines sans plans précis. On sait qu'il existe de petits gisements de charbons tertiaires en Ellesmere, gisements analogues à ceux que les Soviétiques utilisent pour leur route-du-Nord. Connaissant les fortes pentes et les importants débits des rivières du Sud de Baffin, on peut prévoir que l'installation de barrages producteurs de houille blanche sera relativement facile et que l'on pourrait avoir là un centre comparable à ceux de Laponie suédoise. Il est possible que les gisements d'Uranium du Sud du Groenland se prolongent en Baffin. On n'a pas relevé de trace de pétrole ou des structures géologiques favorables comme dans l'Ouest canadien.

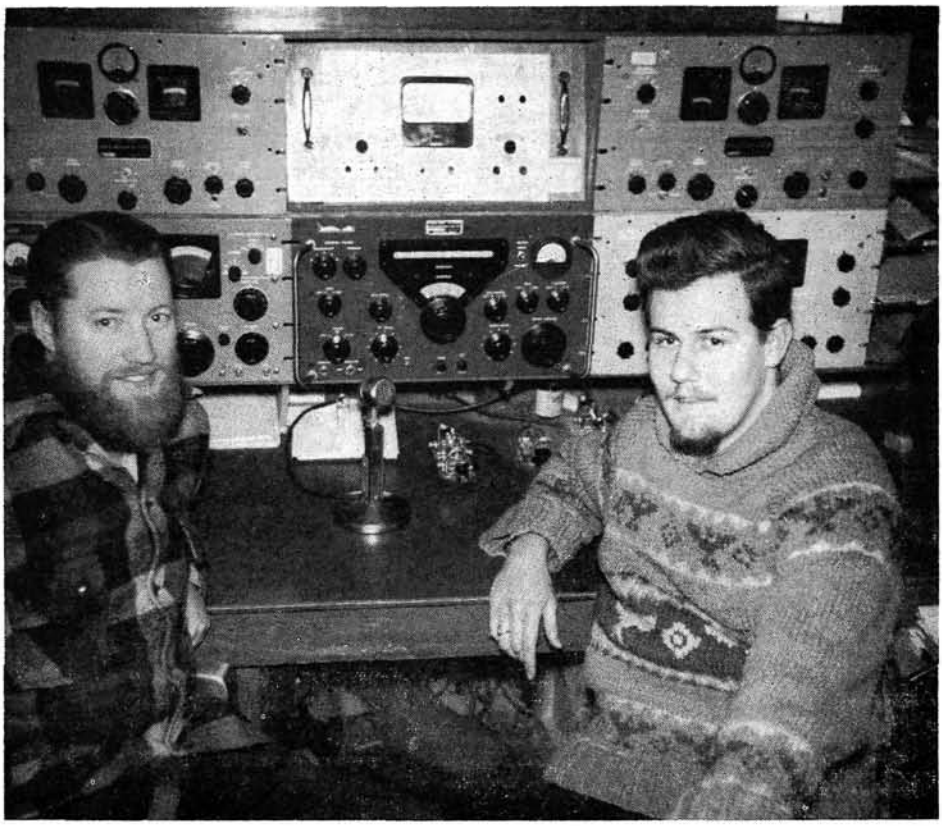
Les ressources en minerai sont encore à peu près inconnues. Sauf dans les Torngats on n'a atteint nulle part le stade de la prospection systématique. Connaissant la richesse traditionnelle en minerais du Bouclier canadien, on peut penser que ces ressources ne seront nullement négligeables. Actuellement l'absence de toute voie de communication correctement organisée pour transports lourds n'encourage nullement la prospection minière.

Le problème des transports lourds reste le problème clef du développement économique des Alpes inuitiennes. Aucune route terrestre, pas un kilomètre de chemin de fer. La différence avec les Alpes ou même avec la Laponie ou le Spitzberg saute aux yeux. Tous les transports intérieurs doivent être faits par avion ou traîneau à chien et atteignent des prix extraordinaires. Mais ils ne sont pas seuls en cause, il faut ajouter le problème des relations maritimes régulières. Aucune ligne de navigation jalonnée, aucun système de signalisation des routes libres de glace ou de l'arrivée des icebergs. Le voyage en bateau, même en été, reste une grande aventure. Le problème de la circulation d'octobre à juin n'est même pas posé (sauf par quelques Canadiens français). Avec un climat semblable, les Russes ont équipé leur « Route-du-Nord », dans des conditions dures ; Finlandais et Suédois ont équipé la route de la Baltique en hiver. Cette création de lignes de navigation hivernales au milieu des glaces est coûteuse, non rentable directement (un peu comme la *Dew Line*) et ne peut guère être entreprise que par

un gouvernement. Le problème financier se double d'un problème politique : le tracé de la frontière entre Canada et Groenland. La route maritime normale vers le Nord se trouve au long des côtes groenlandaises longtemps libres de glace. L'armée américaine l'a bien compris qui a amené d'abord ses bateaux chargés de

PHOTO VII

LE RÔLE CAPITAL DE LA RADIO



Ce puissant poste émetteur, le plus au Nord du monde, au voisinage du Pôle a assuré le contact durant les vols d'essai de toutes les lignes transpolaires. Ce sont les seuls habitants permanents de l'Extrême-Nord des Alpes inuitiennes, là où l'Esquimau lui-même ne peut vivre, à cause de la mer toujours gelée, l'empêchant de pêcher. Les nationalités qu'avaient, à leur naissance, ces Blancs, sont très variées. Ici, l'un est un « Viking écossais », l'autre un Allemand (cf. l'insigne de la *Luftwaffe* sur le tricot). Il est frappant, pour un anthropologue ou un géographe, de constater que, par-delà la variété des « nationalités », tous ceux qui réussissent à vivre dans ces régions présentent des types, presque parfaits d'*homo nordicus*, curieux petit problème de reconcentration ethnique . . . ; il est vrai qu'à côté de cela, Thulé compte actuellement plus de noirs (de l'*U.S. Airforce*) que d'Esquimaux.

matériel lourd à Thulé (le port le plus au Nord libre de glace durant 4 à 5 mois) et de là, en raids rapides d'été, les a répartis, en bateau ou avion, en différents points du Nord des Alpes inuitiennes Cette construction, cet équipement d'une Route-

du-Nord est un grand problème, elle reste cependant moins coûteuse que la *Dew Line* et ses radars uniquement militaires. Elle est vitale pour le développement de l'Arctique, sinon il faudra continuer de payer des prix analogues à ceux pratiqués officiellement pour les transports de la *Dew Line* : minimum 80 cents par tonne et par mille [22] (210 fr. le km. et plus, généralement 300 fr./T/km.—, depuis les aérodromes des régions industrielles du Sud, situés souvent à des distances considérables. D'Edmonton (l'aérodrome le plus proche) à Alert, il y a 4,000 km., des bases du Nord des États-Unis, il y a encore plus, et en raison du retour à vide les distances sont parfois doublées . . .

Les Alpes inuitiennes présentent les mêmes paysages que les Alpes françaises au-dessus de 2,500 m. C'est une région magnifique pour le touriste ou l'amateur de géographie physique, mais, comme les Alpes à cette altitude, elles manquent d'habitants. C'est un désert. Cette zone montagneuse de l'Arctique canadien a une densité de population qui atteint seulement 0.05 hab/km², mais elle s'étend sur 800,000 km², est bordée de mer et est loin d'être sans possibilités économiques. C'est une région de sous-population . . .

« une immense et redoutable solitude ».

Indications bibliographiques

On trouve les éléments de comparaison avec les Alpes françaises dans les différents ouvrages du Maître R. Blanchard et en particulier :

1. Blanchard, R., *Les Alpes occidentales*, t. VII, Essai d'une synthèse. Grenoble, Arthaud, 1956, 608 pp., 83 figures, 66 planches.

Les données anciennes et la bibliographie d'avant 1930 sont exposées dans :

2. Zimmermann, M., *Régions polaires boréales*, dans *Géographie universelle*, t. III, pp. 212-328. Paris, 1933.

Des bibliographies détaillées des données anciennes sont en outre publiées dans A. Taylor (35) et J. D. Yves (24). Nous citons simplement ici les ouvrages importants parus depuis 20 ans ; avant il n'existe guère, pour les Alpes inuitiennes, que des notations de voyageurs.

3. Baird, P. D., et autres, *Baffin Island Expedition, 1950, A preliminary report*, dans *Arctic 3*, pp. 131-149.
4. Baird, P. D., et autres, *Baffin Island Expedition 1953, A preliminary field report*, dans *Arctic 6*, pp. 227-251.
5. Bentham, R., *Structure and Glaciers of southern Ellesmere Island*, dans *Geogr. J.*, 97, pp. 36-45, Londres, 1941.
6. Blackadar, R. G., *Geological Reconnaissance north coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago, N.W.T.*, dans *Geol. Surv. Can. Paper*, 54-10, 22 pp., carte, Ottawa, 1954.
7. Blake, W., *Studies of the Grinnell Glacier, Baffin Island*, dans *Arctic 6*, p. 167 et rapport dactylographié à l'*Arctic Inst.*, 1953.
8. Bruggeman, P. F., et Calder, J. A., *Botanical investigations in northeast Ellesmere Island*, dans *Can. Field Nat.*, 67, pp. 157-174, 1953.
9. Christie, R. L., Hattersley-Smith et autres, *Northern Ellesmere Island 1953-1954*, dans *Arctic 8*, pp. 3-36, Montréal, 1955.
10. Corbel, J., *L'hiver dans l'Arctique nord-américain*, dans *Revue canadienne de géographie*, X, nos 2-3, Montréal, 1956.

[22] Greer, H., *The world's most expensive defence system*, dans *The Star Weekly*, 17/9/55.

11. CORBEL, J., et PÉGUY, Ch.-P., *Chronique arctique, l'Arctique canadien,* dans *Norois,* 3e année, n° 11, 1956.
12. CORBEL, J., *Le climat des régions voisines du Pôle Nord,* dans *Norois,* 3e année, n° 12, 1956.
13. CORBEL, J., *Deux cas d'évolution récente de groupements esquimaux (Pond Inlet et Thulé),* dans *Revue de géographie de Lyon,* 32, n° 4, Lyon, 1957.
14. CORBEL, J., *Les Esquimaux du Grand Nord américain,* dans *Revue de géographie de Lyon,* n° 3, 1958.
15. CORBEL, J., *La neige dans les régions hautement polaires,* dans *Revue de Géographie alpine,* Grenoble, 1958.
16. FLINT, R. F., *Glacial geology and the Pleistocene epoch.* J. Wiley & S., Inc., 589 pp., 1947.
17. FORTIER, Y.-O., et THORSTEINSSON, R., *Report of progress on the geology of Cornwallis Island, Arctic Archepelago, N.W.T.,* dans *Geol. Surv. Can. Paper, 54-24,* carte, 1954, 25 pp.
18. FORTIER, Y.-O., MCNAIR, A. H., et THORSTEINSSON, R., *Geology and petroleum possibilities in Canadian Arctic Islands,* dans *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.,* 38, pp. 2,075-2,109, 1954.
19. FORTIER, Y.-O., *Innuitian region,* dans *Trans. Can. Inst. Min. Metall.,* 58, pp. 1-2, 1955.
20. GADBOIS, P., et LAVERDIÈRE, C., *Esquisse géographique de la région de Flœberg Beach, nord de l'île d'Ellesmere,* dans *Geogr. Bull.,* n° 6, pp. 17-44, 1954.
21. GRENIER, F., *Essai d'adaptation des Esquimaux à la vie sédentaire dans l'île de Baffin,* dans *Cahiers de géographie de Québec,* I, pp. 86-87, 1956.
22. HAMELIN, L.-E., *Les monuments de cailloux dans le paysage arctique,* dans *Cahiers de géographie de Québec,* I, pp. 5-20 (octobre 1956).
23. HAMELIN, L.-E., *Genre de vie à l'île de Southampton d'après le Journal d'un Esquimau,* dans *Cahiers de géographie de Québec,* I, pp. 49-54 (octobre 1956).
24. IVES, J. D., *Glaciation of the Torngat Mountains,* dans *Arctic 10,* pp. 67-88, 1957.
25. MERCER, J. H., *The Grinnell and Terra Nivea Ice Caps, Baffin Island,* dans *J. Glacio.,* 2, pp. 653-656, 1956.
26. MERCER, J.-H., *Rapport dactylographié pour l'Arctic Inst. of North-America.*
27. MERCER, J. H., *Geomorphology and glacial history of Southernmost Baffin Island* dans *Bull. Geol. Soc. Am.,* LXVII (mai 1956), pp. 553-670, 4 figures.
28. ODELL, N. E., *The glaciers and physiography of Northernmost Labrador* dans *Am. Geogr. Soc. Spec.* Publ. 22, pp. 187-215, 1938.
29. ORVIG, Svenn, *The climate of the ablation period on the Barnes ice-cap in 1950,* dans *Geogr. Ann.,* 33, 3-4, pp. 166-209, Stockholm, 1951.
30. ORVIG, Svenn, *Glacial-meteorological observations on ice caps in Baffin Island* dans *Geogr. Ann.,* 31, pp. 193-318, Stockholm, 1954.
31. ROBITAILLE, B., et TROTIER, L., *Morphologie de Cornwallis* (manuscrit), dans *Geogr. Br.,* Ottawa, 1957.
32. ROBITAILLE, B., *Les postes de météorologie canado-américains de l'archipel de la Reine Élisabeth, T.N.O.,* dans *Cahiers de géographie de Québec,* I, pp. 85-86 (octobre 1956).
33. SHARP, R. P., *Glaciers in Arctic,* dans *Arctic 9,* pp. 78-117, 1956.
34. TAYLOR, A., *Physical geography of the Queen Elizabeth Islands,* dans *Am. Geogr. Soc.* New-York, 1956.
35. THORSTEINSSON, R., *Geology of Cornwallis,* dans *Geol. Surv. Can.,* Mem. 249, 1955.
36. THORSTEINSSON, R., et TOZER, E. T., *Geological investigations in Ellesmere & Axel Heiberg Islands 1956,* dans *Arctic 10,* pp. 3-31, 1957.
37. TRŒLSEN, J. C., *Contributions to the geology of Northwest Greenland, Ellesmere, and Axe Heiberg Islands,* dans *Medd. om Grönland,* 149, n° 7, pp. 1-86, Copenhague, 1950.
38. TRŒLSEN, J. C., *Geological investigations in Ellesmere Island 1952,* dans *Arctic 5,* pp. 199-210, 1952.
39. TRŒLSEN, J. C., *Notes on the Pleistocene geology of Peary Land, north Greenland,* dans *Medd. fra Dansk Geol. Forening.,* 12, p. 211-220, Copenhague, 1952.
40. VIBE, C., *Langthen og nordpaa,* Skildringer fra *Den Danske Thule og Ellesmereland-ekspedition 1939-1940,* Copenhague, Gyldendal, 199 pp., cartes, 1948.