

*Marc Boyé **

Bordeaux

DÉFENSE ET ILLUSTRATION DE L'HYPOTHÈSE DU »DÉFONÇAGE PÉRIGLACIAIRE«

Le 5 février 1966, Jean Malaurie (1966) présentait à l'Association des Géographes français une revue des principaux problèmes de géographie qui se posent dans l'Arctique américain et groenlandais.

En matière de géographie physique, il fait remarquer que les travaux de recherche et les observations précises notamment les mesures, se multiplient dans ces pays, mais qu'elles „restent encore très ponctuelles”. Il se demande, en conséquence, si l'on est en droit de se livrer à des généralisations portant sur les systèmes morphoclimatiques en cause sous ces latitudes pour expliquer les formes du relief et leur évolution. Il écrit, notamment (p. 54): „Nous ne connaissons pas, en particulier, avec assez de rigueur les seuils critiques des processus en cours, seuils qui, ici plus qu'ailleurs, sont déterminants”. Il rappelle aussi, à juste titre: „... les caractères tout à la fois paroxystiques et discontinus de certains de ces systèmes”. Aussi bien, les observations de terrain et les expériences de laboratoire fournissent une masse de données souvent contradictoires; et l'auteur d'inviter à la prudence dans les interprétations. Cette disposition d'esprit le conduit à méditer par exemple, sur l'exakte importance

* Maître-Assistant, Institut de Géographie, Faculté des Lettres de Bordeaux, Domaine universitaire, Talence-Pessac.

La présente mise au point doit beaucoup à Mr. A. Cailleux, Professeur à la Faculté des Sciences de Paris, qui nous a encouragé à faire ce travail, à Mr. H. Enjalbert, Directeur de l'Institut de Géographie de Bordeaux, qui a bien voulu relire et critiquer l'ouvrage, à Mr. J. Borde qui en a enrichi la teneur de son expérience sur le glaciaire et le périglaciaire du Chili central. Qu'ils veuillent trouver ici l'expression de notre reconnaissance. Depuis 15 ans que l'idée du défonçage périglaciaire est lancée, elle a été discutée et soutenue par plusieurs auteurs, parmi lesquels nous nous faisons un devoir de gratitude de citer: A. Bauer, Secrétaire Général de l'EGIG, J. Tricart Professeur à la Faculté des Lettres de Strasbourg, L. Lliboutry, Professeur à la Faculté des Sciences de Grenoble. Nous devons aussi remercier tous les auteurs français et étrangers, cités ou non dans l'article, qui ont eu l'amabilité de nous adresser des tirés-à-part de leurs travaux.

Mais c'est à la mémoire de deux géographes britanniques Ben Battle et W. V. Lewis, que nous désirons dédier ce travail.

qu'il faut accorder à la *cryergie* comme agent de façonnement du relief. Plus particulièrement il remet en question le „défonçage périglaciaire”. L'occasion nous est ainsi fournie de revenir sur cette hypothèse souvent débattue depuis 15 ans.

LE DÉFONÇAGE PÉRIGLACIAIRE EN ACCUSATION

L'EFFICACITÉ DES CYCLES GEL—DÉGEL MISE EN QUESTION

D'après son expérience, déjà longue, de l'Arctique et spécialement du Groenland, J. Malaurie incline vers l'idée que: „la gélification — processus principalement desquamatoire — n'est probablement que l'aboutissement de nombreux processus...” Il précise: „Les gels et dégels répétés ne feraient en somme qu'achever une fragmentation préparée de longue date par de nombreux facteurs, pour certains inconnus”.

De fait, les mesures qu'il a pratiquées en Baie de Disko, sur gneiss et grès humides, en conditions de pentes faibles, exposées au Sud, indiquent que le phénomène ne produit que des écailles de quelques millimètres d'épaisseur et que 1/10 seulement de l'aire considérée paraît affectée. Ses propres expériences de laboratoire le conduisent à penser, comme l'ont éprouvé d'autres chercheurs (notamment A. Corte, 1961—1962; J. Tricart, 1953b, 1954), qu'il faut plusieurs cycles gel—dégel dans une même journée, avec des écarts de températures de l'ordre de 20°C. à 30°C. au moins pour que le gel produise une fracturation, sous réserve d'une imprégnation d'eau suffisante.

En effet, de telles conditions ne paraissent guère réalisées dans la nature, actuellement (nous soulignons à dessein), si l'on s'en réfère aux résultats de mesures de températures du sol et de l'air au sol, exécutées par de nombreux chercheurs aussi bien dans l'Arctique que dans l'Antarctique, de même qu'aux abords des glaciers de montagne, spécialement dans les rimayes de cirques.

Plus précisément J. Malaurie s'appuie sur les travaux de F. A. Cook et V. G. Raiche (1962) à Resolute Bay, Territoires Canadiens du N. O. et sur ceux de W. E. Davies (1961) dans le Nord du Groenland, pour dresser un réquisitoire contre l'abusive efficacité que l'on aurait accordée aux cycles gel—dégel comme agent de destruction parmi les processus qui contribuent à modeler les reliefs en milieu arctique.

Certes Cook et Raiche n'ont enregistré à 10 cm de profondeur, dans un calcaire, aucun cycle gel—dégel entre le 1er mai et le 30 septembre 1960 (*cit.* J. Malaurie, 1966, p. 59), mis à part le cycle annuel, comme les auteurs le précisent dans leurs conclusions (1962, p. 76). Observons

que cela fait donc au moins un cycle, dont la reproduction annuelle ne peut que porter à conséquences. Lesquelles? Ils ne le disent pas; pour le moins elles devraient être d'un autre ordre que celles résultant des variations entre 0°C. et -3°C., enregistrées dans les 2 ou 3 premiers centimètres du profil.

QUELQUES REMARQUES DE TEMPS ET DE LIEU

Qu'il ne se passe rien ou presque pendant la saison du jour polaire n'est pas surprenant. On peut par contre se demander si aux changements de saison — printemps et surtout automne — les coups de gel n'auraient pas plus d'efficacité et de signification. Il est d'expérience courante et très ancienne, même dans nos pays tempérés quand des coups de froid s'y produisent (*cf. A. L. Washburn et d'autres 1963*) que ce sont les premiers coups de gel qui font du dégât. En outre les conditions topographiques interviennent par la pente, pour évacuer les débris soit par gravité, soit par ruissellement, soit par solifluxion surtout s'il existe un sol gelé un peu au-dessous de la surface. Dès lors, après évacuation du couvert de débris, toujours plus ou moins protecteur, une tranche plus profonde de la roche peut se trouver soumise à l'influence du cycle gel-dégel.

Tout le monde est d'accord pour dire qu'en haute-montagne, la gélibration est pratiquement le seul agent de destruction opérant sur d'importants cubages, même si le milieu est relativement sec. Ainsi, dans les Andes de Santiago, Chili, J. Borde (1966, chap. VII) décrit de puissants empâtements, non seulement sur les pentes mais aussi dans les vallées par des masses considérables de débris hétérométriques: tantôt cônes d'éboulis, tantôt moraines de névé, tantôt ce qu'il nomme *coulées de glacio-solifluction*. Ces formations épaisses masquent les pieds de versants des vallées calibrées en augé et peuvent les barrer transversalement, par exemple à Los Afligidos sur le haut Rio Volcan. Pour beaucoup d'entre elles l'âge est tardi-glaciaire ou subactuel, mais il paraît bien que les moraines des glaciers qui ont parcouru ces vallées étaient fournies par les mêmes processus. Plus haut dans la montagne, l'existence de glaciers couverts de divers types — *glaciers morts enterrés, glaciers rocheux, glaciers d'éboulis* (*cf. L. Lliboutry, 1955*) — montre que ce type d'alimentation fonctionne encore et que l'arrangement des formes obéit à un jeu complexe de fonte et de regel des matériaux détritiques, ce que Lliboutry a désigné par le terme de *structuration périglaciaire*. Même si l'on accepte l'intervention d'événements cataclysmiques, dûs à la séismicité de la Chaîne andine, force est de reconnaître que l'alternance gel-dégel y joue un rôle majeur, en fonc-

tion de variations essentiellement diurnes, sous ces latitudes sub-tropicales.

Il est certain que sur le Bouclier canadien, au-delà du Cercle polaire, les conditions de climat et de pente sont très différentes. Pourtant, si l'on en revient à l'échelle des 3 premiers centimètres touchés par les cycles gel—dégel à Resolute Bay, remarquons que l'abattage n'est déjà pas négligeable, si l'on considère que tout processus d'évacuation des débris peut livrer d'année en année une nouvelle tranche de 3 centimètres de roche à abattre.

Aussi est-il intéressant de poursuivre la lecture du N° 18 du *Geographical Bulletin* d'Ottawa, où sont consignés les résultats de Cook et Raiche de la page 64 à la page 78. On trouve là, des mêmes auteurs, un autre article consécutif au premier (1962, pp. 79—85), sur les niches de nivation à Resolute Bay. Transcrivons cet extrait de leur résumé en français (p. 79): „La nivation, processus très efficace en cette contrée, sculpte à même la couverture de calcaire gélivé des creux en forme de cirque de dimensions variables, dits niches de nivation”. Les auteurs les rangent dans la catégorie des *niches transverses*, selon la classification de W. V. Lewis (1939) c'est-à-dire des niches dont le grand axe est perpendiculaire à la ligne de plus grande pente du relief entamé. Ils ont reconnu que les agents d'exportation des débris étaient la solifluxion et le ruissellement sous la plaque de neige. Quant à l'amorçage du processus excavateur, les auteurs disent (p. 81) qu'ils ne le saisissent pas bien, sinon qu'il est lié à la persistance des plaques de neige résiduelles pendant l'été. Cependant ils remarquent (p. 82) qu'une fois le processus amorcé, les effets se cumulent parce que, écrivent-ils: „la neige persistant dans la niche prolonge le temps d'action du processus gel—dégel. Congélation et fragmentation du matériel agrandissent la niche”. Certes il s'agit-là toutes proportions gardées, de micro-formes, encore que le texte précise qu'en ces lieux la *couche active* du sol peut atteindre 3 pieds, soit environ 1 mètre, c'est-à-dire 30 fois plus qu'aux endroits où les mesures d'alternances ont été faites.

Mais alors on est tout surpris de relire cette conclusion de l'article précédent (p. 76): „Il faut insister sur le fait qu'il n'y a pas de cycle gel—dégel, sauf le cycle annuel, en dessous de quelques centimètres et il s'ensuit que les assertions*, encore largement soutenues parmi géographes et géologues, selon lesquelles les cycles de gel sont un processus vigoureux de gélivation* en profondeur dans les pays arctiques aujourd'hui, ne sont pas valables*”.

* „assumptions”, „frost-splitting”, „valid” dans le texte anglais.

QUE PENSER DU GEL PROFOND DU SOL?

Dans cette citation, deux expressions circonstancielles sont à souligner: en profondeur et aujourd'hui.

Nul ne songe à nier que les variations de la température de l'air autour de 0°C. s'amortissent en pénétrant dans le sol, selon des modalités d'ailleurs variables. Interviennent en effet: le couvert végétal et celui de la neige (*cf.* A. Jahn 1961), l'exposition des reliefs au Soleil et aux vents (*cf.* J. Malaurie, 1952) et leur altitude (*cf.* G. Galibert 1960), la conductivité thermique des matériaux affectés et leur teneur en eaux des diverses sortes (voir L. Lliboutry 1965, chap. XXII). Jouent aussi l'ampleur et surtout la rapidité des variations de la température autour de 0°C. (voir les travaux de W. V. Lewis 1949, et ses élèves: Battle 1949, Thompson et Bonnlander 1956).

D'autre part les lois de la propagation des variations de température comportent que la pénétration du froid dans le sol s'effectue avec un retard proportionnel à la période de la variation (voir A. Cailleux et G. Taylor, 1954). Ainsi, la variation diurne ne pénètre à guère plus de 1 m avec 24 h. de retard; la variation annuelle, entre 10 et 20 m avec 1 an de retard. En dessous la température s'établit à une valeur constante légèrement supérieure à la température moyenne de l'air. Toutefois à l'échelle du temps géologique, de grandes variations, comme celles du Quaternaire dont la période moyenne peut être estimée à 40.000 ans au moins, ont pu se faire sentir beaucoup plus bas. Pour les froids du Quaternaire, le retard serait de 4000 ans à 300 m de profondeur. De fait on ne peut nier que le gel soit allé profond.

Au Spitzberg, les célèbres mines de charbon se montrent gelées sur toute leur profondeur, 130 m, ce qui évite le problème des venues d'eau dans les galeries. En Sibérie, certains secteurs offrent 600 m d'épaisseur de *merzlota*. Certes il s'agit en ce cas d'un sol gelé, en quelque sorte fossile, mais son existence prouve au moins deux choses. La première est que des conditions de froidure, sans commune mesure avec ce que nous pouvons observer de nos jours, ont, autrefois, permis une telle pénétration. C'est ce que nous démontre le travail de A. A. Zemtsov 1960 (cité par R. M. Bone, 1962) en Sibérie occidentale et ce n'est pas uniquement le sol qui est gelé, mais bien la roche, comme le révèlent les sondages (Fig. 1). La seconde est qu'indépendamment de la notion de cycle gel—dégel, l'eau qui se trouvait à ce moment là à l'état liquide dans les pores des matériaux et dans les fissures des roches, est au moins une fois passée à l'état solide.

Or, l'augmentation de volume due au changement d'état et plus encore le phénomène de la *cryo-osmose*, bien défini par L. Lliboutry (1965,

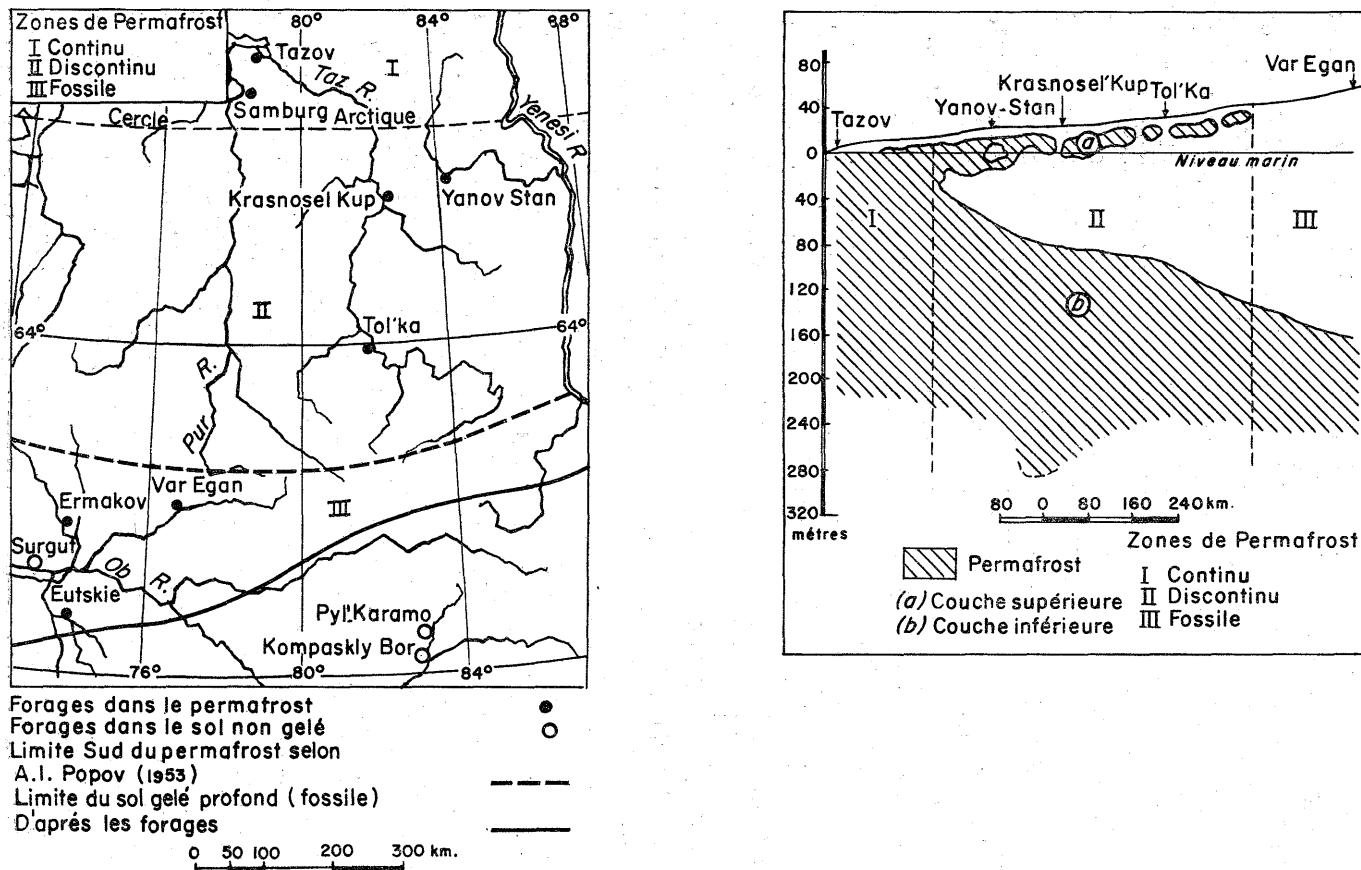


Fig. 1. Carte et profil du permafrost en Sibérie Occidentale d'après Zemtsov, 1960
(emprunté à Bone, 1962; p. 96-97)

T. 2, chap. XXII) développent des pressions entre 10 et 20 kgs/cm² susceptibles d'exercer des contraintes sévères, même en profondeur. Il serait bien étonnant que des roches diaclasées, comme elles le sont presque toutes plus ou moins, ne réagissent pas à ces efforts. Nous pensons même, avec de très nombreux auteurs, pourtant prudents, que l'un des effets du gel sur des matériaux cohérents serait le suivant: les contraintes qui-exercent les lentilles de glace qui s'accroissent, par une sorte de drainage, contribueraient à ouvrir les fissures virtuelles qui existent dans de nombreuses roches, plus spécialement les vieilles roches cristallines ou métamorphiques abondamment tectonisées, comme il s'en trouve précisément beaucoup dans les boucliers arctiques.

En tout cas A. L. Washburn (1956, bibliographie) a signalé dans la roche de grandes fissures tétragonales exploitées par le gel, dans le Nord de Coppermine (N. W. T. Canada). Parmi toutes les formes de sols à structures liées au gel, il rapporte, au sujet des polygones de toundra (ice-wedge polygons, en anglais) l'observations de Taber (1943), en Alaska, où des veines de glace s'enfoncent à 30 m ou plus de profondeur. Mais il admet avec P. E. W. (1954) qu'il puisse s'agir de fentes anciennes, remplies de glace fossile, voire appartenant à des permafrosts d'âges successifs.

CRYERGIE ACTUELLE RALENTIE EN CLIMAT ARCTIQUE ARIDE

Dès lors, l'estimable travail de W. E. Davies (1961), qui a été invoqué est à replacer dans l'exacte perspective des préoccupations de son propre auteur. Il étudie en effet le permafrost et les conditions de sol — sol, entendu au sens de formations de surface — dans les régions arides du Nord-Groenland. Dans le résumé qui précède sa note (p. 48) on lit: „Les données recueillies à Jørgen Brønlunds Fjord et au Promontoire Polaris indiquent que la formation de figures de surface liées au sol gelé permanent dans ces régions arides est arrêtée ou retardée en dépit de températures extrêmes“. Cet auteur, particulièrement prudent, se borne donc à conclure que les formes qu'il a étudiées, ne sont pas fonctionnelles ou du moins évoluent très peu actuellement. Or elles existent! c'est donc que sous des conditions autres, vraisemblablement plus humides, elles ont pu prendre naissance dans le passé et se développer.

LE DÉFONÇAGE PÉRIGLACIAIRE CONTESTÉ DANS LES HAUTES LATITUDES

Par suite nous voyons très mal comment J. Malaurie dans sa communication (1966, p. 59 avant-dernier alinéa) peut tirer des deux travaux que nous venons d'analyser et des siens propres la conclusion suivante: „L'hy-

pothèse, présentée en son temps, de défonçage périglaciaire est donc sans support en haute latitude".

Le jugement paraît sans appel! encore qu'il ait été précédé (1966, p. 59 2e alinéa) d'une précaution oratoire: „Il n'est pas dans nos intentions de nier l'existence de nombreuses roches gélivées à la surface de ces plateaux, d'autant que nous ignorons tout, dans la perspective du „temps géologique", des effets réels, sur les processus, des changements chronologiques et métriques".

Si l'on ignore tout — ce qui est d'ailleurs contestable — le jugement mérite alors cassation, car précisément l'hypothèse du défonçage périglaciaire a été conçue au Groenland, donc en haute latitude et justement à une échelle de temps géologique, tout au moins à l'échelle d'une glaciation.

Rappelons ici que nous sommes l'auteur de cette hypothèse, que nous l'avons formulée dans une note à l'Académie des Sciences présentée en 1949 et plus complètement explicitée dans notre ouvrage „Glaciaire et périglaciaire de l'Ata-Sund nord-oriental, Groenland" (Boyé, 1950), première des publications définitives des Expéditions Polaires Françaises, animées par P. E. Victor.

PLAIDOIRIE SUR LE THÈME: DE QUOI S'AGIT-IL?

C'est le rôle scientifique d'une hypothèse que de susciter la controverse afin que, des réflexions et des objections qu'elle appelle, sorte une approche plus rigoureuse des questions qu'elle pose à partir d'une certaine ordonnance des faits réellement observés. Démontrer qu'une hypothèse est fausse est certainement un service à rendre à la vérité scientifique. Encore faut-il le faire sous certaines conditions de critique scientifique, notamment en reprenant un à un les arguments qui ont servi à la construire.

POINT DE DÉPART

Nous sommes partis, quant à nous, d'une étude géomorphologique détaillée du paysage qu'offrait en 1948 *l'Yderland* de l'Eqe, c'est-à-dire la bordure déglacée de la côte occidentale du Groenland au fond de la Baie de Disko, autour du *coin*¹ nord-oriental du fjord de Ata Sund. Cette région avait été déjà décrite en 1912 par de Quervain et Mercanton (1925) et visitée par de nombreux géologues par exemple Lauge Koch

¹ Eqe, en eskimo veut dire coin et ici signifie bout-du-monde.

(1935) et H. K. E. Krueger (1928). Le terrain n'était donc pas inconnu. Nous avons en outre bénéficié des recherches entreprises par divers spécialistes, nos collègues de l'expédition de 1948 et de celle de 1949, menées par P. E. Victor (voir A. Cailleux, 1952b) en ce lieu et sur l'Inlandsis.

RÉALITÉ DES ACTIONS DUES AU GEL

Nous avons d'abord constaté, parce que c'est la première chose que l'on voit, l'ampleur et l'extension des formes dues au gel: sols à figures géométriques ou au moins ordonnées, coulées de blocaille, éclatement des roches à divers ordres de grandeur, nettement influencés par la nature lithologique. Très vite aussi, nous avons remarqué que le gel exploitait volontiers toute ligne de discontinuité structurale: fractures et diaclases, schistosité ou litage des roches métamorphiques, épontes de filons, limites de venues éruptives en dyke, joints de stratification et même les figures de sédimentation dans les roches sédimentaires.

Que les débris de toutes dimensions, depuis la grenaille à allure d'arène, issue de roches microgélives, jusqu'à d'énormes blocs parallélipipédiques ou triédriques, issus de roches macrogélives, en passant par des plaquettes de marbre ou de fines lames allongées de schistes, soient le résultat d'actions cryoclastiques est trop évident à trop de titres pour en douter. Par contre que le moment de leur débitage soit lié au gel actuel ou à des actions de gélivation révolues est une autre question, effectivement plus délicate à trancher; encore que la fraîcheur de certains débris et l'observation de plaques de lichen coupées en deux ne laissent guère de doute sur l'éventualité d'une gélivation présente.

Ce qu'il y a de certain c'est que des débris de cette sorte jonchent partout le sol, ourlent d'éboulis les pieds d'abrupts, engorgent des talwegs, fluent sur toutes les pentes notables en „convois“ comme le dit excellement P. Bout (1953) à propos de l'Islande. Citons aussi les débris qui s'abattent sur les effluents glaciaires depuis les hauts de versant pour donner des moraines latérales et mieux encore, ceux qui dégringolent des nunataks sur la glace d'inlandsis pour donner des trainées de moraines superficielles. Tous ces objets se caractérisent par un émoussé insignifiant.

FORMES D'ÉROSION PÉRIGLACIAIRE ORIGINALES

Notre attention a également été attirée par des formes d'érosion en creux originales, actuelles ou sub-actuelles. Elles paraissent ne devoir leur genèse qu'aux seuls effets du gel: gélivation et ségrégation de lentilles

de glace pour ce qui est de l'abattage des roches, solifluxion pour leur débâlement, avec, il est vrai, intervention d'un ruissellement de fonte des neiges, très subordonné. Il s'agit de dépressions fermées du type *cryokarst* (voir J. Malaurie, 1948), dans des schistes très gélifs et surtout de ce que nous avons nommé *ravins de gélivation* dans des roches plus massives: gneiss, granites et même grès-quartzites. Les tracés de ces ravins sont à commande structurale puisque c'est le réseau de diaclases qui est exploité. Certains de ces ravins montraient par endroits des stries glaciaires, toujours dans des rentrants des parois et jusque dans des cavités triédriques de l'ordre de quelques m³. C'est donc que si des glaces y ont passé, elles ont épousé des formes pré-glaciaires. Signalons que nous avons retrouvé des ravins de ce type, actuels ou très récents, dans les Pyrénées centrales, Massif du Mont-Perdu (Boyé, 1952) à 2560 m d'altitude, et en Corse, haute-vallée du Tavignano (L.I.G.U.S., 1952). A. Barbier et A. Cailleux (1950) en ont vu dans le Djurdjura occidental, Algérie, entre 1500 et 1800 m d'altitude. M. Derrau (1956a) en a signalé dans le centre du Labrador, près de Knob Lake. C. R. Twidale (1956), les a étudiés et ne leur trouve pas d'autre explication que celle que nous avons proposée.

IDÉES PRÉCONCUES ET RÉALITÉS DE LA NATURE

Certes il ne s'agit là que de formes de détail! Toutefois le concept de *cryoplanation* élaboré par une foule de chercheurs de toutes nations, travaillant aussi bien en hautes latitudes qu'en hautes montagnes, est trop répandu pour qu'il ne contienne pas une part de vérité. J. Malaurie lui-même nous dit (1966, p. 58) que dans l'Île Saint-Laurent, Alaska, en des conditions subarctiques humides assez voisines de celles de la Baie de Disko: „... l'érosion clastique est beaucoup plus considérable, si importante qu'elle a abouti, près de Savoonga, à une véritable cryoplanation”.

Nous eussions donc été fondé, dès 1948, à utiliser ce concept plus largement que nous ne l'avons fait. C'est qu'à l'époque nous n'avions d'autres idées préconçues que celles que nous venions de recevoir en faculté de nos maîtres, dans le sillage des grands noms de la géographie physique française: ceux de l'école de Grenoble, notamment J. Blache (1952), plus spécialisés dans les questions de morphologie glaciaire, et surtout Emm. de Martonne (1910—1947), qui d'ailleurs a préfacé notre ouvrage. Autant dire qu'en arrivant au Groenland nous ne pensions pas avoir à mettre en doute les canons de la morphogénèse glaciaire, alors acceptés.

C'est le terrain lui-même qui devait se charger de nous ouvrir les yeux sur l'exacte réalité.

INDIGENCE MORAINIQUE

Etant donnée l'énormité de l'*Inlandsis* groenlandais et d'après ce que nous savions de son extension plus vaste au Quaternaire, nous imaginions trouver sur ses bordures des dépôts morainiques à son échelle. Première surprise: ce n'était pas le cas!

Même sur la bordure immédiate du „Grand Glacier“ comme disent les Groenlandais, nous n'avons vu que des moraines indigentes; indigentes quant à leur volume, indigentes aussi quant au façonnement et notamment à l'émussé des objets qui la composent. Tout au plus, là où il y en a sur l'*Yderland*, peut-on parler d'un feutrage morainique. Même sur les versants de vallée des effluents glaciaires actuels, les moraines latérales abandonnées par ablation avec la baisse du niveau de la glace, se présentent en placages relativement minces. Or il apparaît à la lecture des innombrables travaux, plus récents que les nôtres, sur les moraines qu'une telle indigence semble bien être la règle générale non seulement en bordure de calottes glaciaires actuelles ou quaternaires mais encore en montagne de latitudes moins hautes, ainsi sur les piémonts alpins. Ne citons qu'un exemple: dans sa très belle thèse P. Gabert (1962) indique que les accumulations terminales de l'amphithéâtre d'Ivrée, en Italie, englobent des collines résiduelles et ne dépassent pas 200 à 300 m d'épaisseur.

C'est une surprise du même genre qu'éprouva H. R. Thompson (1953) aux abords des calottes glaciaires qui subsistent dans la grande île du Nord-Est du Spitzberg.

FAIBLESSE DES EMPREINTES D'ÉROSION GLACIAIRE

Seconde surprise, plus étonnante encore: les empreintes d'érosion par action des écoulements de glace étaient si minimes au total sur ces terres autrefois englacées, que nous avons minutieusement fouillé le terrain à leur recherche et inlassablement répertorié toutes celles que nous avons trouvées.

Hormis un très grand nombre de lacs de toutes dimensions, qui ne sont après tout que de l'eau dans des creux, quelle qu'en soit l'origine, nous n'avons vu d'incontestable que des polis, des stries, des roches moutonnées et, à une autre échelle, des vallées qui ont été empruntées pendant un certain temps après le retrait de l'*Inlandsis*, par des langues glaciaires post-inlandsisiennes.

Ces vallées sont exceptionnellement en forme d'auge. Tantôt parallèles, tantôt obliques par rapport au front actuel de l'*Inlandsis*, elles sont dissymétriques et relèvent soit d'un dispositif monoclinal à pendage vers

l'Est, avec cuestas et dépressions subséquentes, soit d'accidents tectoniques du type vallées de fracture. Autrement dit ces langues glaciaires, dont nous avons reconstitué les cheminements à l'aide de vallums morainiques plus ou moins bien conservés, se sont écoulées à environ 90° de la direction générale d'écoulement de l'Inlandsis. Ce dernier a laissé des stries orientées N.E.—S.O. tandis que les langues post-inlandsisiennes, qui avaient le caractère de transfluence, ont laissé des stries orientées S.E.—N.O., apparemment les plus fraîches. Or ces stries n'ont pas oblitéré les stries inlandsisiennes antérieures. On voit assez fréquemment l'entrecroisement des deux directions, dans la mesure où la gélivation desquamatoire postérieure n'a pas encore délabré les stries qui, dans les deux cas, sont de l'ordre de quelques millimètres de profondeur. Quant aux roches moutonnées on les devine plutôt qu'on ne les voit car elles sont disloquées par le gel et quand il s'agit de schistes elles disparaissent sous leurs propres débris.

Enfin nous avons vu des microformes très anciennes — des ripplemarks datant du Précambrien — à peine striées, donc respectées par le passage de l'Inlandsis.

GENÈSE D'UNE IDÉE

Dès lors, sauf à faire état d'un manque d'érosion inexplicable, comment accorder à la glace, du fait de son écoulement, l'énorme puissance érosive qu'on lui prêtait, même compte-tenu de la pression exercée sur le socle par des épaisseurs considérables de glacier ?

Par contre, simplement à voir d'énormes blocs morainiques de plusieurs tonnes véhiculés par les glaces actuelles, même à contre-pente, aucun doute n'était permis sur la compétence d'un tel agent de transport. Il est connu que les glaciers quaternaires de Scandinavie ont transporté des blocs de 30 à 50 tonnes (Tricart et Cailleux, 1963). Par conséquent nous avons accordé volontiers au glacier une puissance de déblaiement comme aucun autre agent n'en possède à la surface du globe, sinon sporadiquement et très localement la mer, lorsque des vagues de tempête heurtent sur un littoral des obstacles tels que falaises ou une jetée construite par les hommes.

Par suite on comprendra que nous soit venue une réflexion toute simple, de bons sens: puisque le glacier détruit si peu et qu'il est capable de déblayer autant, quel serait le devenir de tous les débris de gélivation observés aujourd'hui sur l'Yderland, dans le cas où une récurrence glaciaire, comme il s'en est produit plusieurs fois au Quaternaire, viendrait à se produire ?

AMBANCES CLIMATIQUES PRÉ- ET POST-GLACIAIRES

Entre temps nous avions médité sur une autre constatation; en période de régression d'un inlandsis, liée à un réchauffement général du climat — c'est le cas de nos jours — les effets périglaciaires du gel et du vent sur les régions déglacées sont nets mais relativement mineurs. En tout cas ils paraissent incompatibles avec les formes majeures dues au gel, comme pingos actifs, vastes coulées de solifluxion ou grands sols polygonaux. C'est bien ce que nous démontre le travail de W. E. Davies (1961). A. Cailleux en avait déjà fait la remarque dès 1942 dans sa thèse sur les actions éoliennes périglaciaires dans la Plaine de l'Europe du Nord.

Depuis, tous les chercheurs qui ont étudié ce problème paraissent unanimes sur ce point. Par exemple, A. Jahn (1961) compare les conditions de cryoturbation et de fente du sol par le gel en Alaska du Nord, au Groenland central et au Spitzberg. Il en tire cette constatation: là où, en dépit de températures hivernales basses, la fréquence des étés chauds favorise une toundra plus épaisse, celle-ci ralentit ou même arrête le développement des formes dues au gel. Jahn pense même que l'évolution à attendre au Spitzberg, qui se réchauffe actuellement sous la forme d'été plus chauds, sera de ce type. Même indication donnée par A. Rapp (1960), cité par L. E. Hamelin (1962): les immenses cônes d'éboulis, si typiques de la morphologie des grands versants au Spitzberg, évoluent très peu actuellement. Forcément post-glaciaires (fini-glaciaires, dit l'auteur) puisqu'ils masquent la moitié inférieure des versants d'auges autrefois englacées, Rapp envisage cependant des conditions climatiques plus sévères et notamment des actions de gélivation de longue durée, pour avoir donné des formes de cette ampleur. Des éboulis de ce genre, quoique moins répandus, existent dans le secteur de notre étude, surtout sur les bords même de Ata Sund.

Il faut donc faire appel, pour rendre compte de ces formes majeures, à des ambiances climatiques antérieures, avec des froids plus sévères et en tout cas d'une certaine durée, avec aussi une humidité plus grande. Or, précisément, c'est sous de telles conditions, à l'estimation de tous les glaciologues, que les glaces s'accumulaient et que les glaciations se sont développées. Pour prendre un exemple, maintenant bien connu (*cf.* Bauer et Holtzscherer, 1954) il est évident que les quelques $3 \cdot 10^6$ km³ de glace, et plus, qui ont recouvert le Groenland, ne se sont pas stockés en un seul jour.

DÉFINITION DU DÉFONÇAGE PÉRIGLACIAIRE

Il s'ensuit qu'avant qu'une glaciation n'envalisse toute une région — pour le Groenland, il s'agit presque d'un sub-continent! — le gel a pu préparer le socle de futur glacier par une gélivation intense et longuement soutenue. Ainsi, à l'échelle d'une période glaciaire, dans une première phase, coins d'eau gelée dans les diaclases, lentilles de glace nourries par cryo-osmose partout où la porosité le permettait, ont pu opérer la dislocation et le concassage des roches en profondeur, l'abattage en surface, avec, sur les débris produits, remaniements solifluidaux et aménagements clastiques, y compris à l'échelle microscopique (voir J. Dylik et T. Klatka, 1952).

C'est cela que nous avons appelé le *défonçage périglaciaire*. Quant à l'ambiance morpho-climatique correspondante, nous lui avons donné le nom de *périglaciaire de progression*. Pourquoi? parce que, dans notre conception, la notion de défonçage périglaciaire est liée à une seconde phase: celle de l'englacement d'un territoire et des évènements morphogénétiques qui en ont résulté. Autrement dit notre hypothèse est ordonnée à la nécessité d'expliquer quelles ont pu être les modalités de l'action des écoulements de glace survenant sur un territoire, non pas fictif, mais déjà modelé et de surcroît attaqué par le gel.

ENSEIGNEMENTS TIRÉS D'ISLANDE

Nous pourrions appeler au procès un grand nombre d'avocats. Nous renvoyons le lecteur à la très belle étude de P. Bout (1953) sur la géomorphologie dynamique en Islande du S.O., notamment au chapitre VII, plus précisément aux pages 100 à 102. En bref, Bout observe un contraste:

Sur les brèches volcaniques, relativement poreuses et humides, les cycles gel—dégel sont particulièrement désagrégeants, en raison de la teneur en eau; mais le processus est lent à voir l'évolution modérée des niches ou cuvettes de nivation. Par contre, sur roches massives: basaltes, rhyolites, qui ne céderont que par effet de coins de glace de ségrégation dans les diaclases, „désengrenant” les prismes et les sectionnant à la faveur de leurs articulations, „... des oscillations autour du 0° en surface ne paraissent pas suffisantes pour que des coins de glace puissent pénétrer assez profondément dans la roche ...” Ainsi, à la suite de St. Taber

(1929, 1930), P. Bout pense, par référence au climat actuel de l'Islande, qu'un gel „modéré mais constant” offre les conditions les plus favorables à la ségrégation de glace, spécialement en hiver, sous le couvert de neige, avec de „longues nuits contribuant alors autant que le régime océanique à minimiser les écarts de température”.

PRÉMICES PALÉOCLIMATIQUES À ADMETTRE

Couvert de neige important puisqu'elle s'entassait progressivement; régime sinon océanique du moins humide puisque de la neige tombait; froids constants et par dessus le marché sévères; la longue nuit polaire assurément comme aujourd'hui aux hautes latitudes; telles devaient bien être en effet les conditions climatologiques des périodes de progression glaciaire au Quaternaire! Où, mieux que dans les hautes latitudes, toutes ces conditions eussent-elles été réunies? Peut-être dans les immensités continentales de Sibérie et d'Amérique du Nord, mais là les contrastes climatiques devaient être aggravés du fait de la continentalité. De sorte que les probabilités de pénétration profonde du gel y étaient meilleures, alors même que l'humidité devait être répartie de façon très inégale selon les lieux. De même qu'il existe aujourd'hui en Sibérie des enclaves de *talik* c'est-à-dire de sol dégelé permanent ou non, au milieu des zones à *merzlota* c'est-à-dire de sol gelé permanent ou non, de même au Quaternaire le permafrost a dû être, dans les régions continentales, discontinu ou sporadique (voir: K. Bryan, 1946; Cailleux et Taylor, 1954; R. F. Black, 1954; I. A. Nekrasov 1963).

C'est là que notre proposition d'explication, fondée sur la notion de périglaciaire de progression, prend sa valeur d'hypothèse, car il y a une prémitice d'ordre paléoclimatique à admettre, sans pouvoir la démontrer, puisque de tels climats n'existent pas actuellement. Pourtant à en juger par l'abondante littérature sur cette question, les chances d'erreur sont limitées.

A cet égard, J. Malaurie regrette (1966, p. 61) que les morphologies arctiques aient été associées à des phénomènes périglaciaires. Limiter, comme il le laisse sous-entendre, l'espace géographique périglaciaire à l'im-médiate proximité d'un glacier ou d'une calotte est peut-être une querelle terminologique soutenable. En tout cas de nombreux travaux, comme ceux de H. Poser (1948—1950) sur les climats du Würmien en Allemagne du Nord, ou encore ceux de J. Dylík sur le Quaternaire de la Plaine polonaise sont très éclairants; en particulier ce travail (1961, 1963) où Dylík montre, d'après l'allure et l'épaisseur des cryoturbations, qu'au Würm I, le pergélisol s'est formé lentement tandis qu'au Würm

II, la continentalité très forte donnait des oscillations qui ont engendré des fentes. Il est très naturel que les écoulements de glace survenant sur ces terrains différents aient produit des effets morphologiques différents.

De toutes façons, traiter sur le même plan de la gélivation profonde et de la gélification de surface, conduit à une confusion du même type que celle qui consiste à accorder au travail des glaciers de délicates actions de polissage en même temps que l'excavation parfois grandiose des cuvettes de *surcreusement* dit *glaciaire* (cf. A. Cailleux, 1952a).

Pour autant le procès n'est pas gagné, car l'hypothèse du défonçage périglaciaire a soulevé bien d'autres objections, plus sérieuses, que nous tenons à présenter pour y répondre.

OBJECTIONS ET REPONSES

LE POINT FAIBLE DE L'HYPOTHÈSE

Si on admet 40.000 ans comme durée d'une période glaciaire moyenne, il suffira de deux millénaires pour que l'isotherme 0° descende s'établir au-dessous de 100 m de profondeur, dès lors que des températures moyennes annuelles en surface se maintiennent en dessous de -4°C., limite très approximativement moyenne au-dessous de laquelle des phénomènes de surfusion se produisent.

Dans la région des mines de fer de l'Ungava, Labrador central, J. D. Ives (1962) indique, d'après R. F. Black et d'autres, que le permafrost dépasse 45 m d'épaisseur en de nombreux endroits et probablement 100 m en certains. Ives estime qu'il est contemporain, ce qui, dans son esprit, veut dire que ce sol gelé a pu se former ou du moins se maintenir dans les conditions climatiques actuelles, sur la base de la température moyenne annuelle de l'air à Schefferville (-5°C.). Il en est dit qu'il n'est pas facile de le distinguer du permafrost fossile (relic, en anglais), mais il est discontinu et 85% du minerai extrait en 1959 et 1960 était dégelé. Si le Labrador central est en cet état aujourd'hui, il est permis de penser que dans une phase périglaciaire de progression, à l'échelle du temps géologique, le gel ait eu tout le temps de pénétrer, fracturant et cimentant à la fois les matériaux du sol.

C'est ce que l'on a pu constater de nos jours (A. Cailleux, 1962) dans l'Antarctique, par exemple à l'Ile de Ross à l'occasion des travaux de fondation de la centrale atomique de Mc Murdo NAF.

S'il y a quelque chose de faible dans notre hypothèse, ce n'est pas son premier volet — le défonçage par le gel — mais le second, que voici.

Dans une seconde phase — celle du recouvrement glaciaire — nous

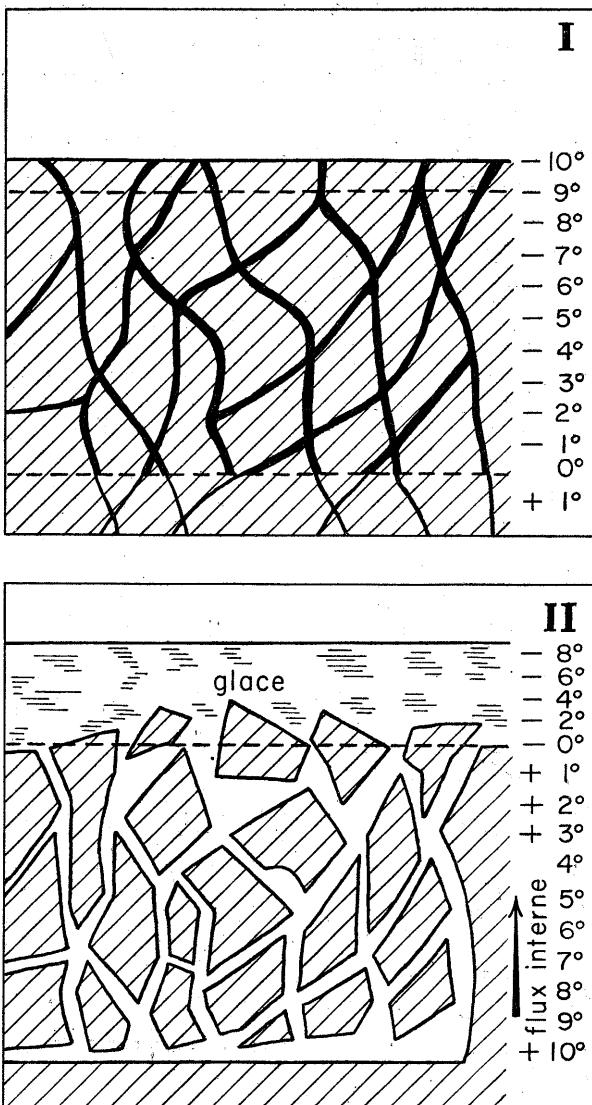


Fig. 2. Hypothèse du défonçage périglaciaire d'après M. Boyé, 1950; p. 125

- I. Phase de progression: le gel fracture la roche. En noir: la glace du sol dans les fissures
- II. Phase de recouvrement: la glace du sol a fondu, les blocs mobilisés sont arrachés par le glacier (la fracturation et les blocs ne sont pas dessinés à l'échelle)

avons pensé que le manteau de glace, isolant le substrat des variations de la température de l'air, pouvait permettre au flux de chaleur interne de repousser l'isotherme 0°C . vers la surface. Avec le dégel du sol, ainsi provoqué, les blocs fracturés se trouveraient libérés et mobilisables. Aussi

avons-nous comparé le travail des écoulements glaciaires à celui d'un bull-dozer effectuant le débâlement (Fig. 2).

Autrement dit, nous introduisions, dans la notion d'érosion glaciaire, une distinction très nette entre les processus de l'abattage du substrat rocheux (périglacial deep-digging, en anglais), essentiellement de type cryoclastique et ceux de l'évacuation des débris par le véhicule glaciaire (glacial clearing-away). Cela revenait à n'accorder au glacier qu'un travail abrasif secondaire: roches moutonnées, encoches de *broutage* en croissant (crescentic gouges, en anglais), rainures, stries et polis.

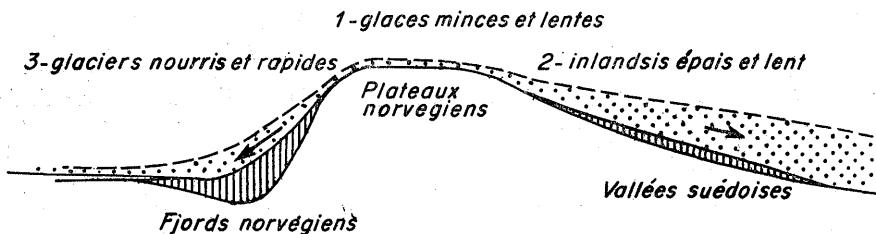
LE DÉFONÇAGE PÉRIGLACIAIRE ET LES AUTRES THÉORIES

Voilà donc que nous intervenions pour le compliquer dans un débat simple entre glacialistes et antiglacialistes.

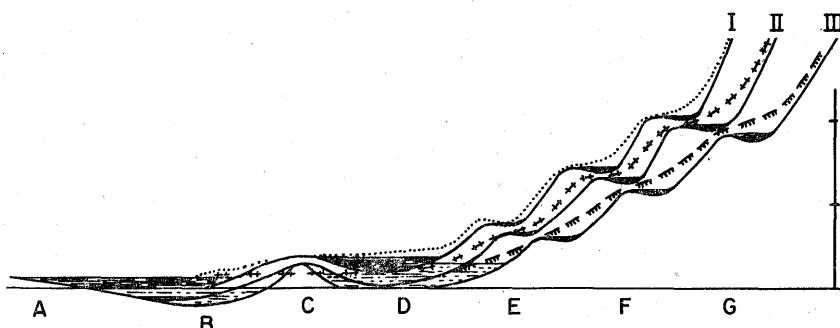
Les premiers sont partisans d'une véritable érosion glaciaire par assimilation de l'action des glaciers à celle des écoulements liquides, action majorée par l'effet de pression du poids des glaces. Formés surtout à l'école des chaînes alpines européennes, ils connaissent en effet particulièrement la glaciologie des glaciers dits „tempérés”, c'est-à-dire ceux qui réagissent sans trop de retard aux variations du climat actuel et de ce fait constituent des écoulements plastiques relativement fluides qui glissent sur leurs lits. Par ailleurs ils ont à expliquer le façonnement en auge des vallées glaciaires, le profil en long irrégulier des lits et l'existence de cuvettes déprimées, parfois jusqu'en dessous du niveau actuel des mers. Plus haut en latitude, la morphologie des fjords leur donne à penser (Fig. 3 a).

Leurs adversaires multiplient les objections: beaucoup de vallées glaciaires sont en „V” et non en „U”; sous les glaciers, il y a des faits incontestables d'érosion fluviatile; surcreusements et fjords coïncident trop souvent avec des zones fracturées de l'écorce terrestre, voire se logent dans des *graben*. Par suite ils dénient tout effet érosif majeur aux glaciers qu'ils présentent comme de simples occupants d'une topographie préexistante due à d'autres systèmes d'érosion, antérieurs à la glaciation.

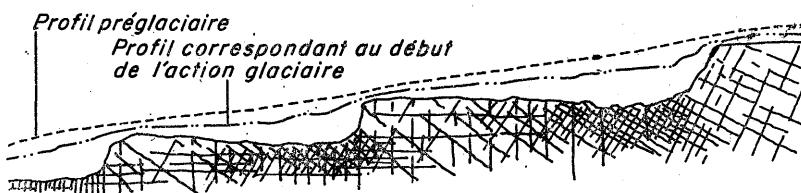
Conciliant, Emm. De Martonne (1910) admettait l'influence des topographies pré-glaciaires mais constatait que les glaciers de vallée tendaient à exaspérer les ruptures du profil en long, au lieu de les régulariser, ce qui ne répondait pas à la systématique des grands schémas de W. M. Davis. Il s'efforçait donc d'expliquer le comportement hétérodoxe des glaciers en faisant intervenir le complexe antagoniste des variations de pression, donc de l'épaisseur de glace, et des variations de vitesse selon les pentes. A plus grande pente, plus grande vitesse, par conséquent accé-



(a) - Diagramme schématisant la profondeur de l'érosion glaciaire sur la péninsule scandinave (d'après J.BLACHE, 1952, p.76)



(b) - Evolution du profil longitudinal d'une vallée glaciaire (d'après DE MARTONNE, Traité, 5^e éd., p.911)



(c) - Formation du profil longitudinal d'une auge glaciaire à verrous-gradins (d'après MATTHES, tiré de FLINT 1957, p.77)

Fig. 3. Trois schémas illustrant les principales théories sur l'érosion glaciaire

- (a) En pointillé: la glace; en hachures: l'érosion — 1. érosion à peu près nulle, 2. érosion appréciable, 3. érosion considérable
- (b) I, II, III: profils fluviatiles successifs (pointillé, croix, tireté) et profils glaciaires en dérivant (traits pleins). AB — cuvette terminale avec lac; C — verrou; D — auge surcreusée avec lac; E, F, G — verrous successifs en aval de cuvettes lacustres
- (c) En traits entrecroisés: réseaux de diaclases; à réseau dense: abattage et surcreusement; à réseau lâche: abrasion et roches moutonnées

lération de l'évacuation de la glace et diminution de l'épaisseur, de sorte que les verrous notamment s'expliqueraient ainsi comme des ruptures de pente ménagées par l'érosion moindre des glaces. La position de E. de Martonne a donc pu être qualifiée de transactionnelle (Fig. 3 b).

A la décharge des uns comme des autres, disons que ce qui se passait réellement sous les calottes glaciaires, reconnues aujourd'hui pour la plupart comme „glaciers froids”, était mal élucidé. Tout au plus voyait-on, dans les *fjells* de Scandinavie, le résultat d'une sorte de pénéplanation glaciaire puisque ces plateaux dénudés, émaillés de mille lacs, avaient porté au Quaternaire le centre de glaciations en calotte, alors que grandes vallées, surcreusements et fjords se trouvaient à la périphérie des zones englacées. La contradiction n'avait pas suscité jusque là d'explication décisive.

Aux Amériques, les glaciations andines n'étaient pas encore vraiment étudiées et au Nord, les chercheurs hésitaient car ils étaient confrontés d'une part à l'étonnant musée de formes glaciaires colossales dans les Rocheuses et en Alaska, d'autre part aux mornes platitude du Bouclier Canadien. C'est ce qui a porté R. F. Flint (1957) à adopter une autre position transactionnelle qui a eu le mérite de bien distinguer, dans les processus de l'érosion glaciaire, entre l'abattage (quarrying, en anglais) et l'abrasion. A la suite de beaucoup de ses confrères américains, il s'était rendu compte que l'abattage, facteur de beaucoup le plus puissant, appelait un ameublissemement préalable, soit par altération climatique des roches (weathering, en anglais) soit par fracturation d'ordre structural. Selon le cas le glacier travaillerait plus ou moins, en proportion de la résistance mécanique des matériaux du socle et d'autre part de la charge de la glace en abrasif morainique (Fig. 3 c).

Les travaux des Soviétiques, peu lus encore à l'époque, portaient plutôt sur l'étude des sols gelés que sur celles des glaciers, ce qui est compréhensible puisque leurs territoires, même au Quaternaire, présentaient de vastes surfaces non englacées.

Au total, sous l'influence des auteurs allemands dans la ligne de A. Penck, des Suisses et des Français qui s'en sont inspirés, enfin des Scandinaves et des Américains, pourtant plus éclectiques, la balance penchait en faveur des théories glaciaires. Cela nous a valu d'être rangé parmi les antiglaciaires (voir par ex. M. Derrau, 1956 b). Parfois même avec commiseration; ainsi J. Blache (1952, p. 37) voit en nous l'un des derniers „survivants” de l'école du *glacier protecteur* qu'il combat parce qu'il la trouve „archaïque” et dépassée. J. Tricart lui-même nous classe ainsi (1963), mais finalement remarque que notre hypothèse vient

compléter les positions transactionnelles en réservant dans le débat la part qui revenait aux processus périglaciaires.

Or nous ne transigions pas; si peu, en vérité, que nous avons été le premier à soulever des objections dans notre propre ouvrage.

Le surcreusement nous paraissait la plus sérieuse. Mais nous avons trouvé assez de réponses pour que Emm. De Martonne dans sa préface, ait dénoncé nos „... discussions reprises avec autant de souplesse que d'obstination” (Boyé, 1950, p. 6).

PREMIÈRE RÉPONSE: ABSENCE DE SURCREUSEMENT SUR ROCHES TENDRES

Nous avions, dans notre ouvrage déjà fait remarquer que si aux pieds des chaînes alpines se rencontraient les cuvettes de surcreusement les plus spectaculaires, souvent occupées par des lacs, au contraire rien de semblable ne s'observait dans les grandes plaines de roches meubles de l'Allemagne ou de Pologne recouvertes par les inlandsis quaternaires nord-européens. Cette absence d'érosion reste tout à fait inexplicable si vraiment les glaciers quaternaires ont creusé par eux-mêmes. A ce sujet une étude plus récente que la nôtre vient à l'appui. P. W. Harrison (1957) s'est intéressé aux argiles morainiques (*clay-till*, en anglais) au sud du Lac Michigan, Illinois. Ces argiles contiennent des fragments de schistes dévonien et de calcaires et dolomies du Silurien. Harrison a procédé par la méthode des critères de disposition des fragments entre 3 et 40 mm, ayant forme de disques ou de plaquettes. Cette méthode, dite de *fabric* en anglais, consiste à relever l'orientation du plan principal d'une particule par rapport à l'horizontale et au Nord géographique afin de déceler le dispositif d'ensemble du dépôt et les perturbations survenues après le dépôt. Les conclusions sont que les divers apports de *till* se sont faits par arrivées de nappes de glace se mouvant presque à l'horizontale puis fondant lorsqu'elles étaient devenues stationnaires. Ces nappes ne perturbaient que peu ou pas ce qu'il y avait dessous et les anomalies de disposition qu'on observe relèvent de cryoturbations postérieures aux dépôts. Au passage Harrison (1957, p. 300) note que le contact entre moraine de fond et substratum est net et qu'il correspond au sommet, presque parfaitement plat, des argiles lacustres sous-jacentes. Comme aucun paquet de cette argile n'a été trouvé incorporé dans le *till*, c'est donc — à nous de conclure — que la première invasion glaciaire n'a même pas raclé un sous-basement pourtant très meuble. En ce cas, où les glaces devaient être peu épaisses et comme en limite d'étalement vers le Sud, il ne se serait rien passé faute de puissance érosive. Peut-être aussi que le

gel profond du sol immunisait la surface contre toute attaque. Mais la supposition la plus cohérente est celle de notre schéma en deux phases: sous ambiance périglaciaire de progression les matériaux meubles gonflent par le gel s'il y de l'eau ou alors ne bougent pas; avec le recouvrement glaciaire et le réchauffement corrélatif du sol, les matériaux gonflés par le gel reprennent à peu près leur position initiale et en tout cas leur caractère meuble. Si donc dans de tels cas le glacier n'érode pas un matériau qui n'oppose pas de cohérence, comment surcreuserait-il des roches de beaucoup plus cohérentes?

Cependant il existe des faits incontestables de glaci-tectonique par exemple au Danemark, dans l'Ile de Møen entre autres, où l'on voit, dans les falaises de l'île, des *copeaux* de craie chevaucher les moraines les plus récentes, selon les termes de V. Madsen (1928). Dans l'esprit de cet auteur la notion de *copeau* se réfère à l'effet de rabot que chaque compartiment de craie opérait sur son voisin ou sur des moraines, avec traces de friction sur les plans de chevauchements. Il a donc bien fallu des forces tangentielle, de type tectonique, pour provoquer ces accidents. Or il n'y est manifestement pas question d'une tectonique liée à des actions dynamiques internes; par conséquent pour une fois on peut valablement faire appel au rôle du poids d'un *inlandsis* sur le substrat. Encore a-t-il fallu que ce substrat fût préalablement compartimenté par le gel, seul agent capable à la fois de découper un matériau à grands pans et de maintenir la cohésion des morceaux poussés les uns sur les autres, surtout quand il s'agit de craie. Il y a là un argument que nous exploiterons encore, plus loin.

NOUVELLE RÉPONSE: LE COMPORTEMENT DES ARÈNES

Geler en bloc et résister, ou bien geler avec compartimentage et être exportées, tel semble bien être aussi le comportement des arènes de décomposition chimique des roches cristallines. Tout récemment J. P. Bakker (1965), l'éminent tropicaliste néerlandais, a émis l'idée que ce facteur de décomposition, qui a dû jouer sous les climats de type chaud et humide du Tertiaire, a pu être oublié lorsqu'on a tenté d'expliquer le profil en escalier des vallées glaciaires. En effet, dans le monde tropical humide actuel (voir J. Tricart et A. Cailleux, 1962, t. V) on sait que le profil en long heurté des vallées, avec bassins et rapides, s'explique par une altération différentielle, d'autant plus profonde que les roches sont densément diaclasées (Fig. 4). Donc, survenant après les climats tertiaires chimiquement agressifs, les glaciers du Quaternaire auraient déblayé en ombilics les zones altérées et ménagé les verrous, moins attaqués parce que moins diaclasés. J. Tricart et nous-même en étions arrivés à une

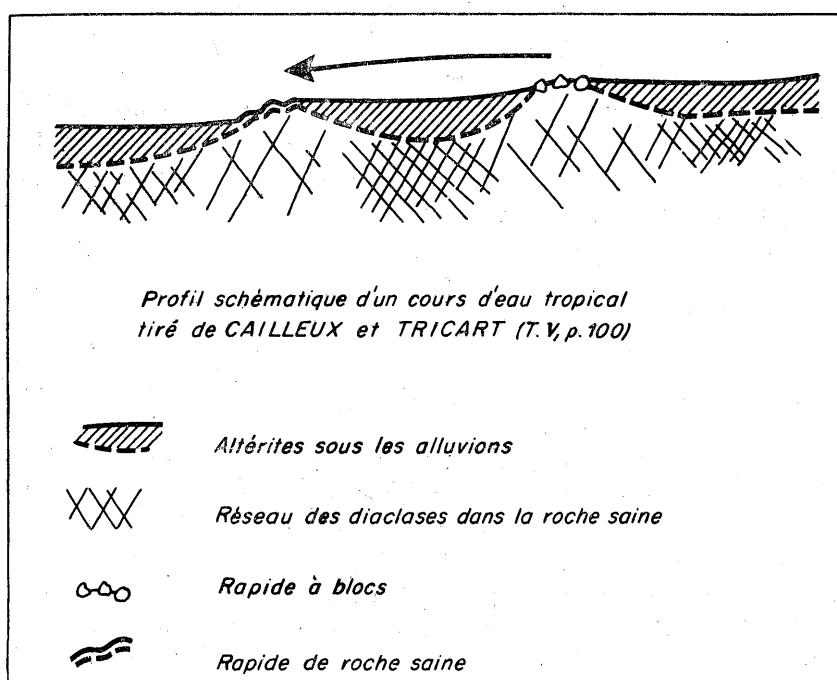


Fig. 4. Illustration du rôle de l'altération des roches sous climat chaud et humide
(à rapprocher du schéma de Matthes, fig. 3c)

idée analogue dès 1952, lors de nos études sur les formes glaciaires dans la haute montagne de Corse (voir L.I.G.U.S., 1952, p. 187—93). Mais les choses ne sont pas si simples, car si l'on y voit des bassins bien évidés par les glaces — le profil transversal est alors en auge — on voit aussi des alvéoles de décomposition qui ne l'ont pas été ou peu; ainsi sur le Haut-Golo ou sur le Haut-Tavignano. Il est d'ailleurs significatif qu'en Corse les formes d'érosion glaciaire les plus nettes — verrous et roches moutonnées — se trouvent associées à des profils transversaux de la vallée en „V” et là où le matériel rocheux du substrat n'est diaclasé qu'à mailles lâches. En somme tout se passe comme si les arènes, du fait de leur granulométrie, se comportaient comme des sables, qui ne réagissent au gel que s'ils sont gorgés d'eau.

Il peut en résulter une morphologie assez paradoxale. Ainsi, dans les Andes de Santiago, J. Borde (1966) décrit ce qu'il définit comme „verrous de décalibrage”. Ce sont de vastes zones de roches moutonnées, voire de petits plateaux (*plazoletas*), toujours sur socle granitique et correspondant à une brusque ouverture du cadre montagneux entre deux tronçons de vallée bien calibrée, mais dans d'autres roches. Ce sont d'an-

ciens alvéoles d'altération des granites relativement déprimés dans la topographie pré-glaciaire, mais aujourd'hui mis en relief relatif, par inversion, du fait que les glaciers ont déblayé moins facilement les granites altérés que les roches volcaniques plus gélives tant à l'amont qu'à l'aval. Notons en passant que Bordé va jusqu'à penser que les formes de calibrage, sans doute rafraîchies par le passage des glaciers, sont un legs des systèmes d'érosion anté-quaternaires.

PEUT-ON GÉNÉRALISER? LE PROBLÈME DES CIRQUES

Nous avions aussi prévu l'objection que, tirant nos conclusions d'une monographie régionale d'un tout petit „coin” du Groenland, en bordure d'un inlandsis, nous n'étions peut-être pas autorisé à les extrapoler ailleurs et spécialement aux régions de glaciation de montagne. C'est pourquoi nous avons osé aborder le problème des cirques glaciaires. Appuyé sur les travaux de Z. Roth (1944) en Bohème, de I. Denguine (1930) dans la chaîne de l'Iablonovyi et de W. V. Lewis (1939, 1949) sur les problèmes de nivation et d'érosion dans les rimayes, nous avions conclu au rôle prépondérant de la gélivation dans le façonnement des cirques, même dans les montagnes des latitudes moyennes. W. V. Lewis (*In litteris*), que nous avions en partie discuté à propos du rôle des ruissellements de fonte, nous a reproché de mener un „combat don-quichotesque” puisque pour l'essentiel nous étions d'accord. Cependant, par la suite, le grand maître de Cambridge, qui était loyal avec les faits observés, nous faisait savoir que les mesures de températures exécutées tant en Norvège qu'au Groenland, par lui ou par ses élèves, appelaient à la prudence, car dans les rimayes et sous les glaciers là où l'on pouvait atteindre le lit, les oscillations autour du 0°C. paraissaient rares, de peu d'ampleur et inefficaces quant à la gélivation des roches (W. R. B. Battle et W. V. Lewis, 1951).

Nous voulons ici évoquer la sympathique figure de l'un de ses élèves, „Ben” Battle (1951, 1952), qui nous écrivait peu avant sa mort accidentelle dans une bédierre sournoise, en terre de Baffin où il était allé poursuivre son enquête dans l'été 1953: „pardonnez-moi si, avant d'adopter votre hypothèse très stimulante, je vais d'abord vérifier que mes objections sont fausses”. Combien nous aurions préféré qu'une telle noblesse ait réussi à détruire notre hypothèse, car elle l'eût sûrement fait avec des arguments positifs.

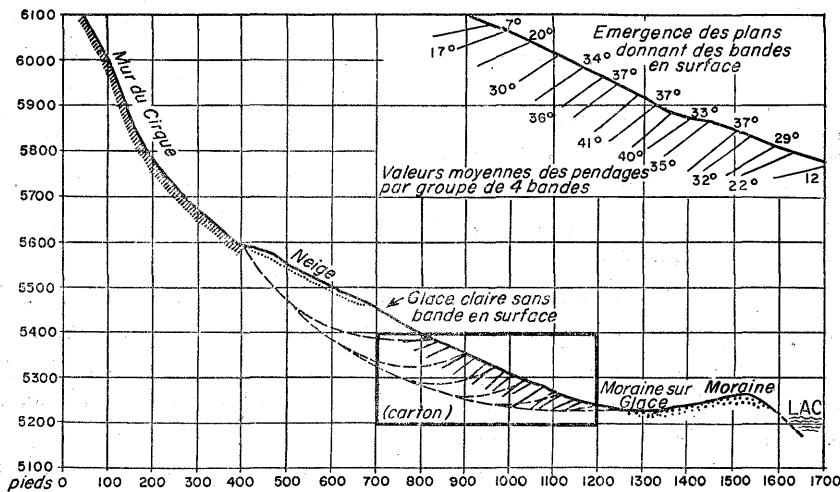
De fait, au témoignage de ses amis et compagnons H. R. Thompson et B. H. Bonnlander (1956), la pensée de Battle, peu avant sa disparition, pouvait se résumer en deux propositions, nuancées avec bon sens:

— la zone de gélivation maximale du mur du cirque est la partie au-dessus du glacier, là où l'air circule librement et où toutes les causes de sautes brusques de température peuvent être réunies. Si l'on ajoute que le niveau de la glace dans le cirque a pu monter et baisser plusieurs fois jusqu'à le remplir complètement ou au contraire disparaître presque entièrement, l'on conçoit aisément le type d'évolution subi. Quant à la rai-deur du mur elle est liée à l'évacuation relativement rapide des débris, quel que soit le niveau de l'englacement, sans quoi des écrans d'éboulis protecteurs se constitueraient.

— D'autre part, si les mesures de température dans les rimayes actuelles excluent la gélivation, en particulier par regel des eaux de fusion, il peut en être autrement lors de saisons avec de grands contrastes et il a pu aussi en être autrement lorsque, autrefois, le glacier était plus mince, la rimaye plus ouverte ou le climat différent.

Pour Battle, par conséquent, l'abattage restait le fait de la gélivation; quant au déblaiement, il envisageait dans le temps la combinaison alternative des éboulis, de l'érosion fluviatile, de la nivation avec ce qu'il nomme *récurgage glaciaire* (glacial scour, en anglais — Fig. 5).

Entre temps, des recherches faites dans les Pyrénées (Boyé, 1952), appuyés sur celles de S. G. Botch (1946) dans l'Oural, confirmaient que les actions glaciaires et périglaciaires sont combinées en un système morphodynamique valable, avec des nuances certes, dans tous les domaines où des glaciations se sont produites. Tout récemment, en haute montagne alpine, G. Galibert (1965), profitant des données géotechniques fournies à l'occasion des grands travaux publics qui y ont été faits, montre que les cirques glaciaires se localisent dans des secteurs de plus grand broyage des roches. Sur les fonds, Galibert pense que l'abrasion glaciaire est plus opérante que les processus de délogement. Sur ce point sa position est donc contraire à celle de Flint (1957). Sur les parois, l'évolution serait un effet de détente après déglaciation avec délogement par gravité plutôt que le résultat de la gélivation. W. V. Lewis (1954) avait déjà émis cette hypothèse mais il insistait sur l'aptitude du gel à exploiter les fissures ouvertes par décharge. Ce serait donc une sorte d'érosion différentielle à commande tectonique et contrôle glaciaire. Soit! Mais, pour qu'il y ait eu entassement de glace et par suite des contraintes, il a bien fallu un creux topographique préalable (P. Birot, 1968). On ne voit pas pourquoi dans la phase périglaciaire de progression le gel n'aurait pas élu ces zones broyées pour en exploiter les faiblesses. D'autant plus que, par rapport aux crêtes environnantes moins fracturées, ces zones devaient être déprimées et sans doute plus altérées physico-chimiquement. Pour le moins elles devaient collecter les eaux.



Profil en long du glacier de cirque de Skauthöe - Norvège
(Extrait de W.V.LEWIS et J.M.CLARK 1951, p.556)
en tireté : lit rocheux supposé et plans de cisaillement

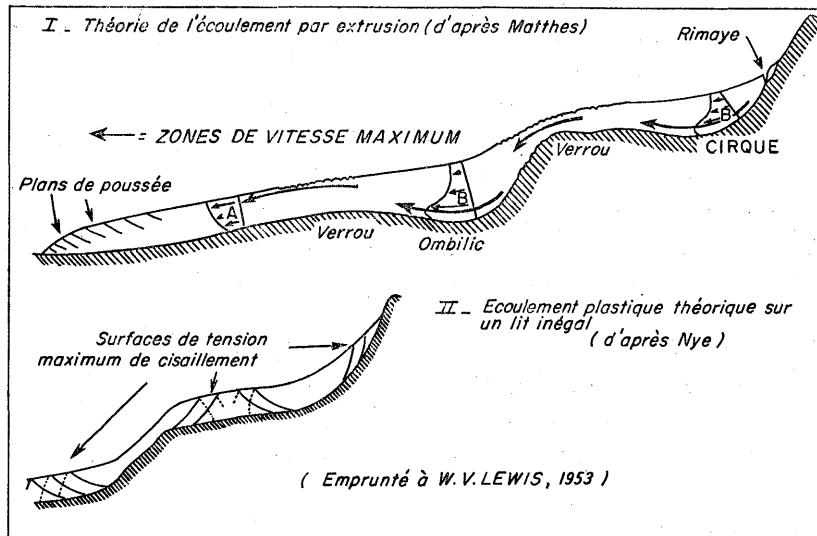


Fig. 5. Illustration de diverses théories sur l'écoulement des glaces et des conséquences possibles sur le récurage glaciaire

En haut — écoulement rotatoire

En bas — I — écoulement extrusif, II — écoulement plastique

THERMODYNAMIQUE CLIMATIQUE ET DYNAMIQUE GLACIAIRE

Parmi les critiques suscitées en France par notre ouvrage, les remarques les plus pertinentes nous ont été adressées par Ch. P. Péguy (1951) dans la *Revue de Géographie Alpine*. Les principaux arguments de notre thèse conduisirent l'auteur à cette remarque, p. 597: „On voit tout de suite ce qu'apporte de révolutionnaire pareille reconstitution des processus concourant à la formation des reliefs dits glaciaires”. Mais il posait le seul vrai problème que nous laissions à l'époque en suspens, à savoir: pourquoi le retard de l'établissement de l'inlandsis sur celui du *tjäle*²? „Il y a là, écrivait-il, un problème de thermodynamique climatique qui demanderait à être examiné sur le plan théorique”.

Il se trouve que depuis lors un grand nombre de chercheurs ont répondu à ce désir d'éclaircissement et il est aujourd'hui avéré que les „glaciers sont beaucoup plus lents à progresser qu'à régresser” comme le suggérait M. Cherrey, cité par Péguy (1951, p. 597).

Mais il y a plus! Il suffit de parcourir les 49 numéros du *Journal of Glaciology* de Cambridge, parus depuis 1947, ou plus commodément le „Traité de Glaciologie” de L. Lliboutry (1965) pour constater que toutes les études de glaciologie, faites par toutes sortes de spécialistes, sur la dynamique glaciaire convergent vers l'un des enseignements majeurs apportés par les Expéditions Polaires Françaises au Groenland.

A. Bauer (1954) insiste sur le fait que les écoulements de glace obéissent aux indications majeures du modèle sous-jacent, comme nous l'avions nous-même suggéré à la suite de nos observations à l'Eeq. Entre autres précurseurs de cette idée, B. Brockamp (1951), un compagnon de l'ilustre Alfred Wegener, devait montrer que la topographie superficielle de l'Inlandsis groenlandais était liée au relief sous-glaciaire, tout au moins (restriction de Bauer, 1954) „pour les zones où la glace est en mouvement relativement rapide” et cela peut aller très loin dans l'intérieur du Groenland. A. Bauer (1954, p. 49) donne 200 km pour le Glacier de Jakobshavn, qui se comporte comme un véritable fleuve de glace un peu moins froide au sein de la masse inlandsienne.

Cette donnée est vérifiée désormais, tant par prospection sismique que par mesures gravimétriques pour les calottes de glace froide, actuellement en retard sur le réchauffement contemporain. Il serait bien étonnant qu'en montagne des autres latitudes, avec des glaciers tempérés plus fluides, il en aille autrement, d'autant que la topographie préalable

² Tjäle, en Scandinavie, désigne tout sol gelé; terme abusivement appliqué au permafrost (voir K. Bryan, 1951).

à l'engelacement était déjà fortement accusée, ne serait-ce que par la tectonique.

P. Péguy cependant, dans sa critique, faisait remarquer qu'aux latitudes moyennes et basses, les régimes d'insolation, „fût-ce au Quaternaire”, réglaienent les conditions de transformation de la neige en glace autrement qu'aux hautes latitudes et que par suite l'amplitude diurne élevée, surtout en zone tropicale, „... a dû toujours s'opposer à l'extension d'un tjåle”. D'où il concluait à l'impossibilité pour notre hypothèse d'y trouver les conditions thermiques requises.

RÔLE DU RELIEF DANS LA RÉPARTITION DU GEL DANS LE SOL EN PHASE PÉRIGLACIAIRE DE PROGRESSION

A. Cailleux (1952a) a réfuté cette objection dans un article où, au contraire, il justifie la généralisation assez probable de notre hypothèse à tous les cas, à condition qu'un froid sévère ait sévi et qu'une topographie existât (Fig. 6).

En effet, sans même considérer les influences lithologiques et structurales, il lui paraît logique de penser qu'avec la pénétration de l'isotherme 0°C dans le sol, qui a obligatoirement commencé par les sommets en raison du gradient vertical de température, ce soit les points hauts du terrain qui aient gelé les premiers. C'est donc en ces points que l'assèchement du sol par cryo-osmose a du commencer, au contraire des bas-fonds qui prenaient ainsi du retard. Par effet cumulatif, les nappes d'eau baissaient, laissant les hauts relativement immunisés vis à vis de la gélivation. Inversement dans les fonds, les nappes d'eau continuaient à alimenter les lentilles de glace du sol pour autant que le froid était persistant. En outre les hauts étant imperméabilisés par le gel, les eaux de ruissellement, quand il y en avait, se concentraient aussi dans les creux. Il devait donc en résulter statistiquement une plus grande fracturation des bassins de réception, des vallées, des cuvettes et a fortiori des dépressions tectoniques. A propos de l'évolution des faces nord, en haute montagne G. Galibert (1960) a fait justement observer, à la Jungfrauloch par exemple, que les alternances gel—dégel pouvaient être 9 fois plus nombreuses à 2000 m qu'à 4000 m d'altitude.

Pour Cailleux donc, de la même façon, toute culmination relative telle que verrou ou col, surtout si elle correspondait à une roche moins gélive, devait se trouver proportionnellement immunisée. Quant aux seuils des fjords, toutes causes locales spéciales mises à part, ils devaient se trouver en partie protégés du gel par l'effet de volant thermique de l'eau de mer.

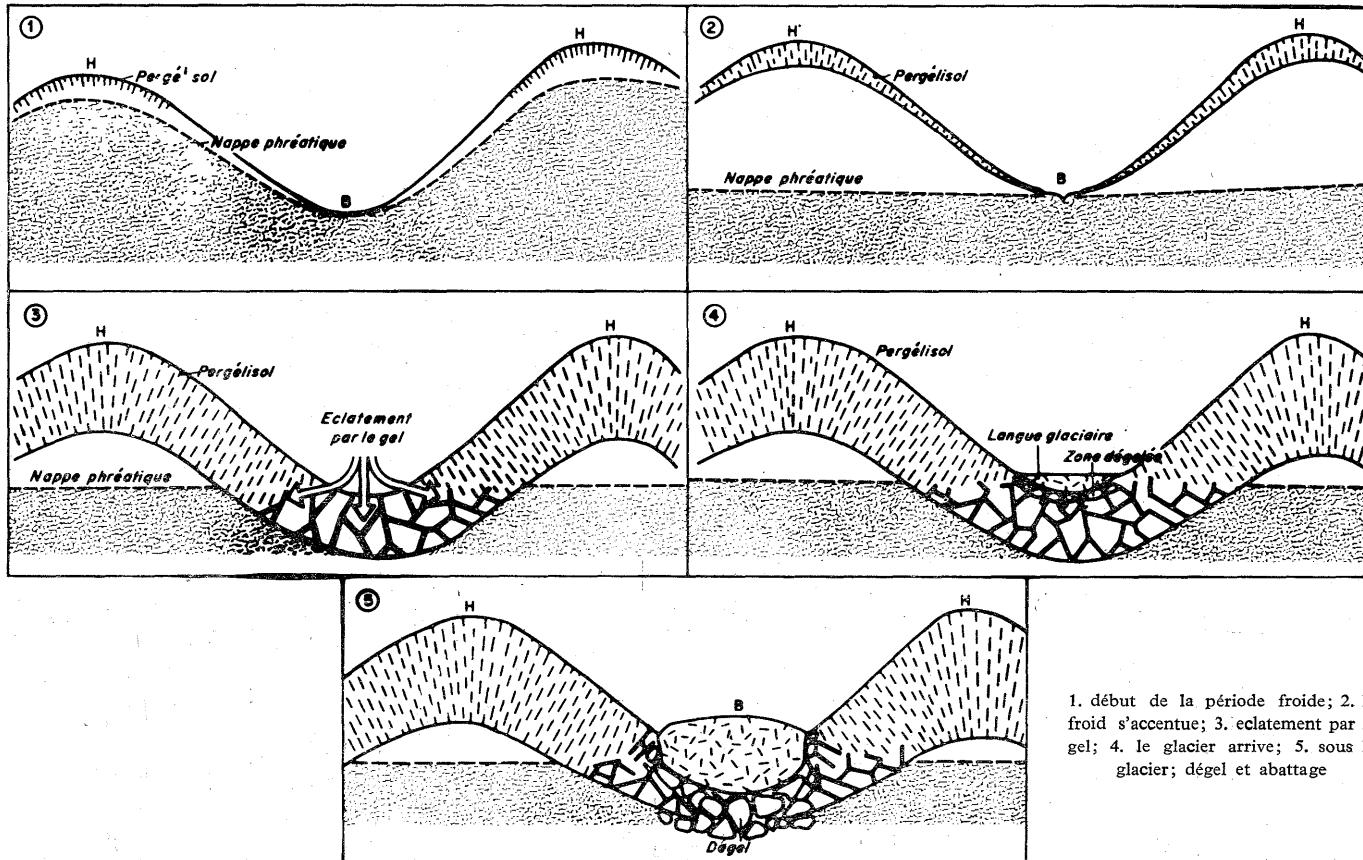


Fig. 6. Vulnérabilité au défonçage périglaciaire des points bas d'une topographie (d'après A. Cailleux, 1952a; p. 25 à 53)

L'ensemble de l'explication donne donc une idée encore plus synthétique des raisons pour lesquelles les glaces déblaient en effet de préférence les points bas d'une topographie à condition qu'ils soient encadrés de reliefs suffisants. Du même coup s'explique l'absence de surcreusement en roches meubles sur piémonts ou vastes plaines. Ainsi l'hypothèse du défonçage périglaciaire prend, en ses deux volets, toute sa cohérence du seul fait que, écrit Cailleux: „... elle n'a pas besoin de faire appel à des hypothèses supplémentaires et trouve en elle-même le principe de leur explication. Les prémisses climatiques une fois admises, le reste en découle en vertu de données géophysiques bien établies”.

QUAND LE SUBSTRAT NE DÉGÈLE PAS SOUS LE RECOUVREMENT GLACIAIRE

Pourtant nous allons soulever une nouvelle objection, à laquelle personne ne semble avoir pensé, du moins à notre connaissance, car nous avons réfléchi sans doute plus que quiconque sur notre hypothèse afin d'en déceler les points contestables.

Penser que le désenclavement des blocs du sol gelé était simplement lié aux effets du flux de chaleur interne, pourrait paraître simpliste.

Toutefois dès 1952, B. Brockamp, méditant sur les facteurs de la localisation des centres de glaciation, avançait que, toutes conditions climatiques de formation réalisées, cette localisation dépendait de la valeur du gradient géothermique:

- à flux de chaleur interne faible et degré géothermique élevé (cas des vieux boucliers), grande épaisseur de glace, type inlandsis quaternaires ou éocambriens;

- à flux de chaleur interne élevé et faible degré géothermique (plissements récents, zones volcaniques), faible épaisseur de glace. Si, par suite des conditions climatiques, l'épaisseur de la glace dépasse une certaine limite (déterminée par Brockamp), l'isotherme 0°C. se relève jusqu'à la limite roche-glace et le flux de chaleur terrestre ne sert qu'à augmenter la plasticité de la glace. Ces conclusions rejoignaient donc les nôtres.

Or les mesures sismiques pratiquées sur l'*Inlandsis groenlandais* par J. J. Holtzscherer (Bauer et Holtzscherer, 1954) laissent supposer, entre le glacier proprement dit et le socle rocheux (p. 17); „une couche de terrain, de 200 à 300 m d'épaisseur pouvant être constituée par des produits morainiques qui, sous l'effet du gel, sont fortement soudés entre eux de façon à présenter le caractère d'une couche de roche compacte”. En effet, selon Holtzscherer, malgré une pression de l'ordre de 300 kg/cm², pour 3000 m d'épaisseur de glace, les mesures sismiques permettent de déterminer vers -10°C. la température à la

limite glace-socle. L'inlandsis est donc en „déséquilibre thermique“ car à une telle pression la température de fusion de la glace est de l'ordre de -2°C . Ce glacier serait donc „trop froid“.

Mais alors notre schéma thermique serait-il contourné? Comment donc les écoulements glaciaires auraient-ils entraîné de la moraine puisque pour le moment ils semblent bien se contenter de glisser lentement par dessus?

Nous ne sommes pas géophysicien mais nous faisons confiance aux spécialistes de cette discipline. Ils trouveront certainement l'explication. D'eux seuls relève finalement la possibilité d'infirmer scientifiquement notre hypothèse. Nous leur proposons seulement trois remarques:

(1) — si réellement la vitesse de propagation des ondes, provoquées par tirs de réfraction dans cette couche de matériaux gelés — 4800 à 5000 m/s — est bien du même ordre que celles enregistrées dans le permafrost russe d'une part et dans des moraines gelées d'Alaska d'autre part (A. Bauer et J. J. Holtzscherer, 1954, p. 17), il est de la plus haute importance de trouver le moyen de distinguer entre une moraine gelée et la roche gélivée par une méthode sismique.

(2) — si c'est de la roche gélivée, quelles sont les causes du retard évident à la remontée de l'isotherme 0°C . sous l'effet du flux de chaleur interne? Il est vrai que le flux géothermique joue à environ 1 contre 3.000 vis à vis du flux solaire et que si, en Sibérie, là où il n'y a pas eu englacement, le sol gelé a encore plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, c'est qu'effectivement le phénomène est lent. A fortiori lorsque une quantité énorme de frigories recouvre le sol gelé.

Mais alors quand donc serait intervenu le raclage que nous avons envisagé et pendant combien du temps? Car c'est un fait qu'il est intervenu! L'épisode peut avoir été bref; ce qui expliquerait l'indigence en volume des moraines bordières observables. Que les événements ne se soient pas effectués comme nous le proposons, c'est très possible! Nous sommes trop respectueux des faits pour ignorer qu'ils sont complexes, dans la nature. Autrement dit, il ne suffira pas de démontrer que notre hypothèse n'est pas valable: il faudra proposer à la science une explication plus cohérente encore.

(3) — si c'était vraiment de la moraine, au sens glacio-sédimentologique du terme, il faudrait encore nous dire comment elle a pris naissance, quel est le processus d'abattage de la roche qui joué et pourquoi le transport s'est arrêté, comme figé, ou bien s'il se poursuit et comment.

Des mesures sismiques des expéditions Koch—Wegener (1912) et Wegener (1930/31), B. Brockamp déduisait en 1952 contrairement à ses publications antérieures, que le gradient vertical de la répartition

des vitesses horizontales dans l'Inlandsis groenlandais est négligeable et que le mouvement d'un tel inlandsis est uniquement dû au glissement; d'où une faible érosion linéaire. C'est bien ce que nos propres observations sur la bordure inlandsisienne amenaient à supposer.

DISTINCTION ENTRE GLACIER ÉVACUATEUR ET GLACIER RÉSERVOIR
(Fig. 7)

On peut ajouter que la meilleure connaissance que l'on a aujourd'hui de cet inlandsis, par exemple pour sa partie septentrionale, a conduit Lliboutry (1956a, 1965, chap. XII) à proposer la notion de „glacier réservoir”. C'est le cas de tout ou partie d'un inlandsis pratiquement immobile, sauf sur ses bordures (glacier évacuateur), précisément parce qu'il ne présente ni l'épaisseur optimum envisagée par B. Brockamp,

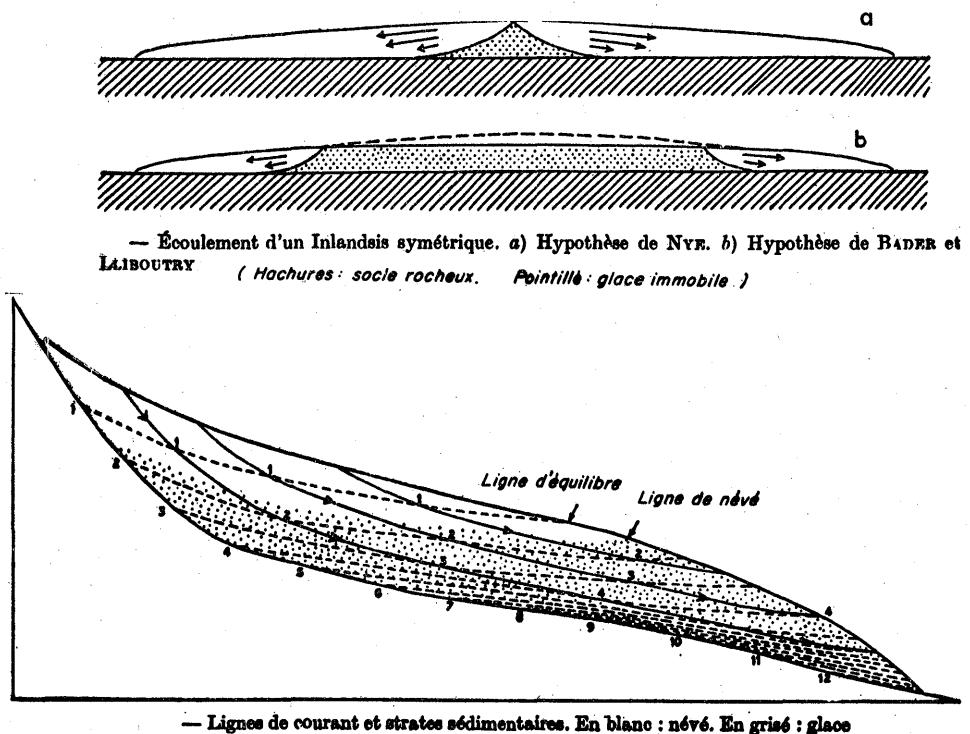


Fig. 7. Glacier réservoir et glacier évacuateur (extrait de L. Lliboutry, 1956a; p. 250 et 261)

En bas — écoulement au voisinage du front („Toute surface matérielle du glacier est une ancienne strate sédimentaire formée dans la zone d'accumulation: soit couches de poussières de l'été, soit strates de glace pauvres en bulles, dues au regel de l'eau de fonte, percolant dans un névé froid.”)

ni le profil parabolique d'équilibre correspondant à l'épaisseur maximale susceptible de mettre la masse en mouvement, comme cela semble se passer pour la zone médiane de l'Inlandsis groenlandais. Mais il est vrai que là, entre la Baie de Disco et les grands fjords de la côte orientale, les recherches des Expéditions Polaires Françaises ont révélé que le socle sous-glaciaire présente une topographie à dénivellations importantes et jusqu'à des sillons à 200 ou 300 m en-dessous du niveau des mers. C'est une zone de fractures datées du Tertiaire, assorties, on le sait, de manifestations volcaniques considérables. Il est permis de penser que ce facteur tectonique favorise, au moins localement, la remontée de l'isotherme 0°C. sous l'effet du flux de chaleur interne. Il est en tout cas vérifié que les plus puissants effluents évacuateurs de l'Inlandsis se rencontrent dans cette zone médiane. Pourtant, même là, l'évacuation de moraines paraît proportionnellement infime. Quand et comment la glace érode-t-elle ?

Si, au Groenland, quelques 2000 à 3000 m d'épaisseur de glace pour une calotte d'une superficie actuelle de $1,726 \cdot 10^6$ km², soit presque 12% des terres englacées sur notre globe, ne parviennent pas à labourer 200 à 300 m d'épaisseur de débris, c'est que — pour le moins — le gel est en mesure d'immuniser n'importe quoi contre l'érosion dite glaciaire.

A cet égard, on mesure quelle sera toujours la disproportion entre la réalité à l'échelle de nature et les essais sur modèles en laboratoire !

Et cependant, nous savons qu'on nous rétorquera, une fois de plus, qu'il faut distinguer entre glaciers froids et glaciers tempérés, calottes glaciaires et glaciers de montagne, glaciers stationnaires et glaciers en crue. C'est semble-t-il la dernière et la plus subtile objection qu'il nous reste à affronter.

LE DÉFONÇAGE PÉRIGLACIAIRE VU PAR UN PHYSICIEN

Dans son „Traité de Glaciologie“ L. Lliboutry met précisément en cause le second volet de notre hypothèse au chapitre XVII (1965, t. 2, p. 633 sq.).

ÉVALUATION DE L'ABLATION GLACIAIRE

Lliboutry montre d'abord que l'érosion sous-glaciaire d'un glacier stationnaire est faible. Les quelques mesures disponibles, extrapolées à tout le Pleistocène donneraient pour la Mer de Glace, 1 m d'épaisseur ; pour le Glacier de Saint-Sorlin, 10 m ; en Antarctide orientale, d'après

les Russes, 50 m d'ablation. Dans de tels cas la moraine de fond est peu de chose ou même elle est absente.

Pour les glaciers en crue, il nous est dit que les mesures d'érosion faites entre deux crues sont encore rares et que dans les cas connus l'érosion opérée sur la roche en place n'est pas beaucoup plus importante que dans le cas précédent. Mais la présence de moraine de fond parfois épaisse suggère une certaine puissance de déblaiement, évaluée à 1 m d'épaisseur en terrain meuble. Une remarque préliminaire (p. 675) a rencontré notre accord: c'est une erreur fondamentale que d'extrapoler l'observation de tous les jours ne serait-ce qu'à l'échelle de 100 ou 1000 ans. Si l'on applique l'actualisme aussi strictement, „... on ne comprend rien à la morphologie". Voilà qui est net! Et Lliboutry d'ajouter ceci (p. 676) qu'il nous pardonnera de citer entièrement:

„Un glacier qui avance évacue donc facilement une couche de terrain meuble de 1 m d'épaisseur, nous verrons plus loin selon quel mécanisme. Si l'on songe que cela a pu se produire des milliers de fois au cours du Quaternaire, on est forcé de conclure que l'érosion pro-glaciaire (comme nous appellerons ce processus) est, au cours des millénaires dix ou cent fois plus efficace que l'érosion sous-glaciaire."

„Ce point de vue a été défendu en 1950 par Boyé (qui se basait seulement sur des observations morphologiques faites à proximité, mais en dehors, de l'*Inlandsis groenlandais*). Malheureusement, son cliché „l'*inlandsis* évacue un terrain préalablement ameubli à la façon d'un bulldozer" était inexact dans le détail et ne fit pas prendre son travail en considération hors de France".

Ce n'est qu'au fil de ce chapitre et des suivants que l'auteur précise où se trouve, selon lui, l'inexactitude et quel est l'ordre du détail incriminé. Nous notons cependant avec intérêt qu'il n'attaque pas le défonçage périglaciaire proprement dit et surtout nous apprécions qu'il propose, en remplacement une autre explication.

Lui aussi médite sur le problème des surcreusements et des fjords et se pose les mêmes questions que nous à propos de l'évacuation des débris. Pour lui, le problème mécanique de l'évacuation à contre-pente n'en est pas un; toutes les lois connues de la dynamique glaciaire en rendent aisément compte, pourvu que la glacier glisse sur son lit. Celui de l'immunisation des verrous et, au contraire, du surcreusement des ombrils fait place à une plus grande part d'hypothèses, d'ailleurs variées, proposées par plusieurs chercheurs. Certaines sont désormais tenues pour mécaniquement impossibles, telle la théorie de *l'extrusion flow*.

Dès lors, pour Lliboutry, il y a deux cas possibles de surcreusement: l'un „pro-glaciaire", l'autre „sous-glaciaire".

ÉROSION „PRO-GLACIAIRE“

Le premier cas est affaire de fluctuations climatiques entraînant crues et régressions. En régression les verrous sont déglacés les premiers, tandis que des tronçons de nappes de glace stagnent dans les cuvettes. „A ce moment là, écrit — il, seuls les verrous peuvent être attaqués“. (Mais il n'est pas dit par quoi!). Par ailleurs comme les verrous demeurent sans que le profil soit régularisé, Lliboutry estime qu'en effet leur attaque demande du temps et suppose des grandes fluctuations.

Admettons! Nous aurions aimé que la durée de telles fluctuations fût précisée et notamment s'il s'agit d'épisodes de récession à l'intérieur d'une glaciation ou de périodes inter-glaciaires. Il nous paraît évident que le rôle du gel peut alors avoir été très différent selon le cas.

Lorsque les fluctuations sont plus courtes, comme il s'en produit constamment, même à l'échelle saisonnière, Lliboutry fait judicieusement remarquer que les „... fluctuations du budget spécifique du glacier...“ sont d'autant plus grandes que la pente est plus faible. Sa conclusion est la suivante: „C'est donc dans les paliers qu'il y a le plus d'avances et de reculs du front. C'est là qu'il y aura le plus d'alternances de gélivation et d'évacuation des débris“. (p. 683).

A vrai dire, nous ne voyons guère de différence avec l'explication que nous avons proposée, même compte tenu de la différence d'échelle de temps!

ÉROSION „SOUS-GLACIAIRE“

Le second cas de surcreusement est dit sous-glaciaire, car selon Lliboutry, il s'agirait d'un débitage opéré effectivement sous le glacier. „Ce débitage est lié au regel et à la cavitation qui s'y produisent“. On le constate en effet à l'aval des protubérances du lit et cela ne dépend pas de la vitesse de glissement. Par contre cette vitesse est le facteur de polissage, d'autant plus efficace que le glacier est mince et la vitesse grande, ce qui est le cas sur les verrous. Le polissage dépend aussi de la charge de la couche glissante en abrasif morainique et, si de solides burins rocheux sont encaissés dans la glace, ils sculptent les stries.

Cependant toute cause qui accroît la plasticité de la glace rend l'abrasif moins opérant; c'est ce qui se passe sur les protubérances du lit qui diminuent le frottement. A l'échelle du mètre cela donne les roches moutonnées. La roche moutonnée offre à l'aval un abrupt dû, selon H. Carol (Lliboutry, 1965, p. 687) au décollement des filets de glace et à l'apparition d'un vide où la gélivation exerce un abattage. Soit! Mais voilà donc qu'on fait appel à nouveau à l'action du gel!

Pour ce qui est du débitage sous-glaciaire, Lliboutry nous présente (1965, p. 688—89) une hypothèse plus positive et en tout cas séduisante. Appuyée sur les travaux de J. H. Zumberge (1955) qui faisait lui aussi remarquer que la direction des joints et la nature de la roche contrôlent l'érosion plus que la topographie, cette hypothèse tient compte des trois phénomènes successifs à expliquer: fissuration, débitage proprement dit et incorporation des blocs débités à la glace du glacier.

Quant à la fissuration, Lliboutry invoque un phénomène de „fatigue de la roche” qui finirait par se fissurer sous l’effet de la cavitation sous-glaciaire. Il écrit: „Dans les poches pleines d’eau qui apparaissent à l’aval des protubérances des lits, la pression hydrostatique peut varier quotidiennement, la cavité se mettant en charge aux heures chaudes de la journée”. La comparaison avec les cas de fatigue connus dans „l’usure des paliers des roulements à billes” donne en effet à réfléchir. Nous notons cependant qu’il s’agit là d’un phénomène mettant en cause d’une part des métaux, d’autre part des vitesses relativement considérables dont les conséquences thermiques doivent être paliées par la présence d’un lubrifiant. Alors nous nous demandons si ce qui se passe sous le glacier est strictement comparable? En fait de cause naturelle de fatigue sur une roche nous ne connaissons guère mieux que l’action du gel!

En outre, pour que la fatigue invoquée puisse jouer il faut des variations assez fréquentes de la pression hydrostatique dans les poches d’eau; il faut donc que les „heures chaudes de la journée” portent effet à l’interface glacier—roche. Cela revient à nous placer dans un cas relativement particulier de glacier tempéré ou tout au moins d’un glacier mince.

Quant au débitage proprement dit, dans un schéma excellent Lliboutry (1965, p. 689) nous montre le rôle évident de la „glace de regel” dans les poches à l’aval des protubérances du lit. La direction des échanges de chaleur, matérialisée par une flèche sur la figure, indique que la roche subit également des variations de température. C'est donc que toutes les conditions d’alternances gel—dégel seraient réunies (Fig. 8).

Mais alors notre idée de défonçage par le gel reste parfaitement valable, même à l’échelle des microformes.

Enfin, quant à l’incorporation des blocs débités à la glace du glacier, Lliboutry l’explique par la disparition périodique des poches d’eau qui finirait par trouver un exutoire vers l’aval. Dès lors la glace de regel, formée au contact du roc, a forcément incorporé de quelque manière ou au moins soulevé les débris de gélivation. Cette glace de regel décolle à nouveau du roc, tandis qu’une autre poche d’eau se forme, et vient fusionner avec la glace du glacier. Par suite, de la moraine de fond se trouve

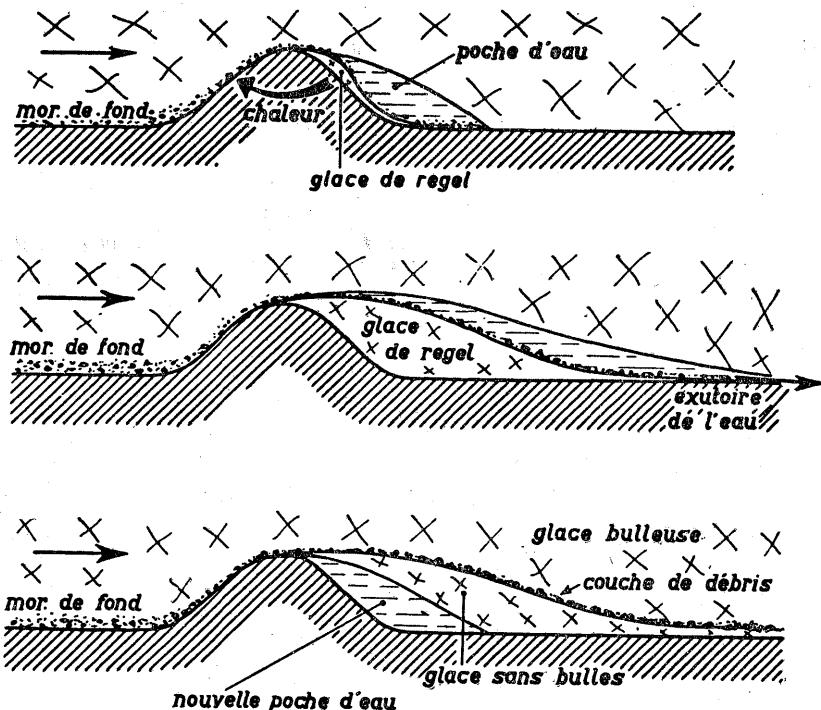


Fig. 8. Incorporation de débris à la glace et formation d'une moraine inférieure feuilletée hypothèse de Lliboutry, 1965; p. 689.

constituée. A cela, une condition: la base du glacier doit être au point de fusion!

Et si elle ne l'est pas, que se passe-t-il? Peut-être rien; peut-être une autre modalité de raclage! La question reste ouverte.

Nous faisons volontiers hommage à l'auteur de la primauté de l'idée que „le débitage sous-glaciaire est donc lié au glissement par fonte et regel”, puisqu'il est le premier à l'exprimer.

A vrai dire, nous y avions pensé dès 1948, mais nous n'avions pas exploité cet argument faute de données suffisantes car les glaces du Groenland s'avéraient déjà anormalement froides. Il en résulte que l'image de notre bull-dозer n'est pas inexacte dans le détail. Elle était seulement incomplète, dans son expression initiale.

LE BULL-DOZER GLACIAIRE: UNE IMAGE INCOMPLÈTE

Incomplète! En quel sens? Elle l'était d'abord en ce sens que les détails du mécanisme de la prise en charge des débris par le glacier n'avaient pas été envisagés. A l'époque de nos recherches, J. Weertman (1961) n'avait

pas encore proposé son hypothèse très suggestive sur la prise en charge d'écailles de permafrost par des glaciers comme ceux de la Terre de Baffin ou de l'Inlandsis au Nord du Groenland près de Thulé. Ces écailles seraient détachées du substrat puis repoussées dans la masse glaciaire par effet de coins de glace de gelé périodique alimentée par de l'eau en provenance de la base du glacier en fusion. Ce processus suppose qu'à la base du glacier il y ait des secteurs de glace froide juxtaposés à des secteurs de glace en fusion. En effet, selon l'auteur, il faut des compartiments où tout est gelé — glace et sol — et à côté des compartiments où de l'eau puisse circuler à l'état liquide avant de regeler. Cela suppose aussi que la somme des chaleurs du flux interne, des effets de frottement de la glace sur son lit et de celle provenant des changements d'état de l'eau, équilibre la température négative du glacier, puisqu'il s'agit dans l'ensemble de glacier froid (Fig. 9).

La convergence de toutes ces conditions, qui découlent l'une de l'autre, nous paraît possible; mais cela fait tout de même beaucoup de conditions à réunir! Pour le moins il faut un permafrost d'une part, des effets de remontée de chaleur interne d'autre part et enfin l'intervention de la géllivation à l'occasion de regels. Aucune de ces conditions n'apparaît réellement contradictoire à celles que nous avions envisagées, mais à une autre échelle de temps. D'ailleurs, J. Weertman utilise l'expression de *scraping up* pour imager le processus tel qu'il l'entend, mais il insiste sur le fait que trop peu de mesures „faites in situ” sont encore disponibles pour confirmer ses vues. Précisons qu'il s'agissait pour lui d'expliquer, autrement que par phénomène de cisaillement (shear moraine, en anglais) l'émergence de moraines internes transformées par l'ablation en moraines bordières sur la lisière d'un inlandsis. A la suite de l'intéressante étude de B. Kamb et E. Lachapelle (1964) sur le Blue Glacier (Washington) nous estimons que c'est un cas très possible mais qu'il ne joue pas forcément partout, ni forcément tout le temps. En outre, il faut que le substrat soit déjà à l'état détritique, or Weertman n'envisage pas le problème de la formation même de ces débris. Il y a donc place pour une phase préparatoire de défonçage par le gel; ce n'est qu'une question d'échelle de temps; nous le répétons avec force!

LA NOTION DE «LACUNE D'ÉROSION»

Incomplète, notre image du bull-dozer l'était aussi en ce que, proposée à l'échelle d'une succession de deux phases — périglaciaire de progression et transgression glaciaire — elle négligeait les cas particuliers liés aux variations de la dynamique glaciaire actuelle, de même que les

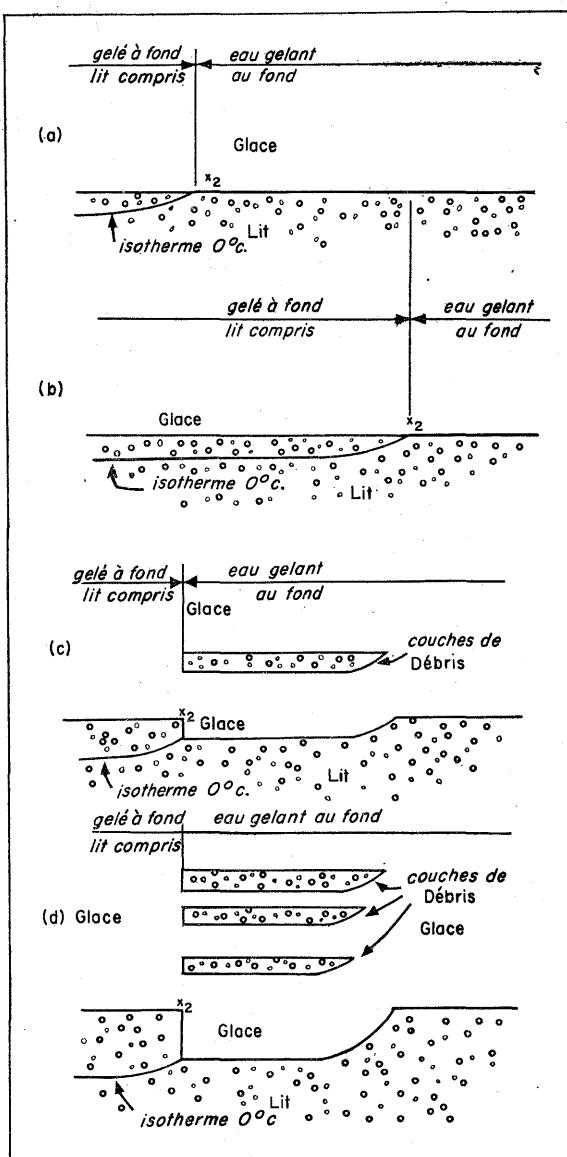


Fig. 9. Incorporation de couches de débris à une nappe de glace selon l'hypothèse de Weertman (tiré de 1961; p. 972)

- (a) Point de départ: à gauche du point x_2 , le fond est au point de fusion; de l'eau provenant de la droite permet au fond de se tenir à 0°C , mais les arrivées d'eau sont épuisées en x_2 où elles gèlent
- (b) Les conditions changeant, il arrive moins d'eau de la droite; la position de l'isotherme 0°C , dans le sol se déplace vers la droite avec le point x_2
- (c) Nouveau changement: il arrive plus d'eau de la droite; elle gèle au contact de l'isotherme 0°C dans sa position b; elle détache une couche de débris gelés et la pousse dans la masse du glacier. Le point x_2 qui marque la limite des arrivées d'eau s'est redéplacé vers la gauche
- (d) Le cycle s'étant répété plusieurs fois, plusieurs couches de débris se trouvent incorporées successivement à la glace

inégalités de répartition des faits d'érosion glaciaire dans un espace donné, par exemple les bordures de l'Inlandsis groenlandais.

A cet égard, Lliboutry (1965, p. 697) nous oppose les observations qui ont pu être faites à Red Rock, au Nord de Thulé à la faveur d'un tunnel creusé sous le glacier par le SIPRE³. Ce tunnel a permis de constater que sous la glace le sol n'était pas perturbé et que des plantes vasculaires et des lichens y étaient intacts, „... preuve, écrit-il, que les débris ne sont pas pris au front même. Contrairement à l'opinion de Boyé, un inlandsis n'érode pas le sol sur lequel il avance comme le ferait un bull-dozer".

Nous désirons attirer l'attention sur ceci que, dans un tel cas ce n'est pas telle ou telle opinion qui compte mais bien le fait que l'inlandsis n'érode rien de tout, pas même des lichens! En l'espèce, nous sommes en présence d'une observation, au demeurant très ponctuelle, même si cela s'est vu ailleurs, qui signifie tout simplement qu'il y a eu lacune d'érosion au sens où l'on parle sur un autre objet de „lacune de sédimentation". Ce problème des lacunes signifie que les raisons de l'état de choses échappent en partie. Toutefois, certaines observations (*cf.* M. Boyé, 1950, Pl. XIX) de filets de glace décollant d'un obstacle, donnent à penser que lorsque le glace forme bloc et qu'elle se soulève légèrement sous sa propre poussée elle pourrait cesser de poser sur un secteur localisé du fond, puis retomber plus loin et reprendre l'action de déblayer; exactement comme le fait un bull-dozer qui rencontre une résistance!

MORAINES DE POUSSÉE ET GLACI-TECTONIQUE

Il n'en reste pas moins que l'image du bull-dozer garde toute sa valeur dans le cas incontesté des *moraines de poussée*, qui est bien l'expression la plus concrète de ce que Lliboutry nomme l'érosion pro-glaciaire, étendue ici à toutes les formes du terrain nées de l'action mécanique d'un glacier qui avance.

Nous en avons vues à l'Eque, au front du Sermeq Kujadlek, à 12 km à vol d'oiseau dans le S. E. de Port-Victor. Elles étaient toutes récentes, modestes — 1 à 1,5 m de dénivellation — avec un épais tapis végétal de mousses et de lichens rebroussé et même plissé en un endroit.

En 1964, F. Müller chef de la Jacobsen — McGill Arctic Research Expedition, de 1959 à 1963 dans l'Ile Axel Heiberg, Archipel nord-canadien, décrivait une moraine de poussée. Nous citons le passage en anglais: „The currently advancing Thompson Glacier is bulldozing up a push-moraine consisting of huge blocks of stratified material of up to

³ SIPRE — Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, U.S. Army.

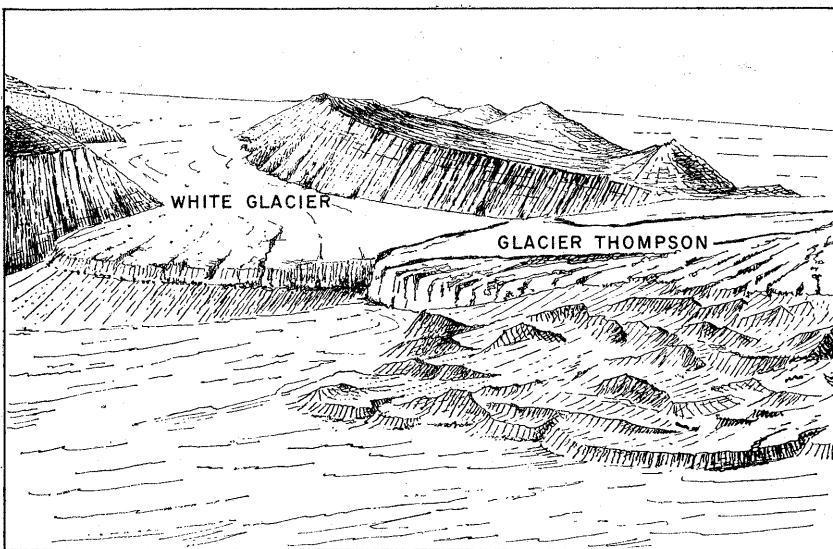
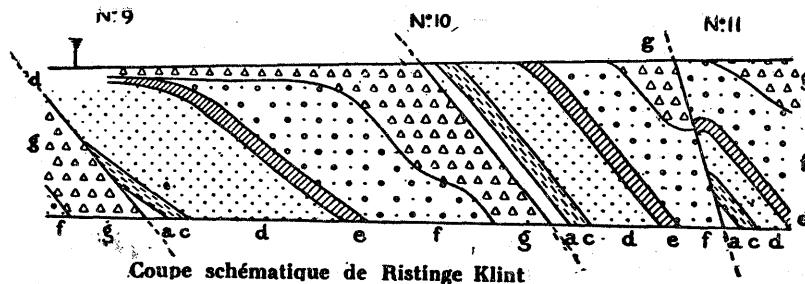


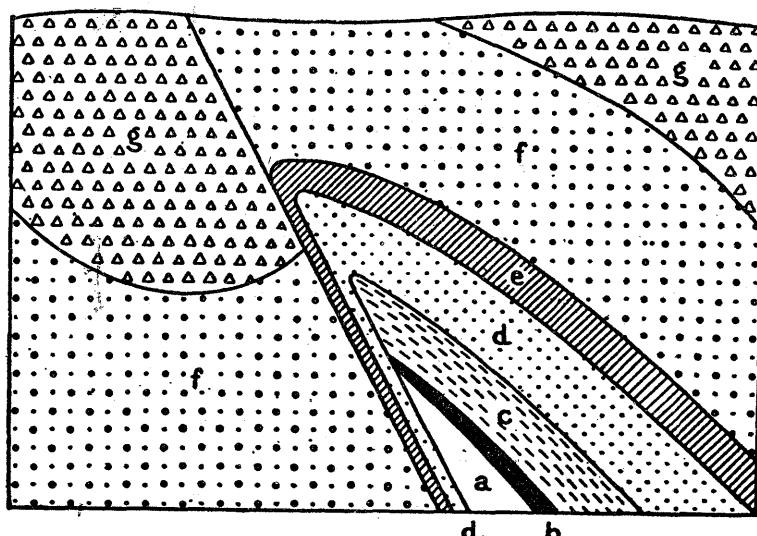
Fig. 10. Moraine de poussée au front du Glacier Thompson, Ile Axel Heiberg, Archipel nord-canadien (dessin d'après photo, tirée de F. Müller, 1964) à droite, second plan: topographie bousculée consistant en blocs de graviers stratifiés gelés, situation de juillet 1961

20 m in height" (Fig. 10). Chacun de ces blocs, indique Müller, montre: à la partie supérieure, des graviers grossiers; en son milieu, de la glace de glacier sale surmontant (over-riding) un till de cailloux anguleux mal classés; enfin à la base, des couches de sable et de limon plissées et distordues, avec des intercalations organiques datées au C_{14} de 6500 ans, ce qui les fait correspondre à un „optimum climatique“ déduit par ailleurs selon d'autres critères. B. Robitaille et Cl. Greffard (1962) l'avait déjà signalée en 1962, avec 14 autres exemples relevés dans la même île et une douzaine d'autres dans le Nord de l'Île d'Ellesmere.

Ce qui est frappant dans cette observation c'est la dimension des blocs de l'ordre de 20 m de haut, c'est-à-dire le double de la profondeur moyenne des grandes fentes de gel connues, soit 10 m. Nous avions déjà tiré argument des observations faites par V. Madsen (1928) au Danemark, par exemple à la falaise de Ristingue Klint (Fig. 11) dans l'Île de Langeland, où les écailles avaient précisément une dizaine de mètres dans leur plus grande dimension. Que les dimensions soient doubles, au front du Glacier Thompson n'est pas pour surprendre étant donnée la séquence observée. Deux générations de fentes en coin ont bien pu se former, l'une dans le matériel gélivé de la base, l'autre dans les sédiments pro-glaciaires du dessus. La première crue, qui a laissé un till et des culots de glace



Coupe schématique de Ristinge Klint



Figuration schématique de la poussée à la localité N° 11 de Ristinge Klint

Fig. 11. Glacitectonique au Danemark, Ile de Langeland (extrait de Madsen, 1928; p. 16 et 19)

En haut — coupe entre les localités No. 9 et No. 11; hauteurs exagérées; les plans de dislocation, en traits renforcés et tiretés

En bas — détail des contacts: a — „argile luisante” sans galet; b — sable d'eau douce; c — dépôts cémiens; d — sable fluvioglaciaire blanc; e — moraine „mince”; f — sable fluvioglaciaire; g — moraine „puissante”

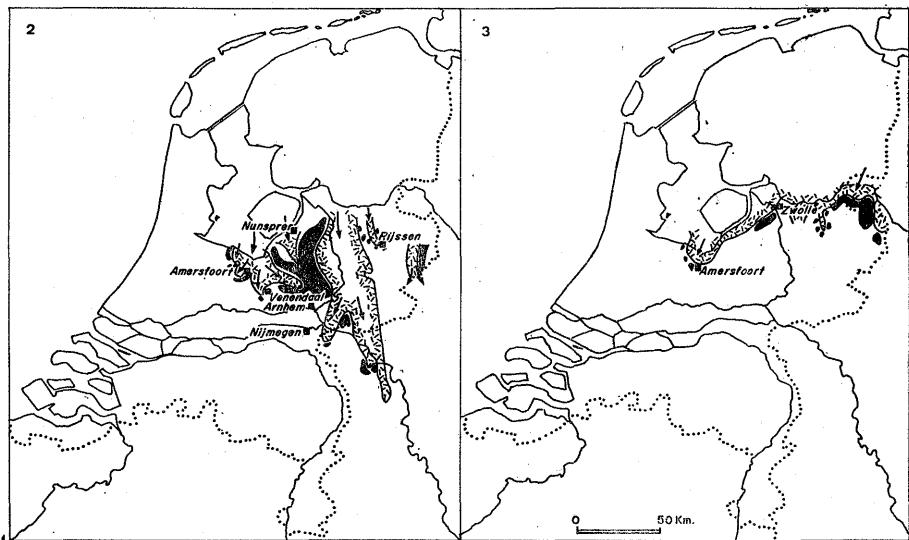
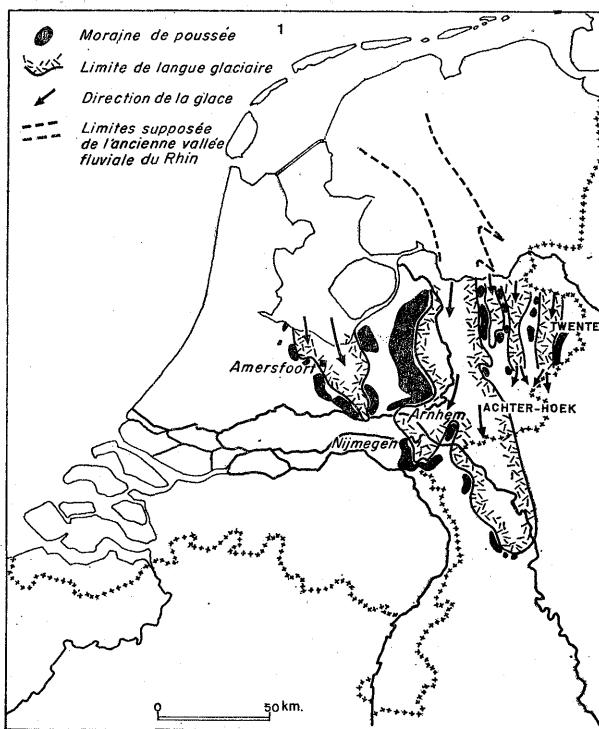
ne semble guère avoir déblayé et a manifestement glissé sur son substrat gelé. Par contre la crue récente paraît avoir été précédée d'un refroidissement brutal pour que des strates de sédiments aient pu geler et se fendre. Il aura d'ailleurs suffi d'une variation de quelques 3 ou 4 siècles, portant la température annuelle de l'air vers -10°C pour que la profondeur de 20 m fût atteinte et que le réseau inférieur de fentes ait rejoué, puisque l'ensemble du profil détritique devait être riche en eau du fait de la phase de fusion après la première crue.

Des faits de ce genre sont signalés tout autour des inlandis quaternaires nord-européens. Aux Pays-Bas G. C. Maarleveld (1958, 1961) et M. W. Ter Wee (1962) arrivent à distinguer depuis les collines de Veluwe (voir aussi A. Cailleux et A. Guilcher, 1950) et jusqu'à une ligne Texel—Coevorden, plus au Nord, quatre alignements de „crêtes poussées par la glace”, liées à 4 phases de la glaciation saalienne (Riss). Ter Wee en distingue même une cinquième au S. O. du Dollart (Fig. 12).

Dans tous ces exemples, il s'agissait de moraines de poussée en bordure de calottes glaciaires. Or dès 1953 J. Tricart (1953a) écrivait que les moraines de progression würmiennes, près de la Mure (Isère) ont été: „... incontestablement alimentées en majeure partie par des produits de gélivation périglaciaire que le glacier a poussé à la manière d'un bulldozer”. C'était sa conclusion d'une étude morphoscopique des débris composant les diverses couches de la séquence morainique et il la présentait comme un argument en faveur de notre hypothèse. C'est donc que même dans un massif alpin des latitudes moyennes le processus que nous avons proposé peut trouver une application satisfaisante.

Au sujet des moraines de poussée, L. Lliboutry (1965, p. 713) admet, il est vrai, l'éventualité pour un glacier d'agir comme un bull-dozer. Il en voit une autre: la pression lente et continue exercée par le glacier sur le terrain imbibé d'eau. C'est très possible dans le cas des moraines accumulées en vrac. Mais quand il s'agit d'écailles de matériaux meubles se chevauchant l'une l'autre, il a bien fallu une prise en masse et un compartimentage de ces matériaux avant que la poussée ou la pression glaciaire n'exerçât ses effets. L. Lliboutry (1965, p. 711) déclare „irritante” la question que posent des observations contradictoires de glaciers en crue culbutant des forêts et d'autres laissant des troncs parfaitement en place après fusion. C'est vrai! Mais nous retrouvons là le problème des *lacunes*. Toute cause faisant varier la température, la plasticité, la vitesse d'écoulement de la glace modifie obligatoirement la puissance du bull-dozer glaciaire. En cette matière, comme souvent dans les phénomènes naturels, il doit exister des seuils qui commandent le jeu d'une loi de tout ou rien!

En somme c'est plus en physicien qu'en géomorphologue que Lliboutry semble avoir jugé de l'inexactitude de détail de notre cliché du bull-dozer glaciaire. Nous sommes convaincu que d'autres processus, tels ceux qu'il a proposés, peuvent intervenir à l'échelle du détail de l'érosion par les glaces sur leurs lits. Mais pour l'essentiel, ne restons-nous pas fondamentalement d'accord?



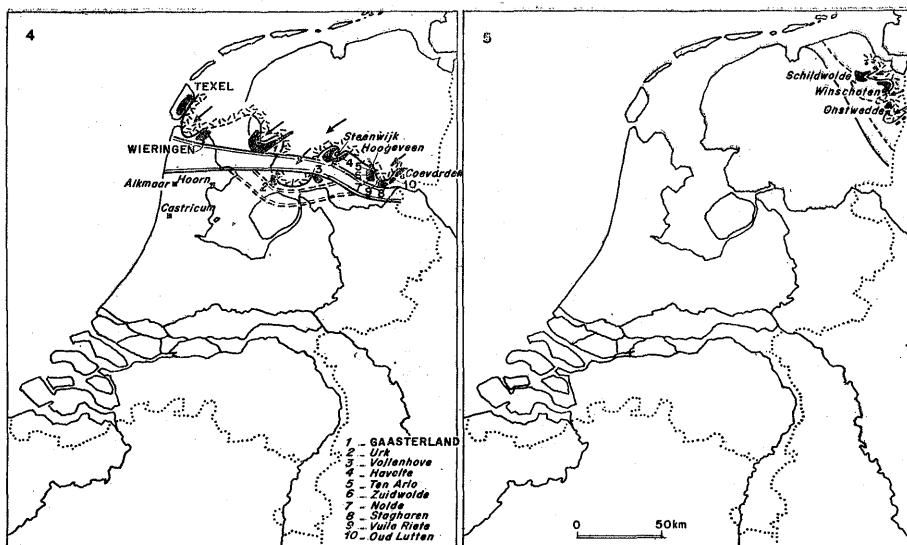


Fig. 12. Les moraines de poussée des cinq phases de la glaciation saalienne aux Pays-Bas
(extrait de M. W. Ter Wee, 1962; p. 66 à 72)

1. phase a, selon Maarleveld et d'autres; 2. phase b, selon Maarleveld et d'autres; 3. phase c, selon Maarleveld; 4. phase d, selon Ter Wee (en trait double plein: vallée marginale de la rivière Vecht au front de l'inlandsis; en tireté double: un cours plus ancien); 5. phase e, selon Ter Wee (en trait plein: vallée marginale de la rivière Hunze; en tireté: limite incertaine)

CONCLUSION

Autant dire qu'il serait prématuré de prononcer un verdict de condamnation du défonçage périglaciaire, même en hautes latitudes.

I. Nous opposer l'efficacité *actuellement* réduite des cycles gel-dégel, mesurée en *surface*, le plus souvent dans des sols, n'est pas un argument recevable puisqu'il résulte d'une double confusion d'échelle quant à la profondeur atteinte dans la croûte terrestre par l'isotherme 0°C en période glaciaire et quant à la durée des variations climatiques nécessaires pour cela.

D'ailleurs, même en ce qui concerne les variations de température des sols en surface, nous pensons que ce sont les mesures faites dans l'Antarctique qui sont les plus parlantes. Par exemple à Marble Point, Mc Murdo Sound, Nichols et Ball (1964) calculent, par extrapolation de mesures faites entre le 14 novembre 1958 et le 25 janvier 1959, que la température de l'air a franchi 78 fois la valeur 0°C entre novembre 1958 et novembre 1959 et que, dans le même laps de temps la température du sol à 2,5 cm en-dessous de la surface a franchi 0°C au moins 104 fois. Pour

la saison chaude correspondante, le dégel s'est fait sentir jusqu'à 40 cm de profondeur dans un till, où à la même saison de l'année précédente le dégel avait atteint 67 cm.

Quant à la pénétration profonde du gel, A. Cailleux nous a rapporté (in litt.) d'un voyage tout récent en U.R.S.S., la nouvelle d'un *record*. En Iakoutie, des forages ont traversé 1500 m de sol gelé, avec ça et là des poches d'eau sursalée, une sorte de saumure qui, remontée en surface, n'était pas gelée à -22°C . Voilà une donnée dont les interprétations les plus prudentes sur la sévérité des climats froids quaternaires devront tenir compte. Elle atteste la possibilité d'une gélivation encore plus profonde que nous n'imaginions et elle attire l'attention, moins sur les alternances gel — dégel, que sur les mécanismes de la cryo-osmose.

II. En ce qui concerne le rôle tenu par le flux géothermique, Zotikov (1965) des expéditions Antarctiques Soviétiques, a trouvé à Mirny une valeur de $2,5 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²/sec, soit le double de la moyenne du flux géothermique pour les autres continents. Il en déduit, à une distance de 1800 km du bord de l'Inlandsis, une fonte par la base de 5 à 6 mm glace par an. Cela paraît relativement considérable et donne à penser que, localement au moins et sans doute avec des variations dans le temps, le substratum peut dégeler sous la glace. Si l'on compare cette indication avec celle donnée au Groenland par l'existence d'un sol gelé entre glace et socle, tout semble dépendre de la diversité des combinaisons entre les trois facteurs suivants: valeur du flux géothermique, chaleur de frottement et gradient vertical des températures dans le glacier, avec ou sans retard sur les variations climatiques.

Il n'en résulte donc pas forcément une exportation massive de matériaux arrachés au socle puisque la condition d'un désenclavement préalable des débris par le dégel apparaît nécessaire. Au sujet des valeurs globales d'érosion des socles englacés, tout récemment, Nikolaiev et Mediantsev (1966) ont calculé que l'épaisseur moyenne de la couche de roche enlevée de Fennoscandie, pendant tout le Quaternaire, n'était que de 31,3 m. Ce serait vraiment bien peu, si l'on accordait encore aux glaciers la puissance érosive propre que leur supposent les théories glacia-listes, ou même transactionnelles.

III. Quant à l'effet bull-dozer des glaces en mouvement, nous admettons volontiers qu'il soit inégal et sporadique.

Cependant, sans qu'il soit nommé, il est si souvent impliqué dans les conclusions de beaucoup de travaux, qu'il serait plus fructueux de chercher pourquoi dans certains cas il ne s'est pas produit, plutôt que de mettre en doute le *cas général* qu'il représente, en tant que processus de déb-

lairement. Car, finalement dans tous les cas décrits, avec observations minutieuses à l'appui, on retrouve toujours, parmi les processus d'abattement cités:

— soit un ameublissemement anté-quaternaire par altération physico-chimique sous climats chauds et humides (voir par exemple Brochu, 1959, sur la genèse des moraines des boucliers cristallins, tel celui du Canada);

— soit la gélivation (voir aussi Brochu, 1959, sur la composition pétrographique des moraines des Monts Notre-Dame dans les Appalaches).

Dans les deux occurrences, où la seconde succède la plupart du temps à la première, le canevas des diaclases intervient pour conduire de manière préférentielle les attaques physico-chimiques ou mécaniques et pour *focaliser* le débâlement sur les zones les plus fragiles. A cet égard, Jennings et Ahmad (1957) signalent, en Tasmanie, une morphologie lacustre tout-à-fait explicite. Sur un plateau dolomitique, à 1200 m d'altitude, autrefois englacé, de très nombreux lacs, généralement petits, ont des contours anguleux étroitement adaptés aux diaclases très nombreuses. Là où le réseau des diaclases est très dense et a facilité le concassage, l'excavation glaciaire a même pu être effectuée par des écoulements glaciaires *perpendiculaires* à la direction des cassures majeures. C'est ce que nous avions décrit pour les vallées principales de l'Eeq au Groenland.

Sur un autre plan, Andrews (1963) s'est inquiété de la signification des „So-called *vallons de gélivation* in Central Labrador—Ungava”. Il a précisé en 1963, donc postérieurement au travail de Twidale (*op. cit.*, 1956) que ces vallons avaient été formés au moins avant la dernière période glaciaire, mais qu'ils avaient été modifiés pendant la fin de la déglaciation de la région. Quoiqu'on en pense en matière de géomorphogénèse périglaciaire, de tels vallons sont au moins la preuve que les écoulements glaciaires empruntent, plus qu'ils ne créent, les points bas de la topographie. S'ils les façonnent, c'est uniquement dans la mesure où un ameublissemement préalable et les discontinuités provoquées par la gélivation sollicitent le fonctionnement du bull-dozer glaciaire. Sinon, il ne se passe rien ou presque. C'est ce qui explique des observations aussi contradictoires qu'un modeste lichen respecté sous un inlandis ou une forêt culbutée et détruite par une crue glaciaire.

IV. Au sujet des faits incontestables d'érosion sous-glaciaire (au sens de Lliboutry), si c'est le mot *périglaciaire* qui fait obstacle à l'application de notre idée du défonçage, dans ce cas particulier, parce que les choses se passent sous la glace, abandonnons-le et disons: „défonçage par la gélivation”! Si c'est l'image du bull-dozer qui ne convient pas méca-

niquement à cette échelle pour le travail de déblaiement, trouvons-en une autre. L'arsenal des machines de travaux publics nous en fournira bien une! La langue anglaise à cet égard est très souple; *gelifract-scraper* serait très excitant, pour parler comme pensent les Anglo-saxons. En vérité, il ne s'agit là que de détails de terminologie.

V. Sur le fond même du problème, nous restons prêt à accueillir toute argumentation contraire à la nôtre, pourvu qu'elle se présente en termes symétriques et d'une évidence supérieure. Il faudrait aussi qu'elle embrasse l'ensemble des cas et des situations que nous avons envisagés.

En l'attendant, qu'il nous soit permis pour conclure de paraphraser Galilée: „Et puis, il gèle!” Des générations de bons artisans carriers nous ont forgé, en français, un adjectif précis, expressif, fidèle à la réalité: „gélif”. Le mot *gélivure* désigne les effets de craquelure ou de fente causés par une gelée soudaine et violente. C'est de là, selon la même veine, que nous avons tiré le terme de *gélivation*, à usage géomorphologique. Nous ne sommes peut-être pas le premier à l'avoir employé, mais nous l'avons retrouvé spontanément.

En tout cas, partout où il gèle ainsi et où la roche casse, toute glaciation survenant trouvera à prendre en charge de quelque manière les débris qui deviendront moraine.

Bibliographie

- Andrews, J. T., 1963 — So-called „vallons de gélivation” in central Labrador—Ungava. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 12; p. 137—143.
- Bakker, J. P., 1965 — A forgotten factor in the interpretation of glacial stairways. *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., Bd. 9; p. 18—34.
- Barbier, A. et Cailleux, A., 1950 — Glaciaire et périglaciaire dans le Djurdjura occidental (Algérie). *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 231; p. 365—366.
- Battle, W. R. B., 1951 — Glacier movement in North-East Greenland, 1949. *Jour. Glaciology*, vol. 1, No. 10; p. 559—563.
- Battle, W. R. B., 1952 — Contributions to the glaciology of North East Greenland 1948—49 in Tyrolerdal and on Clavering Ø. *Medd. om Grönland*, Bd. 136, nr. 2.
- Battle, W. R. B. et Lewis, W. V., 1951 — Temperature observations in Bergschrunds and their relationship to cirque erosion. *Jour. Geol.*, vol. 59; p. 537—545.
- Bauer, A. et Holtzscherer, J. J., 1954 — Contribution à la connaissance de l'Inlandsis du Groenland. *Publ. Exped. Polaires Fr.*; 58 p.
- Blache, J., 1952 — La sculpture glaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 40; p. 31—124.
- Black, R. F., 1954 — Permafrost, a review. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 65; p. 839—855, (voir aussi: *Smithsonian Inst. Rap.*, 1950; p. 273—301).
- Borde, J., 1966 — Les Andes de Santiago et leur avant-pays, étude géomorphologique. Bordeaux; 559 p.

- Botch, S. G., 1946 — Les névés et l'érosion par la neige dans la partie nord de l'Oural. *Bull. Soc. Géogr. URSS*, t. 78; p. 207—234, (Trad. C.E.D.P.).
- Bout, P., 1953 — Etudes de géomorphologie dynamique en Islande. 176 p. Hermann Edit., Coll. Actual. Sci. et Industr., Paris.
- Boyé, M., 1949 — Importance du défonçage périglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 229; p. 723—724.
- Boyé, M., 1950 — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata-Sund nord-oriental Groenland. 176 p. Hermann Edit., Coll. Actual. Sci. et Industr., Paris.
- Boyé, M., 1952 — Gélation et cryoturbation dans le massif du Mont-Perdu (Pyrénées centrales). *Pirineos*, 8, no. 23, (voir aussi: *Rev. Géomorph. Dyn.*, No. 1, 1952; p. 20—36).
- Brochu, M., 1959 — Génèse des moraines des boucliers cristallins (exemple du bouclier canadien). *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., Bd. 3; p. 105—113.
- Brochu, M., 1959 — Composition pétrographique et origine des dépôts glaciaires des Monts Notre-Dame dans les Appalaches. *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., Bd. 3; p. 237—247.
- Brockamp, B., 1951 — Nächtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener. *N. Jhb. f. Geol. u. Paläont.*, Bd. 93.
- Brockamp, B., 1952 — Zur Frage der Vereisungszentren. *N. Jhb. Geol. u. Paläont.*, 5; p. 193—202.
- Bryan, K., 1946 — Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. Jour. Sci.*, vol. 244; p. 622—642.
- Bryan, K., 1951 — The erroneous use of Tjaele as the equivalent of perennially frozen ground. *Jour. Geol.*, vol. 59.
- Cailleux, A., 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, No. 46; 176 p.
- Cailleux, A., 1952a — Polissage et surcreusement glaciaires dans l'hypothèse de Boyé. *Rev. Géomorph. Dyn.*, No. 5; p. 247—257.
- Cailleux, A., 1952b — Premiers enseignements glaciologiques des expéditions polaires françaises 1948—1951. *Rev. Géomorph. Dyn.*, No. 1; p. 1—19.
- Cailleux, A., 1962 — Etudes de géologie au Détroit de Mc Murdo (Antarctique). C.N.F.R.A., No. 1; 41 p.
- Cailleux, A. et Guilcher, A., 1950 — Relief et formations quaternaires du centre-est des Pays-Bas. *Rev. Géomorph. Dyn.*, No. 3; p. 128—143.
- Cailleux, A. et Taylor, G., 1954 — Cryopédologie, étude des sols gelés. 219 p. Hermann Edit., Coll. Actual. Sci. et Industr., Paris.
- Cook, F. A. et Raiche, V. G., 1962 — Freeze-thaw cycles at Resolute, N.W.T. *Geogr. Bull.*, Ottawa, No. 18; p. 64—78, (voir aussi: Simple transverse nivation hollows ... *ibid.*; p. 79—85).
- Corte, A. E., 1961—1962 — The frost behaviour of soils: Laboratory and field data for a new concept. *U.S. Army Cold Reg. Res. and Engin. Lab. Res. Rap.*, 85, part I (1961), part II (1962).
- Davies, W. E., 1961 — Surface features of permafrost in arid areas. Symposium, XIX Intern. Geogr. Congr.: Physical geography of Greenland. *Folia Geogr. Danica*, t. 9; p. 48—56.
- Dengueine, I., 1930 — Les traces d'une glaciation ancienne dans la chaîne de l'Iablonovyi et le problème des terrasses goletz. *Izv. Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 62; p. 153—187.

- Derrauau, M., 1956a — Les formes périglaciaires du Labrador-Ungava central comparées à celles de l'Islande centrale. *Rev. Géomorph. Dyn.*, No. 1—2; p. 11—17.
- Derrauau, M., 1956b — Précis de géomorphologie. Paris; 393 p. (voir 3e Section, II). Masson Edit., Paris.
- Dylik, J., 1961 — Quelques problèmes du pergélisol au Pleistocène supérieur. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Lódz*, vol. 12, no. 7.
- Dylik, J., 1963 — Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstoceńskiej (résumé: Problèmes nouveaux du pergélisol Pleistocène). *Acta Geogr. Lodzienia*, no. 17.
- Dylik, J. et Klatka, T., 1952 — Recherches microscopiques sur la désintégration périglaciaire. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Lódz*, vol. 3, no. 4.
- Flint, R. F., 1957 — Glacial and Pleistocene geology. New York; 552 p.
- Gabert, P., 1962 — Les Plaines occidentales du Pô et leurs piémonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). 531 p., 208 fig., 5 pl. Louis-Jean Edit. Gap.
- Galibert, G., 1960 — Les „Faces nord” de la haute montagne. *Rev. Géogr. Pyr. et S.—O.*, t. 31; p. 133—163.
- Galibert, G., 1965 — La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison. Toulouse; 405 p.
- Hamelin, L. E., 1962 — Notes sur le périglaciaire du Spitzberg. *Canadian Geographer*, t. 6.
- Harrison, P. W., 1957 — A clay-till fabric: its character and origin. *Jour. Geol.*, vol. 65; p. 275—307.
- Ives, J. D., 1962 — Iron mining in permafrost central Labrador—Ungava. *Geogr. Bull.*, Ottawa, No. 17; p. 66—77.
- Jahn, A., 1961 — Geographical problems of Alaska in the light of a research journey made in 1960. *Czas. Geogr.*, t. 32; p. 115—169.
- Jennings, J. N., Ahmad, N., 1957 — The legacy of an ice-cap. The lakes of the western part of the Central Plateau of Tasmania. *Australian Geographer*, vol. 7.
- Kamb, B. et Lachapelle, E., 1964 — Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock. *Jour. Glaciology*, vol. 5, No. 38; p. 159—172.
- Koch, L., 1935 — Geologie von Grönland. Berlin.
- Krueger, H. K. E., 1928 — Zur Geologie von West-Grönland, besonders der Umgebung der Disko-Bucht und des Umanakfjordes. *Medd. om Grönland*, t. 74, No. 8.
- Lewis, W. V., 1939 — Snow-patch erosion in Iceland. *Geogr. Jour.*, vol. 94; p. 153—161.
- Lewis, W. V., 1949 — The function of meltwater in cirque formation: a reply. *Geogr. Rev.*, vol. 39; p. 110—128.
- Lewis, W. V., 1953 — Tunnel through a glacier. *The Times Sci. Rev.*, No. 9.
- Lewis, W. V., 1954 — Pressure release and glacial erosion. *Jour. Glaciology*, vol. 2, No. 16; p. 417—422.
- Lewis, W. V. et Clark, M. J., 1951 — Rotational movement in cirque and valley glaciers. *Jour. Geol.*, vol. 59; p. 546—566.
- L.I.G.U.S., 1952 — Problèmes géomorphologiques en Corse. *Rev. Géomorph. Dyn.*, No. 4; p. 157—198.
- Lliboutry, L., 1955 — Origine et évolution des glaciers rocheux, *C. R. Acad. Sci. (Paris)*,

- t. 240; p. 1913—1915, (voir aussi: L'incorporation des éboulis dans la glace. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 240; p. 1623—1624).
- Lliboutry, L., 1956a — La mécanique des glaciers en particulier au voisinage de leur front. *Ann. Géophys.*, t. 12; p. 245—276.
- Lliboutry, L., 1956b — Nieves y glacières de Chile, Fundamentos de Glaciología, Santiago; 471 p.
- Lliboutry, L., 1965 — Traité de glaciologie, T. II: Glaciers, variations du climat, sols gelés. Paris; 612 p.
- Maarleveld, G. C. et Edelman, C. H., 1958 — Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. *Geol. Jhb.*, Bd. 73; p. 639—684.
- Maarleveld, G. C. et Van der Schans, P., 1961 — De dekzandmorphologie van de Gelderse Vallei. *Tijdschr. Kon. Ned. Aard. Gen.*, 78; p. 22—34.
- Madsen, V., 1928 — Livret-guide des excursions en Danemark. Réun. Géol. Intern. Copenhagen 1928. *Danske Geol. Unders.*, V Raekke: No. 5.
- Malaurie, J., 1948 — Sur le pseudo-karst des formations métamorphiques de la côte W du Groenland (Baie de Disco). *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, Séance 6 déc. 1948.
- Malaurie, J. 1952 — Sur l'asymétrie des versants dans l'île de Disco, Groenland. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 234; p. 1461—1462, (voir aussi: *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 3; p. 703—721, 1953).
- Malaurie, J., 1966 — Problèmes de géographie dans l'Arctique américain et groenlandais. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, No. 340—341; p. 53—68.
- Martonne, E. de, 1910—1911 — L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Ann. Géogr.*, t. 19; p. 289—317; et t. 20; p. 1—29, (voir aussi: Traité de géographie physique, t. II, A. Colin, Paris, 1947).
- Müller, F., 1963 — Preliminary Report 1961—62, Axel Heiberg Island Research Expedition. Montreal, McGill Univ.
- Müller, F., 1964 — Evidence of climatic fluctuations on Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago. *Comm. 20e Congr. Intern. Géogr.*, Section III, Londres; 12 p.
- Nekrasov, I. A., 1963 — Classification des taliks. *Izv. Vsies. Geogr. Obchetch.*, t. 95; p. 143—153, (Trad. B.R.G.M. 1963).
- Nichols, R. L., Ball, D. G., 1964 — Soil temperatures, Marble Point, Mc Murdo Sound, Antarctica. *Jour. Glaciology*, vol. 5, no. 39; p. 357—359.
- Nikolaiev, N. I., Mediantsev, A. I., 1966 — Faible intensité de la dénudation glaciaire et l'englacement des continents. *Vestnik Moskovskogo Univ.*, ser. geol., no. 2; 43—47.
- Peguy, Ch. P., 1951 — Les premiers enseignements morphologiques des Expéditions Polaires Françaises, d'après M. Boyé. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 39; p. 595—598.
- Poser, H., 1948 — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Erdkunde*, Bd. 2; p. 56.
- Poser, H., 1950 — Die französischen Polarexpeditionen 1948/50; Vorexpedition nach Grönland 1948. *Pet. Geogr. Mitt.*, Bd. 94; p. 34—36.
- Quervain, A. de, et Mercanton, P. L., 1925 — Résultats scientifiques de l'expédition suisse au Groenland, 1912—1913. *Medd. om Grönland*, t. 59, Copenhague.
- Rapp, A., 1960 — Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitut*, 119.

- Robitaille, R. et Greffard, C., 1962 — Notes sur les matériaux terminaux du Glacier Thompson, Canada arctique. *Geogr. Bull.*, Ottawa, No. 17; p. 85—94.
- Roth, Z., 1944 — Pleistocene „stone rivers”, glacier-cirques and glaciers and their mutual genetic relations. *Bull. Intern. Ac. tchèque des Sci.*, No. 2.
- Taber, S. M., 1929 — Frost heaving. *Jour. Geol.*, vol. 37; p. 428—461.
- Taber, S. M., 1930 — The mechanics of frost heaving. *Jour. Geol.*, vol. 38.
- Ter Wee, M. W., 1962 — The Saalian Glaciation in the Netherlands. *Med. Geol. Sticht.*, N. Ser., No. 15; p. 57—76.
- Thompson, H. R., 1953 — Geology and geomorphology in Southern Nordaustlandet (North-East Land), Spitsbergen. *Proc. Geol. Ass. London*, vol. 64; p. 293—312.
- Thompson, H. R. et Bonnlander, B. H., 1956 — Temperature measurements at a cirque bergschrund in Baffin Island: some results of W.R.B. Battle's work in 1953. *Jour. Glaciology*, vol. 2, No. 20; p. 762—769.
- Tricart, J., 1953a — Les séquences morainiques et l'hypothèse du défonçage périglaciaire d'après l'exemple de la Mure (Isère). *Geol. Bavarica*, No. 19; p. 195—200.
- Tricart, J., 1953b — Résultats préliminaires d'expériences sur la désagrégation de roches sédimentaires par le gel. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 236; p. 1296—1298.
- Tricart, J., 1954 — Premiers résultats d'expériences de solifluxion périglaciaire. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 238; p. 259—261.
- Tricart, J., 1963 — Géomorphologie des régions froides. Paris; 289 p. P.U.F. Edit., Coll. Orbis.
- Tricart, J. et Cailleux, A., 1962 — Traité de géomorphologie, t. III: Le modelé glaciaire et nival. Paris; 508 p., (voir aussi, t. V: Le modelé des régions de forêts et de savanes).
- Twidale, C. R., 1956 — Vallons de gélivation dans le centre du Labrador. *Rev. Géomorph. Dyn.*, No. 1—2; p. 18—23.
- Washburn, A. L., 1956 — Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 67; p. 823—866.
- Washburn, A. L., Smith, D. D., Goddard, R. H., 1963 — Frost cracking in a middle-latitude climate. *Bulletyn Peryglacialny*, no. 12; p. 175—189.
- Weertman, J., 1961 — Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *Jour. Glaciology*, vol. 3, No. 30; p. 965—978.
- Zemtsov, A. A., 1960 — Deep-lying perennial frozen rocks in West Siberia. *Izv. Akad. Nauk. SSSR*, ser. geogr.; p. 89—93, (cité par R. M. Bone: A note on permafrost in western Siberia, USSR. *Geogr. Bull.*, Ottawa, No. 17; 95—98).
- Zotikov, I. A., 1965 — 2 notes in Soviet Antarctique Expédition. Elsevier Publ. Cy. (C. R. de Bellair, P. — *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 7; p. 361).
- Zumberge, J. H., 1955 — Glacial erosion in tilted rock layers. *Jour. Geol.*, vol. 63; p. 149—158.

Note : Depuis le dépôt du manuscrit en janvier 1967, de nombreux articles ont paru sur le même sujet:

- Biot, P., 1968 — Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire. *Ann. Géogr.*, t. 77, no. 419.
- Lliboutry, L., 1968 — General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. *Jour. Glaciology*, vol. 7, no. 49.