BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE FINLANDE

N:o 30

SUR LA GÉOLOGIE QUATERNAIRE ET LA GÉOMORPHOLOGIE DE LA FENNOSCANDIA

PAR

J. J. SEDERHOLM

Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes

(Extrait de l'Atlas de Finlande)

HELSINGFORS

Juillet 1911

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 30

SUR LA GÉOLOGIE QUATERNAIRE
ET LA
GÉOMORPHOLOGIE DE LA FENNOSCANDIA

PAR

J. J. SEDERHOLM

AVEC 13 FIGURES DANS LE TEXTE ET 6 CARTES

(EXTRAIT DE L'ATLAS DE FINLANDE)

HELSINGFORS
Juillet 1911

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS
KIRJASTO OTANIEMI

HELSINGFORS 1911,
J. SIMELII ARVINGARS BOKTRYCKERIAKTIEBOLAG

I. Les dépôts quaternaires de la Fennoscandia.

On peut dire des dépôts quaternaires de Finlande, plus encore que des roches anciennes, qu'il n'est pas possible de les bien comprendre si on ne les replace pas dans le système quaternaire de la Fennoscandia entière. C'est pourquoi on a fait ici un essai, le premier dans son genre, pour réunir sur une carte esquisse, même à petite échelle, les résultats des recherches faites dans les différents pays de ce territoire pour déterminer la distribution des dépôts quaternaires. Comme la Suède centrale et méridionale, et de grandes parties de la Finlande ont été étudiées en détail, la petite esquisse cartographique peut, en ce qui concerne ces régions, être regardée comme assez sûre. Dans l'Ostrobothnie et la Suède septentrionale les directions des oses ont été dessinées d'après des observations isolées, et ont une allure un peu schématique. Pour la Carélie russe on a utilisé surtout les observations de W. Ramsay et de Rosberg. Le premier a aussi donné des renseignements sur les oses de la presqu'île de Kola. L'extension de ces formations ainsi que de l'argile et du sable en Norvège a été marquée surtout d'après les données qui figurent dans les publications du Service de la carte géologique de la Norvège, et, pour la région de Christiania, à l'aide des cartes de détail publiées. L'extension relativement faible de l'argile et des sables dans la Suède septentrionale a été dessinée d'après les cartes topographiques suédoises comparées aux descriptions géologiques de provinces. La région où la carte sera le plus profondément modifiée dans l'avenir est la Carélie

russe, où les oses et surtout les argiles sont sûrement bien plus étendues que ne l'indique la carte. D'une façon générale la présente carte, même dans son état imparfait, doit donner de l'extension des dépôts quaternaires dans la Fennoscandia une idée un peu meilleure que celle qu'on obtient par les cartes d'ensemble précédentes. En ce qui concerne en particulier les argiles, on ne disposait jusqu'ici que de cartes montrant l'extension des territoires supramarins et submarins. Mais comme le territoire submarin ne coïncide pas du tout avec l'extension de l'argile, et que celle-ci manque au contraire dans beaucoup de régions qui ont été submergées, on se fait ainsi des idées très fausses de l'extension de ce terrain.

Moraine. Si on songe que, vu la petitesse de l'échelle, les oses et les dépôts de sable et d'argile ont nécessairement sur la carte une superficie exagérée, on voit que la moraine est de beaucoup le terrain dominant dans la Fennoscandia. Si on néglige la couche superficielle de tourbe, la moraine occupe au moins les $^4/_5$ de ce territoire. Elle recouvre le plus souvent la roche ancienne d'un manteau dont l'épaisseur ne dépasse qu'exceptionnellement une dizaine de mètres. C'est seulement sur les hautes montagnes, où il a été enlevé par le travail des eaux courantes et par les éboulements, et où il était sans doute dès le début plus mince qu'ailleurs, que le revêtement de moraine manque parfois. Il en est de même sur les roches dans la zone de l'archipel côtier, où les vagues l'ont enlevé à des époques où la mer montait plus haut qu'aujourd'hui. Pour la formation et la composition de la moraine, ainsi que le mouvement des glaces dans la Fennoscandia, on renverra aux textes de la carte de la Finlande et des cartes qui suivent celle-ci.

On a signalé déjà dans la carte de la Finlande que la moraine, surtout dans le centre du pays, forme souvent des crêtes allongées dans le sens du mouvement des glaces *(crêtes de moraine* et *drumlins).* On en trouve aussi en plusieurs endroits de Suède, surtout dans le Norrland tout près du Kvarken. On rencontre aussi des crêtes de moraine qui croisent le mouvement des glaces, et se sont par suite déposées sur le bord du glacier comme moraines marginales, en beaucoup d'endroits de la Fennoscandia, surtout dans la Suède centrale, où elles se

suivent souvent à des distances de quelques dizaines de mètres, et tout au plus de 300 à 400 m. Elles marquent la longueur du chemin parcouru par le bord du glacier dans le mouvement de recul provoqué par la fonte annuelle. En Finlande on trouve aussi de ces moraines marginales, surtout dans la région au nord du Salpausselkä, mais elles n'ont pas encore été étudiées en détail.

Fig. 1. Ose à l'ouest d'Onkamojärvi, paroisse de Rääkkylä, gvt de Kuopio. (Phot. par W. W. Wilkman.)

Oses. Oses marginales et moraines marginales. Parmi les traits les plus caractéristiques du paysage dans la Fennoscandia il faut signaler les *oses* qu'on y rencontre, traversant le pays en directions sinueuses, le plus souvent parallèles, en gros, au mouvement des glaces, et atteignant souvent une grande longueur (fig. 1). Leur hauteur peut atteindre quelquefois près de cent mètres, si on compte les parties noyées dans les lacs, mais elle n'est ordinairement que de quelques dizaines de mètres. La pente des côtés est souvent très brusque, et

atteint jusqu'à 30°. Souvent on voit plusieurs crêtes courir parallèlement les unes aux autres. Il n'est pas rare que ces oses montrent, outre les vallons allongés qui séparent les diverses crêtes, des fosses curieuses, assez souvent circulaires. Parfois les oses se résolvent en un amas de collines rondes.

Les matériaux constitutifs de ces oses sont ordinairement désignés en Finlande sous le nom de „gravier roulé" ou sable à galets; ils se composent surtout de sable grossier renfermant une foule de petites pierres bien arrondies. On trouve aussi des blocs de plus grandes dimensions, mais ils sont rares. Les éléments boueux manquent presque entièrement. Ce fait, et la stratification souvent entrecroisée montrent que le gravier d'ose s'est formé en eau à courant rapide, donc dans des fleuves d'une espèce quelconque (cf le texte de la carte de la Finlande). La disposition même des oses, dont certaines se rattachent à d'autres comme des affluents, rappelle souvent d'une manière nette un réseau fluvial. Il est naturel d'ailleurs que la fonte du glacier continental ait produit d'énormes masses d'eau et formé ainsi de puissants fleuves qui ont transporté, roulé et lavé le gravier de moraine. La question est seulement de savoir si ces fleuves coulaient à la surface du glacier continental ou dans des tunnels sous le glacier, donc s'ils se sont jetés à la *surface* de la mer qui s'étendait devant le bord du glacier à une altitude bien supérieure à son niveau actuel, ou s'il faut penser qu'ils ont coulé sur la roche même, et ont abouti par suite bien au dessous de la surface de la mer. Dans ce dernier cas ils auraient été mûs par une forte pression hydraulique produite par l'eau dans les parties supérieures du cours de ces fleuves. L'idée que le gravier d'ose s'est déposé dans des *fleuves de fond,* émise d'abord par Strandmark et développée ensuite par G. De Geer, peut être maintenant regardée comme la plus généralement adoptée. A l'appui de cette conception on peut invoquer entre autres le fait que l'on peut remarquer sur les roches placées dans la direction des oses des zones étroites qui abondent en marmites de géants (fig. 2) et montrent d'autres traces de l'action d'une eau à courant rapide. Comme ces zones passent sur les roches indépendamment de l'altitude, il faut bien

admettre qu'elles ont été produites par des fleuves qui coulaient dans des tunnels sous le glacier. Une autre raison d'admettre qu'une partie au moins des oses s'est formée dans des fleuves de fond est que le sable d'ose passe directement aux couches de sable constituant les

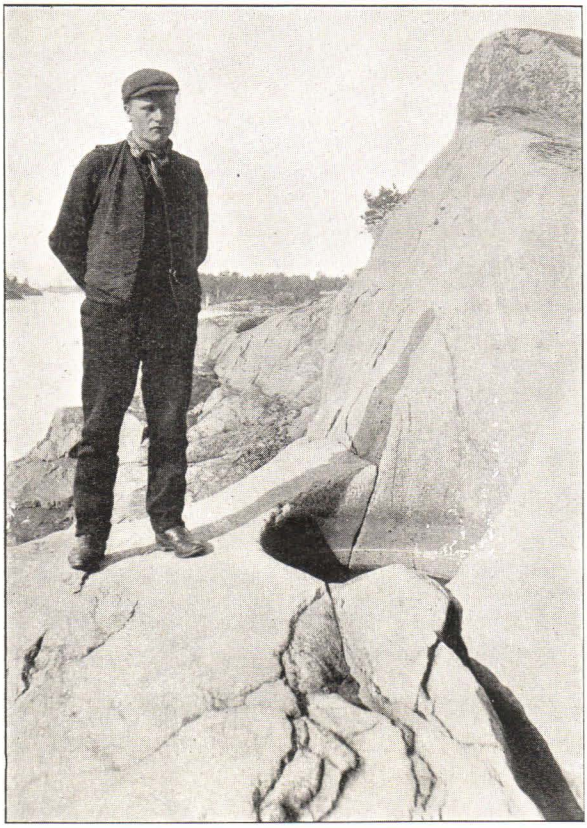


Fig. 2. Marmite de géant dans un gneiss migmatitique à Gloskär, par. de Pojo, gvt de Nyland. (Phot. par l'auteur.)

parties les plus profondes des dépôts d'argile glaciaire feuilletée, tandis que les parties supérieures de cette argile se sont déposées à un niveau de plus de cent mètres au-dessus du niveau actuel de la mer. Cependant la question de l'origine des oses n'est pas encore absolument tranchée, et il reste encore des points obscurs. Il est possible qu'il faille admettre plusieurs explications pour les différents cas.

Il est évident que le phénomène des oses doit prendre en terrain supramarin un aspect différent de ce qu'il est sur des terrains alors submergés. Dans le premier cas en effet les matériaux meubles n'étaient pas portés dans l'eau, mais se déposaient directement devant l'ouverture des tunnels des glaciers, et l'eau s'écoulait ensuite à la surface du sol. En fait on trouve en terrain supramarin, surtout en Laponie, des phénomènes d'érosion grandioses produits par les fleuves glaciaires, tels que de puissants thalwegs de fleuves maintenant à sec, creusés dans la moraine ou dans des roches fortement crevassées, etc. Ils y ont été étudiés en détail par Tanner, qui en traitera dans un travail qui paraîtra plus tard. Les plus grands des fleuves actuels de la Laponie finlandaise, p. ex. l'Ivalojoki, montrent des terrasses fluviales et littorales bien marquées jusqu'à un niveau d'une vingtaine de mètres au-dessus du niveau actuel du fleuve. Il est à peine vraisemblable que ces fleuves aient jamais eu assez d'eau pour pouvoir emplir le thalweg actuel jusqu'à cette hauteur; mais il est probable que la vallée a été approfondie par les fleuves d'eau de fonte durant la dernière phase de l'époque glaciaire. Ces fleuves ont en même temps enlevé une grande partie du gravier qui se trouvait auparavant dans la vallée.

On a déjà indiqué dans le texte de la carte de la Finlande qu'il y a des oses dont l'alignement croise directement la direction du mouvement des glaces et celle des oses qui lui sont parallèles. Ces *oses marginales* sont souvent plus grandes et plus continues que les oses proprement dites, et rarement divisées en plusieurs crêtes parallèles. Elles s'étalent parfois en puissants plateaux, limités à la partie supérieure par des surfaces presque horizontales. On y trouve souvent enclavés des dépôts de moraine qui se sont formés lors d'oscillations du bord de l'inlandsis. La majeure partie des matériaux des oses marginales est pourtant, comme celle des oses proprement dites, d'origine *glacifluviale,* c. à d. qu'ils se composent de gravier et de sable amenés par les fleuves glaciaires jusqu'au bord du glacier et déposés en avant de celui-ci; dans certains cas l'eau de ces fleuves s'est peut-être déversée dans une sorte de lagune découpée dans la mer par l'ose marginale. Pour la description détaillée des oses marginales de Finlande

on renverra au texte de la carte n:o 4. En Suède on trouve, dans les alignements de moraines marginales, des parties qui ont la constitution des oses, mais d'autres parties se composent surtout de matériaux de moraine. Les „raer" de la région de Christiania rappellent d'autre part beaucoup par leur structure les crêtes finlandaises dont le Salpausselkä est le type.

On ne sait pas encore exactement de quel côté il faut chercher vers l'est le prolongement de ces moraines marginales finlandaises. L'auteur regarde comme probable que ce prolongement s'étend par le Seesjärvi vers la baie de l'Onega, et que les dépôts de sables et de gravier roulé que Rosberg a observés à l'ouest de cette baie appartiennent à la ligne intérieure marquée entre autres par l'ose marginale du Hämeenkangas au N W de Tammerfors, ou bien qu'elles se répartissent entre plusieurs alignements de moraines marginales.

Argile glaciaire. Les matériaux plus fins délayés dans les fleuves glaciaires et enlevés par eux au gravier de moraine se déposaient à une plus grande distance des embouchures des fleuves, formant l'*argile feuilletée* ou *argile glaciaire* (v. fig. 5 dans le texte de la carte de la Finlande). L'eau fluviale riche en éléments délayés était plus lourde que l'eau de mer et doit par suite, comme l'a remarqué G. De Geer, avoir coulé surtout sur le fond, où les matériaux entraînés se déposaient à mesure que diminuait la vitesse d'écoulement. La boue argileuse la plus fine était entraînée à la plus grande distance de l'embouchure. Le feuilletage très marqué de l'argile s'explique simplement par les changements de saisons. En été la fusion abondante du glacier continental produisait une forte crue des fleuves. L'hiver, amenant un froid durable, mettait les fleuves à sec. A ce moment il n'y avait plus d'apport de sédiments en mer, et les boues les plus fines, qui pouvaient rester le plus longtemps en suspension, se déposaient à la fin de l'automne et au début de l'hiver. La limite entre la couche d'hiver, composée de l'argile la plus pure, et des matériaux les plus grossiers charriés par la crue est toujours très nette.

Le dépôt des sédiments commençait en chaque endroit immédiatement après que la terre ferme était devenue libre de glaces. Dès

que le bord du glacier s'était retiré au cours d'une année de quelques dizaines ou centaines de mètres, la première couche annuelle de sable glaciaire, avec sa couche hivernale d'argile, se déposait sur l'espace ainsi devenu libre. En même temps se déposait sur la zone devenue libre l'année précédente la seconde couche, sur la zone extérieure suivante la troisième, etc. Les feuillets sont donc disposés comme des tuiles, ou plus exactement comme de larges rubans posés les uns sur les autres. En chaque endroit il est rare qu'on puisse compter plus d'une centaine de feuillets.

A mesure que le bord du glacier se retirait assez loin, la sédimentation cessait graduellement dans les endroits plus éloignés des embouchures. Les matériaux les plus fins n'ont guère dû être entraînés à plus d'une dizaine de km du bord du glacier.

En Norvège, où pendant toute l'époque glaciaire la ligne de partage des glaces était située bien plus près du bord du glacier, celui-ci se trouva pendant la période de fonte près des côtes actuelles, et son recul fut bien plus lent que dans les régions situées au S E de la ligne de partage. On trouve donc de ce côté des dépôts épais d'argile, qui en chaque endroit doivent renfermer un bien plus grand nombre de couches annuelles que les dépôts d'argiles glaciaires de Suède et de Finlande. Mais le feuilletage n'est pas ou n'est guère marqué dans les cas où, comme ici, le dépôt se faisait dans des eaux à salinité assez forte.

Quand il y avait dans le voisinage d'assez grands affleurements de calcaire dans la direction d'où venaient les glaces, et que par suite la moraine était riche en chaux, l'argile glaciaire contient du carbonate de chaux en quantité assez grande, et doit être alors regardée comme une *marne* feuilletée.

Comme l'a montré Högbom, les couches d'hiver argileuses de l'argile feuilletée sont relativement plus riches en carbonate de magnésie, mais plus pauvres en carbonate de chaux que les parties à grain plus gros.

L'argile feuilletée atteint partout dans la Suède centrale un niveau qui n'est inférieur que de dix à vingt mètres à la „limite marine“, qui

marque le niveau le plus élevé de la transgression marine. En Finlande au contraire on ne rencontre que rarement l'argile feuilletée à des niveaux aussi élevés; dans le SW de la Finlande elle arrive à 140 m de hauteur, dans l'est elle ne dépasse guère 100 m, dans le nord, d'après Tanner, à Luirojoki elle arrive à 150 m (cf du reste la carte des terrains quaternaires de Finlande avec la carte hypsométrique). Les couches d'argile déposées à des niveaux plus élevés sont assez souvent pauvres en argile pure et peuvent être désignées plutôt comme boue sablonneuse.

Il semble donc certain qu'une grande partie des argiles glaciaires s'est formée à peu près en même temps que les terrasses littorales les plus élevées de cette région; mais il semble ressortir d'observations faites dans la Suède occidentale et la Norvège que les relations entre les changements de niveau et le dépôt de l'argile feuilletée sont plus compliquées qu'on ne l'avait admis d'abord. G. De Geer a montré qu'après le dépôt des couches les plus profondes des argiles glaciaires qui se trouvent en avant du prolongement en Suède des lignes du Salpausselkä (argiles glaciaires „gothiques") il s'est produit un *soulèvement* du terrain suivi d'un nouvel abaissement durant lequel se déposèrent les argiles glaciaires qui remontent à la période qui suivit la formation des lignes du Salpausselkä.

D'après W. C. Brögger les variations de niveau durant cette partie de l'époque glaciaire auraient même été bien plus grandes que ne l'admet De Geer. Dans la région de Christiania on trouve, dans les couches inférieures des argiles, de nombreuses coquilles de mollusques soit d'espèces nettement arctiques, comme *Portlandia (Yoldia) arctica,* soit d'espèces qui indiquent un climat un peu plus chaud (entre autres *Arca glacialis).* Brögger estime que les premières, à l'époque de la formation des *„raer"* extrêmes, ont vécu en eau peu profonde en avant de ces crêtes, et qu'un abaissement considérable du pays a eu le temps de se produire avant le dépôt de l'argile à Arca plus récente, qui a eu lieu après la formation des lignes intérieures de moraines marginales. Lors du soulèvement consécutif l'exhaussement a été, selon Brögger, plus rapide au début vers le sud. Il a commencé dans les parties périphériques

et s'est propagé en anneaux depuis la périphérie, tandis que l'intérieur était encore en voie d'abaissement.

Dans la Suède centrale l'argile glaciaire est aussi fossilifère. On y trouve, outre des coquilles de *Portlandia arctica,* d'autres mollusques et des os de vertébrés supérieurs tels que *Balaena mysticetus,* d'autres baleines, des phoques et des oiseaux arctiques. En Finlande on n'a jamais trouvé dans cette argile de restes fossiles.

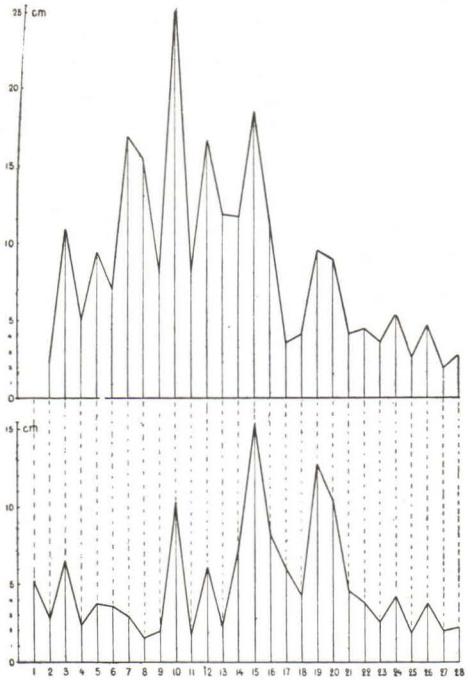


Fig. 3. Graphique de l'épaisseur des feuillets de l'argile glaciaire dans les couches inférieures sablonneuses:

1:o place de Laukko à Tammerfors (partie supér. du graphique; cf fig. 5 du Bulletin N:o 29),

2:o à la caserne des pompiers de Tammerfors (partie infér. du graphique).

Si les feuillets de l'argile glaciaire sont des couches annuelles, il est assez naturel de chercher à établir, en comptant ces feuillets, une chronologie exacte des dernières périodes de l'époque glaciaire. Cette idée, exprimée par G. De Geer il y a 25 ans déjà, a été depuis une dizaine d'années développée par lui et a servi de base à des mensurations détaillées des feuillets de l'argile glaciaire dans toute la Suède, en vue d'obtenir une chronologie de ce genre.

Il est inconcevable qu'on puisse creuser une coupe continue à travers l'épaisseur totale des argiles dans un territoire de grande étendue; il s'agissait donc de trouver une méthode pour rapprocher les uns des autres les feuillets annuels dans des couches argileuses différentes, mais voisines. De Geer trouva, en mesurant l'épaisseur des feuillets inférieurs d'un dépôt, des variations régulières d'épais-

seur qui se répètent dans les autres dépôts de la même région. Certaines années une fonte plus forte ou d'autres conditions naturelles ont amené une sédimentation plus abondante, tandis que celle-ci était plus pauvre pendant d'autres années. Si on porte les épaisseurs mesurées en ordonnées sur des graphiques tels que ceux de la fig. 3 (à échelle réduite), on peut, en les comparant, constater que certains maxima et minima, et des particularités caractéristiques se retrouvent dans les feuillets annuels déposés à des places différentes.

La fig. 3 montre les mesures faites à Tammerfors en deux endroits dont l'un (partie inférieure du graphique) est à 700 m au NNE du second. Du 5:e au 8:e feuillet on voit de grandes différences entre les graphiques. Il est évident que les feuillets inférieurs, déposés tout près des embouchures, doivent avoir été d'épaisseur plus irrégulière que ceux formés alors que le bord du glacier avait reculé un peu plus. Les premiers subissaient en effet fortement l'influence de chaque changement de direction des fleuves, qui pouvaient se déverser tout droit par l'embouchure, mais parfois se détourner un peu à droite ou à gauche. Mais ces variations s'égalisent à une plus grande distance de l'embouchure, et c'est pourquoi les couches supérieures montrent plus de régularité. A partir du 9:e feuillet du graphique inférieur on trouve un accord frappant entre les maxima et les minima des deux séries, et on peut ainsi constater que le premier feuillet du graphique supérieur correspond au second du graphique inférieur. Ces deux feuillets se sont donc déposés la même année. Les feuillets se sont déposés d'abord vers l'est; le recul du glacier a donc eu lieu de l'est vers l'ouest. C'est ce que confirment les stries glaciaires, qui dans la région à l'ouest de Tammerfors vont de l'W à l'E, et montrent en partie une déviation assez forte vers le NE.

Si donc on mesure les feuillets inférieurs de l'argile glaciaire, qui reposent sur la moraine, dans des endroits assez voisins l'un de l'autre pour qu'on puisse identifier les feuillets contemporains des deux endroits, et qu'on poursuive méthodiquement de région en région, on peut déterminer leur nombre total, c. à d. la durée du dépôt des argiles feuilletées, et par suite celle du recul du glacier continental dans

la Fennoscandia. La longueur du recul annuel peut aussi, comme on l'a vu, être déterminée en certains endroits par l'observation des crêtes de moraine qui se sont déposées dans certaines régions devant le bord du glacier au cours de chaque été.

De Geer a montré qu'on peut aussi trouver dans les argiles déposées dans les fleuves du Norrland à l'époque *postglaciaire,* après la disparition du glacier continental et des fleuves d'eau de fonte, un feuilletage certain, quoique moins net que dans l'argile glaciaire. Comme le dépôt des argiles postglaciaires a commencé aussitôt après celui de l'argile feuilletée, le calcul des feuillets dans ces diverses formations donne une idée du temps qui s'est écoulé depuis l'époque où le bord du glacier était en Scanie jusqu'à nos jours. D'après les mesures de De Geer, cette durée serait d'env. 12,000 ans.

La tâche la plus difficile consiste à déterminer les feuillets annuels constitués à des époques où le bord du glacier restait stationnaire ou oscillait sur des terrains qu'il avait déjà quittés. Les recherches entreprises par De Geer et ses disciples dans la Suède centrale montrent que l'arrêt marqué par les lignes morainiques du Salpausselkä ne correspondrait qu'à une centaine d'années. Munthe estime que les irrégularités dans le recul du glacier peuvent avoir été bien plus grandes, et les arrêts bien plus longs qu'on ne l'admet, et il évalue à 24,000 ans env. la période qui s'est écoulée depuis que la glace couvrait la Suède méridionale. Mais on ne peut obtenir de déterminations précises que par la voie où s'est engagé De Geer. L'importance de sa méthode dépasse de beaucoup les résultats directs qu'il a obtenus, car elle marque un effort vers l'exactitude absolue dans le domaine de la géologie chronologique. En fait la précision qu'on peut atteindre par cette méthode dépasse même celle qui règne dans plusieurs parties de l'histoire humaine. Cette étude des dépôts argileux promet même de devenir très importante pour l'étude de la climatologie historique, car on a ici un graphique, dressé par la nature elle-même, de variations météorologiques qui s'étendent sur des milliers d'années.

Si on s'est étendu sur cette question des déterminations chronologiques basées sur les feuillets de l'argile glaciaire, ce n'est pas seulement pour l'intérêt qu'elle offre en elle-même; c'est pour attirer sur ce problème l'attention de tous ceux qu'intéressent les études régionales. Quand on creuse les fondations de maisons en ville ou à la campagne, ou qu'on fait des travaux de chemins de fer, on met souvent à nu la couche inférieure de l'argile glaciaire qui repose parfois sur de la moraine pierreuse; en ce cas on devrait informer quelque personne s'intéressant à la géologie glaciaire, ou bien mesurer soi-même l'épaisseur des feuillets annuels, soit avec un mètre, soit, et encore mieux, en marquant les couches sur une bande de papier maintenue verticalement en travers de la couche. On ne tient compte que de la couche hivernale formée d'argile absolument pure, qui marque la limite, toujours très nette, entre les différentes couches annuelles; on ne doit pas se laisser égarer par d'autres intercalations de sable plus clair ou plus fin, parfois même argileux, qui ne marquent qu'un arrêt occasionnel de la sédimentation en été.

Argile postglaciaire et sable. La formation des dépôts quaternaires à l'époque *postglaciaire* est en connexion étroite avec les changements de niveau qui seront décrits dans le texte d'une carte suivante (cf p. 48). Il est évident que les conditions de la sédimentation se sont modifiées profondément après la disparition des derniers restes du glacier continental dans la majeure partie de la Fennoscandia, où il n'existe plus maintenant que de petits glaciers sans importance dans les hautes montagnes de Norvège et de Suède. Le débit des fleuves diminua naturellement après l'époque glaciaire, et les matériaux qu'ils tenaient en suspension étaient empruntés, non plus au détritus morainique encastré dans le glacier, mais aux terrains quaternaires étalés à la surface. Ceux-ci s'étaient recouverts d'une végétation protectrice à mesure que reculait le glacier. Du gravier de moraine, dont la surface, quand elle a été lavée par les vagues, devient pierreuse par suite du grand nombre de blocs qu'il renferme, les eaux courantes ne purent enlever que de faibles quantités de boue. C'est seulement quand les fleuves s'allongèrent et qu'ils commencèrent à attaquer les couches de

sable et d'argile jadis déposées sous la mer que la sédimentation commença à se faire plus abondante en avant de leurs embouchures. Avec le soulèvement graduel du pays, l'érosion des anciens sédiments et la formation de nouvelles couches se poursuivit toujours plus loin, et finit par atteindre les embouchures actuelles des fleuves.

C'est ainsi que, durant l'époque postglaciaire, il s'est formé des dépôts de sable et d'argile qui ont été de nouveau coupés et remaniés par les fleuves; chaque fois les sédiments plus grossiers se déposaient plus près des embouchures, les éléments plus fins à une distance et à une profondeur plus grandes. Durant la période à Ancylus il se déposa dans les régions côtières actuelles de la Finlande méridionale, comme on l'a indiqué dans le texte de la carte de la Finlande, des argiles surtout plastiques, pures, d'épaisseur souvent considérable. Les argiles de la période à Litorina qui sont maintenant à la surface sont assez souvent mêlées de sable et se distinguent par une forte proportion de matières organiques *(argile noire)*. L'âge géologique des argiles a été déterminé en partie à l'aide des diatomées qu'elles renferment, et dont certaines sont regardées comme caractéristiques des eaux salées, d'autres des eaux saumâtres ou douces. Mais cette méthode semble offrir souvent d'assez grandes difficultés. La nature de l'eau ressort mieux de la présence de certains mollusques, comme *Ancylus*, coquillage d'eau douce caractéristique des dépôts du „lac à Ancylus", et *Mytilus edulis, Cardium edule*, *Tellina baltica, Litorina litorea* et *rudis* etc., fréquents dans les argiles de la période à Litorina dans les régions qui entourent la Baltique.

Le fort *lavage* par l'action des vagues a aussi fortement modifié la configuration superficielle, surtout celle de la moraine, où les vagues ont fait percer les blocs enclavés dans la moraine. Des terrasses littorales de pierres et de sables se sont accumulées en beaucoup d'endroits; le sable forme par endroits des *dunes* le long des côtes (cf le texte de la carte de la Finlande). Çà et là des cañons se sont creusés dans la roche. L'*érosion subaérienne* a aussi commencé à attaquer les roches les plus friables; mais son action a été en somme insignifiante. Les roches de la Fennoscandia montrent souvent jusqu'à la surface une

fraîcheur qui étonne le géologue venu de pays méridionaux. Les gelées ont fendillé les roches les plus élevées; mais, lorsqu'une mince couche de moraine recouvre la roche, elle est aussi intacte que si les glaces s'étaient retirées de la veille. La configuration superficielle des roches et des terrains quaternaires est presque la même que lors de la disparition des glaces.

Bibliographie:

Ahlmann, H., Studier öfver de medelsvenska ändmoränerna. (K. Vet. Akad. i Stockholm Arkiv för Kemi etc. Bd. 3, n:o 29).

Andersson, Gunnar, Führer zu den wissenschaftlichen Excursionen der zweiten Agrogeologenkonferenz. Stockholm 1910.

De Geer, G., Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. (Sveriges Geologiska undersökning. Ser. C. N:o 161. 1896).

De Geer, G., Om rullstensåsarnas bildningssätt. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 19. 1897).

De Geer, G., En förhistorisk tidräkning. (Svenska Kalendern 1908).

De Geer, G., Dals Ed. Some stationary Iceborders of the last Glaciation. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 31. 1909).

De Geer, G., Quarternary Sea-Bottoms in Western Sweden. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 32. 1910).

Geinitz, E., Das Quartär von Nordeuropa. (Lethaea geognostica 1904).

Högbom, A. G., Huru naturen danat Sverige. (Sveriges rike I. Stockholm 1899).

Högbom, A. G., Norrland, naturbeskrifning. Uppsala 1906.

Högbom, A. G., Quartärgeologische Studien im mittleren Norrland. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 31. 1909).

Munthe, H., Härnögyttjan ännu en gång. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 31. 1909).

Nathorst, A. G., Sveriges geologi. Stockholm 1894.

Ramsay, Wilhelm, Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. (Fennia 16, 1. 1900).

Ramsay, Wilhelm, Quartärgeologisches aus Onega-Karelien. (Fennia 22, 1. 1906).

Rosberg, J. E., Ytbildningar i ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de karelska randmoränerna. (Fennia 7, 2. 1892).

Rosberg, J. E., Ytbildningar i Karelen, med särskild hänsyn till ändmoränerna. II. (Fennia 14, 7. 1899).

15/4 1911.

II. Extension du glacier continental dans l'Europe septentrionale et transport de blocs erratiques fennoscandiens.

Au moment de sa plus grande extension, le glacier continental quaternaire atteignait, comme le montre la carte, au S la Hollande, la Saxe, la Silésie, l'Ukraine, et arrivait près de la Volga sans pourtant dépasser le cours inférieur de ce fleuve. Au NE la glace s'étendait jusqu'aux sources de la Vjatka et de la Petschora. La glace venue de la Fennoscandia ne dépassait pas une ligne (E—E) allant de la côte orientale de Kanine aux sources de la Petchora. Au NE de cette ligne commençaient les glaces descendues dans la direction est—ouest des hauteurs de l'Oural. En Angleterre le glacier atteignait au S jusqu'à une ligne tracée à peu près entre Bristol et l'embouchure de la Tamise; mais il y avait aussi dans le milieu de l'Angleterre deux territoires libres de glaces. La limite entre les courants glaciaires anglais et fennoscandien est indiquée sur la carte par la ligne W—W.

Dans toutes ces régions on rencontre maintenant de la moraine renfermant des blocs de roches originaires de la région même et aussi des blocs de roches étrangères. Il faut noter particulièrement les nombreux *blocs erratiques de roches fennoscandiennes* qu'on trouve partout dans le territoire couvert par les glaces, même jusque dans les parties périphériques. Ce sont les témoins les plus évidents du mouvement des glaces et de la direction qu'il a prise. Une foule de roches septentrionales sont, il est vrai, trop peu caractéristiques pour

qu'on puisse déterminer avec certitude leur lieu d'origine, la „roche-mère". Mais d'autres sont aisément reconnaissables et ne se trouvent que dans des territoires limités, et on peut les employer avantageusement pour déterminer la direction du mouvement des glaces. On a indiqué sur la carte, pour sept de ces roches indicatrices ou roches-guides, les directions de diffusion, ce qui donne une bonne idée du mouvement des glaces.

Tout à l'ouest on trouve dans la région de Christiania des roches syénitiques à néphéline, *porphyres à rhombes,* roches très particulières qui ne se rencontrent pas ailleurs. Des blocs erratiques de ces roches ont été dispersés dans le Danemark, la Hollande et l'Allemagne occidentale, et se trouvent encore, quoique rarement, sur la côte de la Mer du Nord en Angleterre. Enfin on les trouve à Lister et Jäderen sur la côte ouest de Norvège et sur des promontoires et caps de la côte occidentale de Suède. Dans le Danemark septentrional et occidental ils sont souvent plus nombreux que les blocs erratiques venus des régions de la Baltique.

La limite occidentale d'extension des blocs de *porphyres dalécarliens,* indiquée ici comme caractéristique de la dispersion des roches *suédoises,* s'étend sur le Skagerrack, tandis qu'on n'en a pas découvert sur la côte méridionale de Norvège. A l'est on les a encore trouvés sur la pointe sud d'Ösel, dans un territoire en forme de coin à l'ouest de la baie de Riga et enfin dans la Russie occidentale jusqu'à Minsk. Ce territoire d'extension présente donc une forme d'éventail plus caractérisée encore que celui des blocs de porphyre à rhombes. Dans tout ce territoire on trouve partout en abondance des blocs erratiques originaires de la Suède méridionale et centrale. Tout droit au S de la Scanie, les blocs de basaltes scaniens sautent aux yeux parmi les blocs erratiques, tandis que dans la Poméranie antérieure, à Rügen et dans le Brandebourg on trouve en outre des porphyres quartzifères du Småland qui sont communs aussi dans l'est de l'Allemagne.

Les *rapakivi ålandiens* et certains porphyres particuliers qui doivent exister en affleurements au fond de la Baltique au S d'Åland, et qu'on a désignés comme *porphyres baltiques,* ont un territoire d'ex-

tension encore plus grand. Les roches d'Åland se rencontrent comme blocs erratiques sur toute l'Allemagne du nord et le Danemark, à l'exception de Skagen, ainsi qu'à Gottland, Öland, Bornholm et dans la Scanie méridionale. Jusqu'à Jäderen en Norvège Milthers a récemment trouvé des roches ålandiennes bien typiques, amenées par les glaces à une époque où leur mouvement avait une direction E—W bien marquée. A Själland, dans le nord de l'île de Fionie et l'extrémité SE du Jutland les blocs ålandiens et baltiques septentrionaux dominent nettement ceux venus du nord; ceci montre qu'un glacier allant du N au S le long de la dépression baltique, le *glacier baltique,* a pris dans le sud de cette mer une direction W et NW. En Angleterre on n'a jusqu'ici pas trouvé de blocs ålandiens, mais ils sont très communs en Hollande, et même relativement plus nombreux que dans les parties les plus voisines de l'Allemagne, l'Oldenbourg et le Hanovre. Vers l'est l'extension des blocs ålandiens, d'après les observations concordantes de Milthers (dont on a suivi l'exposé pour l'Europe occidentale) et de H. Hausen qui a fait l'été dernier des observations sur les blocs erratiques dans l'ouest de la Russie, arrive jusqu'à Dorpat, où la limite de dispersion de ces roches s'incline brusquement vers le SE. Les points orientaux extrêmes où on ait observé les roches sont Lida au S de Wilna et Smolensk. A Kiew l'auteur a observé encore des blocs qui rappellent ceux d'Åland et un bloc de rapakivi de type finnois occidental; mais, comme il existe aussi en Volhynie des rapakivis typiques, on ne peut pas être absolument certain de l'origine des blocs de Kiew.

Dans la Prusse orientale on rencontre déjà communément des blocs originaires de la Finlande occidentale, comme les granites rapakivi de la région de Nystad, ce qui indique un transport de blocs de cette région dans une direction N—S. Mais on n'a pas encore déterminé avec certitude la limite occidentale de dispersion de ces blocs.

Dans le Tavastland on trouve une roche guide particulièrement typique, le *porphyre à ouralite* qui forme un affleurement à l'ouest de Tavastehus. La dispersion de cette roche a été déterminée par H. Hausen et est indiquée sur la carte. Le même savant a déterminé aussi la limite

occidentale de la dispersion des blocs erratiques du *rapakivi de Viborg* et du *porphyre de Hogland.* Leur limite semble avoir une direction presque directement N—S. Plus loin vers l'est on a trouvé du rapakivi de Viborg dans le Valdaï et à Moscou, où Tanner a observé aussi des blocs de porphyres semblables à ceux de Hogland. Mais la limite orientale de dispersion de ces roches n'est pourtant pas encore déterminée avec certitude. A Nijni-Novgorod l'auteur a vu dans le cailloutis du fleuve de nombreux blocs d'un granite rapakivi et plusieurs autres blocs de métabasites et de quartzites de type carélien. Il est vraisemblable qu'ils proviennent tous de la région à l'est du Ladoga et au nord de l'Onega.

On trouve enfin des roches guides très caractéristiques sur la presqu'île de Kola dans les *syénites à néphéline* dont Wilhelm Ramsay a étudié en détail la dispersion sous forme de blocs erratiques. Leur extension montre la même forme en éventail que celle des autres roches.

Le témoignage que les blocs erratiques fournissent sur le mouvement des glaces montre que celles-ci sont venues des parties occidentales et septentrionales de la Fennoscandia et se sont étendues vers le S et le SE, mais ont, durant certaines périodes, subi une déviation vers l'W et même vers le NW. Il est évident que, des parties les plus élevées de la Fennoscandia, un courant de glaces a dû se répandre vers le NW et le N, comme le montre aussi la carte du mouvement des glaces dans la Fennoscandia. La ligne de partage des glaces se trouvait à la fin de la période glaciaire non pas à la ligne de partage des eaux, c. à d. sur les parties les plus hautes des Alpes scandinaves, mais un peu à l'est de cette dernière ligne. Il est possible même que le sommet des montagnes de glace qui couvraient la Fennoscandia à l'époque de la plus grande extension du glacier, et atteignaient, d'après des suppositions faites, une hauteur de 4,000 m, ait été encore plus à l'est, peut-être au-dessus du Golfe de Bothnie.

Extension du glacier à diverses époques. Quand le glacier, avec l'entrée d'un climat plus chaud, commença de se retirer, la périphérie

des régions couvertes par le glacier devint graduellement libre de glaces. Il est possible même que le glacier ait complètement fondu durant une époque *interglaciaire* avant de recommencer à s'accroître; durant la dernière extension du glacier fennoscandien il atteignit au moins jusqu'à la ligne B—B marquée sur la carte d'après Wilhelm Ramsay et Ussing. Le premier a observé dans la région à l'est de la Mer Blanche des argiles renfermant de nombreuses coquilles des mollusques marins qui ont été enclavées dans la moraine formée par la dernière glaciation. L'argile s'est donc constituée pendant l'intervalle entre deux glaciations. Des formations interglaciaires analogues ont été observées aussi dans l'Allemagne septentrionale et le Danemark. Quant à l'argile observé près de Hernösand en Suède, on ne sait encore si elle est d'origine interglaciaire. Si c'est le cas, il faudrait voir là une preuve que la fonte du glacier pendant l'époque glaciaire s'est étendue jusqu'à la Scandinavie.

On regarde généralement comme un souvenir d'une période interglaciaire les dents et côtes de *mammouth* trouvées en plusieurs endroits de Finlande et de Scandinavie. On admet en effet que le mammouth n'a pu vivre ici après la dernière époque glaciaire, la majeure partie du pays étant alors couverte par la mer, mais qu'il doit avoir existé ici à une époque antérieure où la terre était libre d'eau et de glace. Ces oses auraient été ensuite, de même que les coquilles de mollusques dans la région de la Mer Blanche, enclavées dans la moraine d'où l'eau les a plus tard mis à jour.

On trouve en Allemagne des moraines marginales même en dehors de la ligne B—B indiquée ici comme limite probable de la dernière glaciation. Certains géologues admettent qu'à cette époque les glaces arrivaient en Allemagne plus loin au sud qu'à la limite indiquée sur la carte. Des observations faites dans les Alpes on a tiré la conclusion qu'il y a eu, alternant avec des époque glaciaires, non seulement une, mais deux ou trois époques interglaciaires plus chaudes. On a pensé aussi que certaines de ces formations marginales en Allemagne marqueraient la limite d'une glaciation séparée par des périodes interglaciaires plus chaudes et de la grande glaciation et de celle désignée

ici comme la dernière. On ne peut ici aborder cette question, qui n'intéresse pas directement la Fennoscandia.

On peut affirmer avec certitude qu'aucune des formations marginales qui se trouvent en dedans de la ligne B—B portée sur la carte ne marque la limite d'une nouvelle glaciation précédée d'une époque interglaciaire, mais qu'elles se sont déposées lors d'arrêts temporaires dans le recul des glaces, marqués aussi par de petites oscillations du bord du glacier. On étudiera encore dans le texte de la carte suivante ces formations marginales fennoscandiennes et les lignes de moraines terminales existant en Russie et connexes à ces formations.

Bibliographie:

Hausen, H., Conférence à la Société de Géographie de Finlande. 1910.

Keilhack, K., Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. (Jahrbuch der Kgl. Preuss. Geolog. Landesanstalt 1909).

Milthers, V., Scandinavian Indicator-Boulders in the Quarternary Deposits. (Danmarks geologiske Undersögelse. II Raekke. N:o 23. 1909).

Milthers, V., Preliminary Report on Boulders of Swedish and Baltic Rocks in the Southwest of Norway. (Meddelelser fra Dansk geol. Förening N:o 17. 1911).

Ramsay, Wilhelm, Geologins grunder. Helsingfors, 1909.

Ussing, N. V., Danmarks Geologi. 2. udg. 1909.

$^{11}/_{4}$ 1911.

III. Mouvement des glaces dans la Fennoscandia.

La direction du mouvement des glaces est indiquée non seulement par les blocs de roches-guides dont on vient d'indiquer les déplacements, mais par les stries des roches, les côtés d'amont des roches et les alignements des crêtes de moraine et des oses. La carte qui indique la direction des oses et moraines dans la Fennoscandia donne donc déjà une certaine idée du mouvement des glaces dans ses grands traits. On traitera ici un peu plus en détail de la question de ce mouvement des glaces dans la Fennoscandia et les régions immédiatement voisines à l'est.

Action des glaces sur la roche. On regarde ordinairement comme le trait le plus caractéristique d'une région qui a subi une glaciation la présence des *roches moutonnées* avec leur forme arrondie particulière et leur polissage (fig. 4). Ces deux caractères se marquent surtout sur le *côté d'amont,* tandis que le *côté d'aval* offre des formes plus aiguës. Les rochers de la côte méridionale de Finlande offrent donc du côté de la mer des contours plus inégaux et y sont plus fortement fissurés, tandis que, vus de la côte, ils offrent des formes mollement arrondies. On a comparé ces „roches arrondies" à des dos de moutons; mais les roches de l'archipel, surtout quand elles sont de couleur sombre et peu élevées au-dessus de la mer, éveillent plutôt l'idée de dos de baleines ou d'autres animaux marins gigantesques.

Il faut se garder de donner à ces idées du moutonnement, du côtés d'amont et du côté d'aval un caractère trop schématique. Les grandes roches ne montrent que très rarement, même sur la face d'amont, une surface uniformément arrondie; leur forme est fortement influencée par les fissures qui séparent la roche en une série de compartiments. Chacun de ces compartiments présente une forme arrondie; mais ils sont séparés par des sortes d'échelons en forme de terrasses ou des enfoncements en forme de niches. La forme des niches et leur présence au milieu de parties arrondies de la roche montrent

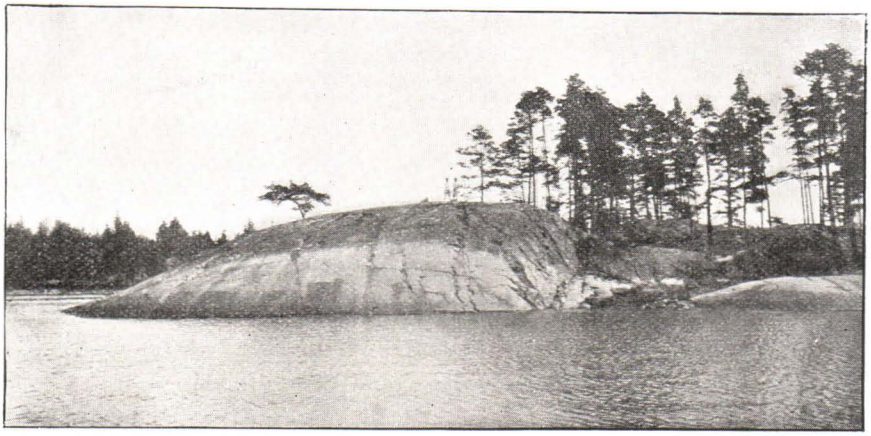


Fig. 4. Roche moutonnée sur le rivage nord du Hamnholmen montrant un côté d'amont bien dessiné vers le nord et un côté d'aval inégal vers le sud. Pojo, gvt de Nyland. Phot. par l'auteur.

souvent d'une façon nette que la glace, après avoir arrondi la roche, en a arraché ou en quelque sorte cueilli des blocs séparés par des fissures. Cet arrachement de blocs de pierre s'est produit aussi, et plus fortement, sur le côté d'aval, où on peut encore trouver quelquefois des morceaux de roches à pans aigus que la glace a détachés, mais laissés dans le voisinage immédiat de la roche originaire. Le travail des glaces a d'une façon générale, comme on le montrera en détail dans le texte de la carte suivante (cf p. 32), subi fortement l'influence des fissures de la roche. De même que des carriers, même en employant toutes les machines à polir du monde, ne pourraient

diminuer que très peu une masse rocheuse par le polissage, tandis que quelques tailleurs de pierre, en s'aidant des fentes de la roche, peuvent l'enlever morceau par morceau et la font rapidement diminuer, de même le travail des glaces a consisté surtout à arracher des blocs de pierre et à les emporter. On trouve assez souvent que les roches moutonnées présentent leur pente la plus raide sur le côté d'amont, ce qui indique la présence en cet endroit d'une ligne de fracture, la partie située au nord s'étant effondrée lors du plissement, ou bien ayant été fortement détruite par suite des fissures dont elle était remplie. Dans quelques cas ce côté d'amont peut être très abrupt. Si le côté d'aval de la roche, comme il arrive parfois, montre aussi une forme arrondie, il peut être difficile, d'après une photographie, de décider où est l'amont et où est l'aval, et des erreurs se sont produites en fait.

Stries. Tandis que le polissage des roches est dû en grande partie aux fines particules de boue morainique, les *stries* ont été imprimées sur les roches par des blocs de pierre d'assez grande dimension pressés et poussés le long de la roche par des mouvements inégaux, souvent par saccades. La largeur et la forme des stries indique quelquefois de quelle manière elles ont pu se former. Parfois elles se composent de marques allongées en files, en forme de croissant, qui sont dues visiblement à ce que des pierres à arêtes vives ont été pressées contre la roche jusqu'à ce qu'un morceau ait cédé; dans d'autres cas la forme indique que la pierre a agi plutôt à la façon d'une lime. La largeur des sillons varie entre un décimètre et un ou deux mm. La profondeur est aussi variable; le plus souvent elle est seulement de quelques mm.

Il est évident que des traces aussi peu profondes sont aisément effacées si le frottement continue, surtout si la direction du mouvement se modifie en même temps. La plupart des stries qu'on observe sur les roches se sont incontestablement formées peu avant la fonte définitive du glacier dans la région en question. A Kyrösjärvi, dans le SW de la Finlande, on peut constater que les stries anciennes d'alignement E—W, marquées à l'époque qui précéda la formation de

l'ose marginale du Hämeenkangas, ont été pour la plupart effacées durant la période suivante, probablement beaucoup plus courte, où se forma cette ose et où les glaces se mouvaient dans une direction N—S, et même en partie NNE—SSW. C'est seulement dans les dépressions et sur la face arrière des roches qu'on trouve encore les stries antérieures (fig. 5).

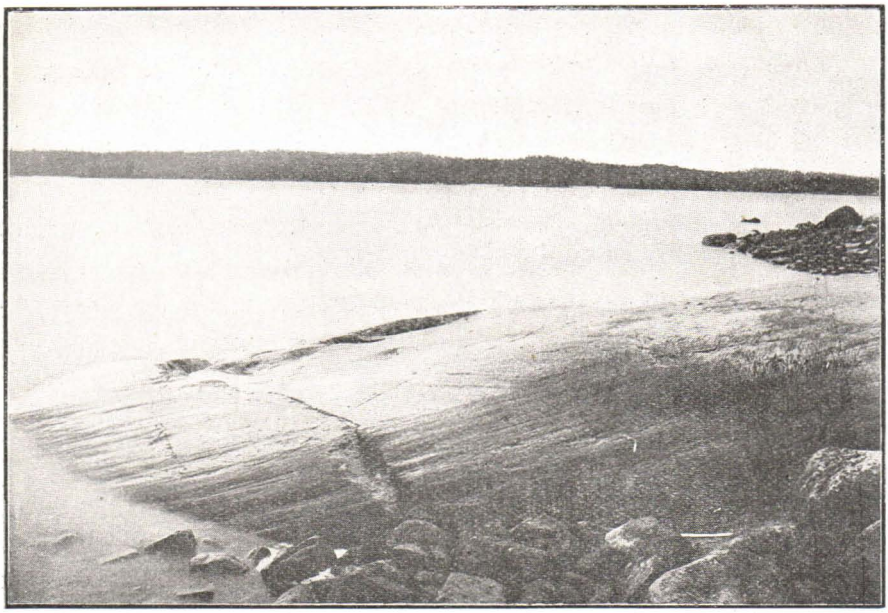


Fig. 5. Ilot du Kyrösjärvi, au N du bourg d'Ikalinen, avec des stries montrant deux alignements: du côté sud (devant de la phot.) anciennes stries à S 38° E; sur la majeure partie de la roche, stries plus récentes à S 12° W, datant de la même époque que le moutonnement de la roche. Phot. par l'auteur.

Ce qui distingue les stries glaciaires produites par le glacier continental des rayures et des empreintes formées parfois à l'époque récente par les chocs de pierres encastrées dans la glace et projetés par les vagues sur la roche, c'est la direction constante des premières sur un affleurement rocheux tout entier, parfois dans toute une contrée. Pour celui qui a un peu d'habitude de ces observations, il n'est pas difficile de distinguer ces formations. Les marques constituées après

l'époque glaciaire se rencontrent souvent à l'état isolé et jouent un rôle insignifiant en comparaison des stries glaciaires proprement dites, dont on a mesuré la direction dans la Fennoscandia en plusieurs milliers d'endroits. C'est surtout d'après ces mesures qu'on a dressé le présent cartogramme.

Directions principales du mouvement des glaces. La ligne de partage des glaces, dont la position est indiquée sur la carte pour la fin de l'époque glaciaire, peut, pendant les périodes antérieures, avoir été située plus à l'est, comme il a été dit plus haut. De cette ligne de partage les glaces descendaient d'une part vers l'Atlantique et la Mer Glaciale, où, en eau profonde, elles étaient disloquées en icebergs qui dérivaient vers des eaux plus chaudes et finissaient par s'y fondre. De l'autre côté les masses du glacier septentrional s'avançaient vers l'Allemagne et la Russie, dans la direction surtout du sud et du sud-est. En Suède ces directions étaient, à peu de chose près, relativement uniformes, tandis qu'en Finlande on constate une foule de déviations de la direction principale.

Dans toute la Suède méridionale et centrale les stries glaciaires présentent une direction N—S prédominante. En Scanie on trouve pourtant aussi un autre système de stries qui indique un déplacement antérieur vers le N W. Ces stries plus anciennes ont visiblement été formées par un glacier qui emplissait le bassin de la Baltique et dont la frange extérieure débordait en quelque sorte de ce bassin vers le N W. On admettait autrefois, conformément à l'opinion de De Geer, que, à l'époque où se forma ce *glacier baltique,* une partie de la Suède méridionale était déjà libre de glaces. On pensait que le bord de *l'inlandsis* était alors à la hauteur du Salpausselkä et des moraines marginales qui s'y rattachent en Suède et en Norvège. Le glacier baltique se serait donc détaché d'un territoire de glaciation assez petit, sous forme d'une langue énorme dont le bord méridional était marqué par les moraines terminales de la côte allemande de la Baltique. On admettait en même temps que les moraines marginales de la Fennoscandia et les crêtes marginales du glacier baltique en Allemagne formaient la limite d'une glaciation particulière. Certaines

particularités de la dispersion des blocs erratiques suédois et norvégiens semblaient apporter une preuve solide à l'appui de cette opinion.

A l'encontre de cette théorie, l'auteur et d'autres spécialistes finlandais ont depuis une vingtaine d'années soutenu que le glacier baltique n'était pas contemporain de la formation des grandes moraines marginales fennoscandiennes, mais que le bord du glacier s'étendait alors d'une façon continue de la pointe de Hangö à la Suède centrale, et que les moraines en question s'étaient formées durant le recul des glaces. Depuis qu'on a réussi à retrouver les prolongements suédois des moraines marginales sous la forme d'une série de champs de sable qui vont jusqu'à la région au N de Bråviken et jusqu'à Södertörn, et depuis que Wilhelm Ramsay, Ussing etc. ont déterminé la limite véritable de la dernière glaciation, et que d'autre part la dispersion des blocs suédois et norvégiens dans le Cattégat a été expliquée d'une façon satisfaisante par une autre hypothèse qu'auparavant, l'opinion professée par les géologues finlandais a été généralement admise. On a déjà indiqué dans le texte des cartes précédentes que les grandes moraines marginales marquent une courte période durant laquelle le bord du glacier restait stationnaire ou oscillait autour d'une certaine position. La continuation la plus probable des crêtes du Salpausselkä semble (v. plus haut le texte de la carte de la Fennoscandia) s'étendre vers la région de la baie de l'Onega.

En avant des lignes du Salpausselkä on trouve aussi çà et là des formations de moraines marginales: en plusieurs endroits de la Suède, où on les a indiquées d'après la dernière carte de Munthe, dans les Provinces Baltiques, où elles ont été observées par H. Hausen, et dans le voisinage de l'Onega, d'après des renseignements fournis par Wilhelm Ramsay. Quant à rattacher les unes aux autres ces formations marginales en avant du Salpausselkä, c'est une question encore trop obscure pour qu'on ait voulu ici émettre aucune hypothèse à ce sujet.

Si les grandes moraines marginales fennoscandiennes ne marquent donc pas la limite d'une glaciation spéciale, elles sont en tout cas assez importantes pour que l'on puisse à bon droit les prendre comme

base d'une démarcation chronologique des formations glaciaires dans la Fennoscandia, ainsi que l'a récemment proposé G. De Geer. Ce dernier désigne les phases qui ont précédé et suivi la formation des moraines marginales sous les noms de phases gothiglaciaire et finiglaciaire. On a employé précédemment la dénomination d'argile glaciaire gothique pour l'argile feuilletée déposée avant la formation du Salpausselkä; mais le terme de finiglaciaire, qui soulève aussi des objections linguistiques, ne semble pas d'un emploi pratique pour la géologie de la Finlande, où les formations glaciaires remontent presque toutes à cette phase, que l'on est en outre obligé de subdiviser encore, de sorte qu'il n'est guère pratique de la désigner comme „phase finale". Il a donc paru préférable de désigner ici ces deux phases sous le nom de phases pré-Salpausselkä et post-Salpausselkä, le Salpausselkä étant en tout cas la partie la plus importante et la plus continue des grandes formations marginales fennoscandiennes, et leur nature de formations de récession ayant été mise en lumière d'abord en Finlande.

En étudiant le mouvement des glaces durant ces diverses périodes, on voit que les stries de la phase pré-Salpausselkä ont, en Finlande aussi, une direction prédominante N—S, qui ne dévie que très peu vers le SE. Au N du Salpausselkä au contraire les directions sont bien plus variables. Dans le SW de la Finlande on trouve, tant dans les stries que dans les oses du début de la phase post-Salpausselkä, une direction NW—SE bien marquée, en partie W—E et même quelquefois, immédiatement au S de Tammerfors, SW—NE (N 45°—50° E). Au contraire les alignements, dans la région du Päijänne, vont du N au S, et, dans le bassin du Saima vont en s'irradiant, ce qui est conforme à l'arc dessiné par le Salpausselkä. Le coude de l'ose marginale à Lahti tient à ce qu'à l'époque de la formation du Salpausselkä deux courants se manifestaient dans la masse des glaces. Un glacier possédant un mouvement W—E venait directement de la Suède, tandis qu'un autre N—S était entretenu par les glaces de l'extrême nord de la Fennoscandia.

Il semble probable que, quand les glaces se retirèrent au N du Salpausselkä, ce coude devint peu à peu encore plus prononcé, puisqu'on trouve même des stries d'orientation N E. Celles-ci ont visiblement été produites par un glacier venant de la Suède. En même temps le glacier venant de la Fennoscandia septentrionale reculait plus rapidement vers le nord. Un peu plus tard ce glacier s'accrut et il recouvrit à nouveau, au N W de Tammerfors, des régions qu'il avait déjà abandonnées. Par dessus les anciennes stries W—E les glaces en creusèrent de nouvelles d'alignement N—S et même en partie NNE—SSW (fig. 5). Les oses, dans cette région, ont aussi une direction N—S formant un angle presque droit avec les anciennes oses (cf la carte de la Fennoscandia). A cette oscillation du glacier correspond, comme on l'a indiqué, l'ose marginale du Hämeenkangas et son prolongement vers le N E qui, comme on l'a montré dans le texte précité, s'étend probablement vers le bord septentrional du Pielisjärvi et de là vers l'intérieur de la Carélie russe.

Dans le centre de la Finlande et le sud du Norrland les glaces ont suivi surtout une direction N W—S E, traversant le Golfe de Bothnie; mais on trouve, des deux côtés de ce golfe jusqu'au S du Kvarken, des stries d'orientation plus rapprochée du N—S, et remontant à des phases où les parties marginales du glacier se détournaient vers le S le long de l'axe longitudinal de ce golfe peu profond.

Immédiatement au N du lac de l'Uleå on observe en Finlande une prédominance des directions W—E. Plus au N dans le gouvernement d'Uleåborg les glaces ont pourtant eu un déplacement N W—S E, à angle presque droit avec le précédent, et visiblement de date plus récente. Il est possible que la puissante ose cartographiée par Berghell à Pudasjärvi et dans les paroisses avoisinantes ait marqué un court stationnement du bord du glacier durant cette période. La direction N—S marque la nouvelle action d'un glacier lapon. Si ce glacier ne s'est pas marqué auparavant, cela peut tenir à ce que, quand l'*inlandsis* avait plus d'étendue, le mouvement du glacier lapon était détourné vers la vallée de la Mer Blanche, formant le „glacier de la Mer Blanche“ dont Wilhelm Ramsay a démontré l'existence.

Sur la presqu'île de Kola existait un glacier qui s'irradiait à partir des hauteurs les plus élevées du milieu de la presqu'île. Ces hauteurs furent du reste quelque temps encore après la disparition de l'*inlandsis* le siège d'un glacier local.

La ligne de partage des glaces dans la Finlande septentrionale avait à la fin de l'époque glaciaire, selon les recherches de Tanner, un parcours sinueux assez curieux. De la ligne de partage en Suède les masses de glace coulaient, comme le montrent les roches-guides et les stries *à contre pente* par dessus la crête des Alpes scandinaves. Comme la condensation de l'humidité atmosphérique sous forme de neige en hiver y a été plus forte que plus près de la côte, il subsista encore longtemps, le long de la ligne de partage, une étroite bande de glaces formant comme un dernier reste d'érosion de la grande chaîne glaciaire.

Tandis que le bord du glacier, dans les parties orientales de la Fennoscandia, avait en général un parcours assez droit, sauf à certaines phases où il formait d'assez grandes convexités, il fut influencé en Norvège par les profondes gorges des fjords, où s'allongeaient des langues de glace après que la contrée environnante avait déjà été abandonnée par les glaces. Les directions des stries offrent donc bien plus de variations que dans les autres parties de la Fennoscandia.

Lacs et fleuves barrés par les glaces. La position de la ligne de partages des glaces à l'est de la ligne de partage des eaux a fait que le dernier reste du glacier continental a subsisté sous forme d'une bande étroite. Une conséquence de ce fait fut la formation, dans les parties les plus élevées des vallées fluviales suédoises, de lacs barrés par les glaces, et dont les dimensions doivent parfois avoir été considérables. Leur extension se manifeste encore par des terrasses lacustres bien marquées, et situées beaucoup au-dessus du niveau des lacs et cours d'eau actuels. Le plus grand de ces lacs était celui qui, peu avant qu'ils se vidassent, réunissait les „lacs glaciaires du Jämtland central“ en Suède. Les lacs glaciaires du Kilpisjärvi et du Porojärvi dans la Laponie finlandaise d'Enontekiö étaient les points extrêmes de cette série vers le nord. Quand la barrière de glaces eut

diminué assez pour que l'eau des lacs pût s'écouler par dessus vers SE, les lacs se vidèrent, sans doute avec une rapidité catastrophique, car la glace doit avoir été rapidement sciée par l'eau des fleuves.

Le lac Peipus dans les Provinces Baltiques a été aussi, d'après H. Hausen, un lac barré par les glaces, et se déversait par l'ouest dans la baie de Riga. La partie méridionale de cette baie a aussi formé un bassin fermé par les glaces. Il en est de même de l'entourage de la dépression du Väner et d'autres vallées se déversant vers le N dans la Suède centrale.

La partie méridionale de la Baltique semble, à une époque où l'Öresund n'existait pas encore, avoir été barrée au nord par les glaces, et s'être déversée alors par des fleuves qui creusèrent les premiers sillons dans l'Öresund et les Belts.

Les grands fleuves de l'Allemagne septentrionale furent aussi barrés par les glaces à l'époque de l'extension maxima du glacier continental, et furent contraints de couler vers l'ouest le long du bord du glacier. La Dvina en Russie a été aussi barrée par les glaces et a eu un émissaire antérieur vers le NE par la Pinega et en travers de la presqu'île de Kanine.

Dans tous ces lacs et fleuves barrés par les glaces, les fleuves d'eau de fonte déposèrent de grandes quantités de sable glaciaire. On en rencontre surtout sur de grandes étendues dans la Suède centrale et méridionale.

Bibliographie:

De Geer, Gerard, Om den skandinaviska landisens andra utbredning. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 7. 1884.)

Gavelin, Axel, och **Högbom, A. G.,** Norra Sveriges issjöar. (Sveriges Geol. Und. Ser. Ca. N:o 7. 1910.)

Holmström, L., Öfversikt af den glaciala afslipningen i Sydskandinavien. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 26. 1904.)

Holst, N. O., Har det funnits mera än en istid i Sverige? (Sveriges Geol. Und. Ser. C. N:o 151. 1895.)

Kjerulf, Th., Udsigt over det sydlige Norges geologi. 1879.

Tanner, V., Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland. (Fennia 25, 3. 1907.)

11/4 1911.

IV. Lignes de fracture; leur importance dans la géomorphologie de la Fennoscandia.

La Fennoscandia offre dans sa géomorphologie des traits très particuliers. L'égalité de la surface dans de grandes parties de ce territoire, à prendre les choses en grand, contraste d'une façon frappante avec la succession constante de petites inégalités. Trois groupes de phénomènes s'y présentent sous leur forme la plus caractéristique: dans la Suède centrale et la Finlande méridionale, le „pays des mille lacs", l'extraordinaire richesse en lacs, l'archipel côtier, caractéristique de la partie centrale de la Baltique, et enfin les fjords de la côte norvégienne. Ces traits géomorphologiques ne se retrouvent que dans le Canada et dans d'autres pays constituées par des roches cristallines et qui ont été couverts de glaces. Mais la Fennoscandia, à raison de sa superficie moindre, offre en quelque sorte des matériaux d'étude plus concentrés, et a été étudiée d'une manière assez exacte. Cependant on n'est arrivé que récemment à professer, relativement aux causes de ces formes de terrain, les idées qui seront exposées ci-dessous, et celles-ci n'ont pas encore pu être soumises à une discussion assez prolongée pour qu'on puisse les regarder comme géneralement admises. Tout le présent chapitre doit donc être mis au compte de l'auteur.

Si le terrain, considéré en grand, est *uni* à la surface, cela ne tient nullement, comme on l'admet quelquefois, à ce qu'il serait resté

continent depuis l'âge silurien, et exposé par suite à la dénudation; il a été plus tard encore submergé plusieurs fois par les mers anciennes. Durant les périodes cambrienne et silurienne la plus grande partie du pays a été vraisemblablement couverte quelque temps par l'eau. La mer dévonienne s'est avancée au moins sur de grandes parties de la Fennoscandia méridionale et centrale. Durant les périodes triasique, jurassique et crétacée il s'est formé dans la Suède méridionale et la Norvège septentrionale des dépôts qui depuis ont en grande partie disparu. Mais dans les intervalles entre la formation de ces dépôts le terrain en question a été longtemps une terre ferme, et la désagrégation subaérienne ainsi que l'érosion par les eaux courantes ont peu à peu égalisé toutes les parties supérieures. Les chaînes de montagnes formées après la période silurienne dans le NW de la Fennoscandia furent elles aussi rasées par l'érosion, et la chaîne des Alpes scandinaves est limitée elle aussi à son sommet, sur une grande étendue, par une surface relativement unie, une vieille plaine. La chaîne de montagnes actuelle de Scandinavie n'est pas un reste de la chaîne postsilurienne que l'érosion n'aurait pas eu le temps d'enlever; elle est née de soulèvements répétés de l'écorce à une époque relativement tardive. Comme les sédiments jurassiques de la Norvège septentrionale et les dépôts mésozoïques de la Suède méridionale sont encastrés dans la surface unie, dans des fosses d'effondrement limitées par des failles, l'aplanissement doit s'être en partie produit après la formation de ces dépôts, donc vers la fin de l'ère mésozoïque ou au commencement de l'ère tertiaire. Dans le sud de la Fennoscandia, au contraire, la plaine s'est constituée en grande partie dès avant la période jotnienne.

Durant l'ère tertiaire, de forts mouvements de l'écorce se reproduisirent dans ce territoire. Alors les parties occidentales de la Scandinavie s'élevèrent de sorte que le pays prit, en gros, une pente inclinée vers le SE. C'est alors aussi que se formèrent, comme on cherchera à le montrer ci-dessous, la Baltique et ses golfes, et d'une façon générale les grands traits du relief actuel. L'érosion subaérienne et les eaux courantes attaquèrent de nouveau la surface,

la pente étant devenue plus forte. Les dépôts meubles furent balayés tant dans les régions plus élevées que le long des cours des fleuves, et le modelé des vallées reprit avec une force nouvelle.

Mais la surface de ce terrain fut soumise à des actions bien plus puissantes pendant *l'époque glaciaire.* Les puissantes masses glaciaires passèrent lentement sur le continent, entraînant à la partie inférieure des blocs encastrés dans la glace, et balayant sur une grande étendue les terrains meubles (cf le texte des cartes précédentes). C'est pourquoi la Fennoscandia offre maintenant en général le caractère d'une masse rocheuse couverte seulement par une mince couche de dépôts quaternaires. C'est donc ici mieux qu'ailleurs qu'on doit pouvoir étudier les traits de la roche primitive proprement dite. Or, si on examine des cartes hypsométriques exactes des régions où la configuration superficielle apparaît le plus nettement, on voit partout un trait caractéristique de la Fennoscandia: c'est la présence de *vallées en ligne droite* et de *fosses* dans la roche, et celle *d'escarpements* qui séparent des régions d'altitude différente. Les fosses apparaissent avec une netteté particulière sur le fond de plusieurs lacs, p. ex. le Päijänne en Finlande (cf le texte de la carte bathymétrique). On retrouve les mêmes traits rectilignes dans des séries de lacs étroits avec des rives rocheuses à pic, qui sont communs dans la Finlande centrale comme en Suède et en Norvège. Tels sont le Helvetinjärvi à Ruovesi et le Kovero à Virrat en Finlande, dont le second, pour une largeur de cent mètres, mesure à un endroit 38 m de profondeur, les lacs de Fryken et de Rottnen dans le Värmland, le Stora Le et le Lelången en Dalécarlie, et, en Norvège, le Gjende et le Raudalsvand, bailliage de Kristian, et le Tinnsjö dans le bailliage de Buskerud. D'autres vallées rectilignes sont en majeure partie remplies de dépôts quaternaires et apparaissent alors sur les cartes géologiques comme des raies d'argile, de sable ou de moraine où on ne trouve pas de roches. Enfin certains fjords, p. ex. le Sörfjord en Norvège, présentent aussi le caractère de fosses rocheuses étroites.

Au-dessus des fosses les plus profondes on trouve parfois aussi, p. ex. sur le Päijänne, des escarpements qui peuvent atteindre une

hauteur de cent mètres. En d'autres endroits ces escarpements sont indépendants des fosses. Dans la Suède centrale en particulier ces escarpements sont souvent bien dessinés. Ils y forment en plusieurs endroits la limite entre les territoires siluriens et les régions de roches primitives, et ce fait, ainsi que la présence de brèches de friction, de cannelures etc., à la surface des escarpements, montrent qu'ils sont dûs à des *effondrements* ou affaissements abrupts de l'écorce. Aux lignes principales d'effondrement s'en rattachent d'autres que l'on doit aussi regarder avec certitude comme des lignes de fracture. On y trouve en effet aussi, en les regardant attentivement, de fines *stries* dues à la friction des masses rocheuses les unes contre les autres, des *brèches de friction* formées par les pierres broyées dans les mouvements de l'écorce etc. Une autre preuve des dislocations est fournie par le fait que souvent les parties de roches de composition différente ne se correspondent pas des deux côtés des failles. Dans les roches nues de l'archipel on peut constater que les cassures de dislocation sont très nombreuses, assez souvent à quelques dizaines de mètres seulement de distance. Chaque zone de dislocation montre souvent une foule de cassures différentes. Il est probable que l'effondrement à chaque cassure n'a pas été très grand, bien que leur somme puisse devenir assez considérable. Dans quelques effondrements en Suède on a constaté un saut d'une centaine de mètres. Dans quelques cas les directions des stries de friction indiquent que les déplacements se sont produits non seulement dans le sens vertical, mais encore suivant une pente douce.

Comme tous ces traits rectilignes de la configuration superficielle de la Fennoscandia sont d'origine semblable, et que leur caractère d'anciennes lignes de fracture ou de *lignes sismiques* ne semble pas douteux, on a fait ici un essai de réunir sur une carte tous ces traits. Il n'y a pourtant qu'un petit nombre des lignes tracées sur la carte qui aient été étudiées en détail par des savants. En Suède ce sont surtout Gerard et Sten De Geer, Gunnar Andersson, Larsson, Svedmark, Högbom et Törnebohm qui ont prêté attention à ces lignes; les fractures norvégiennes (en majorité cependant des failles plus an-

ciennes dont beaucoup ne se marquent plus dans la topographie) ont été étudiées par Brögger. La plupart des lignes tracées sur la carte ont pourtant été marquées par l'auteur en se servant de cartes hypsométriques, parfois aussi d'autres cartes où les traits topographiques sont moins nets.

Il faut faire remarquer spécialement qu'on n'a marqué sur la carte que les failles qui se trahissent dans le relief actuel des roches, mais non pas les dislocations antérieures qui n'ont plus d'importance géomorphologique. C'est pourquoi un certain nombre des dislocations qui en Scanie entourent les affleurements de roches plus récentes, sédimentaires, n'ont pas été marquées ici.

Les vallées rectilignes et les escarpements sont particulièrement bien marqués dans les parties centrale et méridionale de la Suède, qui ont été cartographiées exactement. Ils y sont si extraordinairement nets et si nombreux qu'on ne peut douter qu'il ne doive y en avoir beaucoup dans le reste de la Fennoscandia. Même si l'avenir montre qu'une partie des lignes plus hypothétiques de fracture marquées par l'auteur ne sont pas exactes, l'image d'ensemble ne sera probablement pas modifiée essentiellement.

Dans les régions les plus élevées le phénomène se marque moins bien, parce que l'érosion fluviale y a aussi tracé des fosses profondes que l'on peut confondre avec celles qui sont nées le long des lignes sismiques. Mais il semble pourtant évident que la direction des fleuves, surtout quand ils sont rectilignes, a souvent *suivi* les lignes de fracture, que celles-ci, en d'autres termes, ont *„prédéterminé“* le cours des fleuves. C'est ainsi qu'il semble probable que le fleuve de Ragunda dans le Norrland méridional, dont la pente uniforme indique d'après Högbom que la rigole où il a coulé s'est formée par l'érosion fluviale à l'époque préglaciaire, s'est en grande partie rattaché à diverses lignes de fracture indiquées sur la présente carte. Plusieurs d'entre elles se prolongent par des lacs étroits remplissant des fosses de même alignement qu'une section du cours du fleuve. De même l'Ivalojoki, dans la Laponie d'Inari, coule le long d'une fosse de ce genre, prolongée par la baie de Nangunvuono dans le lac d'Inari,

baie profonde et semblable à un fjord. Le Lemmenjoki coule aussi dans une semblable vallée rocheuse droite, prolongée dans les contours littoraux de la partie N W du lac d'Inari. Plusieurs des fleuves de Norvège ont aussi été visiblement prédéterminés par les lignes de fracture. Dans les cas précités le lit fluvial doit être d'âge préglaciaire. Dans la Suède centrale on trouve dans la région du Mälar une foule de vallées étroites d'alignement N—S, que Gunnar Andersson regarde aussi comme des vallées fluviales formées de si bonne heure que certaines dislocations se sont produites *après* la formation du lit fluvial. Si cette interprétation est exacte, le cours rectiligne de ces vallées et leur rattachement à des lignes certaines de fracture indiquerait en tout cas qu'elles se sont dessinées le long de ces lignes.

L'érosion fluviale a aussi creusé, souvent indépendamment des lignes de fracture, les profondes gorges fluviales des régions montagneuses, tant en Scandinavie qu'à Umptek et Luijaur-Urt sur la presqu'île de Kola où, d'après Wilhelm Ramsay, elles sont si nettes et sûrement antérieures à la dernière glaciation. Les gorges en forme de V créées par les fleuves ont été ensuite élargies par les glaces et ont alors pris la forme caractéristique en U qu'elles montrent maintenant.

Cependant, dans les régions plus basses de la Fennoscandia, la rareté des traits qui puissent être regardées avec certitude comme d'anciens lits de fleuve est un fait particulièrement frappant. La plupart des vallées qu'on y trouve semblent au contraire se rattacher incontestablement aux lignes de fracture.

Il semble probable, comme on l'a dit plus haut, que ces lignes sismiques sont en grande partie d'âge relativement récent. Durant la période miocène s'ouvrit une époque de forts mouvements de l'écorce dans l'Europe septentrionale, et il est vraisemblable qu'une grande partie des failles se sont formées ou rouvertes alors. Pourtant certains faits indiquent que les failles sont en parties antérieures, certaines même d'âge cambrien. On trouve en effet certaines cassures en connexion indiscutable avec les cassures remplies de grès cambrien dans l'archipel côtier finlandais.

La raison principale pour laquelle ces zones de dislocation ont été mises à nu si nettement semble être l'action des glaces. Si on étudie en particulier les roches nues dans la région de l'archipel, on voit que leur configuration superficielle est étroitement liée à la présence des fissures. Quand celles-ci sont très serrées, les glaces ont pu arracher la roche bloc par bloc (figg. 6 et 7), et on y trouve

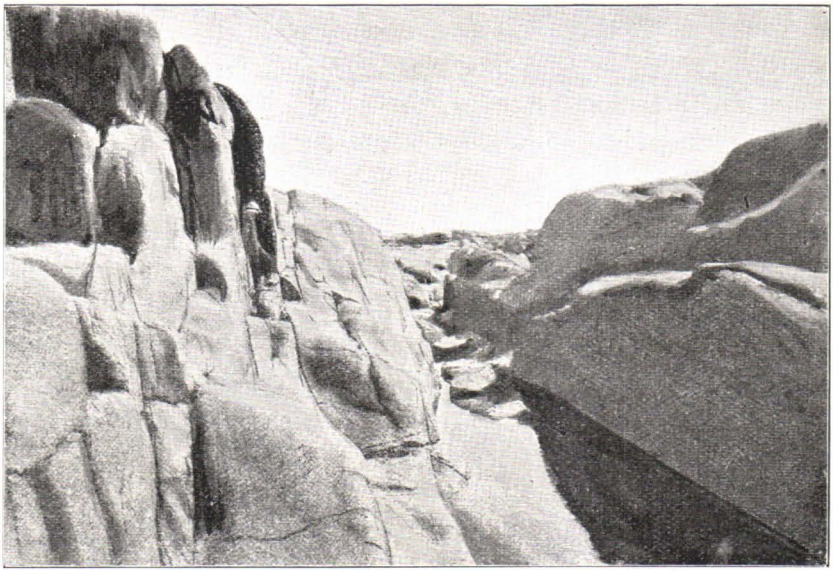


Fig. 6. Baie étroite et profonde du côté est de Segelskär, à l'est de Hangö en Finlande.

par suite des vallées bien marquées, les masses rocheuses nues constituant des hauteurs. En attaquant la roche, les glaces ont profité de leur fissuration, comme le fait le carrier, et l'usure directe a été insignifiante en comparaison de ce travail d'arrachement. Les glaces, dans cette région, n'ont pas agi par „exaration", mais plutôt par „détraction". En particulier les fosses profondes dans les grands lacs, dont il a été question plus haut, ne peuvent avoir été produites par l'action fluviale, car le sol, dans leur prolongement, se relève rapidement. Elles n'offrent pas la pente unie d'un lit fluvial, mais un *sur-*

creusement caractéristique en quelques endroits, dont l'explication la plus simple consiste à le rapporter à l'action des glaces.

D'après la conception ici exposée, l'abondance des lacs dans la Finlande et la Suède centrale s'expliquent simplement par le fait que, dans les dislocations, certains compartiments se sont effondrés et qu'il s'est formé une foule de fissures allant en tous sens, après quoi les

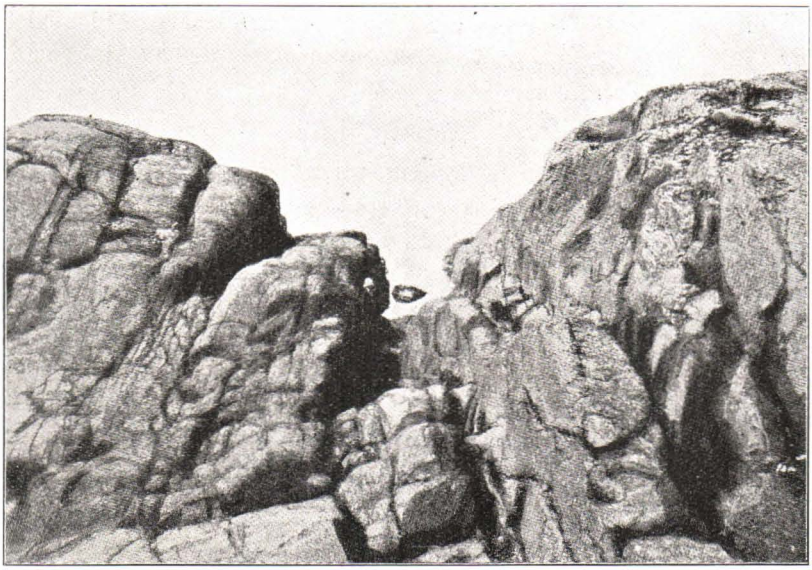


Fig. 7. Roches fortement fissurées dans le prolongement de la baie de Segelskär représentée fig. 6.

parties fissurées ont été nettoyées par les glaces, tandis que les parties restées plus intactes se conservaient mieux. C'est de la même façon que s'explique la formation de l'archipel côtier, qui n'est autre chose qu'un paysage de lacs plongé au-dessous du niveau de la mer. Les régions à archipel les plus typiques et les territoires les plus riches en lacs se trouvent par suite dans une même zone qui s'étend sur la Finlande méridionale et la Suède centrale. Mais l'origine des fjords trouve aussi de cette manière son explication la plus simple. Lors du soulèvement des masses rocheuses de la Scandinavie et de l'affaissement

des parties continentales maintenant recouvertes par les eaux de l'Atlantique nord, il se produisit naturellement le long des grandes lignes de fracture une foule de cassures soit parallèles, soit transversales, et dans ces endroits les glaces purent aisément opérer leur travail de „détraction". Certains des fjords larges doivent être considérés comme des „fosses", c'est à dire des effondrements ou bien comme des compartiments qui, dans le soulèvement des roches environnantes, conservèrent leur position primitive. Que, dans certains cas, la mer et, dans une assez large mesure, les fleuves préglaciaires ou interglaciaires aient contribué à ce résultat, c'est vraisemblable; mais, étant donné la faible longueur de ces fleuves, il ne faut pas exagérer le résultat possible de leur travail d'érosion. D'une façon générale, le relief de la Fennoscandia doit avoir eu deux causes principales: les *dislocations* de l'époque tertiaire ou d'âge antérieur, qui ont amené la formation de *fractures* nombreuses dans les roches, et la *détraction* à l'époque glaciaire.

On a admis aussi que certaines inégalités de la roche ancienne seraient dues à l'enlèvement par les glaces de gravier de désagrégation remplissant les fosses lors de leur formation. Mais on n'a pas trouvé de preuves directes à l'appui de cette opinion dans les parties méridionale et centrale de la Fennoscandia, où la plupart des roches ont été laissées intactes par la désagrégation jusqu'à leur surface. En Laponie on trouve au contraire en certains endroits, comme dans le sud d'Inari, des roches qui ont subi une désagrégation jusqu'à une profondeur assez grande.

Comme l'a d'abord montré G. De Geer, il y a dans la Suède centrale une connexion remarquable entre les régions dépourvues de lacs et l'extension des dépôts cambro-siluriens. Les premières se rencontrent surtout dans le voisinage immédiat des territoires cambro-siluriens, ou bien dans des endroits où on a des raisons de croire qu'il y avait des dépôts cambro-siluriens peu avant l'époque glaciaire. Il semble donc que ces dépôts aient d'une manière quelconque protégé leur soubassement contre l'érosion glaciaire et fluviale.

Un trait tout à fait singulier de la configuration superficielle en

Norvège est la *plaine côtière* (strandfladen), surface unie située à peu près au niveau de la mer actuelle, quelquefois à quelques dizaines de mètres au-dessus, et qui s'étend vers l'intérieur sur une largeur d'une dizaine à une vingtaine de km, dans un cas même, d'après Vogt, jusqu'à 45 km. De cette surface pointent assez souvent des roches isolées assez élevées, qui parfois occupent le milieu d'îles coupées par la plaine côtière. Dans quelques cas ce niveau se prolonge aussi un peu vers l'intérieur des fjords. Les géologues norvégiens admettent généralement que cette plaine a été formée exclusivement par l'action des vagues sur le continent. Mais il semble peu vraisembable qu'une surface de ce genre ait pu être ainsi sculptée sur une pareille largeur, et parfois jusqu'à une profondeur de 400 m, dans une côte formée des roches les plus dures. En outre de grandes parties de ce niveau sont dans une situation abritée, à l'intérieur de fjords ou de détroits peu larges, où l'action du ressac n'a pu se faire sentir notablement. Il semble donc plus probable à l'auteur que cette plaine côtière a été déterminée, au moins en grande partie, par des dislocations, et qu'elle est limitée en beaucoup d'endroits par des failles. Ceci n'exclut naturellement pas la possibilité que le ressac, et durant l'époque glaciaire, la gelée sur les surfaces balayées par les vagues aient contribué aussi à aplanir ce niveau ou à l'élargir en quelques endroits. De cette manière ont pu se former en particulier des terrasses dans des parties de la roche ancienne qui se dressaient à la manière de butoirs. Mais, si la formation de la plaine côtière était due seulement à l'abrasion marine, elle aurait exigé un si long espace de temps que la désagrégation aurait dû en même temps faire disparaître les pentes rocheuses qui surplombent: or celles-ci offrent, en beaucoup d'endroits de la côte norvégienne, le même caractère topographique que les escarpements produits par les dislocations de l'écorce dans les autres parties de la Fennoscandia.

Le géologue norvégien Kjerulf, un des premiers qui aient appelé l'attention sur les lignes de fracture, les comparaît à des *runes* taillées dans la roche. Mais sa conception de leur formation et de leur extension différait un peu de celle exposée ici.

Si on étudie la carte des lignes de fracture, on trouve, malgré les variétés de direction, certaines régularités assez frappantes. C'est ainsi que, dans le SW de la Suède, la direction N—S ou NNE est prédominante. La seconde est particulièrement bien marquée dans le Vetter, dont la cuvette est limitée par des escarpements de dislocation courant dans cette direction, hauts d'env. 100 m, qui se poursuivent vers le SW jusqu'au Halland et en Scanie. Dans le Blekinge et le Småland occidental on retrouve une direction prédominante N—S; mais dans la partie septentrionale du Småland et en Ostrogothie la direction est surtout NW—SE. A Slätbaken et Bråviken on constate un brusque changement; c'est là que commencent les lignes de fracture très nettes d'alignement E—W qui se rencontrent dans le SW de la Suède centrale et qui limitent souvent d'un côté un affleurement silurien effondré. Entre ces dislocations principales on en trouve aussi d'autres de directions NE—SW, parfois aussi N—S. Ces dernières se remarquent surtout dans la contrée au NE de Stockholm à l'extrême sud du Golfe de Bothnie, et se retrouvent aussi à Åland. Dans l'archipel de Stockholm on observe des directions variées, une entre autres qui court parallèlement à la côte vers le NE; ces directions sont alignées vers la Finlande. On y trouve souvent aussi des lignes *courbes* qui sont en relation indiscutable avec les failles rectilignes. La schistosité très marquée des roches de cette région a visiblement fait que les fractures, dans certains cas, se sont courbées conformément à cette structure.

Les lignes les mieux marquées, dans le SW de la Finlande, vont soit vers le NE, soit dans la direction WNW. L'une des plus nettes est celle qui, de la baie de Pikkala, s'étend par Tuusula jusque vers Mäntsälä. Une autre ligne WNW bien marquée va de Nummela par Pusula vers Somero. Dans la Finlande centrale on trouve un chaos de lignes entrecroisées, dont beaucoup sont d'alignement NW—SE. Comme on le voit en étudiant la carte du Plateau lacustre de l'Atlas, certaines parties du Saima se distinguent par des séries de baies, de détroits ou de lacs étroits, nombreux et de directions entrecroisées. Ces parties de la carte rappellent l'aspect d'une plaque fendillée faite

d'une matière cassante. C'est le cas surtout de l'extrême sud du Saima et de la région au N E de l'Enonvesi. Sur la côte septentrionale du Ladoga et dans la région entre ce lac et la baie de Viborg on retrouve des lignes plus E—W, en partie N E, qui se prolongent le long de la côte septentrionale du Golfe de Finlande. Au S de cette côte on voit dans les contours de Hogland, et aussi dans certains traits de la configuration du fond marin, des lignes N—S ou N W qu'on observe aussi sur l'isthme carélien, sur les rives du Ladoga et sur l'Onega. Il semble donc que la côte septentrionale du Golfe de Finlande doive être regardée comme la continuation d'une des lignes E—W de la Suède centrale, de même que l'archipel d'Åbo est le prolongement direct de l'archipel suédois et que les régions de Finlande et de Suède les plus riches en lacs se correspondent. La formation du Golfe de Finlande, du Ladoga, de l'Onega, du Mälar, du Vetter et du Väner semble se rattacher à la formation de lignes sismiques et d'effondrements dans une même zone. Cette idée avait été exprimée il y a déjà 80 ans, comme une possibilité contrebalancée pourtant par des doutes sérieux, par le grand géologue L. v. Buch, qui faisait remarquer que la région qui entoure le Golfe de Finlande est au point de vue géologique „une des parties les plus importantes et les plus instructives de l'écorce terrestre". Il semble probable que ces effondrements, de même que le Golfe de Bothnie et la Baltique proprement dite, dont les côtes méridionales coupent brusquement des dépôts crétacés, se sont formés à une époque géologique relativement récente, plus exactement pendant et après la période miocène. Le plus simple est sans doute d'admettre que ces inégalités, de même que le Skagerrack et le Cattégat, la Mer Blanche et la pente vers l'Atlantique, se sont formées durant une même période de dislocations, au cours de laquelle se constituèrent aussi pour la grande partie les lignes de fracture.

La pente raide, le *Glint*, qui, en Esthonie, s'allonge parallèlement à la côte, souvent à faible distance de celle-ci, ne doit pas être regardée comme un escarpement de dislocation au sens ordinaire; mais elle ne doit pas non plus avoir été sculptée uniquement par l'abrasion marine. Comme le terrain au N du Glint est un compartiment

effondré, il est probable qu'il doit y avoir à la limite méridionale des lignes de rupture, bien qu'elles soient peu marquées. La mer doit, depuis l'époque où elle commençait à inonder cette région, avoir abrasé dans une certaine mesure la côte méridionale constituée par des roches friables. Mais il est probable qu'ici aussi la détraction par les glaces a joué un grand rôle, et peut-être le rôle principal. Le glacier continental a dû pouvoir briser assez facilement les roches friables et fissurées qui recouvraient l'argile cambrienne, tandis que celle-ci, à cause de sa surface glissante et unie, ne donnait pas beaucoup de prise aux glaces et protégeait par suite dans une certaine mesure les couches sous-jacentes.

En Norvège les directions des lignes de fracture s'entrecroisent; mais près des côtes on en trouve pourtant qui courent parallèlement ou presque perpendiculairement à la côte. C'est ainsi que dans le SW de la Norvège les directions N—S et à peu près E—W sont aussi communes.

La fosse profonde qui s'étend en avant de la côte méridionale de Norvège, la *Fosse norvégienne,* dont Nansen rapporte l'origine à d'anciennes vallées fluviales, semble aussi pouvoir s'expliquer de la façon la plus simple par l'action des dislocations tertiaires.

En avant de la côte de l'Atlantique nord, et parallèlement à celle-ci se dresse le *Storegg,* à partir duquel le fond marin s'enfonce assez vite. Peut-être est on ici aussi en présence d'une série de lignes de fracture parallèles. Il n'y a pourtant pas ici d'escarpement du même genre que sur la côte actuelle; la pente, bien que très sensible, est beaucoup plus faible. Dans la Norvège centrale la direction WSW—ENE est très marquée, et un peu plus au N il y a des lignes à peu près parallèles à la chaîne de montagnes, ou qui la coupent sous un angle très faible. Dans les parties septentrionales de la Suède les directions NW—SE semblent être prédominantes; mais cela tient peut-être à ce qu'elles ont pu être plus aisément dégagées par les glaces. Une ligne particulièrement bien marquée est celle de direction N—S qui passe tout contre Sundsvall, séparant Alnö du continent; il en est de même d'une ligne ENE dans le Kvarken. Dans l'extrême

nord de la Scandinavie on trouve une direction N E très nette dans la région du lac d'Inari, elle aussi parallèle au mouvement des glaces; mais plus au nord on rencontre également des lignes de fracture E—W, parallèles au fjord de Varanger et à la côte septentrionale de Kola, et aussi des lignes N—S perpendiculaires aux premières.

Un fait digne de remarque est la différence de formes du terrain entre les parties méridionales et l'extrême nord de la Norvège. Les côtes, dans le sud, ont un parcours assez uni, tandis qu'au nord elles montrent une foule de petites dentelures qui leur donnent sur la carte un aspect déchiqueté. Cela tient peut-être en partie aux différences de nature dans les roches anciennes qui, dans le Finnmark, se composent de grès, schistes etc. friables et scissiles. Peut-être des causes météorologiques ont-elles contribué au résultat. [1]) Au S du fjord de Varanger, où commence la roche primitive, on retrouve des fjords plus rectilignes, comme le Langfjord, la baie du Patsjoki et le Jarfjord.

Si les lignes regardées ici comme lignes de fracture sont dues aux influences tectoniques et sont en grande partie de formation assez récente, il semble probable que les phénomènes sismiques, même durant la phase postglaciaire, ont pu subir l'influence de ces lignes. Pourtant on n'a pu prouver de connexion certaine qu'en deux endroits. C'est ainsi que le Vetter, qui s'étend dans une fosse d'effondrement préglaciaire, est maintenant encore une région fortement sismique, où se produisent de temps à autre des espèces de tremblements lacustres localisés, accompagnés de bruits assez forts. Dans la fosse profonde qui se marque dans le Skagerrack en avant de la côte S E de Norvège, les mouvements sismiques semblent atteindre parfois, p. ex. lors du grand tremblement de terre du 23 octobre 1904, une plus grande force qu'ailleurs. D'autre part la région qui entoure le fond du Golfe

[1]) L'hypothèse la plus simple serait d'admettre, comme on l'a fait assez généralement, que les contrées qui présentent ce modelé plus accidenté n'ont pas été couvertes par les glaces durant la dernière glaciation. Mais cette hypothèse semble être en désaccord avec les résultats obtenus plus tard par Tanner. La question doit être regardée comme pendante.

de Bothnie est une des contrées de la Fennoscandia qui sont le plus souvent exposées aux tremblements de terre.

En comparaison des bouleversements de l'époque préglaciaire qui ont donné naissance aux lignes de fracture dont il a été traité ici, les mouvements sismiques actuels sont insignifiants par leur force et leur extension. On n'a pas jusqu'ici trouvé de preuve certaine qu'il se soit produit de fractures dans les roches anciennes de la Fennoscandia depuis l'époque glaciaire. Plusieurs phénomènes expliqués de cette façon sont, comme on l'a montré ensuite, d'âge préglaciaire. Il est possible que, dans l'avenir, des recherches exactes montrent de petites dislocations, qui pourtant seraient sûrement insignifiantes en comparasion de celles d'âge préglaciaire. La Fennoscandia peut, au point de vue sismique, être comptée au nombre des régions calmes de l'écorce terrestre.

Bibliographie:

Andersson, Gunnar, Om Mälaretrakternas geografi. (Ymer 1903.)

Brögger, W. C., Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. (Nyt Magazin for Naturvidenskab. 28 Bd. 1883.)

Brögger, W. C., Über die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords. (Nyt Magazin etc. 30 Bd. 1886.)

Buch, L. v., Über Granit und Gneuss, vorzüglich in Hinsicht der äusseren Form, mit welcher diese Gebirgsarten auf der Erdoberfläche erscheinen. (K. Akad. d. Wissenschaften. Berlin 1884.)

De Geer, Gerard, Über die Beziehungen unserer Seenplateaus zu den einstmaligen Abrasionsflächen. (Förh. vid Nord. Naturf.- o. Läkaremötet i Helsingfors. 1902.)

De Geer, Gerard, Om det Europeiska Nordhafvet samt omgifvande kust- och fjordbildningar. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 32. 1910.)

De Geer, Sten, Landforms in the Surrounding of the Great Swedish Lakes. (Sveriges Geol. Und. Ser. Ba. n:o 7. 1910.)

Hausen, H., Orografiska studier på Åland. (Fennia 28, 4. 1910.)

Kjerulf, Th., Udsigt over det sydlige Norges geologi. 1882.

Lapparent, A. de, Leçons de géographie physique. 1898.

Larsson, A., Topografiska studier i Stockholmstrakten. (Ymer 1906.)

Ramsay, Wilhelm, Geologins grunder. Helsingfors 1909.

Reusch, H., Strandfladen, et nyt træk i Norges geografi. (Norges Geol. Und. N:o 14. 1893.)

Reusch, H., Nogle bidrag til forstaaelsen af, hvorledes Norges dale og fjelde er blefne til. (Norges Geol. Und. N:o 32. 1901.)

Sederholm, J. J., Jordbäfningar och vulkaner. Helsingfors 1909.

Sederholm, J. J., Sur la géomorphologie de la Finlande. (Compte rendu des travaux du IX Congrès intern. de géographie, Genève 1908, et Fennia 28, 1. 1910.)

Törnebohm, A. E., Grunddragen af Sveriges geologi. 4 uppl. 1909.

$^{6}/_{4}$ 1911.

V. Extension de la mer vers la fin de l'époque glaciaire.

Comme on a déjà eu plusieurs fois l'occasion de le dire, il y a beaucoup de circonstances qui portent à croire que la mer a autrefois couvert de grandes parties de la Fennoscandia, et qu'elle avait en particulier à la fin de l'époque glaciaire une bien plus grande extension que maintenant. Mais, bien qu'on s'en soit rendu compte depuis longtemps, on n'avait pas d'idée exacte des limites de cette transgression marine avant que G. De Geer eût commencé ses travaux qui ouvrirent de nouvelles voies aux recherches. Il partit de l'idée que, puisque les marques de l'action marine sont en beaucoup d'endroits si nettes, on doit pouvoir aussi, dans des circonstances favorables, déterminer exactement jusqu'à quelle hauteur s'est étendue l'action de la mer, c. à d. fixer la *limite marine*. De Geer a fait école dans la géologie du nord, et un grand nombre de spécialistes se sont rattachés à lui, et ont avec lui accompli les travaux nécessaires.

La limite marine est marquée avec le plus de netteté dans les endroits où une côte ouverte constituée par de la moraine pierreuse ou par des roches friables a été exposée à l'action des vagues qui y ont sculpté des *terrasses* nettes. On en trouve qui sont extraordinairement bien constituées dans le Finnmark norvégien et sur la côte de l'Atlantique. A Gottland et Öland et le long de la côte de Courlande on trouve aussi des terrasses de ce genre particulièrement bien marquées. Les roches plus dures peuvent aussi, quand elles sont profondément fissurées, montrer la limite marine sous une forme typique,

étant cachées par de grandes masses de gravier roulé jusqu'à un certain niveau auquel cessent brusquement toutes les marques de l'action des vagues. On trouve de ces *„mers de blocs“* sous une forme caractéristique p. ex. à Hogland, à Åland et dans les roches rapakivi d'Angrie (fig. 8). Là où les roches étaient couvertes de moraine qui a été lavée par les vagues sur les pentes raides, tandis que la partie supérieure, jamais atteinte par les vagues, offre encore une *calotte* de moraine intacte, on peut aussi trouver la limite marine assez bien marquée. On trouve de ces hauteurs avec une calotte p. ex. dans le voisinage de Tammerfors (Vuoreksenvuori, Aitovuori etc.) et surtout dans les hauteurs qui longent la frontière au N du Golfe de Bothnie. Aavasaksa en Finlande et Pullingi en Suède (fig. 9), tous deux dans la vallée de Tornio, sont de ce genre. Dans de pareils endroits il ne peut généralement y avoir de doutes sur la hauteur atteinte par les vagues. Cependant il faut, en déterminant la limite marine sur des roches à pentes raides, se souvenir que les vagues ont pu souvent y être projetées très haut par la tempête, et qu'en certains endroits elles ont donc dépassé la limite marine, si on entend sous ce nom la limite atteinte par les vagues dans les conditions normales.

Dans le gravier roulé grossier ou dans le gravier de moraine assez pierreux les vagues peuvent aussi détacher facilement des pierres qu'elles jettent sur le rivage, et on y trouve donc souvent des rangées de *levées littorales* particulièrement bien marquées, où les pierres sont triées dans une certaine mesure, de sorte que les plus petites sont tout en haut et en dedans (fig. 10). Quand on trouve de ces levées jusqu'à un certain niveau où elles cessent tout à coup, on peut souvent aussi être assez sûr qu'on a trouvé la limite de la transgression maxima de la mer.

Les accumulations de cailloutis et de sable disposées dans les vallées fluviales peuvent parfois guider dans la fixation de la limite marine parce que, immédiatement au-dessous de cette limite, on rencontre souvent de puissantes *terrasses d'accumulation* de cailloutis fluvial et de sable, limitées à la partie supérieure par une surface horizontale dont le niveau est à peu près celui de l'ancienne mer.

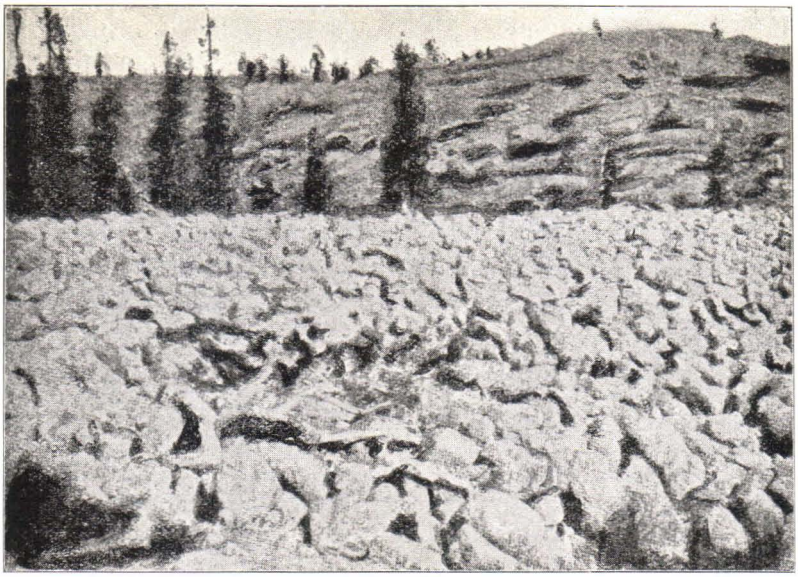


Fig. 8. Accumulation de galets à une altitude de 270 m (un peu au-dessous de la limite marine) sur le Mjellomsberg en Angrie. D'après A. G. Högbom.

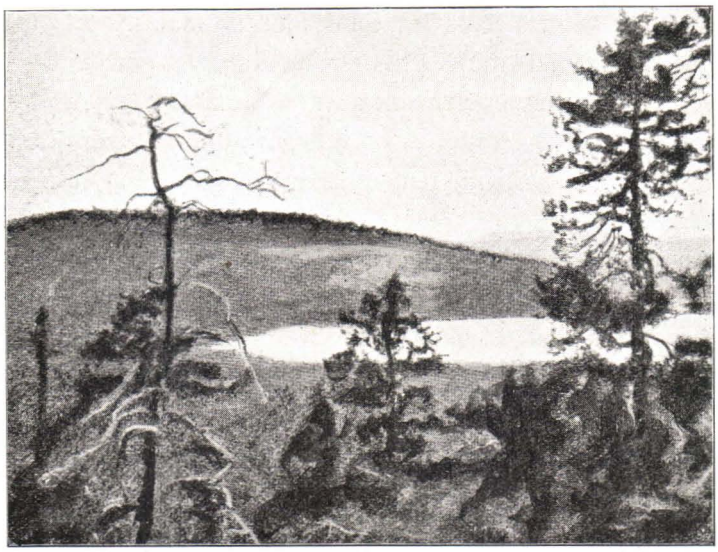


Fig. 9. Limite marine (190 m d'altitude) sur le Pullingi à Öfvertorneå en Suède. La partie inférieure est lavée, en haut calotte de moraine. D'après A. G. Högbom.

Si les blocs de la moraine sont très gros et très serrés, les vagues n'ont souvent pas pu les rouler en levées proprement dites; elles ont seulement balayé les matériaux plus fins, et le sol est resté à la surface couvert de blocs qui percent en relief. Ce *lavage* cesse souvent à une ligne nettement marquée, au-dessus de laquelle la structure de la moraine (absence de pierres à la surface et abondance plus grande de parties fines) fait que la végétation est beaucoup plus

Fig. 10. Levée littorale de galets sur le Hämeenkangas au village de Niinisalo, paroisse de Kankaanpää, à une altitude d'env. 130 m. Phot. par l'auteur.

riche. Dans ces endroits on peut aussi déterminer assez sûrement la limite marine. La tâche est plus difficile quand la moraine est très riche en éléments à grain fin, surtout si ces éléments sont assez fins pour absorber l'eau et foisonner facilement. Si en outre la pente du rivage est plutôt raide, les terrasses qui s'y sont formées sont facilement effacées par les glissements ou les foisonnements de terrain.

Il faut se rappeler en outre que non seulement la raideur de la pente littorale, mais aussi sa situation par rapport à la mer ouverte peut causer de grandes différences dans le ressac et la limite supérieure

de son action. Sur un rivage ouvert où la mer entière agit en cas de tempête, le ressac peut atteindre presque une dizaine de mètres au-dessus du niveau normal. En règle générale la plupart des grandes levées littorales, et les marques les plus élevées de l'action marine remontent pourtant à des tempêtes produites à un niveau d'eau relativement élevé, et la différence de niveau entre les traces d'action marine remontant à la même époque ne doit pas en général dépasser quelques mètres.

Quelques traces d'action littorale situées à des niveaux assez élevés sont incontestablement, comme l'ont montré Wilhelm Ramsay et d'autres, formées non pas sur les côtes d'une mer, mais dans des lacs d'eau de fonte à la surface du glacier continental, ou par des fleuves coulant sur le glacier et coupant de côté les collines de moraine.

Comme on le voit, la détermination de la limite marine est une tâche assez compliquée et difficile, et il n'y a pas lieu de s'étonner si un bon nombre de déterminations ont été après coup corrigées, et si elles sont encore en grande partie incertaines. Il faut encore ajouter que, surtout dans la Fennoscandia orientale, les altitudes d'où on est parti pour cette détermination sont souvent assez peu sûres.

On a pourtant fait des tentatives répétées pour réunir les observations effectuées, afin d'obtenir ainsi un aperçu général des résultats acquis et de faciliter la suite des travaux. On indique, selon la méthode de De Geer, par des courbes ou *isobases* la limite des régions qui, depuis l'époque glaciaire se sont soulevées de la même quantité. L'isobase de 100 m indique p. ex. que les points situés sur cette ligne étaient, lors de l'extension maxima de la mer, à 100 m plus bas que maintenant. Le comité de rédaction ayant jugé désirable de faire entrer dans l'Atlas une esquisse cartographique des régions supramarines et submarines, il devint nécessaire de tâcher d'y construire le système des isobases, manière la plus simple d'indiquer de combien on admet que le continent s'était abaissé dans chaque région, bien que cette entreprise, dans l'état actuel de nos connaissances, se heurte à de grandes difficultés, surtout pour la Finlande. On indiquera ici dans quelle

mesure le système des isobases est encore incertain, par suite de l'incertitude des chiffres et des lacunes dans nos connaissances de l'hypsométrie.

La Suède méridionale et centrale est étudiée avec tant d'exactitude qu'on peut y tracer les isobases avec une grande certitude. On a suivi le dernier exposé de Munthe. D'une façon générale les valeurs vont en augmentant régulièrement vers le nord; mais on remarque çà et là des courbures assez fortes des isobases. Au N des lacs de la Suède centrale les isobases s'inclinent plus vers le N E. L'isobase de 200 m s'étend du fjord de Christiania à la région de Hudiksvall, tandis que l'isobase de 225 m passe au N de Siljan.

L'étude faite par les géologues suédois de la limité marine dans la région côtière du Norrland amena un résultat surprenant. Tandis que plusieurs savants: Högbom, Munthe et De Geer, trouvaient tout près de la côte des valeurs élevées: sur le Skuluberg à Vibyggerå en Angrie jusqu'à 284 m, maximum jusqu'ici rencontré dans la Fennoscandia, on remarque que vers l'intérieur le niveau de la limite marine baissait. De même que la ligne de partage des glaces, la région de submersion maxima ne suit donc pas l'axe hypsométrique de la Scandinavie, mais s'en écarte sensiblement vers l'est, et se rapproche même des profondeurs maxima du Golfe de Bothnie.

Au bord de la baie la plus reculée de ce Golfe on trouve à l'W du Torneå, par endroits, des valeurs inférieures à 200 m. De côté finlandais on trouve des valeurs correspondantes, p. ex. à Aavasaksa env. 200 m.

Sur les côtes de Norvège la valeur des chiffres indiquant l'affaissement tombe, d'après la plupart des observateurs, assez régulièrement et vite vers le dehors. Pour la partie centrale de la zone côtière on constate pourtant de grands écarts entre les valeurs indiquées par différents observateurs. On ne peut entrer ici dans une discussion détaillée de ce problème, assez indépendant de la question du parcours des isobases dans les parties de la Fennoscandia situées plus à l'est. Par le nivellement des lignes littorales dans les grands lacs barrés par les glaces qui (cf pp. 30—31) existaient à la

fin de l'époque glaciaire immédiatement à l'E de la ligne de partage des eaux entre la Suède et la Norvège, on a trouvé que, dans cette partie centrale de la Scandinavie, l'affaissement s'est poursuivi assez uniformément, car ces lignes littorales ne montrent pas de pente très forte.

Dans le Finnmark et les parties de la Finlande qui y touchent, le gradient, d'après les recherches exactes de Tanner, est bien plus faible que sur la côte de la Norvège centrale. L'isobase de 125 m (obtenue par extrapolation) passe sur l'Inari au S de Patsjoki. Dans la vallée de ce fleuve la mer a atteint presque jusqu'à Inari. Il est même possible que le lac ait été quelque temps en communication avec la mer par un détroit peu profond et peu large; pourtant, d'après Tanner, l'eau du lac a toujours été douce. Au SE de l'Inari il y a pourtant, dans la large baie de l'embouchure ancienne de l'Ivalojoki et ailleurs des terrasses d'accumulations qui, d'après l'auteur, semblent indiquer que le niveau du lac à cet endroit était d'au moins 20 m au-dessus du niveau actuel. L'eau du lac d'Inari a donc été, à la fin de l'époque glaciaire, comme déversée dans ce sens, et le lac s'est étendu à l'W plus que maintenant.

La situation, sur la côte norvégienne de la Mer Glaciale, est plus compliquée: le voisinage de la ligne de partage des glaces a fait que le recul du glacier, à l'époque de sa fonte, fut très lent, et, lors des oscillations du glacier, il put se produire des changements de niveau considérables avant le recul nouveau des glaces. Certaines lignes littorales de la côte extérieure, les plus élevées dans cette région, n'ont par suite pas de correspondantes dans les régions situées plus à l'intérieur autour des fjords, et qui à cette époque étaient encore couvertes de glaces. Les limites marines forment donc ici plusieurs séries qui ne se correspondent pas. Cependant, dans le tracé des isobases, on n'a pas tenu compte des systèmes extrêmes de lignes littorales, qui n'ont sûrement pas de connexion avec ceux situés plus à l'intérieur.

Les isobases, dans la presqu'île de Kola et sur les côtes de la Mer Blanche et de l'Onega, ont été tracées d'après les recherches détaillées faites par Wilhelm Ramsay, Ailio etc. Comme les terrasses,

sur ces côtes souvent très sensibles à l'action du ressac, sont souvent très nettes, les isobases de cette région comptent au nombre des plus sûres de la Fennoscandia.

Sur l'isthme carélien les limites marines, bien qu'elles ne soient pas partout très nettement marquées, sont pourtant assez reconnaissables, et les isobases tracées d'après Berghell, De Geer etc. sont ici aussi assez sûres. Comme en outre les limites marines dans les Provinces Baltiques, à Gottland et à Öland sont particulièrement bien constituées, on peut (sous la réserve faites plus haut pour la Norvège) estimer que les isobases jusqu'à 100 m et même dans la plupart des cas jusqu'à 125 m et 150 m sont assez sûres dans toute la Fennoscandia. La courbure de l'isobase de 150 m dans le S W de la Finlande est due à une observation de Wilkman sur l'ose de Säkylä, dont le sommet s'élève de quelques mètres au-dessus de la ligne littorale nettement sculptée dans l'ose à un niveau de 139 m. Dans la région de Lahti la limite marine est située entre 150 et 160 m, quoique son altitude précise ne puisse être regardée comme fixée partout avec précision. La courbure de l'isobase de 150 m dans la région du Saima est due à une détermination effectuée par V. Hackman. Cette observation isolée n'est pas, il est vrai, absolument concluante; mais la courbure de l'isobase de 175 m, qui est déterminée avec plus de certitude, semble justifier ce parcours de l'isobase de 150 m.

Laissant d'abord de côté l'isobase de 175 m pour chercher à fixer le parcours de celle de 200 m, il semble vraisemblable que celle-ci, sans subir l'influence de la faible dépression de la mer de Bothnie, s'étend comme les autres isobases à travers la mer de Suède en Finlande. La limite marine à Iso Lauha, paroisse de Isojoki, dont l'auteur a évalué la hauteur probable à 210 m, et les limites marines de Töysä et Alavus déterminées par Hammarström, et situées à env. 200 m, parlent en faveur de cette conception. Sur le Rokuanvaara à l'W du lac de l'Uleå V. Hackman estime que les traces du lavage se rencontrent au moins à 197 m; mais au N de ce lac il a trouvé en plusieurs endroits des valeurs plus basses, ce qui justifie la courbure marquée sur la carte. La comparaison des observations précises de

Wilkman en beaucoup d'endroits dans la région du Pielisjärvi avec les observations antérieures de V. Hackman montre que c'est seulement au N du Pielisjärvi qu'on rencontre des formations littorales marines à une altitude de plus de 200 m. Si, de cette région, on trace l'isobase de 200 m vers le N parallèlement aux autres isobases à parcours uniforme dans la région au SW de la Mer Blanche, on trouve que cette isobase, dans la zone frontière entre la Finlande et la Carélie russe, doit montrer une convexité particulière, comme l'avait déjà admis auparavant G. De Geer, qui pourtant a tracé cette isobase un peu autrement d'après des observations antérieures.

Si l'isobase de 200 m, et probablement aussi celle de 225 m, pour le tracé de laquelle on n'a cependant pas de déterminations sûres au NE du lac de l'Uleå, offrent un parcours si curieux, on s'explique par là les courbures que semble montrer l'isobase de 175 m dans la Finlande centrale. Du NW du Näsijärvi les valeurs tombent vers le SE. A Virrat, au N du Näsijärvi, l'auteur a déterminé la limite marine, constituée ici par une levée littorale très nette, à env. 172 m d'altitude; dans la région de Tammerfors (roches avec calottes de moraine) elle est de 168 à 165 m. Au Sinivuori à Längelmäki on retrouve le chiffre de 173 m. Tout près du Päijänne Ramsay trouva dès ses premières recherches des valeurs plus élevées que partout ailleurs en Finlande, jusqu'à 194—196 m; mais au NE du Päijänne il trouva à Permusmäki, paroisse de Viitasaari une limite marine particulièrement nette (levées littorales et fort lavage, moraine intacte au sommet) à 165 m de niveau seulement. Les valeurs plus basses pour cette région sont confirmées aussi par d'autres observateurs. On trouve donc un système fermé de courbes entourant une région qui a été moins submergée. Lors de l'émersion la Finlande centrale s'est en quelque sorte gondolée, mais dans de très faibles proportions, puisque les différences de niveau entre les diverses régions de ce territoire n'atteignent que 30 m environ.

Si on passe à la Finlande septentrionale, on trouve des levées de pierres observées dès 1899 par Nyholm dans le voisinage de l'église de Kuolajärvi sur le Pikku Särkivaara, et qui s'étendent tout autour

des hauteurs à un niveau d'une altitude élevée. Ces observations ont été confirmées par Tanner et par l'auteur, qui ont déterminé sur une foule de hauteurs de cette région l'altitude des cordons littoraux; elle varie entre 250 et 260 m. La comparaison de la carte hypsométrique avec le cartogramme sur le mouvement des glaces montre qu'on ne peut guère penser qu'il y ait eu là un lac barré par les glaces. La seule hypothèse plausible est alors que ces formations sont d'origine marine. Dans la partie méridionale de l'Yli-Kitkajärvi V. Hackman, l'auteur et d'autres ont observé des marques d'action littorale à 240 m d'altitude, sensiblement plus haut que l'ose de sable qui barre le bassin au sud. Comme le bassin du Kitkajärvi est ouvert aussi au NE, on ne peut penser qu'il y ait eu ici un lac barré par les glaces. Berghell a trouvé aussi pour la limite marine des altitudes notables au S du Kemijärvi; à la hauteur de ce lac les valeurs décroissent pourtant rapidement vers le NW. Wilhelm Ramsay a observé aussi un chiffre inattendu (200 m) dans la partie occidentale de l'Imandra. Cette observation se raccorde pourtant naturellement aux observations de limites marines élevées dans la ligne de Kuolajärvi. C'est pourquoi l'auteur a donné à l'isobase de 250 m dans cette région l'allure d'une courbe fermée; cette partie semble former une sorte de continuation naturelle de la partie la plus profondément submergée du Norrland.

A partir de cette région la valeur de l'affaissement diminue très vite vers l'E et aussi vers le NW. De ce côté pourtant, Berghell et d'autres ont observé des valeurs assez variables. C'est d'après ces déterminations qu'on a tracé les isobases, jusqu'ici assez peu sûres, de cette région.

Au lac de Luiro à Sodankylä Tanner a observé sur les pentes méridionales du Saariselkä des cordons littoraux très élevés, que l'on peut cependant rapporter sûrement à de petits lacs barrés par les glaces qui ont existé dans cette région à la fin de l'époque glaciaire. Si, contre la croyance de l'auteur, on pouvait invoquer la même explication pour les lignes littorales élevées de la région de Kuolajärvi, regardées ici comme limite marine, la carte des territoires supramarins

dans cette région en serait modifiée et se rapprocherait davantage de l'esquisse qui figure dans le texte de la carte n:o 4 dans l'Atlas de 1899. Si au contraire les isobases tracées ici sont exactes, il doit y avoir eu des détroits peu profonds et peu larges qui mettaient ces régions en communication avec la Mer Blanche. Mais ils ne peuvent avoir provoqué une circulation active des eaux, car leur profondeur ne dépassait pas 10 m.

L'esquisse présente montre aussi qu'entre l'Onega et la Mer Blanche il y avait, outre le mince détroit indiqué par l'auteur dans l'esquisse de 1899, deux autres détroits; mais ils étaient tous étroits et peu profonds. Entre l'Onega et le Ladoga le détroit, comme il ressort de l'esquisse hypsométrique postérieure publiée par Ramsay, a été bien plus étroit que ne l'indiquait l'auteur, et en outre très peu profond. La communication principale entre la mer Baltique séroglaciaire et l'Océan s'est donc faite par les détroits de la Suède centrale, et la communication avec la Mer Blanche, bientôt barrée par le soulèvement continental, n'a jamais eu d'importance.

En étudiant la présente carte des territoires supramarins et du parcours des isobases, il faut d'ailleurs bien songer que, d'après les observations faites par Tanner sur les côtes de la Mer Glaciale, et d'autres recherches encore, les marques supérieures de l'action marine ne sont pas partout contemporaines. Il semble certain au contraire que l'affaissement et le soulèvement se sont produits sous forme d'ondulations concentriques allant de la périphérie au centre à mesure que se retirait le glacier continental. A l'époque où les parties centrales atteignaient leur affaissement maximum, il est vraisembable que les parties périphériques avaient déjà eu le temps de se soulever notablement, de sorte que des surfaces considérables y étaient toujours à un niveau plus élevé que maintenant. En beaucoup d'endroits, au voisinage des côtes danoises et scaniennes, on a trouvé en effet au fond de la mer des tourbières et des souches sur racines, qui montrent que ces régions étaient encore continentales à une époque relativement récente.

La carte des territoires supramarins et submarins à l'époque séroglaciaire indique donc seulement quelles sont les parties qui ont été

exposées à l'érosion marine, quelles sont celles qui y ont échappé; mais les contours côtiers ne sont pas contemporains. A aucun moment la mer n'a eu précisément cette forme.

Bibliographie:

Berghell, Hugo, Bidrag till kännedomen om södra Finlands kvartära nivåförändringar. (Fennia 13, 2 et Bull. de la Commission géol. de Finlande. N:o 5. 1896.)

Brögger, W. C., Om de senglaciale og postglaciale nivåförändringer i Kristianiafältet (Molluskfaunan). (Norges Geol. Undersögelse, n:o 31. 1900.)

De Geer, Gerard, Om Skandinaviens nivåförändringar under kvartärperioden. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 10 et 12. 1888 et 1890.)

De Geer, Gerard, Om den senkvartära landhöjningen kring Bottniska viken. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 20. 1898.)

Hackman, V., Nya iakttagelser angående Yoldiahafvets utbredning i Finland. (Fennia, 14, 1. 1899.)

Hackman, V., Om i norra Finland iakttagna senglaciala strandmärken. (Fennia 14, 5. 1899.)

Hammarström, R., Om strandbildningar och marina gränsen i södra Österbotten och angränsande trakter. (Fennia 18, 5. 1900.)

Herlin, R., Tavastmons erosionsterrasser och strandlinjer. (Fennia 12, 7. 1896.)

Holmström, L., Strandlinjens förskjutning å Sveriges kuster. (K. Vet.-Akad. Handl. Bd. 22. Stockholm 1888.)

Högbom, A. G., Om sekulära höjningen vid Vesterbottens kust. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 5. 1881.)

Högbom, A. G., Nya bidrag till kännedomen om de kvartära nivåförändringarna i norra Sverige. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 26. 1904.)

Högbom, A. G., Till frågan om den senglaciala hafsgränsen i Norrland. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1899.)

Munthe, H., Studier öfver det Baltiska hafvets kvartära historia. (K. Vet.-Akad. Afh. Stockholm 1892.)

Munthe, H., Studier öfver Gottlands senkvartära historia. (Sveriges Geol. Und. Ser. Ca. N:o 4. 1910.)

Ramsay, W., Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland. Bihang 1. **Hackman, V.,** Marina gränser i östra Finland, et 2. **Sederholm, J. J.,** Några iakttagelser rörande Yoldiahafvets lägsta strandlinjer. (Fennia 12, 5. 1896.)

Sjögren, O., Marina gränsen i Kalix- och Tornedalarna. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 27. 1905.)

Tanner, V., Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. (Fennia 23, 3 et 26, 1. 1906 et 1907.)

$^{6}/_{4}$ 1911.

VI. La submersion postglaciaire.

Quand, durant le soulèvement continental qui suivit la submersion vers la fin de l'époque glaciaire, l'oscillation positive eut fermé à la fois les détroits danois et le large détroit qui coupait en deux la Suède, la Baltique devint, comme il ressort de l'étude des organismes déposés dans les formations littorales, une mer d'eau douce, qu'on a appelé, d'un nom proposé par Munthe, *lac à Ancylus*, d'après le coquillage d'eau douce, *Ancylus fluviatilis,* trouvé dans les formations littorales de cette époque. Les terrasses littorales de l'époque à Ancylus, si extraordinairement bien marquées à Gottland (fig. 11) et en plusieurs endroits des Provinces Baltiques, n'ont été observées nulle part avec certitude en Finlande, et c'est surtout à raison des observations faites sur les côtes de la Baltique et des diatomées en dépôt dans les argiles de cette période qu'on est amené à conclure que la mer d'eau douce a eu aussi en Finlande une grande extension.

Les affaissements de l'écorce ayant rouvert les détroits danois, l'eau de la Baltique et de ses lacs redevint salée, comme il résulte des restes animaux et végétaux trouvés dans les terrasses littorales et les argiles formées après l'époque à Ancylus. Parmi les mollusques on trouve comme espèce caractéristique le coquillage *Litorina litorea,* d'après lequel on a donné à cette mer le nom de *mer à Litorina.* Comme les hommes de l'âge de la pierre, ainsi qu'il ressort d'une foule de trouvailles archéologiques, ont vécu sur les rivages de cette mer depuis l'époque de son extension maxima, on l'appelle aussi *mer de l'âge de la pierre.*

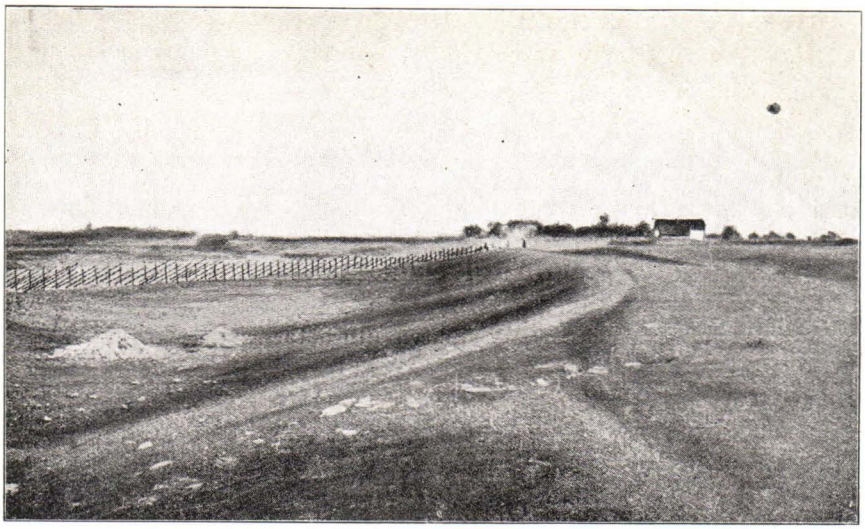


Fig. 11. Cordon littoral le plus élevé du lac à Ancylus à Mattsarfve, Gottland. D'après H. Munthe.

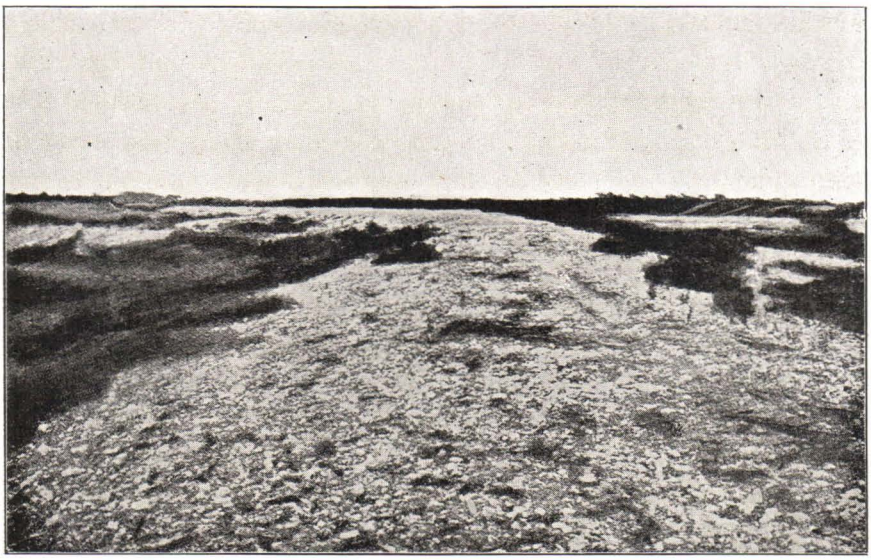


Fig. 12. Cordon littoral le plus élevé de la mer à Litorina au N de la pointe de Klähammar, paroisse de Vamlingbo, Gottland. D'après H. Munthe.

Les terrasses sculptées dans les masses de gravier et les levées littorales jetées par les vagues qui indiquent l'extension de la mer à Litorina sont, comme les levées du lac à Ancylus, particulièrement nettes à Gottland (fig. 12) et Öland et sur les côtes des Provinces Baltiques. Sur l'isthme carélien et les côtes du Ladoga on a trouvé aussi des marques littorales très caractéristiques qui doivent être rapportées à cette époque. Sur l'île de Mantschinsaari à Salmi les terrasses et levées littorales de la phase à Litorina, étudiées par Ailio, sont d'une netteté frappante. Sur les îles en face de Sortavala on trouve aussi des levées littorales très bien dessinées, décrites par Berghell, et dans les roches diabasiques fortements fissurées des îles Valamo la mer a aussi sculpté à cette époque des terrasses bien marquées. A la phase à Litorina le Ladoga était bien réuni par des détroits au Golfe de Finlande; mais ces détroits étaient si peu profonds qu'il n'y avait pas d'apport notable d'eau salée; le lac avait alors aussi une eau douce, comme il ressort des diatomées trouvées dans les argiles les plus récentes du Ladoga.

Mais sur la côte septentrionale du Golfe de Finlande on ne trouve dans les argiles de la phase à Litorina de diatomées d'eau saumâtre que dans les couches tout à fait supérieures, tandis que ces argiles, d'après H. Lindberg, ne renferment autrement que des diatomées d'eau douce. Il est possible que cela tienne à un grand apport d'eau fluviale coulant le long de la côte sous l'action de courants marins. L'altitude de la limite de la mer à Litorina n'est pas encore fixée avec certitude.

En Ostrobothnie on trouve dans les argiles à Litorina des diatomées d'eau salée et saumâtre jusqu'à une altitude de 125 m dans la région du lac de l'Uleå, qui a été un bras de mer durant la phase à Litorina.

Dans les parties septentrionales du Golfe de Bothnie on n'a pourtant réussi nulle part à déterminer avec précision la limite de l'extension de la mer à Litorina; aussi n'a-t-on pu, sur la carte de la submersion postglaciaire, tracer d'isobases que pour les parties extérieures de la Fennoscandia. On a suivi à cet égard la dernière carte de Munthe.

Tandis que, dans ces dernières régions, la submersion de la phase à Litorina a marqué une forte interruption dans le soulèvement qui se poursuit depuis la fin de l'époque glaciaire, et que le pays, avant cette submersion, était même en beaucoup d'endroits à un niveau plus élevé qu'aujourd'hui, il est possible que, dans la région qui entoure le Golfe de Bothnie, il ne se soit produit alors qu'un arrêt de courte durée dans le mouvement d'exhaussement, et que cet arrêt n'ait pas permis la formation de marques littorales bien développées.

Comme on le sait, il se produit maintenant aussi une émersion dans les régions qui entourent la Baltique, et cette fois aussi le soulèvement est inégal. D'après les recherches effectuées par le général A. Bonsdorff sur des observations d'échelles marines le long des Golfes de Bothnie et de Finlande, l'exhaussement atteint son maximum dans le voisinage de Sundsvall sur la côte occidentale du Golfe de Bothnie, où elle a été de 1.35 à 1.51 m dans le dernier siècle. Au phare de Rönnskär près de Vasa elle a été de 77.4 cm, à Hangö de 50.6 cm, au phare d'Utö entre Hangö et Åland de 26.7 cm seulement et au phare de Söderskär dans le Golfe de Finlande de 16 cm. A Cronstadt et à Reval on ne peut constater actuellement de soulèvement sensible.

Les tableaux de R. Sieger donnent pour la côte suédoise du Golfe de Bothnie un soulèvement de 1 à 1.2 m pendant le siècle, pour la côte finlandaise 70 à 90 cm, pour la côte finlandaise de la Baltique env. 50 cm, pour Åland 23 à 30 cm, pour la côte orientale de Suède 20 à 100 cm et pour la côte occidentale de 40 cm à plus de 1 m. Sur ces dernières côtes les chiffres baissent rapidement quand on va vers la haute mer.

L'émersion est pour la Finlande un phénomène géographique important; mais il est inexact d'attribuer à cette cause seule, comme on le fait souvent, la rapidité avec laquelle les ports ostrobothniens diminuent de profondeur. L'ensablement et l'envasement par les alluvions fluviales joue en beaucoup de cas un rôle important.

Il semble probable que le soulèvement a eu à diverses époques une vitesse différente. Il paraît avoir été assez fort au début du XVIII:e siècle; au moyen âge au contraire il a été tout à fait insignifiant,

puisque le château de Stockholm, à la fin du XI:e siècle, n'était que de 2 à 3 m plus bas que maintenant. Actuellement ce soulèvement semble être en voie de décroissance, et d'une façon générale il paraît probable que c'est seulement, selon l'expression de G. De Geer, „une houle faible et passagère qui suit les changements de niveau préhistoriques incomparablement plus considérables".

Une conséquence du soulèvement inégal de la terre ferme a été que les lacs, dont les parties intérieures étaient soulevées plus que les émissaires, ont été graduellement déversés vers le sud. Ces circonstances et d'autres encore ont amené des changements dans le cours des émissaires de certains lacs. C'est ainsi que les lacs du Saima avaient jadis leur émissaire dirigé vers l'ouest par les cours d'eau qui, entre le Salpausselkä et son correspondant septentrional, se jettent après de nombreux méandres dans le Kyminjoki. Ces systèmes hydrographiques, séparés du coin S W du Saima par un isthme étroit haut de 5 m seulement, se composent en majeure partie d'une série de lacs étroits (lacs du Kivijärvi) réunis par des courants dont la largeur et la profondeur indiquent qu'ils ont jadis donné passage à des masses d'eau bien plus importantes que maintenant. L'intérieur du pays s'élevant peu à peu plus fortement que la région qui entoure la partie méridionale du Saima, l'eau du lac fut peu à peu déversée vers le S. Il est possible d'ailleurs que la région voisine de l'ancien émissaire se soit haussée un peu plus que le S E du lac. En tout cas l'eau du Saima, à un moment où l'émissaire occidental du Saima ne pouvait déverser toute l'eau arrivant du nord, atteignit un niveau si élevé que, dans le coin S E du lac, elle dépassa la crête du Salpausselkä et se fraya à travers le gravier meuble une voie nouvelle et plus courte vers la mer. C'est donc ainsi que se forma le cours supérieur du Vuoksi avec ses nombreuses chutes, entre autres le puissant rapide d'Imatra où l'eau, après avoir formé d'abord un large rapide, a fini par se creuser peu à peu un lit étroit, mais profond dans le granite fortement fissuré (fig. 13). Les nombreuses marmites de géants sur la rive orientale du rapide actuel témoignent encore de l'action des eaux dans le lit plus large maintenant abandonné.

A cette époque le détroit qui, durant la phase à Litorina, unissait le Ladoga au Golfe de Finlande existait sans doute encore. En se prolongeant, le soulèvement de la région du Ladoga, qui haussait le nord du lac plus que le sud, finit par fermer ce détroit, et le Ladoga

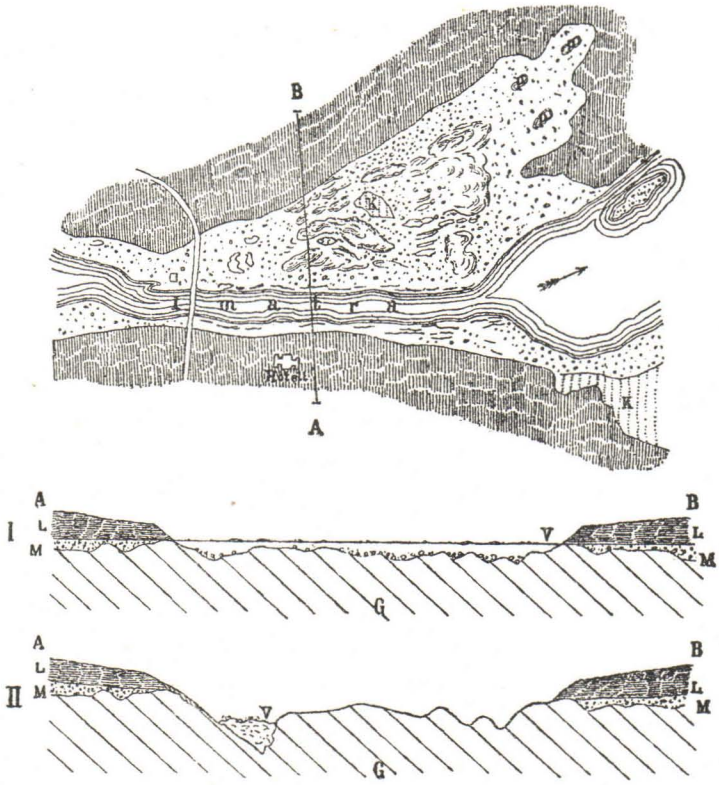


Fig. 13. Plan du rapide d'Imatra montrant le terrain fortement lavé à l'est du rapide, et deux profils, dont celui du dessus montre la situation au moment de la formation de la chute, l'autre l'état actuel.
K = tourbière; L = argile glaciaire; M = moraine; G = roche primitive; V = plan d'eau.

devint un lac dont l'eau se déversait, avec celle du Saima, dans la baie de Viborg. Les lacs situés à l'E de Viborg, et qui ressemblent à des fleuves, sont des restes de cet ancien cours d'eau. Cependant, comme la région qui entoure la partie septentrionale du Ladoga continuait à s'élever, tandis qu'elle se soulevait moins au sud, l'eau fut

peu à peu rejetée vers le sud, et passa enfin par dessus le bord vers le SW, se frayant par la Neva un nouvel émissaire vers la mer. Le Vuoksi coula alors *vers* le Ladoga, et non plus comme autrefois *de* ce lac, et l'eau du Saima, qui s'était autrefois jetée dans la mer par la baie actuelle du Kyminjoki, n'y arriva plus qu'après un long détour.

D'autres changements du cours des rivières, tels que les divisions de fleuves en plusieurs branches, sont dues probablement à des inondations au moment de la crue printanière, alors que le cours antérieur était barré par les glaces.

Bibliographie:

Ailio, Julius, Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantschinsaari. (Fennia 14, 2 et Bull. de la Commission géol. de Finlande. N:o 7. 1899.)

Brögger, W. C., Strandliniens beliggenhed under stenaldern i det sydöstlige Norge. (Norges Geol. Undersögelse. N:o 41. 1905.)

Hausen, H., De gamla strandbildningarna på Åland etc. (Fennia 28, 3. 1910.)

Bonsdorff, A., Über die Hebung der Küste Finlands und den mittleren Wasserstand des Ostsee. (Fennia 21, 3. 1904.)

Lindberg, Harald, Phytopaläontologische Beobachtungen als Belege für postglaziale Klimaschwankungen in Finnland. (Postglaziale Klimaveränderungen. Stockholm 1910.)

Luther, A., Über eine Litorina-Ablagerung bei Tvärminne. (Acta Soc. pro Fauna et Flora fennica. 1909.)

Madsen, V., Om Rissoa parva Da Costa på Åland og andre postglaciale Mollusker. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 14. 1902.)

Munthe, H., Preliminary Report on the Physical Geography of the Litorina-Sea. (Bull. Geol. Inst. Upsala. 1894.)

Sieger, R., Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Scandinavien. (Zeitschrift für Erdkunde. Berlin 1893.)

6/4 1911.

FENNOSKANDIAN IRTONAISET MAALAJIT.

LES DÉPÔTS QUATERNAIRES DE LA FENNOSCANDIA.

FENNOSKANDIAS LÖSA JORDLAGER.

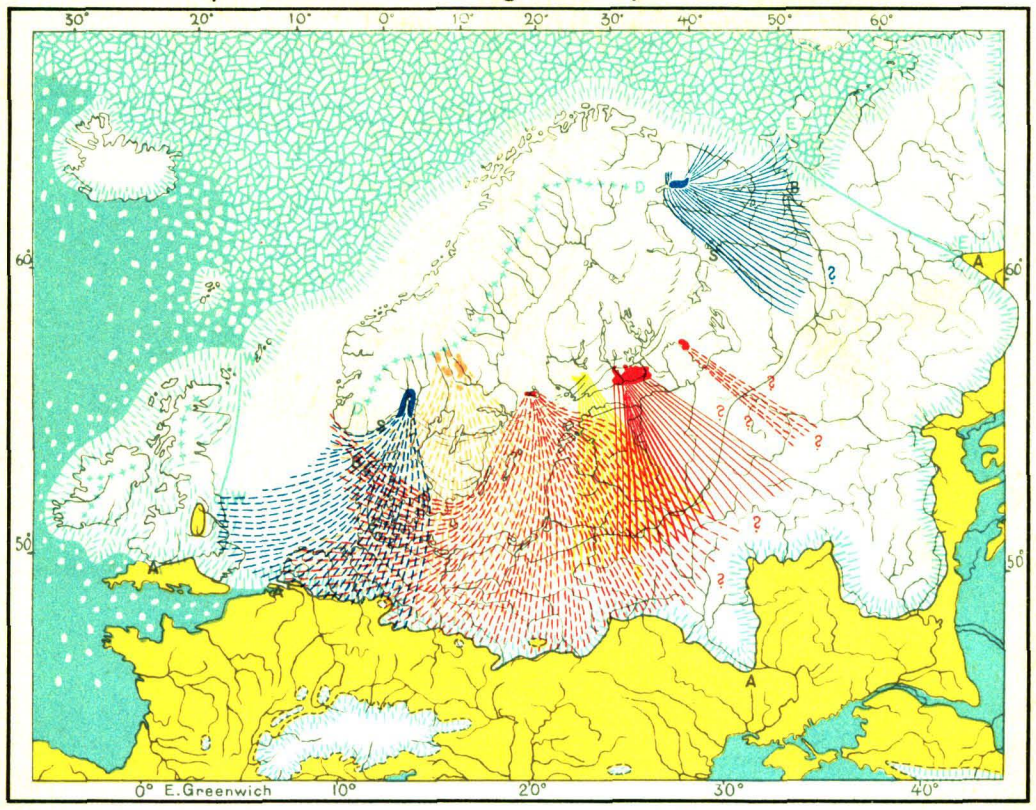
Savea.
Argiles.
Lera.

Hiekkaa.
Sables.
Sand.

Harjuja, reunaharjuja ja reunamoreeneja.
Oses radiales et marginales, moraines marginales.
Åsar, randåsar och randmoräner.

Moreenia.
Dépôts morainiques.
Morän.

Pohjois-Euroopan maajään laajuus ja fennoskandialaisten lohkareiden leveneminen.
Extension du glacier continental dans l'Europe septentrionale et transport de blocs erratiques fennoscandiens.
Den nordeuropeiska landisens utbredning och transporten af fennoskandiska block.



Jään peittämä alue.
Territoire couvert de glaces.
Nedisadt område.

Glasiaalisten johtovuorilajien alueet ja niistä lähteneiden lohkareiden levenemisalueet.
Affleurements de roches guide et dispersion de blocs erratiques qui en proviennent.
Områden af glaciala ledbergarter och spridningen af block från dessa.

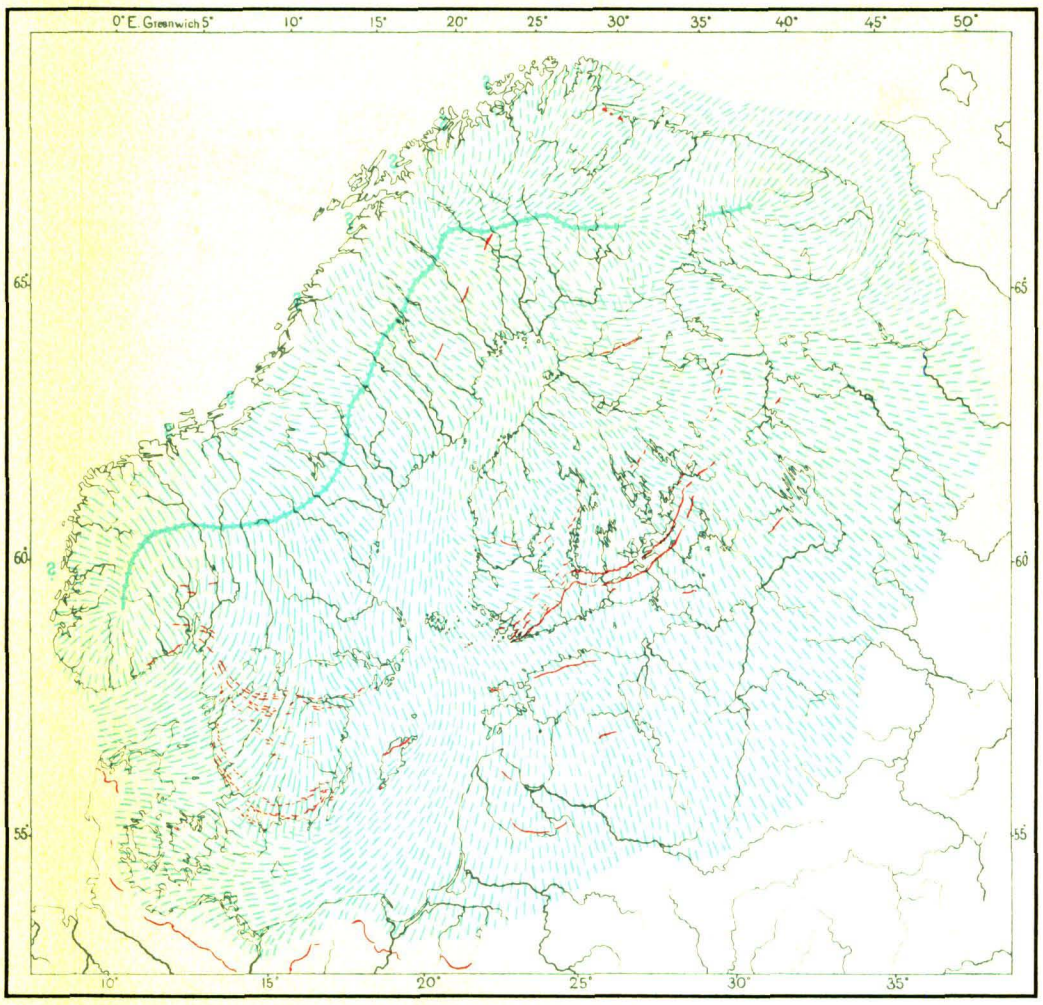
E W
E W
Fennoskandialaisen maajään itä- (E-E) ja länsiraja (W-W).
Limite d'est (E-E) et d'ouest (W-W) des glaciers fennoscandiens.
Östra (E-E) och vestra (W-W) gränsen för den fennoskandiska landisen.

D D
Jäänjakaja.
Ligne de partage des glaces.
Isdelare.

A A
B B
Maajään rajat eri ajoilla.
Limites du glacier continental à des phases différentes.
Gränser för landisens utbredning vid olika tidpunkter.

Reunaharjuja ja reunamoreeneja.
Oses et moraines marginales.
Randåsar och randmoräner.

Jäänliikunnot Fennoskandiassa.
Mouvement des glaces dans la Fennoscandia.
Isrörelsen i Fennoskandia.



Jään liikuntosuunnat.
Directions du mouvement des glaces.
Isens rörelseriktningar.

Jäänjakaja.
Ligne de partage des glaces.
Isdelaren.

Reunaharjuja ja reunamoreeneja.
Oses et moraines marginales.
Randåsar och randmoräner.

MURROSVIIVAT
FENNOSKANDIASSA.

LES LIGNES DE FRACTURE
DANS LA FENNOSCANDIA.

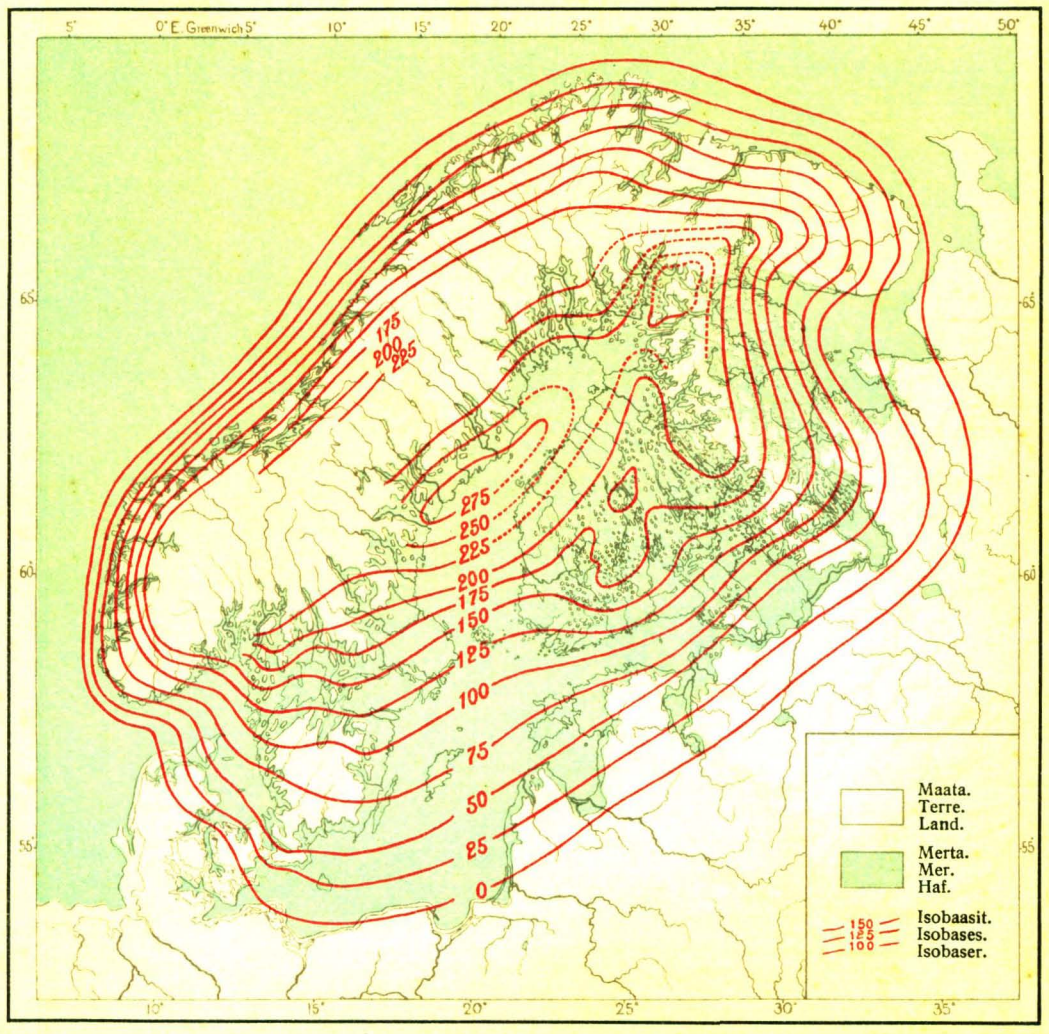
BROTTLINJERNA
I FENNOSKANDIA.

Murrosviivoja, jotka näkyvät vuoriperän muodoissa.

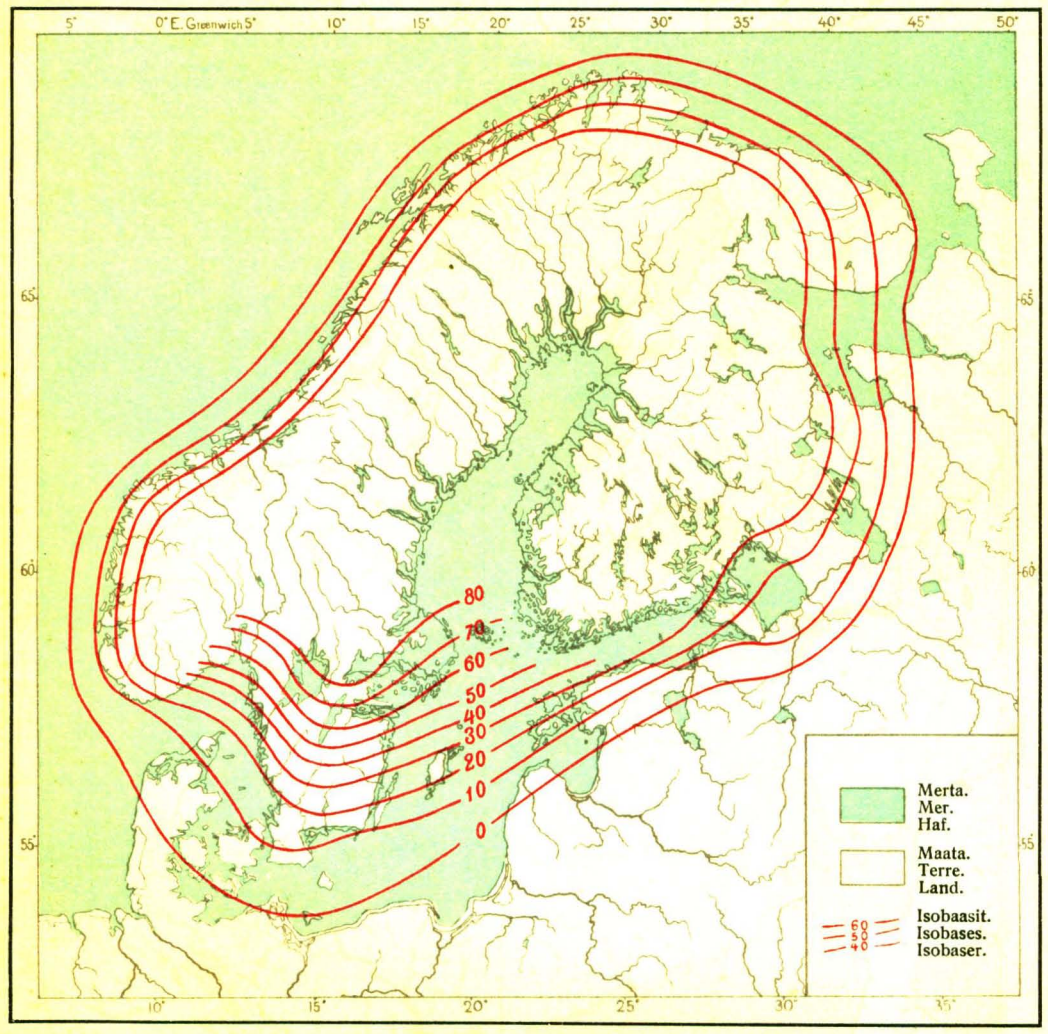
Lignes de fracture apparaissant dans le relief des roches préquaternaires.

Brottlinjer visande sig i berggrundens ytkonfiguration.

Meren laajuus myöhäisglasiaaliajalla.
Extension de la mer vers la fin de l'époque glaciaire.
Hafvets utbredning under senglacial tid.



Jääkauden jälkeinen maanvajoaminen.
La submersion postglaciaire.
Den postglaciala landsänkningen.



Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande (en vente dans les librairies d'Helsingfors et chez MAX WEG, Königstrasse 3, Leipzig).

N:o 1. Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896 . . . . . —: 50

N:o 2. Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895 —: 75

N:o 3. Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Févr. 1896 . . . . . 1: 25

N:o 4. Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896 . . . . . 1: 25

N:o 5. Bidrag till kännedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896 . . . . . 2: —

N:o 6. Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Févr. 1899 5: —

N:o 7. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text 1: 25

N:o 8. Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Déc. 1899 4: —

N:o 9. Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899 . . . . . 1: —

N:o 10. Les Dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899 . . . . . 1: —

N:o 11. Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. Mars 1900 1: 50

N:o 12. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. Mars 1902 . . . . . 1: —

N:o 13. Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902 . . . . . 4: —

N:o 14. Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903 . . . . . 2: 50

N:o 15. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905 . . . . . 2: 50

N:o 16. On the Cancrinite-Syenite from Kuolajarvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905 . . . . . 1: —

N:o 17. On the occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906 . . . . . 1: 25

N:o 18. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907 4: —

N:o 19. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÖSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text . . . . . 5: —

N:o 20. Zur Geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lapland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907 . . . . . 1: —

N:o 21. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juin 1907. . . 3: 50

N:o 22. Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907 . . . . . 1: —

N:o 23. Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907 3: —

N:o 24. Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910. . . . . 1: 50

N:o 25. Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911 . . . . . 1: 25

N:o 26. Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliesen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911. . . . . —: 50