

12. Sur quelques "Rasskars" (couloirs d'éboulis) dans les escarpements des vallées glaciaires en Norvège.

Par

Walter Wråk.

Dans les régions alpines scandinaves des vallées glaciaires ayant la forme d'un U sont très fréquentes. Les formes de ces vallées sont d'ordinaire peu altérées par la désagrégation ou par l'érosion. Dans les roches plus résistantes les effets de l'érosion postglaciaire par l'eau courante est peu considérable; même à l'endroit où le penchant est le plus favorable à l'érosion on ne trouve que des sillons minces. Ordinairement la désagrégation postglaciaire des roches plus résistantes est peu importante et les éboulis au pied des escarpements glaciaires sont petits.

Les anfractuosités postglaciaires des pentes raides sont par conséquent sans importance dans les roches dures. Toutes ces particularités indiquent que la réduction de ces escarpements est récemment commencée. Au contraire on trouve parfois à certains endroits dans les pentes raides des anfractuosités interglaciaires; pourtant elles sont rares au centre et dans les parties orientales de la région alpine scandinave.

Dans certaines parties de la Norvège, surtout dans la région des fjords de la côte occidentale, l'état des choses est autre. Les pentes raides des fjords sont en plusieurs endroits déchiquetées de petits vallons de ruisseaux et découpées d'une manière qui n'est pas postglaciaire. Il est donc évident que ces pentes raides peu altérées par l'érosion de la glaciation dernière sont créées par une glaciation précédente. De plus, à l'est de la région des fjords il y a une région intermédiaire, sillonnée de petits ruisseaux dans les parties supérieures des versants, tandis qu'on ne voit pas d'anfractuosités dans les parties inférieures. On observe en outre une richesse de détails découpés qui ne sont pas postglaciaires, de petits sillons et de petites prominences, composés de roches désagrégées in situ. Ces particularités prévalent à Laerdal à l'est du Sognefjord dans la partie de cette vallée où descend la petite rivière Jutle elv et aussi, quoique moins prononcé, à la descente de la rivière Sokni elv. Il faut remarquer que

l'érosion de la glaciation dernière a laissé des traces très évidentes au fond de la vallée de Laerdal, dans les vallées suspendues adjacentes et sur les plateaux. De ces faits on peut conclure qu'il a existé dans la vallée un glacier qui a laissé à découvert la partie supérieure des versants.

Quelques observations sur les pentes de cette région relativement peu transformée par l'érosion de la dernière glaciation seront l'objet de cette petite étude.

Il serait convenable d'examiner les conditions de réduction des pentes raides et de passer en revue les agents qui y coopèrent.

En dehors de la désagrégation et l'érosion produite par l'eau courante et par le vent, l'érosion glaciale et le transport par ces agents et par la solifluction, l'éroulement avec ou sans transport est l'agent le plus important. Les matériaux de roche dégagés s'éroulent et s'accumulent en formant au bas un talus qui ensuite est entraîné petit à petit par des agents divers et dans des conditions différentes.

La pente des éboulis varie, selon PENCK elle est de 30° environ.¹ E. DE MARTONNE donne 36° comme inclinaison maximum dans les hautes montagnes.² — Les talus à pente inférieure de 30° semble avoir été déformé par la solifluction ou autre procédé. Tout près du bord des talus, spécialement tout à fait en avant, se trouve assez souvent une partie à pente réduite provenant de l'éroulement continué des matières les plus grossières.

La transformation d'une pente raide par l'éroulement est schématiquement indiquée par la figure 1. Maintenant étudions le cas simple d'un escarpement allongé qui est détruit également sans formation d'anfractuosités et supposons que le talus ne se soit pas diminué par transport considérable. Au commencement il y a une falaise presque verticale et un fond plat. Les matériaux désagrégés, en s'éroulant de l'escarpement s'accumulent en un talus prolongé. Si les talus ne sont entraînés que par partie peu considérable, ils s'accroissent en montant le long de l'escarpement le protégeant de la destruction par la désagrégation et par l'éroulement.

A mesure que croissent les talus la surface exposée à la désagrégation mécanique diminue et enfin les éboulis eux-mêmes mettent un terme au processus d'éroulement. Le rocher est taillé en biseau ayant la même inclinaison que les talus et la surface du rocher se trouve dans le plan de la surface du talus. L'escarpement ne peut plus être réduit et les talus ne peuvent s'agrandir. Evidemment la position de ce plan de délimitation dépend du degré de compression du talus et de la quantité des matériaux fins qui est emportée par la pluie et par la neige fondue.

Des exemples de versants entièrement réduits à l'inclinaison du talus

¹ PENCK, *Morphologie der Erdoberfläche*, Stuttgart 1894, p. 219.

² E. DE MARTONNE, *Traité de géographie physique*, Paris 1909, p. 409.

sont fournis par E. HOWE¹ et B. HÖGBOM.² L'auteur a observé de telles formes de montagne au sud du Lyngenfjord en Norvège septentrionale. Dans le processus d'éroulement des surfaces courbées de forme variant suivant les circonstances de déformation de la pente raide doivent se former. L'esquisse schématique supérieure (fig. 1) indique la courbe qui se présente quand un escarpement presque vertical se raccourcit en se retirant. La partie intermédiaire de cette surface doit être plus enfoncée que celle qui se présente dans l'esquisse inférieure et qui est produite par la réduction de la pente en formant un plan dont l'inclinaison décroît pendant le processus d'éroulement.

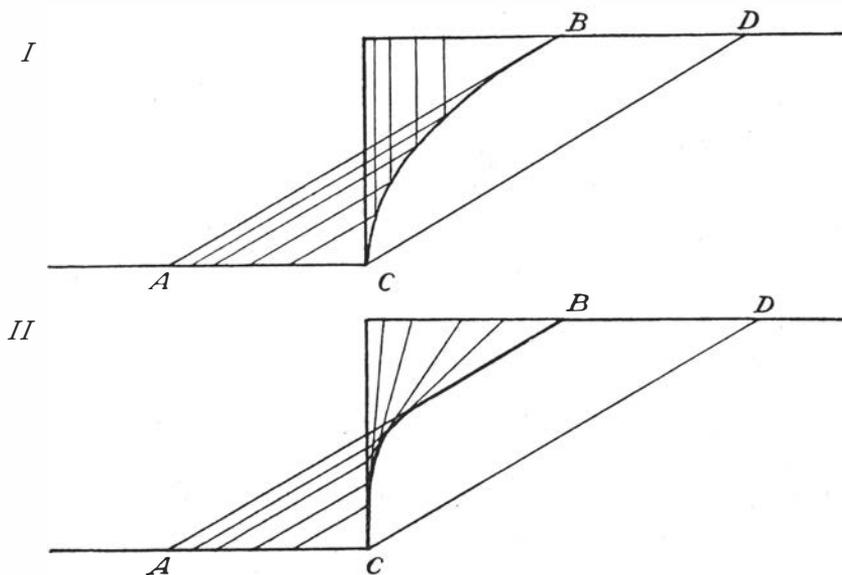


Fig. 1. *La réduction d'un escarpement vertical.* Profils schématiques, montrant les formes de l'escarpement et du talus en différentes phases. Le volume du talus est estimé égal au volume de roche, bien que le talus doive être plus grand. Une grande partie des matières fines est pourtant emportée par des petits ruisseaux quoique une transportation régulière ne se soit pas formée au pied du talus, c'est pourquoi cette estimation ne doit influencer que légèrement sur les formes resultantes. *I.* Schéma de réduction à escarpement vertical qui s'accourcit en se retirant; *II.* réduction à inclinaison diminuante. — AB est le plan du talus et de l'escarpement à la fin du processus, sans transport. CD est le plan inférieur de réduction, avec transport tout près du pied de l'escarpement.

La destruction d'un escarpement par ce procédé commençant à certains endroits où la pente rocheuse est moins résistante, donne le même resultat que celui que nous venons d'indiquer. Dans les anfractuosités formées d'abord l'obliquité de la délimitation, ayant la même inclinaison

¹ E. HOWE, Landslides in the San Juan Mountains, Colorado. U. S. Geological Survey, Profess. Paper 67, Washington 1909.

² B. HÖGBOM, Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Vol. XII. Uppsala 1914. Fig. 7 et 8.

que le talus, est atteinte en peu de temps relativement dans la partie médiane, puis les parties accessibles au processus sont emportées par écroulements successifs dans ces anfractuosités ou par de nouvelles anfractuosités se produisant près celles qui étaient formées d'abord. Les fig. 1, I et II, peuvent donc être regardées comme tableaux schématiques de quelques déformations du profil de la partie médiane plus enfoncée de ces anfractuosités.

Pour désigner les couloirs créés par le processus d'écroulement j'ai fait usage dans la suite du mot bref suédois «*rasskar*», plur. «*rasskars*».



Fig. 2. Escarpement oriental de la vallée de Fortundal près de Svensöj.
«*Rasskars*» à forme de niches.

Jusqu'à présent nous n'avons examiné que le cas où les matières éboulées sont restées au pied de la pente raide. Au contraire, si le talus est entraîné, le procédé peut se continuer sur un plan inférieur dont l'emplacement dépend de la disposition du transport. Grâce au transport ce plan, toujours à l'inclinaison du talus, peut être rapproché du plan de délimitation inférieur qui passe par la partie plus basse de l'escarpement où celui-ci est coupé par le plan du fond. De l'autre côté il est possible que le talus, augmenté par transport dans le fond de la vallée, couvre une partie de la pente plus grande que celle du cas que nous avons examiné en premier lieu, de sorte que la réduction de la falaise a dû s'arrêter à un plan supérieur.

A Skjolden à la pointe nord-est du Sognefjord deux vallées se ré-

unissent, la vallée de Mörkrisdal venant du nord, et la vallée de Fortundal de la côté orientale. Dans le cours supérieur, les vallées sont parallèles s'étendant dans la direction septentrionale. Une partie du versant oriental du Fortundal près de Svensjög est reproduite par la fig. 2. La rivière coule entre des alluvions dans une vallée qui s'est profondément creusée dans une autre vallée plus ancienne laquelle a des pentes dont l'inclinaison est très réduite et dont le fond, si la vallée était intacte, se trouverait à 900 mètres environ. Ces deux étages de vallée sont séparés par une pente abrupte, et comme on peut le voir sur la figure cette pente n'est pas de forme ordinaire sans anfractuosités. Il y a des rasskars grands et petits et les parties inférieures de la pente sont recouvertes d'éboulis, provenant de l'écroulement de l'escarpement. Les plus grands rasskars ont une forme d'un V qui rappelle celle d'une vallée fluviale. Les petits rasskars forment des niches enfoncées, à profil médiane à peu près conforme au profil indiqué dans la fig. 1, I, ayant une pente abrupte qui se raccourcit en se retirant. Dans les saillies qui restent entre les grands rasskars on observe déjà de petites niches ayant chacune son petit talus. Maintenant les éboulis de cette vallée sont transportés par le fleuve qui coule au pied de l'escarpement, et si la disposition du transport n'est pas changée, le plan de délimitation aura un emplacement peu élevé. En dehors des petits éboulements du printemps et après des averses il se produit de catastrophes, le plus souvent en été. Les parties supérieures des talus s'écroulent et descendent jusqu'à la rivière, dévastant les champs cultivés. Selon ce que m'a communiqué Ole Oine de Fortun on a dû, dans l'espace de cinquante ans transférer ou rebâtir presque toutes les maisons de paysan à cause de ces éboulements.

Une partie de la pente orientale de la vallée de Mörkris, vue de dessous la pente opposée, est reproduite dans la fig. 3. Comme à Svensjög dans la vallée de Fortun on trouve ici des roches archéennes bien résistantes. A Svensjög il y a des diaclases horizontaux ainsi que des diaclases verticaux moins prononcés, ce qui est révélé par les saillies à forme de bastion qui restent entre les rasskars.

A Mörkerejd les diaclases sont très irrégulièrement orientés et par conséquent les rasskars ont des formes autres. Le rasskar le plus méridional reproduit dans la fig. 3 est large dans sa partie supérieure et dans sa partie inférieure se rétrécit en un canal rocheux escarpé. La quantité d'eau qui s'est écoulée par ce canal est très petite et dérive principalement de l'eau tombée dans le rasskar même et il n'est pas certain qu'elle ait pu le creuser. Il est probable que ce sillon est formé en partie du moins par l'érosion des matières rocheuses s'écroulant. Ces masses peuvent sans doute arracher et emporter d'autres matières rendues libres par la désagrégation.

L'autre rasskar est de même forme ayant une partie supérieure large, une pointe à sa partie inférieure, se terminant par un canal étroit. Au nord de ce rasskar se trouve une formation caractéristique, probablement

un rasskar mutilé du même type que les rasskars voisins, mais conservé dans sa partie supérieure, seulement. Cette partie a des formes arrondies et semble érodée par un glacier, qui probablement a détruit la partie inférieure du rasskar, qui est aussi privé de son talus.

Les rasskars les plus magnifiques que l'auteur ait jamais observé se trouvent dans la vallée de Romsdal sur le versant septentrional des Troldtinderne en face du Romsdalshorn, à une distance de 10 km environ du Romsdalsfjord, dans la région intermédiaire à l'est de la région des fjords.

Il y en a ici quatre grands rasskars dont deux placés à l'ouest sont reproduits dans la fig. 4. Le rasskar le plus occidental est seul muni d'un



Fig. 3. Partie supérieure du versant oriental de la vallée de Mörkrisdal près de Mörkerejd, vue de dessous de la partie inférieure de la pente opposée.

talus considérable. On discerne au bas des pan à-pics verticaux du dernier rasskar une surface rocheuse, nue, très distincte à côté du talus près de l'escarpement du fond et sur les deux flancs de la partie supérieure plus renfoncée. Cette surface a la même inclinaison que le talus, est indépendante des diaclases de roche et ne peut, selon mon opinion, être interprétée que comme résultat du processus d'écroulement. Elle se serait formée à l'époque où la surface du talus était maintenue au même emplacement par la disposition permanente du transport du talus. Cette surface est donc une surface de dénudation d'une espèce toute particulière.

L'autre rasskar de la fig. 4 n'a qu'un très petit talus et c'est pourquoi on en voit très clairement les formes. La partie inférieure se termine en pointe et est beaucoup moins renfoncée dans la roche que la partie



Fig. 4. »Rasskars» de Troldtinderne, Romsdal.

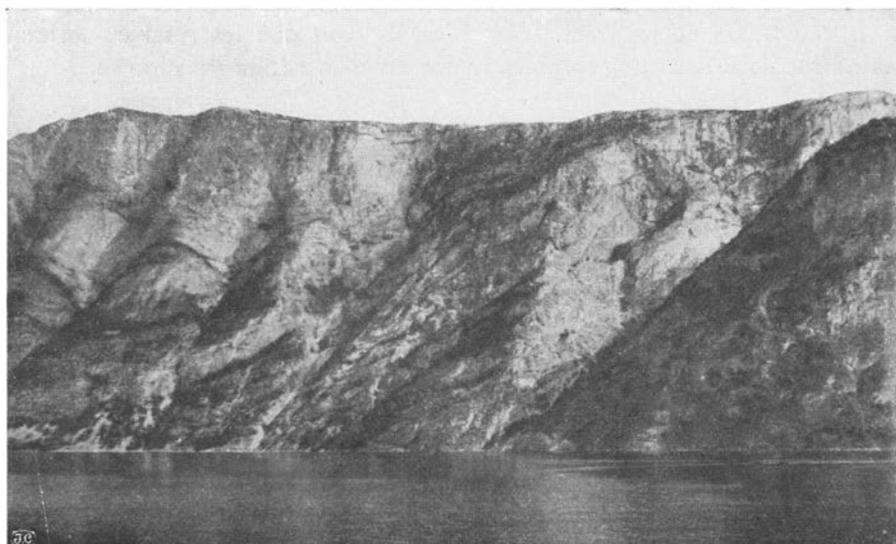


Fig. 5. »Rasskars» à l'est de Nærønes à Aurlandsfjord, partie sud-est de Sognefjord.

supérieure. Evidemment la formation de rasskar à ce niveau a été arrêtée bientôt par le talus protecteur. Le fond du rasskar a la même inclinaison que celui de l'autre rasskar. La ligne sombre qui semble descendre la pente de la partie inférieure du rasskar n'est pas un canal creusé dans la roche; ce n'est que l'ombre produite par une petite partie saillante de rocher. La partie inférieure de ce rasskar ainsi que celles des deux rasskars à l'est se trouvent à une hauteur de 100 mètres, et peut-être plus, au-dessus du fond du Romsdal et sont en quelque sorte »suspendues». Mais il ne s'en suit pas qu'une partie inférieure soit coupée, car, comme nous venons de le démontrer, l'anfractuosité qui s'est formée à la partie inférieure de l'escarpement, avant d'être ensevelie sous les éboulis, n'est pas grande.

Les roches de Troldtinderne se composent d'un gneiss grossièrement strié avec de grands yeux de feldspath. Les diaclases principaux sont orientés comme la structure de parallélisme très régulièrement en formant un petit anticlinal, partagé en deux dans la longueur par la vallée. Les couches du grand rasskar le plus occidental sont presque horizontales ou s'inclinent faiblement vers le sud. Prés des rasskars orientaux l'anticlinal commence à plonger et par conséquent l'inclinaison des couches et des diaclases principaux est oblique. Il est possible que cette obliquité des diaclases soit moins favorable au processus d'écroulement et que ce soit à cause de cela que les rasskars orientaux sont plus petits que les autres.

Les rasskars de Troldtinderne ne peuvent pas être regardés comme des cirques, »Kare», créés par l'action des petits glaciers, car la forme, surtout au fond de ces rasskars, en est bien différente. Les cirques ont d'ordinaire la forme d'une excavation barrée par un seuil de roche, mais ici il n'y a pas de tel seuil. Or, il est évident que les rasskars forment des anfractuosités bien favorables à une transformation en cirques.

Le transport des talus écroulés peut se faire par un fleuve, par un glacier s'avancant au bas de l'escarpement ou peut-être en moindre partie par le vent. De plus, dans des circonstances favorables le transport peut s'accomplir par la solifluction, les détritits imbibés d'eau descendant la pente comme un fleuve lent.

A cette petite hauteur on ne trouve de rasskars en Scandinavie que dans la région occidentale légèrement glaciée. Dans cette zone pendant la dernière période glaciaire les glaciers, comme nous l'avons déjà mentionné, ont laissé à découvert certaines parties des vallées principales. On pourrait donc, non sans raison, attribuer l'existence de ces anfractuosités à ces conditions spéciales. Cependant il est clair que la formation de ces anfractuosités a pu aussi avoir lieu pendant les périodes interglaciaires dans les parties supérieures des pentes, le talus ayant été entraîné par un fleuve, par conséquent on peut supposer que les rasskars soient fluviaux. Il semble pourtant plus probable qu'ils sont glaciaires, car s'ils étaient interglaciaires on

s'attendrait à trouver des restes de ces anfractuosités dans les régions orientales plus fortement glaciées, ainsi comme on y trouve des restes d'autres anfractuosités interglaciaires, de petites vallées produites par des rivières et par des ruisseaux. Le fait que de tels restes n'y ont pas été observés porte à croire que ces rasskars ne se sont pas formés en partie considérable dans le temps interglaciaire.

Des rasskars scandinaves entièrement fluviaux sont inconnus à l'auteur, tandis que des anfractuosités où le transport glacial est continué par le transport fluvial ne sont pas rares. Pourtant l'eau suintante et ruisse-lante coopère à la formation de tout rasskar. La quantité tombée dans l'anfractuosité même est petite mais a quelque importance pour le lavage des matières fines et pour la désagrégation.

Si le rasskar reçoit de l'eau tombée en dehors, par exemple dans une petite vallée supérieure, le ruisseau qui en résulte peut évidemment dans une certaine mesure transformer le rasskar en vallée d'eau courante en donnant au fond un profil moins aigu que celui d'un rasskar, dont la pente n'est jamais inférieure à l'inclinaison du talus. Des rasskars un peu modifiés par ce procédé se reconstituent parfois.

Un entraînement de talus caractéristique est le transport par la solifluction, qui demande des conditions climatologiques spéciales. Au Spitzberg où la solifluction a été étudiée par B. HÖGBOM,¹ on a observé des anfractuosités dont la formation doit avoir été favorisée par cette manière de transport. E. HOWE² a relaté en l'Amérique des escarpements au talus vraisemblablement transporté par la même façon, quoique M. HOWE ne croit pas à un entraînement lent. Au contraire cet auteur pense que la transportation a été rapide, «with a sudden violent rush». Mais il est peu probable qu'un tel procédé ait donné une surface si pleine de rides transversales et longitudinales et d'une structure fluviale aussi marquée que celles du talus à l'est du Engineer Mountain. On voudrait plutôt regarder cette montagne comme un exemple d'escarpement où les talus montant la pente sont très réduits par une sorte de solifluction.

Dans le grand groupe des rasskars marins et lacustres le transport des roches éboulées est effectué par les vagues ou par les courants. Le plan de délimitation, ayant la même inclinaison que le talus, passe là où l'escarpement est coupé par la surface de l'eau.

Si l'escarpement continue au-dessous de l'eau comme c'est souvent le cas dans les fjords, la formation de rasskar peut se produire sans l'aide ni des flots ni des courants, l'espace nécessaire au talus étant fourni en face du rasskar par l'érosion glaciaire. Ces rasskars forment une subdivision glaciaire, rasskars de fjord.

Les rasskars de la fig. 5 se trouvent au Sognefjord. Le plus oriental d'entre eux est traversé par un petit cours d'eau et en conséquence doit

¹ B. HÖGBOM, Ouvr. cité.

² E. HOWE, Ouvr. cité.

être compté comme type mixte ou transitoire. Ce n'est pas clair si ces anfractuosités sont des rasskars de fjord ou des rasskars glaciaires. Au point de vue du temps de la formation les rasskars de fjord diffèrent des rasskars glaciaires en ce que ces derniers s'agrandissent seulement quand il y a un glacier au fond de la vallée, tandis que les autres croissent aussi pendant l'époque interglaciaire.

Nous ne parlerons pas ici des anfractuosités formées dans les escarpements à l'aide des agents marins.

L'existence des rasskars est subordonnée aux pentes raides, et comme celles-ci exigent des roches assez dures, des escarpements ne se forment que rarement dans des roches moins résistantes, les rasskars ne se trouvent d'ordinaire que dans les roches fermes. Les plus grands rasskars que l'auteur ait observé se trouvent là où il y a des diaclases horizontaux ou faiblement penchés du côté opposé à la vallée; au contraire des anfractuosités considérables de ce genre ne sont pas observées sur les versants où les diaclases principaux sont inclinés vers la vallée. Aussi des pentes raides ne sont pas fréquentes en ces conditions.

La région, où se forment les rasskars, s'étend le long des versants aussi loin sur le côté que pourrait s'étendre la pente si elle était réduite à l'inclinaison du talus et au plan de délimitation. Dans cette zone le procédé de formation des rasskars est indépendant de l'inclinaison de la surface au-dessus de l'escarpement. Si une ligne de partage des eaux se trouve dans cette région, il se peut que le rasskar la coupe et capture un cours d'eau avec sa région tributaire.

Les rasskars mentionnés dans cette étude sont d'un intérêt spécial à cause de leur existence à niveau peu élevé au bord de la région glaciée pendant l'époque glaciaire dernière. Plus haut on trouve en Scandinavie des rasskars, même dans la région d'ailleurs fortement glaciée sur les hauts sommets qui étaient surélevés au-dessus de la grande couverture de glace et qui maintenant sont ornés de formes de nunatak, par exemple plusieurs montagnes de la Lapponie dans la Suède septentrionale ou de Jotunheimen en Norvège centrale. De même des rasskars se rencontrent à l'escarpement méridional de la montagne de Hallingskarven près de la ligne de chemin de fer de Kristiania à Bergen et aussi d'ailleurs en plusieurs localités. Dans les Alpes des rasskars sont fréquents sur les sommets plus élevés.

Dans les régions polaires il y a des rasskars même à de médiocre hauteur. On voit par exemple sur une planche d'après une photographie de O. NORDENSKJÖLD¹ un grand nombre de petits rasskars dans les Roches d'Ekelöf, creusés dans le versant de l'île de Snowhill près de son

¹ O. NORDENSKJÖLD, Die Schwedische Südpolar-Expedition und ihre geographische Tätigkeit. Wissensch. Ergebnisse d. schw. Südp.-Exp. unter Leitung von Dr. O. N. Bd 1. H. 1. Fig. 55, p. 199.

extrémité nord. Il n'est pas prouvé si ces formations soient des rasskars marins ou glaciaires.

B. HÖGBOM¹ a signalé des anfractuosités dans les escarpements du Spitzberg. La fig. 6 ci-dessous est une reproduction de l'escarpement de la montagne de Tempelberg à l'Icefjord, montrant une sculpture typique. Les particularités de cette région rappellent celles de la Norvège occidentale. La glaciation dernière n'était pas si étendue que la précédente et s'est bornée dans les vallées et dans les fjords. La désagrégation extraordinaire du gel est continuée aux versants non seulement après la

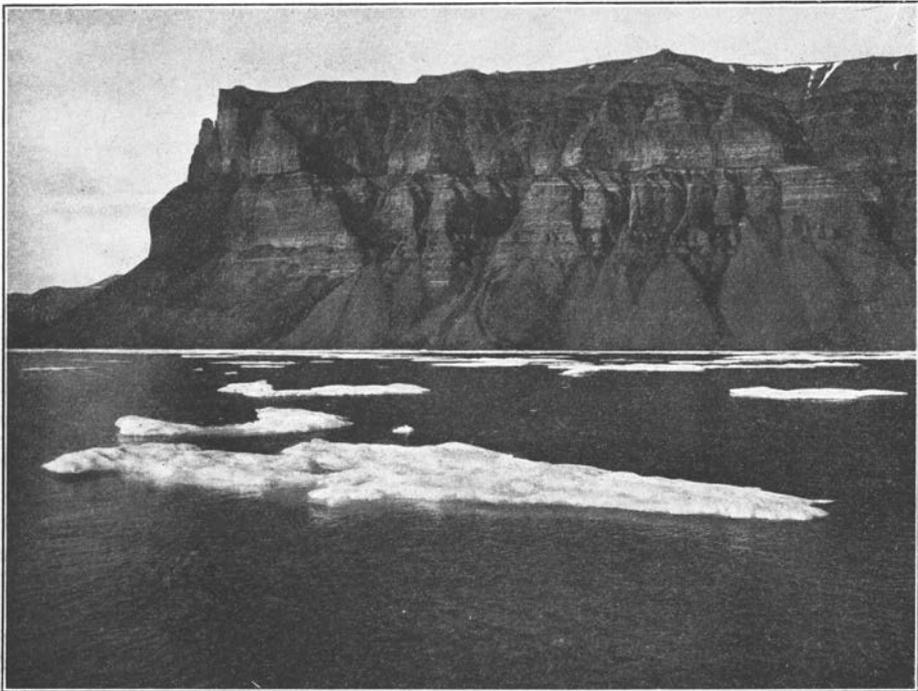


Fig. 6. »Rasskars» de la montagne de Tempelberg au Spitzberg (d'après B. HÖGBOM).

dernière glaciation mais aussi pendant cette période même et pendant la période interglaciaire précédente, ce qui peut en expliquer les grands résultats et en partie aussi la formation des rasskars. Pendant la dernière glaciation, des glaciers, s'avancants dans le fond des vallées, pouvaient servir de moyen d'entraînement des éboulis. De plus, la solifluction, déjà mentionnée, très importante au Spitzberg, a été sans doute, comme agent transporteur, bien favorable à la formation des rasskars.

¹ B. HÖGBOM, Ouvr. cité. Fig. 5 et 6. — Voir aussi le Skansberget reproduit d'après F. KJELLMAN en A. G. NATHORST, Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens u. des König-Karl-Landes. Bull. Geol. Inst. Vol. X. Uppsala 1910. Fig. 55 (p. 344).

Il est difficile de discerner si les rasskars des régions polaires et des hauts sommets sont principalement interglaciaires ou glaciaires, mais sans aucun doute le transport des matières rocheuses désagrégées et le nettoyage, qu'ont effectué les glaciers, sont d'une grande importance pour la formation des rasskars.

Imprimé le 10/7 1916.

