

ÉTUDE DE QUELQUES PENTES DE L'ÎLE PRINCE PATRICK

par A. PISSART

(3 planches et 6 figures)

RÉSUMÉ

La description de quelques pentes de l'île Prince Patrick (76° lat. N.), c'est-à-dire d'une région périglaciaire typique ne présentant pratiquement aucune trace de morphologie glaciaire, dévoile quelques particularités de l'évolution des versants sous ce climat froid.

Un processus essentiel est l'accumulation de la neige aux endroits sous le vent. Au printemps, l'eau de fonte donne naissance à des phénomènes de ruissellement et de solifluxion qui modèlent des creux de nivation, particulièrement bien développés dans les sables très fins.

La solifluxion paraît nettement plus efficace sur les pentes faibles que sur les pentes fortes car, paradoxalement, les premières ont une capacité de transport plus grande que les secondes. Au dégel, l'humidité y persiste, en effet, beaucoup plus longtemps. Il en résulte souvent l'existence d'une rupture de pente très brutale au pied des versants raides, aspect rappelant parfois la morphologie des pays arides.

Les différences lithologiques sont généralement très bien mises en valeur par les processus périglaciaires et les replats structuraux sont souvent aussi bien dégagés que dans les régions arides.

L'étude d'un versant passant latéralement d'un glacier de solifluxion à une longue pente concave, entaillée de chenaux, souligne que les divers facteurs régissant l'évolution des pentes réagissent les uns sur les autres et ce cas simple montre combien il est difficile de comprendre le façonnement des versants.

I. INTRODUCTION

L'île Prince Patrick où a été réalisée la présente étude fait partie de l'Archipel de la Reine Elisabeth (fig. 1) et s'étend sur environ 15.000 Km² entre les parallèles de 75° 50' et 77° 33' de latitude N et les méridiens de 115° 20' et 122° 55' de longitude ouest. Située loin au N du cercle polaire, cette île subit un climat extrêmement rigoureux : la température moyenne annuelle est de — 18°C et la température moyenne mensuelle dépasse seulement 0°C deux mois par an, en juillet et en août. La neige y persiste donc en général 10 mois par an. Certaines années, elle fond d'ailleurs incomplètement.

ENCODÉ

16 FEV 1989

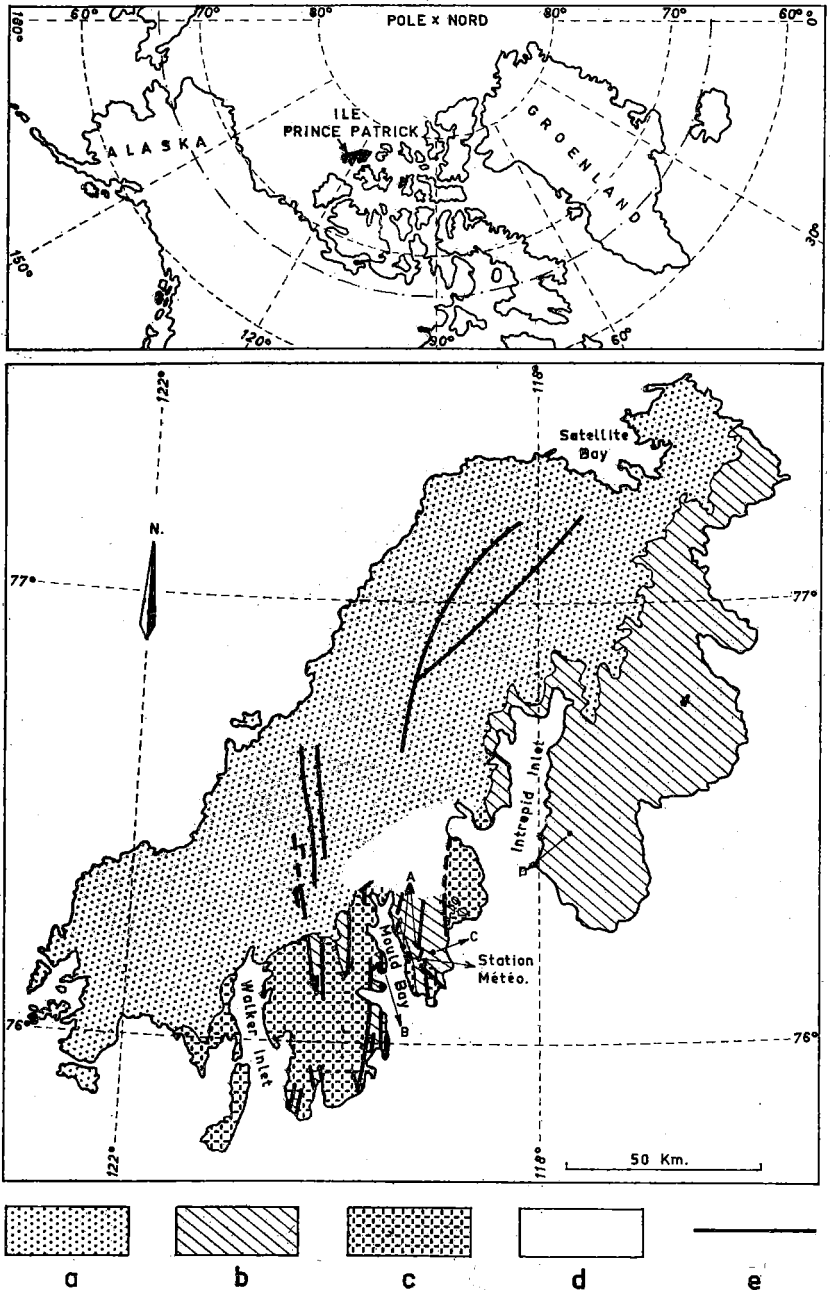


Fig. 1. — Localisation de l'île Prince Patrick et carte structurale donnée par Tozer et Thorsteinsson (1964) :

- a) Formation de Beaufort : sables et graviers probablement d'âge fin tertiaire ;
- b) Formations secondaires et début tertiaires ;
- c) Primaire ;
- d) Inconnu ;
- e) Faille.

Seule, la faiblesse des précipitations explique que l'île Prince Patrick ne soit pas recouverte par une calotte glaciaire. Il y tombe en effet seulement 8 cm de précipitations (en eau) par an. La neige, qui constitue les 2/3 de ce total, ne recouvre d'ailleurs jamais longtemps la totalité de la surface de l'île. Elle est en effet déplacée par le vent, qui dégage les parties exposées à la déflation et accumule la neige en des endroits sous le vent, où elle donne naissance à des creux de nivation remarquables.

Toujours entourée de la banquise, l'île Prince Patrick est seulement accessible en avion. Des recherches ne peuvent y être effectuées que dans le cadre d'une organisation importante fournissant le matériel et le support aérien. C'est le Ministère des Mines et des Relevés techniques qui nous a permis de travailler dans cette région, en nous intégrant dans le « Polar Continental Shelf Project » (1).

La géologie de cette île a été étudiée par E. T. Tozer et R. Thorsteinsson qui ont publié en 1964 un mémoire important consacré à la partie ouest de l'Archipel Reine Elisabeth, où se trouve l'île Prince Patrick. Leur carte montre que les 2/3 de l'île sont recouverts des sables et graviers de la formation de Beaufort dont l'âge est fin Tertiaire ou début Quaternaire. Des roches dévoniennes, jurassiques et crétacées affleurent surtout dans la partie orientale de l'île. La morphologie dont il est question ci-dessous concerne, comme nous le verrons, la partie SW de Prince Patrick.

Notre travail ne consiste pas en une étude de toutes les pentes, mais seulement dans l'examen de quelques versants dont l'originalité est due au système morphoclimatique d'érosion périglaciaire.

Nous décrivons successivement deux abrupts élevés de plus de 100 m. (voir leur localisation sur la fig. 1 par la lettre A), deux types de pentes découpées en replats structuraux (fig. 1, lettres B et C) et un grand versant présentant des modifications latérales d'aspect, en liaison avec des stades successifs de son évolution (fig. 1, lettre D).

* * *

(1) Nous remercions très vivement le Dr. J. Ives, chef de département de la Géographie, et le Dr. F. Roots, co-ordinator du Polar Continental Shelf Project, qui nous ont fourni les moyens de faire des recherches sur cette île. Notre séjour au Canada était supporté par une bourse du Conseil des Arts que nous assurons de notre gratitude. Nous tenons en outre à remercier tous ceux qui nous ont aidé : pilotes, radios, chef de camp, cuisiniers, mécaniciens, etc., sans qu'il nous soit possible de citer tous les noms.

II. DEUX GRANDS ABRUPTS ET LEUR EVOLUTION

A. Un abrupt de faille, dégagé par l'érosion différentielle.

Description.

La carte géologique de E. T. Tozer et R. Thorsteinsson (1964) indique que l'abrupt important (Planche 1 — Photo 1) qui s'allonge N-S, à 4 km à l'Est de la station de Mould Bay, correspond à une faille mettant en contact les couches de la formation « Griper Bay » (Dévonien) avec des roches plus tendres d'âge créacé. Sur le terrain, la rareté des affleurements ne permet pas de se rendre compte de la succession des couches dans chacune de ces formations. Cependant, l'examen des débris de roche en surface montre clairement que des grès constituent une grande partie des couches dévoniennes formant l'abrupt dont nous allons parler, tandis que les roches mésozoïques, qui s'étendent à son pied, sont composées de sables et de grès plus tendres. Dans chacune de ces formations, des schistes existeraient d'après l'étude géologique mentionnée ci-dessus mais nous n'avons pas eu la possibilité de les apercevoir.

Le contact de ces roches créacées et dévoniennes a donné naissance à un abrupt élevé, haut de plus de 100 m., très peu festonné, qui peut être présenté comme un exemple d'abrupt de ligne de faille dégagé par l'érosion différentielle. La pente de cet abrupt, pente moyenne depuis le sommet jusqu'au pied, est très forte puisqu'elle varie entre 33° et 27°.

Dans le détail des formes, le profil de cette falaise n'est pas partout absolument identique. A côté de parties où la pente d'environ 32° est rectiligne de haut en bas et est, en fait, un grand éboulis de gravité (profil 2 a), existent des parties plus complexes. Elles se localisent principalement là où, d'après le tracé en plan du sommet de la falaise, le recul a été le plus important. En cet endroit, comme le montre le profil 2 b, un éboulis de gravité se prolonge, en bas, par un versant irrégulier où alternent des pentes très faibles (parfois des contrepentes) et très fortes (dépassant quelquefois 40°). Il ne fait aucun doute qu'en ces endroits l'éboulement se déplace en masse en de très grands glissements de terrain (1). Pour compléter

(1) Par leur aspect et aussi par leur genèse, ces parties inférieures paraissent évoluer vers des « glaciers rocheux ».

cette description de l'allure générale de l'abrupt, ajoutons que, en de rares endroits, la falaise est découpée par des entailles se prolongeant de bas en haut comme de grandes ravines.

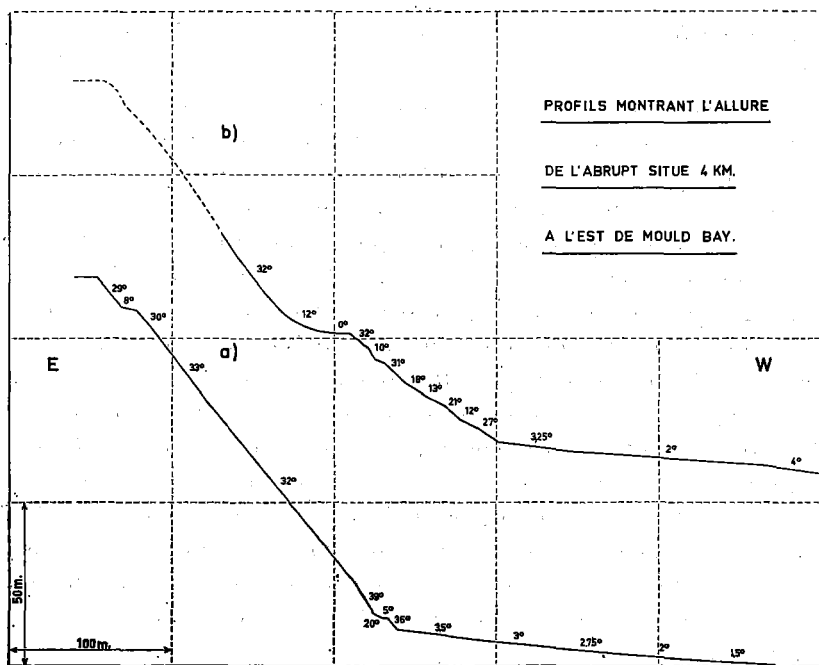


Fig. 2. — Abrupt de ligne de faille mettant en contact des formations dévoniennes et crétacées. (4 Km. à l'Est de Mould Bay).

Ce versant est partout recouvert de blocs de grès sans matrice fine. Ces blocs sont souvent très volumineux, et atteignent 1 m. de longueur. Leur dimension est généralement comprise entre 20 et 80 cm, sauf en quelques points de la partie supérieure de l'abrupt où les fragments ont seulement entre 5 et 20 cm. En un endroit cependant une fine matrice limoneuse apparaît. Elle forme des taches brunes au milieu des gros blocs de la partie basale là où celle-ci est en train de glisser en masse. Ces taches de matériel fin au milieu des blocs forment le centre de véritables cercles de pierres.

Le caractère le plus surprenant de ce versant est la brutalité du contact de la pente forte que nous venons de décrire avec le glacis inférieur peu incliné. En 2 ou 3 mètres, la pente de l'abrupt est

suivie par une surface en pente faible, et la valeur de l'inclinaison peut passer par exemple de 36° à $3^{\circ} 5$ (Planche 1, Photo 2).

La pente de ce glacis inférieur est toujours faible. Dans la partie N, elle est comprise entre 2° et 4° ; dans la partie S, les valeurs sont plus fortes (5 à 6°), et cela en liaison avec l'encaissement proche d'un petit cours d'eau.

Sur ce glacis, les blocs de grès provenant de la falaise ne sont que localement très nombreux. Ils forment, en ces endroits, de véritables coulées pierreuses se prolongeant parfois sur 250 m malgré la très faible pente de 2 à 3° . Souvent cette surface est recouverte d'une végétation de mousses, de lichens et aussi de plantes herbacées. Partout, sur ce glacis, le matériel fin, argileux est abondant. Au dégel, en juin, on le voit apparaître au pied de la falaise, entraîné entre les cailloux par de minces filets d'eau, et son accumulation au pied de la falaise est évidente. Par ailleurs, la position verticale de certaines pierres, dressées les unes contre les autres, l'existence d'allures lobées plus ou moins apparentes, et la présence de minuscules terrassettes indiquent que ce matériel, malgré la pente très faible, se déplace par solifluxion. La preuve de l'apport de la falaise apparaît clairement au débouché d'un des sillons qui la découpe : le sol y est tapissé de blocs descendus de la falaise, blocs enfoncés dans la boue, l'ensemble formant un cône aplati dont la pente est de $2,75^{\circ}$.

En un endroit, sur cette pente très faible, s'est étalée une grande langue de matériaux, longue de 170 m. et large de 90 m. Cette langue, dont le centre est en creux, surmonte d'environ 3 m. 50 le glacis inférieur. Il s'agit de la trace d'un mouvement de masse, récent d'ailleurs car les débris ne sont pas encore recouverts de lichens. Il s'est produit ici un mouvement rapide, sans doute glissement au départ et éboulement à la fin, car un phénomène lent ne peut expliquer ni l'étalement de la langue sur une pente de seulement quelques degrés, ni le creux central qui déprime le centre de cette langue, ni surtout le fait que le dépôt ne se termine pas par un bord net, mais par un éparpillement de blocs. L'absence de zone de départ visible sur la falaise nous fait croire qu'il s'agit sans doute de l'étalement rapide d'un bourrelet identique à ceux que nous avons décrits plus haut, et qui serait apparu lentement au pied de la falaise.

Interprétation — Les processus en jeu.

Après cette longue description, précisons quels sont les processus en jeu et quelle est, d'après la morphologie, l'évolution de ce relief.

— Sur la falaise.

1. La désagrégation mécanique, fragmentation par le gel des grès, est le processus le plus apparent. C'est lui qui a donné les fragments qui recouvrent toute la pente. Ainsi que le montre la continuité de la couverture de lichens, ce processus paraît toutefois extrêmement peu actif sur les blocs dégagés de toute matrice fine qui tapissent la falaise. Les blocs les plus volumineux sont concentrés à la surface de l'éboulis sans doute parce que, bien dégagés de toute humidité, ils subissent moins la désagrégation mécanique.

2. Au sommet de la falaise, la concentration de la neige par les vents du NE a donné naissance à une terrasse de nivation caractéristique. La persistance de la neige plus longtemps y favorise la désagrégation et l'eau qui s'en écoule emporte vers le bas les fins débris fournis par la fragmentation de la roche.

3. Le processus essentiel semble être ce lavage du matériel fin qui s'accumule à la partie inférieure de l'éboulis et apparaît au pied de celui-ci.

4. Ce matériel fin permet le développement local de certains mouvements de masse au pied de l'éboulis, mouvements qui sont bien apparents sur le profil 2 b.

5. Ces phénomènes de glissement ne déplacent pas seulement le pied du versant mais ils remettent en marche, en outre, l'éboulis de simple gravité de la pente qui le surmonte. Ce mouvement actuel apparaît clairement par l'absence de lichens sur cette partie du versant.

— Sur le glacis inférieur.

L'accumulation de matériel fin par ruissellement permet deux actions importantes :

1. Des phénomènes de solifluxion qui emportent le matériel descendant du versant, déplaçant tout ensemble le matériel venu

par ruissellement et les blocs venus de la falaise. Ces derniers paraissent toutefois relativement peu nombreux.

2. La gélivation des blocs qui, dans ce matériel humide, est active et fragmente les blocs qui résistent bien sur l'éboulis.

En résumé.

De cette étude, retenons spécialement l'existence d'un changement de pente extrêmement brutal et net au pied de l'abrupt. La pente très faible du glacier inférieur (2 à 5°) montre que l'apport du matériel au pied du versant est peu important et, en conséquence, que son évolution est très lente. La solifluxion sur une pente de 2 à 3° parvient en effet à emporter tout ce qui arrive au pied d'une falaise inclinée de 30° et ayant plus de 100 m. de haut. Soulignons encore que les traces d'évolution sont plus marquées sur les pentes de 2 à 3° que sur les pentes de 30° qui leur sont supérieures. Toutes les observations confirment que les pentes faibles inférieures ont une capacité de transport plus grande que les pentes raides qui les surmontent.

B. La falaise située au bord de la mer à 2 km au nord de la station météorologique de Mould Bay.

Description.

Environ 2 Km au NO de Mould Bay s'élève, au-dessus de la mer, une falaise haute d'une centaine de mètres, dont l'origine (faille? action glaciaire?) est inconnue. Son profil, levé sur le terrain au clinomètre, est donné à la figure 3. Cette falaise est, comme celle que nous venons d'étudier ci-dessus, tout entière développée dans les grès et schistes dévoniens de la formation de Griper Bay. Elle présente également une pente générale très raide dont l'inclinaison moyenne varie de 32° à 38°. Parfois même, l'inclinaison locale dépasse 40°.

Dans le sens transversal, la pente de ce versant n'est pas régulière. Elle est en effet découpée par des encoches parallèles qui donneraient aux courbes de niveau d'une carte détaillée une allure de grands festons. Ces entailles sont rarement en V ; elles ont parfois un fond plus ou moins plat, mais sont en général des encoches larges, nettement différentes des ravins dus à l'eau courante. Ce sont des

endroits où l'évacuation des débris principalement par transport en masse est plus rapide.

Malgré la raideur de la pente, la roche en place est très rarement visible sur le versant. A l'emplacement de la coupe donnée à la figure 3, ce n'est qu'en deux endroits qu'elle apparaît ou plutôt

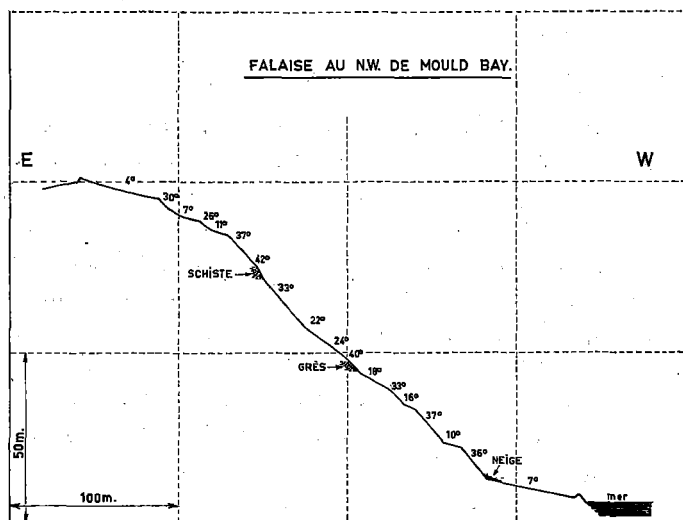


Fig. 3. — Profil de la falaise située au bord de la mer, 2 Km. au N.O. de la station météorologique de Mould Bay. Hauteurs exagérées 2 fois.

qu'elle se laisse deviner parmi le manteau de débris qui recouvre tout le versant. Il s'agit chaque fois du « bed rock » très fracturé, amas de pierres dont les éléments plus ou moins jointifs témoignent de la proximité de la roche. Ce qui est le plus étonnant c'est que pratiquement, partout ailleurs, les blocs de grès sont emballés dans une matrice fine, limoneuse, qui permet l'apparition de coulées boueuses et de la solifluxion. Ce n'est qu'en de très rares endroits, très localisés, que les blocs sont simplement entassés les uns sur les autres sans remplissage intersticiel.

Ces éléments fins, qui proviennent essentiellement de la désagrégation des couches schisteuses interstratifiées au milieu des grès, servent de ciment et expliquent que, localement, la pente puisse être supérieure à celle de l'éboulis de gravité.

Sous l'abrupt existe une pente inclinée de 5 à 11°. En réalité, ce pied du versant est, selon les endroits, soit un véritable glacier de

5° dû à la solifluxion et débutant par un knick très brutal, soit un accolement de cônes au débouché des entailles que nous avons décrites plus haut. En d'autres termes, des cônes dûs au ruissellement, mais aussi, et surtout, aux agents de transport en masse, voisinent avec des glacis de solifluxion.

Les processus en jeu.

— *Sur la falaise*

Comme toutes les pentes, ce versant évolue d'une manière discontinue dans l'espace et dans le temps, et cela, en fonction de la présence d'eau. Quand il y a de l'eau, le versant recule par glissements, mouvements de masse, coulées de boue, ruissellement. Comme, sous ce climat, l'eau est fournie presque entièrement par la fusion de la neige, c'est la répartition de cette neige qui est le facteur principal d'évolution du versant. Or, sur cette pente, deux domaines distincts peuvent être considérés : d'une part, le sommet de la falaise et les chenaux longitudinaux où le vent entasse pendant l'hiver une grande quantité de neige et, d'autre part, en-dessous de l'encoche de nivation sommitale, les espaces entre ces chenaux où l'épaisseur de la neige est très faible.

L'évolution de ces deux domaines n'est pas la même, comme nous allons le voir. Là où la neige est à la fin de l'hiver peu épaisse, la fusion se produit entièrement alors que la température de l'air ne s'est pas encore élevée au-dessus de 0°C. Elle s'effectue, en effet, pendant les périodes d'ensoleillement, par l'échauffement local du sol. Ce phénomène est évidemment discontinu dans le temps, les dégels étant suivis immédiatement de regels. Ce mécanisme n'est pas favorable aux glissements de terrain et à la solifluxion, car seule une couche très mince du sol est dégelée chaque fois. Le ruissellement par contre est plus efficace et laisse la surface parsemée de fins débris lavés (1) provenant de la désagrégation des schistes.

Ce mécanisme de dégels superficiels et temporaires permettant uniquement l'action du ruissellement à l'exclusion de tout phénomène de solifluxion donne naissance à des microformes originales.

(1) Ces débris lavés reposant sur du matériel limoneux font penser à première vue aux grèzes litées. Toutefois, la disposition des éléments parallèlement à la pente qui est si caractéristique des grèzes litées n'a jamais été observée. De ce fait, la similitude est douteuse.

C'est ainsi que se développent localement dans le matériel limoneux de ce versant des structures ressemblant à première vue à des lapiés : buttes et pinacles de limon, parfois finement ciselés (Planche 2 — Photos 3 et 4). Ces structures paraissent souvent provenir de l'évolution d'un réseau polygonal préalable sans doute né par dessiccation. C'est en suivant ces fissures de dessiccation que l'eau de fonte de neige s'écoule, isolant les unes des autres des buttes de quelques dm de hauteur. Sur ces fortes pentes, cet écoulement faible effectue une érosion appréciable qui dégage de plus en plus les fissures originelles et les agrandit. Ainsi ces fissures deviennent des creux topographiques apparents où la neige s'accumule. La fusion de celle-ci accentue le phénomène.

A la partie supérieure du versant et dans les creux qui s'allongent suivant la pente, l'accumulation de la neige est plus importante et, de ce fait, elle persiste pendant très longtemps. Sa fusion se poursuit alors pendant une grande partie de l'été. A ce moment, à l'aval de la masse neigeuse, une partie beaucoup plus épaisse du sol est dégelée et le ruissellement s'accompagne de phénomènes de solifluxion et de mouvements de masse. L'évolution y est ainsi accélérée. Notons toutefois qu'en raison de la très forte pente, l'eau s'écoule aisément et souvent les formes en mouvement restent figées en pleine évolution. Certains glissements de terrains affectant parfois plusieurs dizaines de m³ expliquent que la pente atteigne quelquefois une inclinaison de 40°. Au total, en ces endroits où la neige est épaisse, ce sont surtout des formes de « nivation » qui se façonnent. Nous interprétons de cette façon les gradins du sommet de la falaise et aussi les chenaux parallèles particuliers que nous avons décrits plus haut.

— *Sur la pente faible inférieure*

Au pied de cette falaise, le ruissellement et la solifluxion façonnent dans le prolongement des chenaux, des cônes inclinés de 9 à 10°. Entre ceux-ci, le glaciais qui les relie a une pente comprise entre 5 et 7°. Ici, la solifluxion joue le rôle principal. En effet, l'humidité descendant du versant s'écoule beaucoup plus lentement et imbibe toute la masse de sédiments. Malgré la faible inclinaison, des glissements importants s'y produisent parfois.

Conclusion

La pente de 5 à 10° qui est établie en-dessous de cette falaise, haute de plus de 100 m, et inclinée de près de 30°, est suffisante pour évacuer les dépôts de pente qui descendent de ce versant raide, et cela bien qu'il soit recouvert pratiquement sur toute sa hauteur par des dépôts de désagrégation limoneux emballant des débris de grès. Cet exemple, mieux encore que le précédent, montre clairement que les processus périglaciaires sont plus actifs sur les pentes faibles que sur les pentes fortes et cela même quand la couverture meuble y est identique. Cette plus grande capacité de transport des pentes faibles est due à ce que l'imbibition en eau y est beaucoup plus longue et plus complète que sur les versants plus inclinés où l'écoulement de l'eau est rapide. Ainsi s'explique aisément la rupture de pente brusque qui existe souvent au contact des versants inclinés et des pentes douces qui leur font suite.

Par ailleurs, sur ces abrupts, la nivation joue un rôle essentiel en fournissant l'eau de fusion qui est le moteur de l'évolution.

III. LES PENTES A REPLATS STRUCTURAUX

En plusieurs endroits de l'île Prince Patrick, on observe des replats structuraux étendus et particulièrement spectaculaires. Ces formes structurales apparaissent principalement sur les formations subhorizontales de la « Wilkie Point Formation » (Jurassique) mais existent également, bien développées, sur les roches de la « Griper Bay Formation » (Dévonien) qui, rappelons-le, constituent le substratum des deux abrupts que nous venons de décrire.

Ces roches jurassiques et dévoniennes étant différentes, les processus qui interviennent ne sont évidemment pas les mêmes, aussi nous les considérerons séparément.

A. Replats structuraux de la Griper Bay Formation

Description.

Des exemples de replats structuraux dans la Griper Bay Formation ont été étudiés à 10 km. au SO de la station météorologique de Mould Bay, sur une presqu'île localisée sur la côte ouest de la baie.

L'évolution géomorphologique de cette presqu'île est difficile à

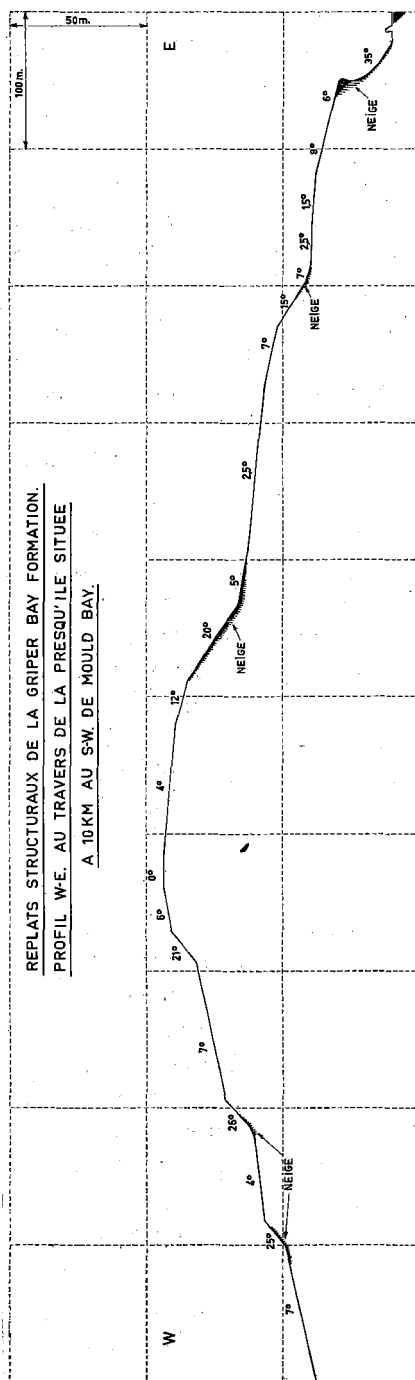


Fig. 4. — Profil Est-Ouest au travers de la presqu'île située à 10 Km. au Sud-Ouest de la station météorologique de Mould Bay, et montrant la succession de replats et d'abrupts.

reconstituer, mais l'essentiel en est périglaciaire. Quelques rares cailloux erratiques retrouvés sur sa surface sommitale témoignent d'une glaciation ancienne. Toutefois, celle-ci n'a pas laissé de traces dans la topographie.

Le système d'érosion périglaciaire a découpé les versants de cette presque île en une série d'escaliers gigantesques dont les marches atteignent parfois 20 m de hauteur (voir fig. 4). Les pentes des abrupts varient de 35° à 13°, celles des replats de 1,5° à 7°. Souvent le contact abrupt-replat est très brutal, pratiquement sans raccord concave. Par contre, les extrémités sommitales des abrupts sont généralement beaucoup plus largement convexes. Un changement de pente brusque n'y existe d'ailleurs qu'en des endroits localisés où un glissement en masse sur la surface supérieure s'est arrêté au sommet de l'abrupt.

La roche en place n'apparaît que très rarement sur cette colline, laquelle est marquée par des chaos de blocs sans matrice ou des plages de matériel fin. Ce matériel fin, qui sur les replats est disposé en stries et en polygones, apparaît également sur les fortes pentes. A proximité cependant, une grande coupe montre que le substratum dévonien est constitué de bancs horizontaux de schistes alternant avec des bancs de grès. Le matériel fin dont nous avons parlé précédemment provient de la désagrégation des roches schisteuses.

Interprétation

Cette morphologie est incontestablement due à l'alternance de roches gréseuses, très résistantes à l'érosion, et de roches phylladeuses, facilement désagrégées par la gélivation. Les replats sont cependant exceptionnellement bien dégagés grâce au système d'érosion périglaciaire qui favorise l'action de la congéfluxion sur les pentes faibles. Ce processus transporte en effet aussi bien les gros blocs que le matériel fin et semble, ici aussi, surtout actif sur les pentes douces où le sol conserve plus longtemps l'humidité. La nivation intervient également dans le façonnement de ces replats et est en partie responsable de la brutalité du contact replats-abrupts.

Sous un climat plus tempéré, l'évolution des pentes fortes serait plus rapide que celle des surfaces peu inclinées. Elle déterminerait l'engorgement des replats et l'atténuation des formes structurales.

B. Replats structuraux de la Wilkie Point Formation

Description.

Si des replats structuraux importants sont développés, comme nous venons de le voir, sur la « Griper Bay Formation », les plus beaux de l'île sont sans hésitation possible dégagés sur les formations sableuses et gréseuses de la « Wilkie Point Formation ». Ces couches d'âge jurassique sont généralement peu inclinées, et un magnifique relief structural y a été dégagé par l'érosion périglaciaire.

La coupe (fig. 5), ainsi que la photo (Planche 3, Photo 5) donnent une idée de la perfection du dégagement de ces surfaces, même lorsque le pendage des couches est très faible, de l'ordre de 2 à 3°. Les replats structuraux, déterminés par des strates de grès fracturés de 75 cm d'épaisseur, sont extraordinaires en regard de la minceur des couches résistantes qui leur donnent naissance.

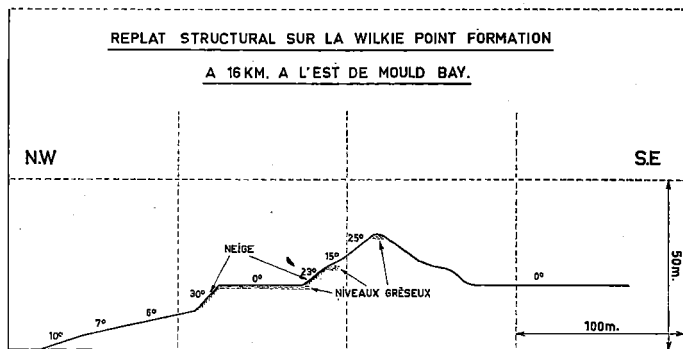


Fig. 5. — Profil montrant un replat dégagé dans la « Griper Bay Formation » à l'emplacement de la photo 5.

Interprétation — Les processus en jeu.

Nous distinguerons les processus façonnant les abrupts et ceux qui dégagent les surfaces structurales.

— *Sur les abrupts.*

Les abrupts limitant la surface structurale visible sur la photo 5 sont très raides, leur partie supérieure étant presque verticale. En ces endroits, le substratum affleure et il est aisé de se rendre compte que la couche résistante est constituée d'une épaisseur de

75 cm de grès fracturés, reposant sur plusieurs mètres de sables très fins.

Sur ces versants raides, la neige est accumulée à la fin de l'hiver et elle constitue l'agent d'érosion principal, au point que les abrupts peuvent être considérés comme des formes de nivation. Dans ce matériel sableux fin, la nivation agit par ruissellement. Ce mécanisme est très actif pendant le mois de juin, quand la neige entassée au front de l'abrupt se met à fondre d'autant plus rapidement qu'elle a été souillée par des poussières enlevées par le vent à la surface supérieure. L'eau de fusion s'écoule en très minces filets entre la flaque de neige et le sol, en transportant une quantité de sable étonnante. Le moindre filet d'eau, aussi minuscule soit-il, déplace en effet de très nombreux grains de sable très fin que l'on voit à l'œil nu défiler comme le contenu d'un sablier. Ce transport efficace agit principalement sous la flaque de neige, et fait reculer les abrupts en les maintenant à peu près verticaux. Il semble être très rapide ainsi qu'en témoigne parfois la persistance de piliers de sable, pourtant très faiblement consolidés, en des emplacements où le recul a été plus lent (Planche 3, Photo 7).

Au sommet de l'abrupt les plaquettes de grès, déjà fracturées par la gélivation, sont, par le recul du versant, mises en porte-à-faux et tombent sur la flaque de neige. Réduites en éléments plus petits par leur passage sous la plaque de névé, elles recouvrent de petits débris le versant en contrebas.

Au-dessous de ces plaques de neige, suivant la vitesse de fusion, le ruissellement est plus ou moins abondant et, en fonction du débit, il produit soit une érosion, soit un dépôt. Son action d'ensemble façonne une surface concave dont la pente varie de 4 à 7°. Son évolution est régie par la présence à l'aval d'un niveau de grès qui, malgré son épaisseur réduite, donne naissance à un nouvel abrupt. La surface inférieure que nous venons de décrire n'est donc pas une surface typiquement structurale puisqu'elle ne suit pas strictement une couche géologique. C'est plutôt une surface concave dont la base et le sommet sont déterminés par la présence de niveaux gréseux plus résistants.

— *Sur la surface structurale.*

Par contre, la surface sommitale bien visible sur la photo 5 est une surface structurale au sens étroit du mot. C'est une table de

grès qui a été nettoyée des formations surincombantes. Si la nivation a pu jouer un rôle au début du dégagement de cette surface, il paraît cependant impossible que ce processus ait agi seul. En effet, lorsque le relief s'est atténué, l'accumulation de neige ne s'est plus produite et le ruissellement a été en conséquence de moins en moins important.

Un autre processus, toujours actif de nos jours, a certainement contribué au dégagement de cette surface : il s'agit de la déflation éolienne. L'activité de ce processus sur ce matériel sableux complètement dépourvu de végétation est attestée par la quantité de sable accumulée sur la neige voisine. A proximité de l'endroit où la photo 5 a été prise, nous avons pu estimer, en comparant la surface soumise à la déflation avec la quantité de matière accumulée dans la neige voisine, que la déflation en un hiver pouvait emporter une épaisseur de sable de 0,05 mm.

La présence sur cette faible pente de 2° 5 de stries nettes, montre qu'un certain déplacement en masse dans le sens de la pente intervient. Ce processus doit cependant être extrêmement lent en raison principalement de la faible alimentation en eau.

Au stade ultime du dégagement de la surface structurale, la déflation éolienne doit être le phénomène le plus actif. Toutefois, les cailloux erratiques épars à la surface ne sont nullement perchés mais au contraire enfoncés dans le matériel fin, ce qui prouve que l'action de la déflation n'est malgré tout pas extrêmement rapide. Les phénomènes de cryoturbation (sols striés) en amenant constamment à la surface du matériel fin, favorisent bien entendu l'action de la déflation.

Conclusion.

Les formes structurales développées sur les formations dévonien-nes et jurassiques de l'île Prince Patrick sont fondamentalement différentes. Les premières sont le résultat de la congélifluxion, tandis que les secondes, localisées dans des sables peu aptes à solifluer, sont dues à l'action du ruissellement et de la déflation éolienne.

La congélifluxion emporte aisément de gros éléments résistants. Son action est entravée par l'absence de matrice fine, par la présence de bancs de grès, mais aussi et surtout par la présence de fortes pentes. Une fois apparues, celles-ci ont donc tendance à se conserver du fait uniquement du meilleur drainage qui y existe.

Ainsi les abrupts et les replats qui découpent les versants s'accroissent avec le temps. Cette évolution aide à comprendre comment des terrasses d'altiplanation (replats goletz) peuvent s'agrandir en se conservant. Toutefois, les replats que nous avons observés sur l'île Prince Patrick étaient tous régis par la structure.

Le ruissellement qui, par contre, agit sur les formations jurassiques est principalement alimenté par la fusion de la neige. Ce ruissellement est arrêté par de très minces bancs de grès qui, dans un matériel plus limoneux, n'entraveraient nullement l'action de la solifluxion.

Le façonnement de formes de nivation dans ces sables fins est extraordinairement actif et cependant D. St-Onge, dans son étude remarquable de la nivation sur l'île Ellef Ringness, n'a rien observé de semblable. Il est nécessaire en effet pour que ce processus soit actif qu'il s'exerce dans des couches épaisses de sables fins, bien classés. Dans des formations plus grossières, comme les sables de Beaufort, les formes de nivation sont mal développées ainsi que l'indique D. St-Onge.

Ajoutons que, sous un climat différent, l'infiltration de l'eau dans les sables ne permettrait pas à ce processus de ruissellement de s'exercer. Ce type de forme de nivation est donc doublement lié au climat froid, premièrement par l'action de la neige et, deuxièmement, par l'imperméabilisation du sol par le permafrost.

* * *

IV. AUTRE EXEMPLE DE REPLATS STRUCTURAUX

SUR LA « WILKIE POINT FORMATION ».

MODIFICATIONS D'ALLURE D'UN VERSANT AU COURS DE SON RECU

Un second exemple de formes structurales développées dans la « Wilkie Point Formation » sera donné ici. Cet exemple a été choisi dans la partie de l'île s'étendant entre Intrepid Inlet et le détroit de Fitzwilliam, en un endroit où les formes structurales sont les plus spectaculaires de toute la région. Comme nous le verrons plus loin, cet emplacement offre en outre l'intérêt de présenter un abrupt s'écartant progressivement de la rivière, ce qui permet de montrer

la complexité du phénomène de recul d'un versant en climat péri-glaciaire.

Schématiquement, le versant que nous allons décrire peut être décomposé en quatre parties en relation avec une succession de couches subhorizontales (figure 6 a) :

1. Une surface supérieure doucement vallonnée, correspondant à des sables et graviers de la formation de Beaufort.
2. Un abrupt dégagé dans des sables fins bathoniens surmontant une couche argileuse.
3. Un replat étendu correspondant plus ou moins au sommet d'épais bancs de grès.
4. Un abrupt suivi d'une large concavité, correspondant respectivement aux bancs de grès dont nous venons de parler et aux couches d'argile et de sable qui leur font suite.

Nous considérerons chacune de ces parties successivement, en montrant leurs particularités :

1. — *La surface supérieure* apparaît de loin dans le paysage comme une simple surface d'érosion tronquant brutalement les couches sous-jacentes, qui sont plus ou moins fortement basculées. De plus près, on se rend compte qu'une formation sableuse et caillouteuse, épaisse de quelques mètres (entre 5 et 10 mètres) recouvre la surface d'érosion. Il s'agit de l'extrémité Est de la formation de Beaufort qui s'épaissit considérablement vers l'Ouest pour atteindre plusieurs dizaines de mètres de l'autre côté de la baie d'Intrepid Inlet. Cette formation est reconnaissable, non seulement à son allure discordante, mais aussi à la présence en son sein de fragments de bois fossiles remarquablement bien conservés. Leur faible épaisseur locale explique que, malgré leur extension, ces dépôts ne soient pas mentionnés en cet endroit sur la carte géologique de Tozer et Thorsteinsson (1964).

La surface qui correspond à cette formation de Beaufort est légèrement vallonnée et elle ne paraît bien horizontale que lorsqu'elle est vue de loin dans le paysage. Constituée de sables, graviers et gros cailloux, et parsemée en outre d'erratiques abandonnés par la glaciation, cette assise résiste bien à l'érosion. Du fait de cette résistance, elle constitue une véritable surface structurale.

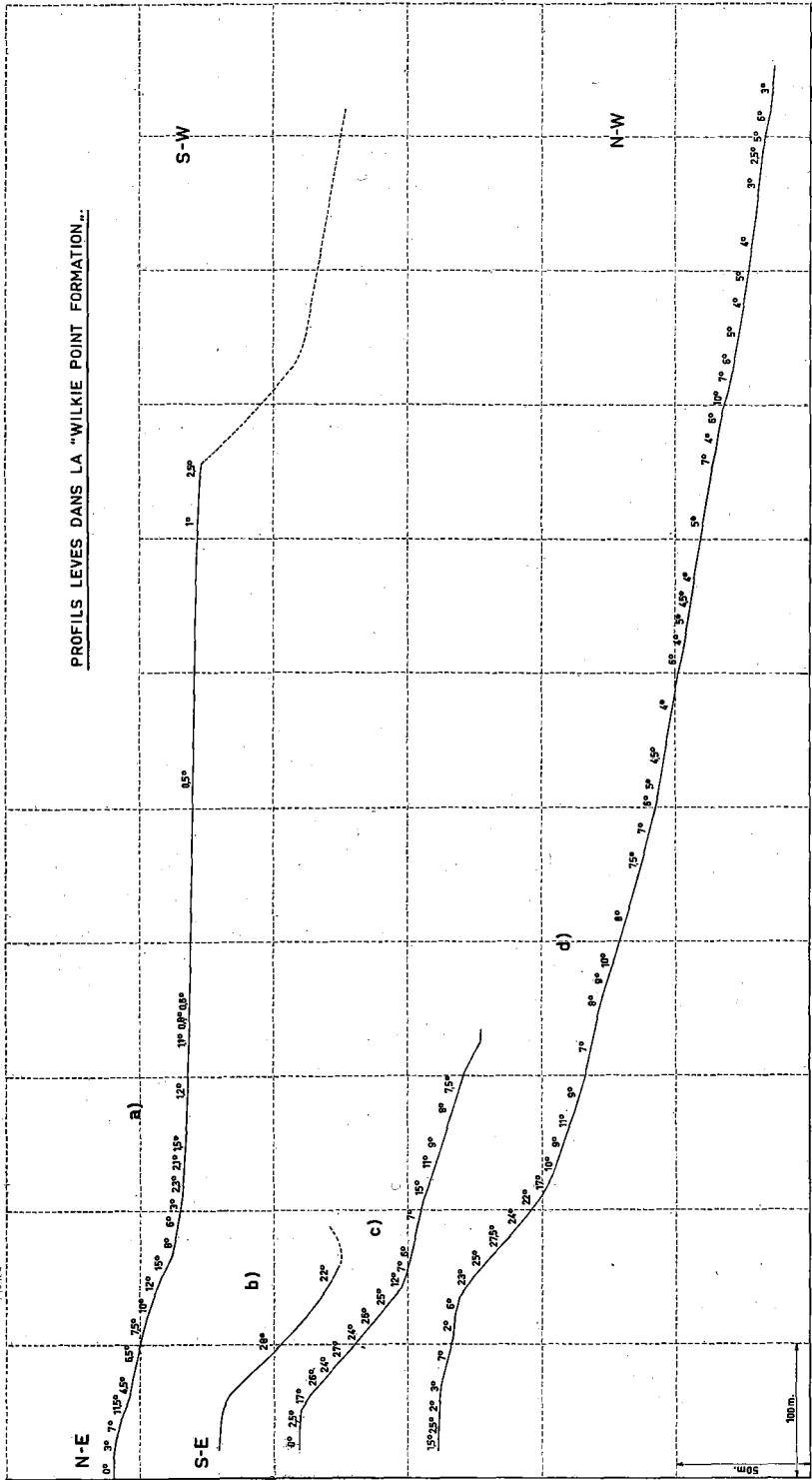


Fig. 6. — Profils levés dans la « Wilkie Point Formation » entre Intrepid Inlet et Fitzwilliam Strait. Le profil a donne l'allure de toute la pente ; les profils b, c, d, montrent les variations latérales de l'abrupt inférieur marqué en pointillés sur a.

2. — *L'abrupt* qui limite la surface supérieure dont nous venons de parler présente des caractères morphologiques différents suivant la nature des roches immédiatement sous-jacentes à la formation de Beaufort. Cette nature varie en chaque endroit, étant donné le caractère discordant de cette formation. Ainsi, à quelques kilomètres de la coupe décrite ici, des bancs de grès affleurent immédiatement sous les sables et graviers supérieurs, et ce niveau résistant détermine l'existence d'une corniche caractéristique.

Ailleurs, et par exemple sur le profil donné à la figure 6, seuls des sables fins, parfois un peu limoneux mais souvent purs et bien blancs, existent en-dessous de la formation de Beaufort. C'est donc celle-ci qui constitue le niveau résistant. Toutefois, vu sa nature, il n'existe pas de véritable corniche et l'abrupt a un profil peu incliné. Des creux de nivation y apparaissent çà et là, mais l'action de ce processus est considérablement freinée par la granulométrie grossière des débris de la formation de Beaufort qui descendent sur le versant. La pente est de ce fait assez irrégulière et présente une inclinaison moyenne de 7 à 10°.

Retenons principalement, de l'examen de cet abrupt, le rôle de frein que jouent les sables et graviers de la formation de Beaufort à l'égard de l'action de la nivation.

3. — *Le grand replat* développé en-dessous de cet abrupt est une surface structurale due à la présence de couches épaisses de grès alternant avec quelques couches de sable. La série principalement gréseuse est épaisse de plus de 30 m et présente des niveaux rouge sombre, fossilifères, ferrugineux et des nodules gris de phosphate. Ces couches constituent un ensemble très résistant dont la surface a été complètement nettoyée sur une largeur dépassant parfois plusieurs centaines de mètres.

Les processus qui ont dégagé cette surface d'une manière aussi parfaite sont toujours actifs de nos jours. Il s'agit premièrement du ruissellement, qui évacue avec facilité les sables fins. Ce processus, agissant par l'intermédiaire de la nivation, est certainement très important. Toutefois, il ne peut expliquer l'évacuation des cailloux et des blocs volumineux qui, lors du recul de l'abrupt, descendent de la formation de Beaufort. Des couches d'argile noirâtre qui surmontent les niveaux gréseux (et font suite immédiatement aux sables qui constituent l'abrupt) expliquent comment ces éléments

sont emportés. En effet, ce matériel argileux permet à la congélation de s'exercer librement. Alimenté en eau par la fonte des neiges collées contre la pente supérieure, le pied de l'abrupt montre des phénomènes de solifluxion très actifs. Ainsi, sur des pentes de 3° seulement, des dépressions existent du côté aval des blocs les plus volumineux, montrant que leur progression est plus lente que celle du matériel qui les entoure. D'autres traces témoignent de l'activité de ce processus sur des pentes dont l'inclinaison est voisine de 1°.

La couche de boue liquide qui, au dégel, recouvre le pied de l'abrupt a pour effet supplémentaire d'empêcher les eaux de ruissellement de se concentrer et de s'enfoncer verticalement. L'écoulement s'effectue en nappe sur une boue qui ne tarde pas à colmater immédiatement les ravines qui veulent apparaître. Ainsi que d'autres l'ont montré ailleurs, la solifluxion arrête ainsi l'érosion verticale et toute incision par le ruissellement, sauf bien entendu au bord de la corniche.

4. — *La pente inférieure* a été étudiée latéralement sur une longueur de 2.200 m, en un endroit où le ruisseau qui coule à son pied s'éloigne progressivement de la crête. De la sorte, le versant est de plus en plus étendu. Les modifications d'aspect que présente latéralement cette falaise paraissent donc comparables à celles que montrerait successivement un même endroit de la falaise au fur et à mesure de son recul progressif. Cette comparaison paraît plausible étant donné que la lithologie est semblable d'un bout à l'autre de l'abrupt (les couches sont subhorizontales), et étant donné que le sommet de cette falaise constitue une crête sur toute sa longueur, ce qui exclut toute influence des formations supérieures.

Cette pente inférieure se divise en deux parties (Planche 3 — Photo 6) : un abrupt très incliné (22 à 28°) et, en dessous, une pente plus douce rectiligne ou concave (9 à 2°). Cette subdivision est d'origine lithologique : la pente forte est façonnée dans les couches gréseuses épaisses dont nous avons parlé précédemment ; la pente faible inférieure correspond pour sa part à des formations moins résistantes, parmi lesquelles se trouvent des argiles qui permettent le développement de phénomènes de solifluxion. La série stratigraphique de ces formations n'a pu être observée à cet endroit vu l'absence totale d'affleurements sur ce glacier.

Les trois coupes que nous décrirons maintenant montrent (figure 6 b, c, d) les modifications successives que présente cette pente depuis l'endroit où elle est incisée par le ruisseau jusqu'au moment où ce ruisseau est très éloigné de l'abrupt étudié.

1. A l'endroit où le ruisseau entaille les couches gréseuses résistantes, la vallée présente en gros une forme en V (figure 6 b). Des mesures montrent cependant que les versants ont une allure concave, la pente passant de 26° à 22° à proximité du cours d'eau. Celui-ci ne sape pas en effet constamment le pied du versant et une certaine accumulation s'y produit, qui est à l'origine de la concavité observée.

2. Sitôt que le cours d'eau a atteint les couches d'argile immédiatement sous-jacentes à la série gréseuse, le profil se modifie brusquement. La vallée s'élargit et un glacis incliné de 6 à 10° se développe au pied de l'abrupt (fig. 6 c). Sur celui-ci, la solifluxion est extrêmement active et emporte tous les éléments qui y parviennent. De ce fait, l'abrupt lui-même se redresse et présente de haut en bas une pente constante de 25° à 27°. Le glacis de 6 à 10° est façonné par la solifluxion et se présente au dégel comme une surface boueuse où apparaissent, là où l'inclinaison est un peu plus forte, de véritables coulées de boue, de 10 à 20 cm. d'épaisseur, se déplaçant plus rapidement que le matériel voisin.

3. Latéralement, cette pente de 6 à 10° qui débute brutalement sous l'abrupt incliné de 25 à 27°, se développe progressivement en montrant une tendance à se transformer en une facette plane inclinée de 6 à 8°. Il ne s'agit pas d'un glacis d'accumulation, car de légers ressauts lithologiques témoignent de la proximité du « bed rock ». Nous pensons que, pour ce matériel, il s'agit d'une pente d'équilibre dynamique correspondant au seuil inférieur des phénomènes de coulées de boue rapides, de mouvements de masses localisés, en loupes. Cette pente de 6 à 8° correspond à une inclinaison du versant en-dessous de laquelle la solifluxion se déplace plus lentement en une nappe continue. Sur cette pente, le déplacement s'effectue toutefois d'une manière assez rapide pour ne laisser s'installer aucune couverture végétale. Cette pente se conserve même là où le glacis est suspendu au-dessus du fond de la vallée, et même lorsque des ressauts structuraux légers l'accidentent.

4. Plus loin, le cours d'eau s'éloignant plus encore du sommet de l'abrupt, le versant devenant de plus en plus long change d'aspect. Les versants rectilignes que nous venons de décrire font place à une longue pente concave entaillée de chenaux (fig. 6 d). Le contact avec l'abrupt gréseux supérieur devient moins brutal, le sommet de la pente concave ayant une inclinaison de 9 à 11°.

L'explication de cette modification d'aspect est délicate. Nous pensons que la diminution de la pente générale du versant (suite à l'éloignement du cours d'eau sans un encaissement équivalent) a entraîné une diminution de la vitesse d'érosion. Ainsi, un certain colmatage du pied de l'abrupt par des débris descendus de la pente supérieure a pu se produire, et ces débris ont recouvert la couche argileuse sous-jacente et freiné les phénomènes de transport en masse. La pente d'équilibre de ce matériel étant plus élevée, l'accumulation s'est poursuivie et a estompé la brutalité du contact glaciais-abrupt. La solifluxion, freinée par ce matériel, ne s'est plus exercée de la même manière, ce qui a permis au ruissellement de se concentrer et d'entailler le versant concave. De la sorte, l'évolution du versant a sans doute été changée d'une manière définitive.

L'exemple que voici se présente dans des conditions schématiques puisque l'influence climatique et celle du « bed rock » paraissent ne jouer aucun rôle dans la différenciation latérale du versant. Il montre comment l'allongement de la pente, en déterminant une simple fluctuation d'inclinaison du versant, change les processus actifs et provoque une modification totale de son aspect : de rectiligne, la pente devient concave et son allure régulière fait place à une succession de chenaux. En montrant comment la modification d'un seul facteur a des répercussions diverses, l'ensemble fait ressortir combien sont complexes les phénomènes d'évolution et de recul des versants.

V. CONCLUSION

Cette étude de quelques pentes de l'île Prince Patrick nous permet d'énoncer quelques règles générales se rapportant à l'évolution des versants en climat périglaciaire.

1. Les processus responsables de l'évolution des pentes sont variés et leur combinaison est complexe. Le ruissellement et la

solifluxion sont les 2 agents principaux et leur action est souvent antagoniste : la solifluxion empêche le ruissellement de creuser des ravines, le ruissellement, en creusant des entailles et asséchant le sol, limite l'action de la solifluxion. La nivation, qui est en fait une combinaison de ces deux processus sous la plaque de neige, exerce sous le climat relativement sec de l'île Prince Patrick une action dont le résultat est très apparent dans le paysage par le façonnement de niches et de banquettes (voir D. St-Onge, 1965). Les creux de nivation sont particulièrement bien développés dans les sables très fins et bien classés, et cela sous l'action unique du ruissellement.

2. La solifluxion façonne les formes de versants les plus originales. Nous retiendrons principalement le contact brutal abrupt-pente inférieure qui est dû au fait que les pentes faibles ont une capacité de transport supérieure à celle des pentes fortes. Ainsi, indépendamment de toute question de granulométrie, des pentes inférieures à une dizaine de degrés permettent le transport d'une quantité de matériaux beaucoup plus importante que des versants inclinés de plus de 20 degrés. La cause de cet état de chose est à rechercher dans l'assèchement plus rapide des pentes fortement inclinées. Cette caractéristique, déjà énoncée par J. Alexandre à la suite de son étude de la morphologie quaternaire de l'Ardenne (1958), aide à comprendre pourquoi les replats lithologiques et structuraux sont partout remarquables. Les différences lithologiques se marquent par ailleurs extrêmement sous ce climat périglaciaire (voir aussi Alexandre, 1958).

3. Des versants rectilignes sur une longueur atteignant 50 m existent sous ce climat, mais ne sont pas particulièrement nombreux. Nous retiendrons l'existence plus fréquente de deux inclinaisons : celle du talus d'éboulis (vers 30°) et celle de pentes de solifluxion souvent intermédiaires entre 6 et 8°. Cette dernière inclinaison paraît correspondre à la pente limite de la solifluxion en loupes qui évoluent relativement vite. Des pentes identiques existent en Belgique (Pissart, 1962) et l'on peut soupçonner qu'elles ont été façonnées de la même manière.

4. Les versants, tels qu'on les observe actuellement, sont évidemment à des stades temporaires d'abaissement continu. Leur aspect est donc géologiquement « fugace ». Aussi, les facettes planes, qui

correspondent, comme nous venons de le voir, à des seuils inférieurs d'action d'un processus (par exemple, l'éboulis pour la gravité), ne sont que des formes d'équilibre temporaires dont l'évolution se poursuivra sous l'action d'autres processus.

5. Les aspects variés d'un même versant dont la rivière formant niveau de base s'écarte progressivement, rendent compte de la complexité des changements d'allure que présente une pente au fur et à mesure de son recul progressif. L'abaissement de l'inclinaison détermine, en effet, le remplacement d'un processus par un autre et, de ce fait, des modifications importantes de la morphologie.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, J., 1958. — Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 81, pp. m 213-331.
- PISSART, A., 1962. — Les versants des vallées de la Meuse et de la Semois à la traversée de l'Ardenne. Classification des formes et essai d'interprétation. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 85, n° 4, pp. B 113-121.
- SERET, G., 1963. — Essai de classification des pentes en Famenne. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Band 7, Heft 1, pp. 81-85.
- ST-ONGE, D., 1965. — La géomorphologie de l'île Ellef Ringness, territoires du Nord-Ouest, Canada. *Étude géographique* n° 38, Ministère des Mines et des Relevés techniques, Ottawa, 50 pages.
- TOZER, E. T. et THORSTEINSSON, R., 1964. — Western Queen Elisabeth Islands, Arctic Archipelago, Memoir 332, Department of Mines and technical Survey, Ottawa, 242 pages.

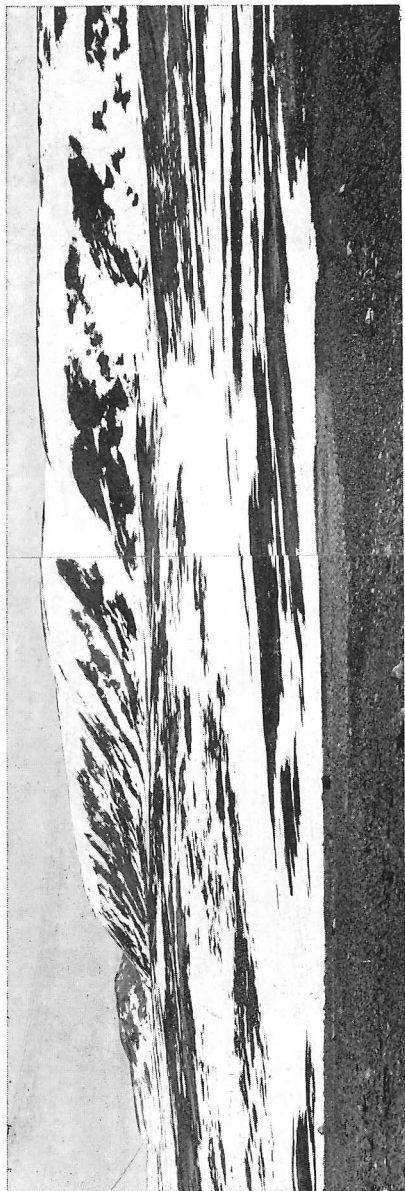
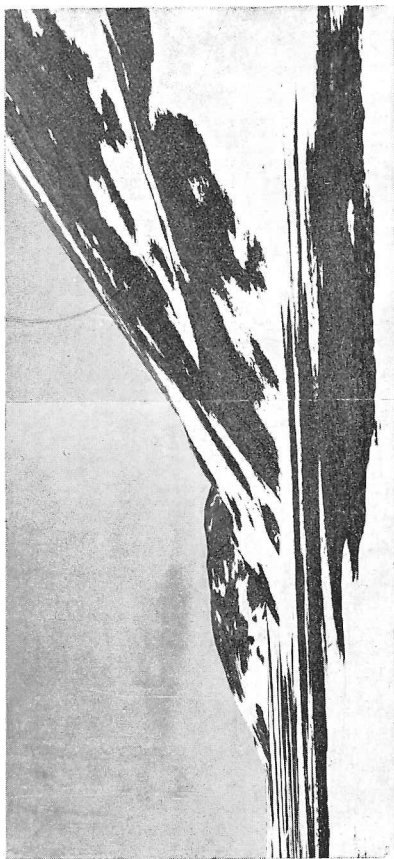


PLANCHE I

Photos 1 et 2

Abrupt de ligne de faille
mettant en contact des for-
mations dévoniennes et cré-
tacées (4 Km à l'Est de
Mould Bay).



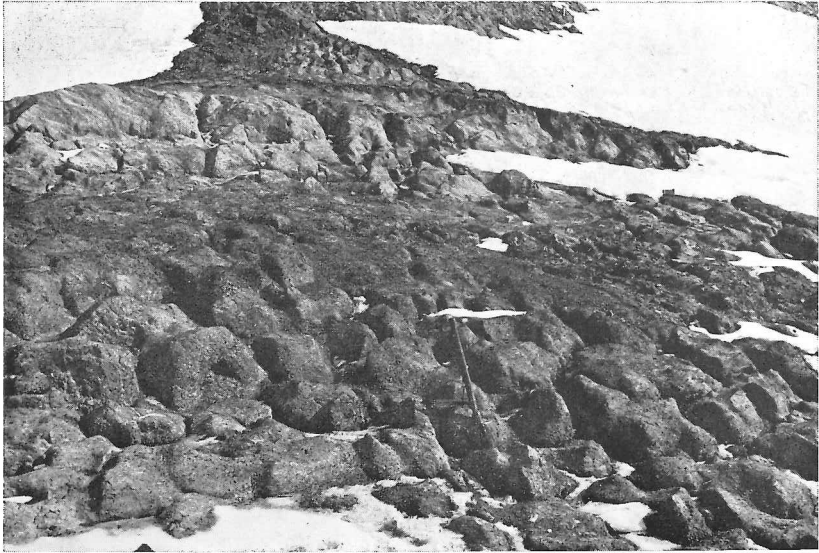


PLANCHE II

Photos 3 et 4 : Sol limoneux découpé par le ruissellement en buttes rappelant des lapiés.

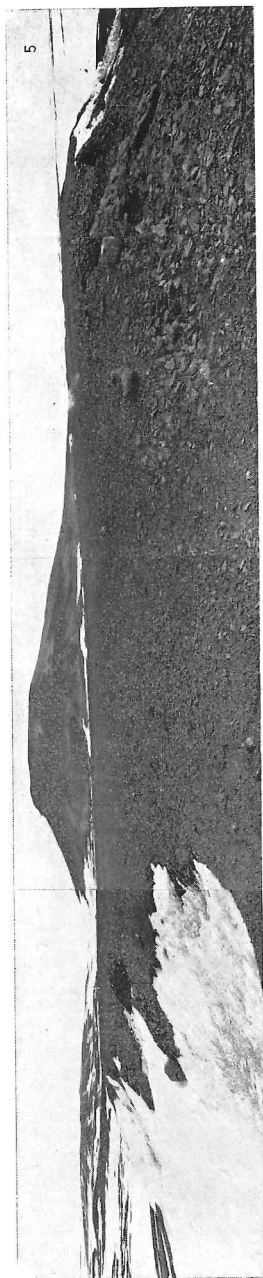


PLANCHE III

Photo 5 : Surface structurale à l'emplacement de la figure 5.

Photo 6 : Vue d'ensemble de la pente décrite par les figures 12 b, c et d.

Photo 7 : Abrupt façonné par la nivation dans les sables fins de la « Wilkie Point Formation ».