

*André Cailleux **

Paris

I N T R O D U C T I O N
SUR L'ORGANISATION DES PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES

Les intéressantes études qu'on trouvera ci-après ont été rédigées, pour les différents pays, par les membres de la Commission, par ses Correspondants et par plusieurs autres personnalités. Elles ont pu être imprimées grâce à l'amabilité de M. Dylík, Directeur du „Biuletyn Pery-glacjalny”. Que tous veuillent bien trouver ici, au nom de l'Union géographique internationale, et de tous les géographes, nos plus vifs remerciements pour leur excellente collaboration et pour leur aide précieuse.

Les conditions du travail, et en particulier des publications scientifiques, posent aujourd'hui d'importants problèmes, qu'illustre particulièrement bien notre discipline.

La masse des publications, spécialement consacrées à la morphologie périglaciaire augmente d'année en année. En 1934, sur les rayons de ma bibliothèque, elle occupait moins de 5 centimètres de large; aujourd'hui, elle en occupe 85. Une bibliographie, publiée en 1944, comprenait 420 titres; en 1954, quatre fois plus, en chiffres ronds.

On en vient alors à se demander si un même esprit peut prétendre acquérir jamais une connaissance égale, et intime, d'un si grand nombre de documents. Le nombre de nos cellules nerveuses est limité. Le jeune qui débute, et le géographe non spécialisé, risquent d'être débordés. Il importe, pourtant, pour le bien de tous, que les jeunes puissent s'attaquer aux grands problèmes avec toute la vigueur de leurs forces fraîches. Et d'ailleurs, c'est entre dix-huit et vingt ans, l'expérience l'a montré, qu'on forme le mieux les débutants en tous genres, les militaires, les voyageurs de commerce ou les nonnes. Et pourquoi pas aussi les géographes?

La recherche précède l'enseignement, mais l'enseignement, à son tour, est indispensable pour abréger l'apprentissage de la recherche et pour mener les jeunes au plus vite vers leurs bases de départ, tremplins pour de nou-

* Maître de conférences à l'Ecole des Hautes-Etudes, 9, avenue de la Trémouille St-Maur, Seine, France. Président de la Commission.

veaux bonds en avant. *Emportés par notre impétuosité, nous avons, dans le vaste domaine périglaciaire qui s'offrait à nous, largement taillé et moissonné ; le temps est venu d'ordonner nos récoltes.*

Les présents rapports, classés par ordre géographique, pourront y contribuer, comme les publications de plusieurs membres de la Commission, et d'autres auteurs distingués, et comme les fiches établies et diffusées par notre dynamique secrétaire, J. Tricart.

Mais nous voudrions aussi, dans les jardins de la pensée, voir s'épanouir des fleurs nouvelles : des livres, des traités charmants ou austères, à la manière de ceux qui plurent à nos aînés ; mais plus neufs, plus variés, plus efficaces, plus spéciaux dans leur efficacité, et répondant mieux aux vivacités de nos désirs. Comme les jardiniers savent nous offrir des corolles nouvelles, des fleurs doubles, des variétés de roses chaque jour plus nombreuses et plus belles, de même les géographes doivent nous donner des études d'ensemble et des mises au point de chacune des branches de notre discipline. Et ils nous les doivent de plusieurs sortes. Il en faut de longues, très détaillées, presque scolaires, et sur lesquelles se pencheront avec soin les bons étudiants. Il en faut de plus courtes, non moins claires, mais plus légères, et réduites au linéament, que pourra parcourir d'un trait le professeur ou le chef de service surchargé de besogne, entre deux audiences ou entre deux réunions d'une Académie. Convertir un Maître à des idées nouvelles ; quel plus haut apostolat s'offre à nous (si toutefois il n'est pas au-dessus de nos forces) ?

L'avenir est aux monographies, aux mises-au-point, aux traités. Dans l'océan débordant de nos publications, il nous faut des îlots, des bouées, des radeaux de sauvetage. Sinon, le document risque de submerger le documenté. On pourrait, reprenant la parole de Paul Valéry sur l'écriture, dire que pour le géographe de nos jours, l'idée de lire s'assimile à l'idée de retrancher de l'infini. Plus nos publications, plus nos travaux scientifiques se multiplient, plus il leur faut se différencier, se structurer, s'organiser ; ainsi font la vie, les cellules, les algues flagellées, et jusqu'aux atomes eux-mêmes dans les grosses molécules. Les éléments se groupent, s'articulent et s'édifient, les atomes en molécules ; les molécules en microsomes, en cellules ; les cellules en organes, et en êtres. De même nos travaux, plus leurs rameaux divergent et se spécialisent, plus il leur faut se coordonner entre eux, se hiérarchiser, et s'insérer toujours plus ferme sur le tronc commun de la géographie, leur mère. Leur couronne s'épanouira, dans la mesure où elle se conformera à la loi de nature.

Ils ont crû, et ils se sont multipliés... Mais leur extrême densité, dont nous prenons conscience, loin d'égarer nos yeux, nous invite et nous aide à nous frayer, d'une main agile et ferme, des chemins voulus vers la lumière.

Les lignes qu'on va lire, dans les feuilles qui suivent, nous montrent la voie.

Les rapports ont été insérés en rapprochant, autant que possible, les pays voisins, ce qui a conduit à adopter l'ordre suivant:

Amérique; Asie; Europe (Est, Nord, Ouest); Afrique; Océanie.

ITALIE

Le rapport du Prof. Nangeroni ayant été égaré par la poste n'a pu être publié dans le présent volume et paraîtra dans le tome 5 du *Biuletyn Peryglacjalny*.

*Michel Brochu
Québec*

C A N A D A

Le Canada a été occupé, dans presque toute son étendue, par les inlandsis concomitants aux grandes glaciations du Quaternaire. Aussi les phénomènes qui intéressent cette très récente époque pléistocène ont-ils pris une telle importance dans les publications — importance que ces phénomènes ont de fait — que les auteurs ont attaché presque toute leur attention à la stratigraphie des dépôts glaciaires ou fluvio-glaciaires, à la chronologie et à la corrélation des étages de terrasses et au modèle glaciaire proprement dit, si bien que les phénomènes périglaciaires ont été assez délaissés. Ceux-ci existent pourtant, au Canada, tant à l'état actuel que fossile: en effet, un quart, au moins, du demi-continent canadien est affecté d'un pergélisol, et presque tout le reste de son territoire connaît un gel saisonnier pendant 4 ou 5 mois (exception faite du S des côtes de la Colombie canadienne et de quelques régions côtières méridionales des Provinces Maritimes atlantiques).

ÉTAT ACTUEL DES RECHERCHES

Peu d'études, à date, ont été consacrées à un inventaire d'ensemble des phénomènes périglaciaires d'une région: on doit cependant citer pour le Canada oriental (Ungava, Nord Québec) l'excellent inventaire qui a commencé d'être établi, grâce aux observations de M. Jacques Rousseau; pour le Centre Nord canadien, M. A. L. Washburn a publié, sur l'île Victoria, une remarquable étude géologique, dont une partie très importante a été consacrée aux actions et phénomènes périglaciaires.

Pour les autres régions, on trouve épars, dans les revues, quelques articles de valeur, sur des points particuliers (pergélisol, sols polygonaux) ou, dans les rapports géologiques, au chapitre du Quaternaire, quelques rapides mentions, voire même une simple photographie de phénomènes pourtant très intéressants. Le point particulier qui a donné lieu au plus grand nombre d'études est celui du pergélisol — à cause, sans doute, de l'importance qu'il a acquis par les problèmes que pose sa présence dans le grand Nord, et de l'urgence des solutions qu'il appelle.

En somme, très peu de monographies régionales et de travaux de synthèse, avec cependant, d'excellentes observations publiées dans les revues, trop éparses encore pour être coordonnées.

Les raisons de cet état de choses sont: d'une part, l'orientation des recherches géologiques, au Canada, vers des buts essentiellement pratiques (prospection minière et pétrolifère), d'autre part, le nombre restreint de spécialistes préparés à l'étude des questions périglaciaires.

Pour les travaux publiés, on peut regretter que soient extrêmement rares ceux qui présentent un fondement statistique faisant appel aux dispositions des fragments et galets des histogrammes d'émussé ou d'aplatissement de sables et de galets, aux notions de granulométrie et de morphoscopie, et d'une façon générale, à des mesures et des valeurs numériques transposées en tableaux synthétiques.

PROGRAMME DE TRAVAIL

A partir de l'état actuel des recherches, il y aurait, sans doute, intérêt à s'attacher à un programme de travail portant sur les points d'ensemble suivants: d'une part, multiplication des recherches sur le terrain (fondées sur des mesures et statistiques qui manquent actuellement) en vue de la publication de bonnes monographies régionales, ce qui s'avérerait une base indispensable à de futures synthèses; d'autre part, à partir des études régionales ou parallèlement à celle-ci, il y aurait avantage à envisager d'établir un inventaire coordonné des actions, des phénomènes et du modèle périglaciaires.

Deux points particuliers méritent une attention spéciale de la part des chercheurs:

1. le sol gelé saisonnier (qui a été négligé au profit du pergélisol) et les facteurs qui le conditionne: durée, alternances et fréquences des passages de température autour du point de congélation;

2. l'étude des lacs et ses relations avec des conditions périglaciaires: entre autres, comparaison des niveaux d'eau d'été et d'hiver, étude des bourrelets de blocs et galets poussés et accumulés sur les rives par la glace. C'est d'ailleurs un sujet qui a été très peu étudié par les auteurs, en général, pour le Globe.

PROBLÈMES

La distinction entre les formes périglaciaires actuelles et possibles constituera un des problèmes le plus délicat à résoudre; à titre d'exemple régional, nous avons repéré, comme phénomène périglaciaire actuel dynamique, des alignements de blocs, mis en place par les glaces de

dérive, à la limite inférieure de marée basse, sur les rives du Saint-Laurent; comme phénomènes périglaciaires fossiles, nous avons observé plusieurs vallées sèches (dans la région du Saguenay, surtout) entaillées dans des conditions d'imperméabilisation du sol par le froid, dans les dépôts de la Mer Champlain, après le retrait de celle-ci; plusieurs exemplaires d'un nouveau type de lac de barrage fluvioglaciaire typique des contreforts des Laurentides, dans la région de Québec en particulier, et créé, au Tardiglaciaire, à la faveur d'un régime climatique analogique à celui qui a prévalu pour les phénomènes cités ci-dessus; enfin, des lacs dus très probablement à la fonte de culots de glace morte (pingos) dans les alluvions fluvioglaciaires de plusieurs affluents de la rive nord du St-Laurent: rivières Jacques-Cartier et Sainte-Anne, en particulier.

Ces formes n'avaient pas été signalées dans l'Est Canadien.

Il semble que pour quelques années encore, ce problème de distinction et de définition des formes sera compliqué du fait du nombre restreint des spécialistes, dans le domaine des recherches périglaciaires.

CONCLUSION

Il convient peut-être d'émettre pour terminer quelques voeux quant aux méthodes de travail.

1. Il est à souhaiter que la poursuite de l'inventaire des formes périglaciaires fossiles ou actuelles soit fondée, de façon croissante, sur la méthode statistique et, qu'entre autres, les techniques de granulométrie, de morphométrie, et de morphoscopie soient de plus en plus répandues et employées, de même que les illustrations des résultats de recherches à base de courbes, d'histogrammes et de tableaux synthétiques.

Pour effectuer les indispensables et nombreuses prises de mesures sur le terrain ou pour compléter l'étude des échantillons en laboratoire, la cible morphoscopique de terrain, et celle pour binoculaire, le cryo-pédomètre Cailleux-Thellier et une série de tamis à sable et graviers rendront de grands services.

2. Etant donné que la plupart des géologues du Quaternaire, dans le Monde, de même que les publications consacrées à cette période géologique (et plus particulièrement le *Journal of Glaciology* de Londres) se sont ralliés au système métrique, il serait peut-être opportun que les spécialistes canadiens publient, systématiquement, à côté de résultats en pieds et en pouces, l'équivalent de leurs mesures en système métrique: cela rendra un éminent service aux spécialistes des autres pays du monde qui pourront prendre connaissance des publi-

cations sur le Périglaciaire du Canada, sans être gênés par de fastidieuses transpositions de valeurs d'une unité de mesure dans une autre.

3. Souhaitons enfin que les géologues et les services de géologie de l'Etat et des Provinces accordent aux phénomènes périglaciaires une place et un intérêt qu'ils méritent largement, même du strict point de vue pratique: travaux publics, aménagement agricole, routier urbain et portuaire, mise en valeur d'ensemble des régions arctiques.

Bibliographie*

1. Biays, P. — Problèmes de glaciation et de nivation. *Rev. Can. Géogr.*, vol. 3, no 1—4, 1949, (article général)
2. Bird, J. B. — The physiography of the Middle and Lower Thelon Basin. *Geogr. Bull.*, Ottawa.
3. Bremner, P. C. — Permafrost drilling at Resolute Bay. *Circular*, t. 5, 1952.
4. Brochu, M. — Un problème des rives du St.-Laurent: blocs erratiques observés à la surface de terrasses marines. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1954, no 2.
5. Charles, J. L. — Perpetually frozen sub-soil in Northern Canada. Office of the Chief Engineer, Winnipeg Manitoba, March 29, 1940 (Unpublished, MS Canadian National Railways)
6. Faribault, E. R., Malcom, W. — Régions aurifères de la Nouvelle-Ecosse. *Comm. géol. du Canada*, Mém. 20 E, 1916. (Bourrelets de sables de galets et de blocs, de 1 m à 1,30 m de hauteur, poussés par la glace sur les rives des lacs. Phénomène actuel)
7. Imbault, P. E. — La région d'Olga Goëland Comté d'Abitibi Est. *Rapp. Géol. de la Province de Québec*, 1952. (Photo de pierres plates avec écailles dressées sur la tranche — disposées en hauteur — sans interprétation)
8. Jennes, J. — Permafrost in Canada. *Jour. Arctic. Inst. of North America*, t. 2, no 1, 1949, Ottawa.
9. Johnston, W. A. — Imbricated structures in river gravels (observations en Ontario). *Amer. Jour. Sci.*, ser. 5, 1942.
10. Johnston, W. A. — Frozen ground in the glacial parts of northern Canada. *Royal Soc. Canada Tr.*, t. 24, sect. 4, 1930.
11. Kindle, E. M. — Recent and fossil ripple mark. *Can. Geol. Surv. Mus., Bull.* no 25, 1917, Ottawa.
12. Kindle, E. M. — Deformation of unconsolidated beds in Nova Scotia and Southern Ontario. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 28, 1917.
13. Kindle, E. M. — Geology and geography of Lake Melville District, Labrador Peninsula. *Geol. Surv. of Canada*, 1924 (alignements de blocs rocheux sur estran. Photo intéressante. Processus non expliqué)
14. Lane, A. C. — Northern climatic variations affecting geothermal initial. *Canadian Inst. Mining and Metallurgy*, Bull. 411, 1946.

* Une explication est donnée sur la portée périglaciaire d'une œuvre lorsque le titre n'est pas explicite ou que l'ouvrage consacré à un autre sujet, en général, ne contient qu'une photographie ou une mention susceptible d'intérêt pour notre propos.

15. Legget, R. F. — Geology and engineering. New York 1939.
16. Legget, R. F. — Canadian interest in snow and ice research. Canada Nat. Research Council, Ass. Com. on Soil and Snow Mech., *Techn. Mem.*, no 14, 1949, Ottawa.
17. Lyell, Ch. — Principles of geology. London 1833. (Signalement de blocs erratiques transportés par les glaces sur les rives du St.-Laurent)
18. McConn, W. S. — Geology and mineral deposits of the Bridge River, Map Area B. C. *Geol. Surv. of Canada, Mem.* 150, 1922, (Signalement d'un glacier rocheux, éboulis de pente. Sans description ni interprétation)
19. Neilson, J. M. — La région d'Albanel Territoire de Mistassini. *Rapport Geol.* 53, 1953. (Signalement de lacs occupant des fosses en dépressions creusées par des blocs de glace. Sans interprétation de l'auteur. Lacs de culots de glace morte ou de creusement dynamique par la glace?)
20. Paterson, T. T. — The effects of frost action and solifluction around Baffin Bay and in the Cambridge district. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 96, 1940. (avec une bibliographie importante)
21. Peckhove, F. L., Gerard, M. — Proceedings of 1950 soil mechanics conference. Canada Nat. Research Council, Ass. Com. on Soil and Snow Mech., *Techn. Mem.*, no 19, 1951, Ottawa. (mimeographed)
22. Potzger, J. E., Courtemanche, A. — Permafrost and some characteristics of bogs and vegetation of Northern Quebec. *Rev. Canadienne Géogr.*, vol. 9, no 2—3, 1955. (Intéressantes données sur la limite et la profondeur du pergélisol dans le Nord du Québec)
23. Prat, H. — Les zones de végétation et le faciès des rivages du St.-Laurent au voisinage de Trois-Pistoles. *Le Naturaliste Canadien*, 1933. (Blocs transportés par la glace sur les rives du St.-Laurent)
24. Raup, H. M., Denny, Ch. S. — Photo interpretation of the terrain among the southern part of the Alaska Highway: an application of the combined knowledge and techniques of botany and geology to the photo interpretation of terrain in northern regions. *U. S. Geol. Surv., Bull.* 963-D, 1950.
25. Ray, L. R. — Permafrost. (*U. S. Geol. Surv.*) *Arctic*, t. 4, no 3, 1951, Ottawa.
26. Rickmers, W. R. — The Alaska Highway: an interim report from the Committee on Roads. House of Representatives, pursuant to H. Res. 255 U. S. Gouvernement Printing Office, 1946, Washington.
27. Rousseau, J. — By canoe across the Ungava Peninsula via the Kagaluk and Payne rivers. *Arctic*, t. 1, 1948, Ottawa.
28. Rousseau, J. — A travers l'Ungava. *Mém. du Jardin Bot. de Montréal*, no 4, 1949.
29. Rousseau, J. — Modification de la toundra sous l'action d'agents climatiques. *Rev. Canadienne Géogr.* t. 3, 1949.
30. Sanderson, M. — Is Canada's Northwest subhumid? *Canadian Geogr. Jour.*, t. 41, no 3, 1950.
31. Tanner, V. — Naturförhallanden pa Labrador. *Soc. Sci. Fennica, Årsbok* 27 B, no 1, 1938, Helsingfors.
32. Tremayne, M. — Bibliography of arctic research. *Arctic*, t. 1, no 2, 1948, Ottawa.
33. Tyrrel, J. B. — Crystophenes or buried sheets of ice in the tundra of Northern America. *Jour. Geol.*, t. 12, 1904. (description du phénomène au Yukon)
34. Tyrrel, J. B. — Rock glaciers or chrysotrenes. *Jour. Geol.*, t. 18, 1910.
35. Washburn, A. L. — Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, arctic Canada. *Mem. Geol. Soc. America*, t. 22, 1947.
36. Washburn, A. L. — Patterned ground. *Rev. Canad. Géogr.* t. 4, nos 3, 4, 1950.

37. Wilson, A. W. G.—Géologie du Bassin de Nipigon. *Comm. Géol. du Canada*, 1910.
(„Ces parages de cailloux couvrent en tout, plusieurs centaines de milles carrés et formant une felsenmeer”. Formation périglaciaire?)
38. Woods, K. B. et al. — Use of aerial photographs in the correlation between permafrost and soils. *Military Engr.*, t. 40, 1948.

*Kunio Kobayashi **
Matsumoto

J A P O N

PERIGLACIAL MORPHOLOGY IN JAPAN

10 years have passed since C. Troll in his essay (34) has pointed out the problem of the earth flow phenomena in Japan. Nevertheless, during these years research work dealing with these phenomena in Japan has little been promoted. Many geographers and geologists still do not give much attention to this problem. However some geologists, who are engaged in the study of past glacial topography, became attentive to the process of postglacial earth flow. Together with the progress of knowledge concerning the postglacial age, it has become an important task to elucidate the meaning of periglacial morphology in the history of the Pleistocene.

In this report the writer will make an attempt to point out the distribution and the features of periglacial morphology, as well as their climatic conditions. The writer has to express his sincere thanks to Dr. G. Imamura who has given him opportunity to survey various publications and to Dr. M. Hoshiai from whose invaluable suggestions and opinions on climatologic topics the writer has greatly benefited. Acknowledgements are also due to young collaborators in his institute.

HISTORICAL DEVELOPMENT OF STUDIES ON PERIGLACIAL MORPHOLOGY IN JAPAN

The majority of publications hitherto issued have only given accounts of the discovery of stone polygons and stone stripes. A. Tanaka and F. Hashimoto (1920) first discovered splendid stone polygons on the bank of Kamegaike, a tarn at an altitude of 2 730 m. above M. S. L. on the Norikura Volcano. The polygons are 30—50 cm. in diameter and 10 cm. in depth. In 1928, Nishimura noted several occurrences of such polygons and stripes at some places above an altitude of 2 700 m. in the North Japan Alps (20). The polygons —

* Professor of geology and geomorphology; Department of Geology, Faculty of Liberal Arts and Science, Shinshu University, Matsumoto, Japan.

as noted by Nishimura — are some 30 cm. in diameter, a value which in Japan is the average; the stripes also average 30 cm. in width. Ten years later in 1938, Nakajima published a paper (19) on some observations relative to stone polygons at a height of 2 050 m. above M. S. L. (1 km. north of Mt. Yokodake) in the Yatsugatake Volcanic Chain. The polygons are developed not only on the bank of a small tarn of „Kikko-ike”, but also on the bottom surface of that tarn. The diameter of the polygons varies 30 cm. to 150 cm.

Making use of the „hypothesis of cellular vortex in thin layers” propounded by Terada (32, 33), Fujiwara, a meteorologist, explained the mechanism of the process by which stone polygons are produced (3). His explanation resembles somewhat that of Nordenskjöld and Gripp. He believes the cellular structure of stone polygons to develop on a physical basis. The writer has adopted this hypothesis as a plausible supposition, although he has actually never made any similar observation in the field.

Schwind (23—29) once visited Japan and made a field expedition over pretty wide areas in the Japan Alps. In a series of publications,

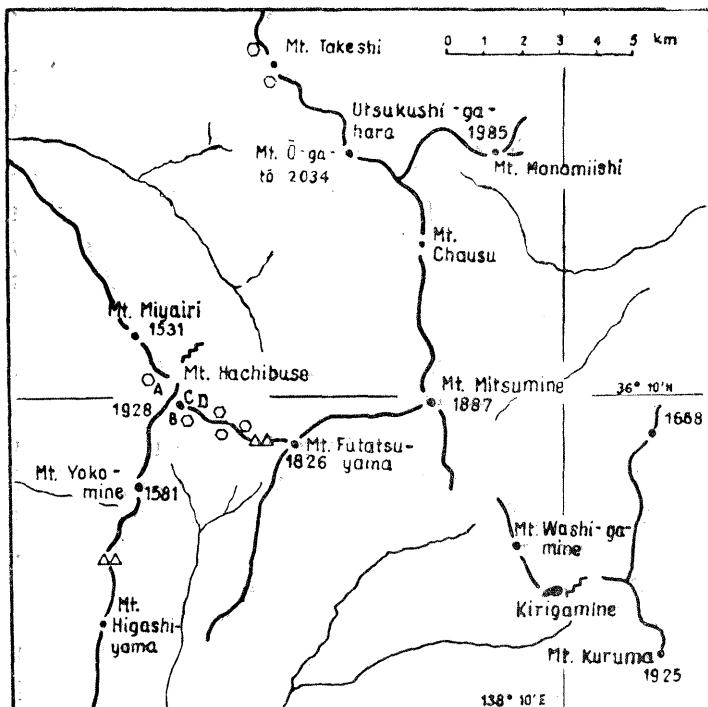


Fig. 1. Periglacial features on Mt. Hachibuse and its adjoining mountains
marks like in fig. 10

he briefly outlined the glacial, periglacial and alpine geomorphology in the Japan Alps. He was the first who, to a certain extent, pointed out the climatologic and topographic situations of the structural soils throughout a vast area in the Japan Alps. However he included rather ambiguous soil forms into structural soils.

In 1937, Imamura pointed out that the stripes on the ridge of Mt. Yari-Hotaka developed in recent years, and that there seems to be no direct relation between their occurrence and that of the past glaciated cirques (4).

Numerous sets and various types of earth flow, as well as boulders produced by frost action have been discovered by the writer above 1 650 m. on Mt. Hachibuse (fig. 1) east of the North Japan Alps where the most conspicuous display of patterned soils in Japan has been found (6, 7). Until quite recently these patterned soils have been merely objects of curiouosity and no analytical opinion on their climatic and other conditions has been expressed. In 1955, the writer published on this problem a treatise in one volume that will serve to understand the characteristic of the features in Japan (8).

GEOGRAPHICAL CONDITIONS

Climate

In Central Japan the area of solifluction is situated roughly above 2 500 m. The climate in the mountains of Japan is so incompletely known that it is not possible at present to rate climatic factors in the field.

In this respect, only observations by the observatory (3 772 m. high above M. S. L.) on Mt. Fuji afford reliable data. Basing on the observations collected from 1933 to 1942, the writer has drawn the yearly and daily progress of air temperature on Mt. Fuji (fig. 2). Because this peak is a young volcano, we have never found here any patterned soils, but figure 1 will present some climatic features over the neighbouring Japan Alps.

On the other hand, data about the upper air temperature in free atmosphere has become recently obtainable by radiosonde sounding. Each mean value of 20° C, 10° C, 0°C, -10° C and -20° C isotherm obtained from the data collected in 4 years sounding from 1950 to 1953 is shown in fig. 3. It is noticeable that every isotherm reduces its height through free atmosphere when it is in contact with mountain slope, as was discussed by Sawada (22) and the writer and his collabo-

rator (7). As a consequence, the lapse rate has rather greater value on the mountain slope than that in free atmosphere.

The assumed topographic snowline over these mountains has been carefully estimated to approximately 4 300—4 000 m. high above M. S. L. by the writer and his collaborator (10). The numerical values

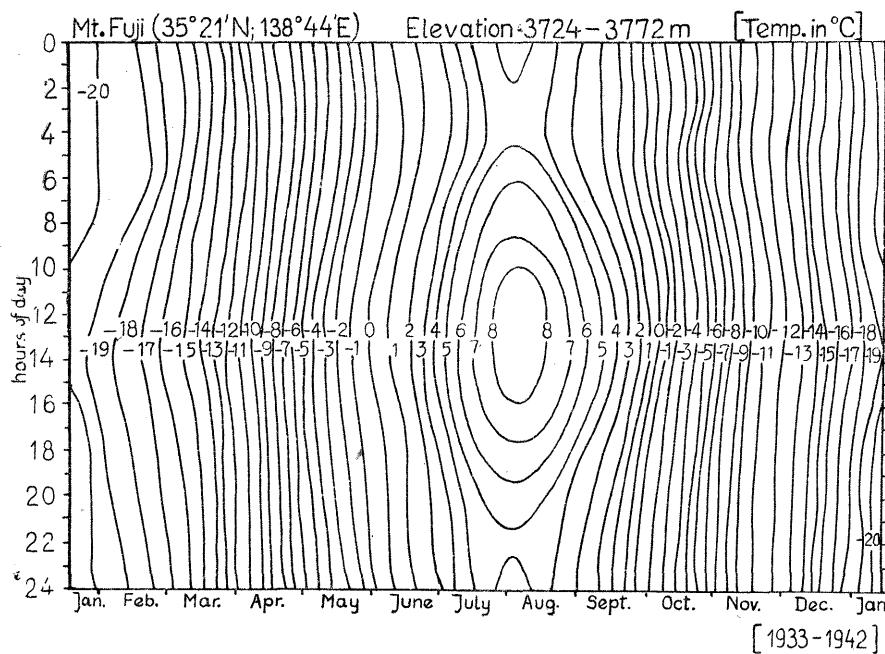


Fig. 2. Thermoisopleths for Mt. Fuji Observatory in the Central Japan Alps

hitherto reported by several authors (5, 12) are too low. It must be known that in spite of the crest which is 3 778 m. high, Mt. Fuji has never been glaciated. The word *climatic snowline* is nothing but an absurd conception and has no concrete significance.

Main ridges of the Japan Alps have a trend north to south, and most glacial cirques are situated on the eastern slopes of the ridges. At the height of the main ridges the prevailing westerlies are active throughout most of the year. The wind which brings heavy snowfalls in winter comes from the west and much more snow falls on the eastern side than on the opposit side. Apart from the above-mentioned fact, the reason for the absence of cirques on the western slope is attributed to the intense ablation of snow and ice by the effect of westerlies on the western side (8, 9, 31). And these are also the main reasons of the formation of asymmetrical ridges in the Japan Alps.

Judging from the frequent occurrence of miniature forms of structural soils, they have been produced by short-periodic and daily solifluction, as will be noted in the later chapters. According to the thermoisopleths for Mt. Fuji observatory (fig. 2), the above-noted interpretation seems to be justified.

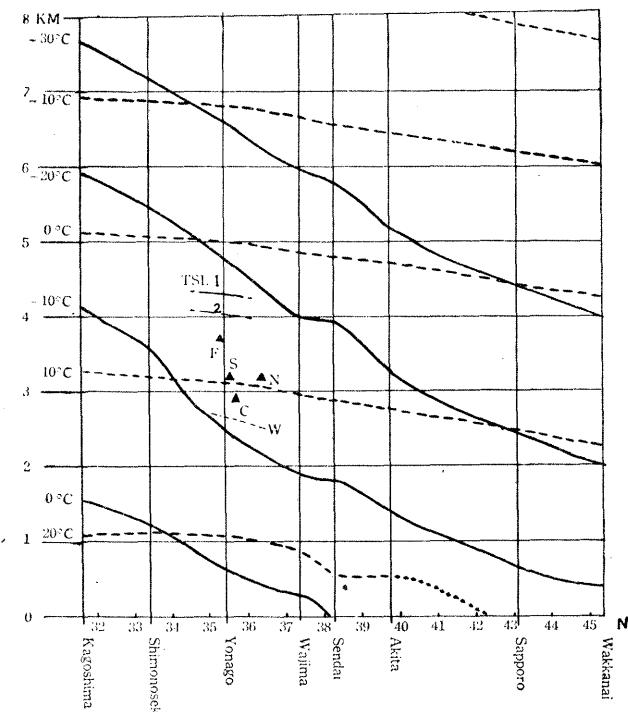


Fig. 3. Isotherm distribution with height along the Japanese Islands in summer (July and August) and winter (January and February)

arithmetic mean in the period of 1950—1953, only the night observations made at about 00⁰⁰ J.S.T. to eliminate the effects of insolation, were used (calculated by Hoshiai);

F — Mt. Fuji; TSL — rather theoretically estimated topographical snowline; TSL 1 is the upper limit and TSL 2 is the lower limit in his estimation; W — forest limit; S, C and N — indicates each highest summit of the South, Central and North Japan Alps

Forest limit

In the Japan Alps the *Pinus pumila* zone has approximately an altitude of about 2 500 m. above M. S. L. Strictly speaking, in the South Japan Alps the *Pinus pumila* zone is slightly higher and sometimes it rises up to a height of 2 900 m. However, it is also widely accepted that the actual, upper limit of the *Pinus pumila* zone is by no means the natural vegetation limit of the shrubs. The reasons of this fact are as follows.

Because of the steep slope near the ridges or summits, the soil does not maintain water enough to support the life of this huge shrub. Thus meager vegetation consisting of dwarf shrubs and herbs, covers the soil above the *Pinus pumila* zone, intersected here and there by bare soil surfaces. The bare soil surfaces are the main part favourable to frost action.

The forest limit is represented by the limit line of the *Betula Ermanni* var. *communis* zone. This floral zone is accompanied by some other plants, *Rubus vernus*, *Sorbus Matsumurana*. The average air temperature of the warmest 2 months (July—August) at forest limit on Mt. Norikuradake ($36^{\circ} 5'$ N) is $10-11^{\circ}$ C and that of Tateyama ($36^{\circ} 34,5'$ N) is 12° C. The mean air temperature of July at forest limit on Mt. Norikura is $6-7^{\circ}$ C. Of course it may be questionable whether forest limit is corresponding to the mean isotherm of the warm months. However, it is accepted by some research-workers that forest limit may be controlled by the duration of the vegetation period.

Topographic and soil conditions

In Central Japan there are numerous peaks of more than 2 000 m. in altitude and they constitute the so-called Japan Alps. The Japan Alps are divided into the following three ranges. The South Japan Alps are situated between $35^{\circ} 25'$ N and $35^{\circ} 50'$ N, the Central Japan Alps between $35^{\circ} 35'$ N and $35^{\circ} 50'$ N, and the North Japan Alps between $36^{\circ} 15'$ N and $36^{\circ} 40'$ N. In the Japan Alps flat-topped crests and even-crested ridges which are the remnant erosion surface of about 2 500 m. in altitude (Otakiyama erosion surface, 6) gently inclined land surfaces afford good conditions for the development and preservation of earth flow free from the destruction by fluvial action.

Until quite recently no soil profile of earth flow including stone polygons and stone stripes has been observed in detail. However many examples afford evidence of their characteristic stratification (fig. 6, pl. 4).

Earth flow is frequent on the surfaces on which the eolian loam has once been deposited (6). The so-called loam is finegrained volcanic ash, and it is widely known that the bed of loamy material affords good conditions for the growth of bristling ice (needle-ice). The writer had once observed that freezing was very intense only on the loamy soil surface (2 900 m ca.) of Mt. Komagatake.

The grain-size composition of the so-called loam varies to some extent, however, most grains are usually less than 0,25 mm. in size, somewhat clayish, and keep moderate moisture. The occurrence of

the so-called loam undoubtedly affords good conditions for the segregation of ice in soils to produce bristling ice and consequently to produce patterned soils. Figure 4 and pl. 4 show that the soil includes considerable amounts of loamy material.

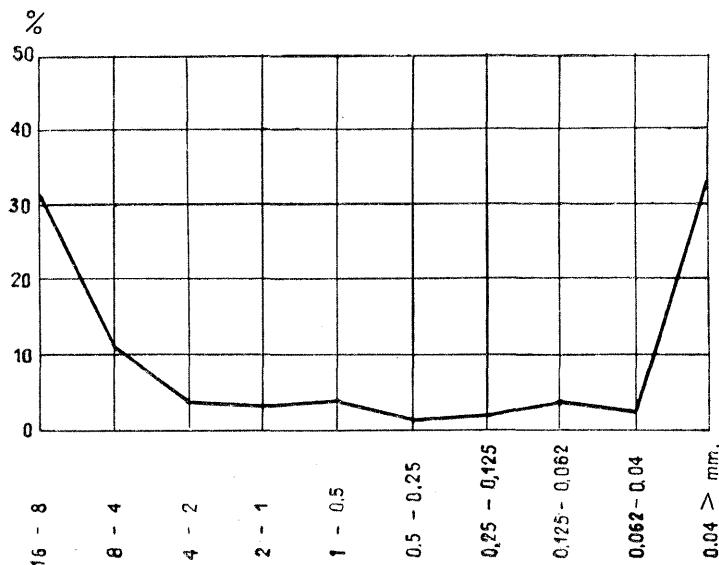


Fig. 4. Size-grain composition of the lowest layer of the stripes on Mt. Hachibuse (loc. A). The material contains much loamy fine grains, and those more than 2 mm. in diameter are the rock fragments. The layer is to be illustrated in pl. 4

Earth flow phenomena are usually developed on the western and southern slopes and often on the level surfaces of level-crested ridges.

The western gentle slopes of ridges would have been flattened by solifluction as was pointed out by Schwind (28, 29), however, it should be known that there was already an extensive development of erosion surface that afforded favourable conditions for frost action. At the lower margin of the gentle slope, it inclines abruptly towards valleys, and the steep slope is covered by rubble, and perhaps solifluction would be more or less affecting the creeping of the rubble. The schematic illustration of the periglacial phenomena at the ridges of the Japan Alps is shown in figure 5. Because of the intense ablation by the westerlies and the lesser accumulation of snow, snow on the western slopes would melt early in the year, producing well developed patterned soils on that side, while on the eastern slopes snow remains

till late in the summer, the slopes being very steep, therefore the patterned soils are not clearly exhibited.

If we apply the name *Strukturbodengrenze* to the lower limit of earth flow in Japan, it will be corresponding to forest limit. The most favourable conditions for frost action may require that the soil surface be poor in vegetation. The determination of the altitude of *Strukturbodengrenze* is a difficult problem. On the extremely dry *Alpine Heide* of Mt. Hachibuse, it drops even below 1900 m. in height owing to the peculiar soil conditions. After all, it must be said that the altitude of *Strukturbodengrenze* may correspond to a forest limit situated at approximately 2600 m. of altitude. However, the latter should be recognized as the biological limit line of vegetations.

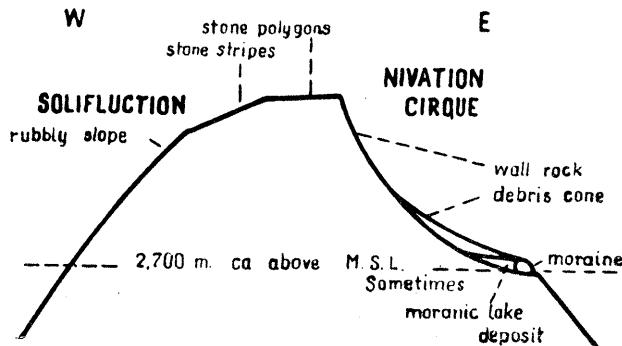


Fig. 5. Schematic illustration of periglacial features on the ridges of the Japan Alps

Under certain favourable circumstances, when soil is not covered with vegetation, frost action may be able to produce earth flow phenomena. Sasa (21) recently described the occurrence of polygons and stripes on Mt. Kampuzan ($39^{\circ}56' N$) which is lower than 350 m high above M. S. L. There is some doubt as to the agent that produced the form. According to his illustration, the form might be a network system of desiccation cracks.

In fact, even the summits in the Japan Alps, receive heavy snow fall in winter and heavy rain fall in the warm season, and a superficial flow of meltwater which is the chief agent of destruction constitutes unfavourable conditions for the development of earth flow.

VARIOUS TYPES OF PERIGLACIAL OR HUMID SUBNIVAL FEATURES

The characteristics of periglacial morphology in the Japan Alps are as follows.

1. The duration of the warm season is too long to give rise to intense earth flowing.

2. Under the influence of a too humid climate throughout most of the year, flowing earth is apt to be destructed by nival and fluvial actions.

3. The periglacial features on these mountains are said to be those of a temperature humid region.

Stone polygons

Most stone polygons¹ are miniature forms of about 30 cm. in diameter and about 10 cm. in depth. The polygons are generally on the horizontal surfaces of the even-crested ridges. Sometimes, when the inclination of the slope is slight, intermediate forms appear. There is little doubt that stone stripes are deformed types of stone polygons. The polygons are known to the writer from:

<i>locality</i>	<i>height (m.)</i>	<i>rocks species</i>	<i>diameter (cm.)</i>
1. Kamegaike-Norikuradake	2 730 ca.	andesite	30—50
2. Tsurugaike-Norikuradake	"	"	30
3. Kaminodake (photo 1)	2 660	Mesozoic sandstone	20—40
4. Kasadake	2 800 ca.	quartz-porphry	
5. Kikkōike-Yokodake	2 050 ca.	andesite	30—150
6. Utsukushigahara	1 900 ca.	granophyric rock	30 (—)
7. Hachibuseyama (photo 2)	1 650—1 900 ca.	Tertiary sandy shale	30 ca.
8. Kampuzan (39° 56' N)	340	andesite	10 ca.

Stone stripes

Stone stripes² are more common than stone polygons. The stripes are elongated downslope which usually inclines less than 20 degrees. The stripes are known to the writer from:

<i>locality</i>	<i>height (m.)</i>	<i>rocks species</i>	<i>width of fine-grained belt (cm.)</i>
<i>The North Japan Alps</i>			
1. Yakushidake	2 962	quartz-porphry	20
2. Kaminodake	2 660	Mesozoic sandstone	20
3. Mitsudake	2 800 ca.	granite	5
4. Karasawadake	2 632	"	5
5. Jonendake	2 450	"	25
6. Minamidake	2 650	porphyrite	
7. Chogatake	2 640	Paleozoic slate	20
8. Suishodake (Kurodake)	2 900 ca.	granite	20 (—)
9. Rengedake	2 700 ca.	porphyrite	
10. Shiroumadake	2 900 ca.	phyllite	30 ca.

¹ *Sols polygonaux.*

² *Sols striés.*

<i>locality</i>	<i>height (m.)</i>	<i>rocks species</i>	<i>width of fine-grained belt (cm.)</i>
11. Tenguone	2 780	phyllite and diabase	
12. Kasadake	2 700 ca.	porphyrite	
13. Marishiten	2 820	andesite	30
<i>The Central Japan Alps</i>			
14. Utsugidake	2 800 (—) ca.	granite	7
15. Minamikomagatake	2 800 ca.	"	7
16. Gokurakudaira	2 850 ca.	"	30 ca.
<i>The South Japan Alps</i>			
17. Ainotake	3 100—2 800	Mesozoic (?) sandy rock	100 (—)
18. Senjódake	2 900	"	
19. Hachibuseyama (pl. 3 and 4)	1 650—1 900	Tertiary sandy shale	30
20. Kampuzan (39°56' N)	250—280	andesite	100

Schwind (28) had noted the occurrence of structural soils on the ridge of Mt. Komagatake in the Central Japan Alps. Of course such soils in this area show that they have been more or less subjected to frost action, however well formed structural soils are not so common, while on the ridges of Mt. Minami-komagatake which he had not referred to, there is a wide spread occurrence of stone stripes.

The above-enumerated stripes, whose widths are less than 10 cm., are composed of coarser grains (1—1,5 cm.) of crystal aggregates and finer grains (0,5—0,7 cm.) of crystal aggregates.

The stripes on Mt. Kampuzan had been noted by Sasa (21), however, there is some doubt whether the stripes are really periglacial.

Stone streams

Stone streams (14) observed here are miniature forms of about 30 cm. in width and may not be the same features as *Blockströme* or stone rivers (Darwin, 1834; Heim, 1936). Usually turf covers the narrow belt between the coarser stone streams. Stone streams would be a type of stone stripes in older stage. The phenomena appear clearly on the western slope of the crest of Mt. Shirouma (2 933 m.) and on the slope of double ridge (2 800 m.) of Mt. Warimodake.

Turf-banked terraces

Turf-banked terraces³ (14) are commonly formed on ground rich in gravels and poor in boulders. It is found on the northern slope of Misayama (1 650 m.) on Mt. Kirigamine, and the western slope

³ *Stone terraces, terrasses de cryoplanation, Fliesserdeterrassen, Guirlandenboden.*

(1 800 m. ca.) of Mt. Hachibuse. The feature would have originated in the past cold climatic age.

Stone pavements

This form⁴ is usually developed on a level surface, where snow falls heavily in winter and until midsummer it does not melt away. An example is seen on the northern slope (2 700 m. ca.) of Mt. Mitsumata-Rengedake.

Stone rivers

Stone rivers⁵ on a large scale are very rare. On the northern slope of Mt. Komagatake, there are remarkable block streams (their locations are about 2 400 m. above M. S. L.) among the forest zone, and they do not seem to be flowing at present. It may be said that the stream might have originated during the past glacial ages. In some cases, blocks are apparently now avalanching from walls or from the upper part of slopes onto the surface of snow and gathering at their foots. Of course this is not the rule.

Block-fields

In this phenomenon⁶, blocks do not seem to be flowing at present, therefore it may not be the same as stone rivers (*Blockströme*). Sometimes enormous quantities of blocks appear in midsummer beneath snow-patches. The bottom surfaces are sometimes level and show that they have been subjected to severe frost shattering and out-wash (*Abspülung*). This type is seen at Kumono-Taira (2 500 m. ca.), and other localities.

Rock glaciers

When glacial ice began waning, detritus might have been washed out under periglacial conditions. Although solifluction is not so intense in the cirque at present, its action during the early postglacial age could be more powerful and prevail more extensively. In cirques one can find such detritus like rock glaciers and a sort of lacustrine deposit (originated from a morainic lake) under periglacial conditions. In the cirques on Mt. Yakushidake are found somewhat concentric furrows (pl. 5) which resemble the rock glacier at the head of the Silver Basin near Silverton, Colorado in North America or the so-called

⁴ *Dallages de pierres*.

⁵ *Blockströme* (15).

⁶ *Blockmeere, Felsenmeere*.

stepped soliflual drift. At present the writer is not able to assert whether the furrows have been produced through a process of more intense solifluction. But he is inclined to assume that the freezing and thawing in the ground of the cirque walls has piled up these furrows in times past, because the material of the furrows shows some degree of weathering. This type of furrows is only met with in 2 cirques of Mt. Yaku-shidake, and in these cirques a type of *Steinstreifenboden* as illustrated by Troll (34, p. 618) are also encountered.

In the cirque of Mt. Minami-Komagatake (the cirque is called *Suribachikubo* which means a hollowlike earthenware mortar), there is a thick detritus (pl. 6), the total thickness of which measures some 30 m. It is a problem whether the whole is postglacial, but at least the upper part of the detritus, some 10 m. in thickness, must be of postglacial accumulation.

Nival cirques

Even in the midsummer, there often remain small snow-patches in the eastern small hollowlike cirques, however they usually melt away in the early autumn. In Japan, this feature bearing a snow-patch during the summer season is called *Yukikubo* which means a snowy hollow. This form may be produced by the snow-patch erosion which had been discussed by Lewis (13). Besides the tenable glacial cirques in the Japan Alps, there are numerous cirques whose origin is questionable though they have certainly been produced by heavy nivation under periglacial conditions during the glacial ages.

Double ridges

The writer once discussed the process through which double ridges⁷ came into being (8). This feature may not be of periglacial origin. There are numerous double ridges in the Japan Alps. Most double ridges are less than 200 m. in length, less than 50 m. in width and less than 20 m. in depth (pl. 7). In case when out-wash at the bottom is now going on, the forms are funnel-shaped and more often cradle-shaped, and are accordingly called in Japan *Funakubo* (the word means the bottom of a ship).

The characteristics of double ridges are: 1. they always appear on level-crested ridges or level surfaces of cols; 2. most double ridges maintain the trends, parallelling that of the ridges on which they occur; 3. in their infant stage they take the form of slightly depressed basins; 4. cradle-shaped basins are often filled with stagnant water.

⁷ *Doppelgrate, ponds on ridges or cols.*

In cold climatic conditions, much of the meltwater of snow or ice, and much of the rain water during the rainy season may seep into the ground where the ground surface is level and flat. Underground water thus nourished, will easily reappear later in spring on the lower part of the ridge slopes. Subsurficial fine material is removed by such movements of groundwater, and in spring it is brought on to the surface of the slope. The larger is the amount of seepage of meltwater or rainwater, the greater the increase in the removal of material. The depression of double ridges would be thus induced by the removal of fine material.

Most double ridges bear drainage pits at the bottom through which water escapes. Sometimes during the season of severe ablation a small pool can be seen at the bottom, but usually it disappears soon afterward. However, the cases are not rare when the drainage pits of some double ridges were choked by clayey material, and cradle-shaped hollows changed into ponds. More precipitation and a level surface would be the leading conditions required for the formation of double ridges.

Double ridges are found not only on the level-crested ridges with of about 2 500 m. in altitude but also on the remnant erosion surfaces with about 1 000 m. in altitude or more. Under severe periglacial conditions, the processes that produce double ridges may not advance, because the occurrence of thick frozen subsoil or *tjäle* would prevent the seepage of snow meltwater. The double ridge phenomena on the high mountains would have originated in the postglacial age.

The walls of double ridges have sometimes been destroyed by valley-head erosion, and they reveal themselves as the extended parts of valley heads. The alpine lakes in the Japan Alps are morainic and crater in origin or they are lakes dammed-up by volcanic products. However, smaller ponds which are much more numerous owe their origin to the above-mentioned process.

Asymmetrical ridges

This type of ridge form⁸ may not be a feature like the periglacial asymmetrical valley, because the development of this form might not be affected by solifluction alone. It may have originated from thickly accumulated snow on eastern slope influenced by climatic factors. Asymmetry of ridges is one of the most characteristic features in the Japan Alps, as discussed by Schwind (24—29). As noted in the

⁸ *Les crêtes dissymétriques, ungleichseitiger Grate, assymmetrische Kammbildung.*

foregoing chapter, the eastern slopes of ridges are more snowy than the western slopes until the begining of autumn, erosive power of solid water and meltwater is more active, and as a result the slopes of the eastern side come to incline abruptly. Of course in many cases eastern slopes are steep owing to the occurrence of cirque walls.

SOME OBSERVATIONS OF THE POLYGONS AND THE STRIPES

Soil profile

Both polygon and stripe soil profiles show that they similarly consist of 2 or 3 layers. The profile is somewhat similar to that shown by Boyé from North-east Greenland (*I*, pl. 36).

With the profiles of polygons and stripes, Schwind's observation (29) was excellent, however, details have been overlooked. Flaggy boulders are usually oriented with their long axes parallel to the boulder ines of the stripes or with their long axes tangential to the rings. Mo-

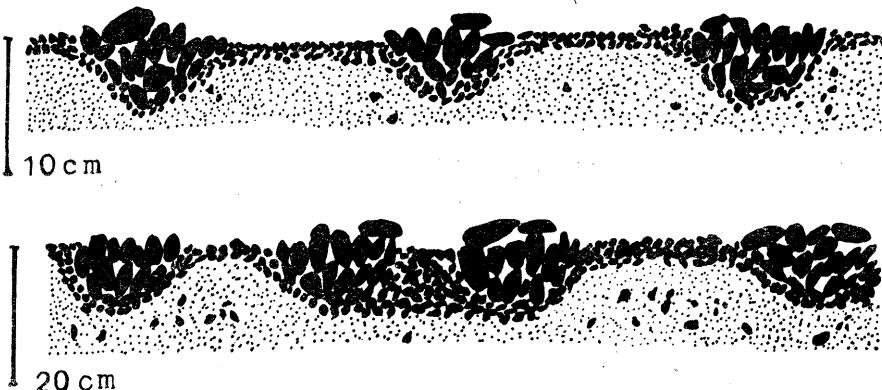


Fig. 6. Transverse sections of the stripes on Mt. Suishodake (upper) and Mt. Hachibuse (lower) showing the stratification and the orientation of boulders. It is noteworthy that the surfaces of the lowest layers (the grain-size composition of the layer on Mt. Hachibuse was illustrated in fig. 4) are undulating. This type of stratification is the normal profile of the stripes and the polygons in Japan

reover, flaggy boulders are certainly oriented vertically or imbricated (fig. 6). Quite often flaggy boulders which are erected upon their edges are so firmly placed between the finer soils that it is not always easy to pull them out with the hand. The orientation of boulders seems to offer a clue to solve the riddle of structural soils.

Theoretically it should be borne in mind that the kinetic energy which caused the movement of the boulder did not fail to move the

finer material. The movement of boulders shows that it was influenced by the more intense flowing of the finer material.

The so-called loam can always be seen beneath the coarse material of the patterned soil. The writer has observed many examples on Utsukushigahara (2 000 m. ca.), Kurodake (2 900 m.) and everywhere on the Central Japan Alps. The so-called loam is in Japan not loam in a strict sense but it is loamy, and mainly composed of volcanic ash. An extensive literature has been published on the various features of the so-called loam. The dating of the loam has been one of the important problems, and various opinions have long been published on the relative dates between the glaciation and the deposition of the so-called loam, however, none has presented data in proof of this assertion.

In 1955, the writer and his collaborators (11) were permitted the study of the stratigraphic relation between loam and glacial drift in the Japan Alps. The sequence of events in the Senjōjiki glacial cirque (pl. 8) on the Central Japan Alps is as follows:

5. top soil (humusitic)
4. detritus from the cirque walls
3. the so-called loam (eolian volcanic ash)
2. postglacial lake deposits (originated from a morainic lake)
1. glacial drift (moraine).

Although the so-called loam originated owing to volcanism during the latest Pleistocene, it must be said, that the material might have also fallen on the ground under cold and windy conditions. The loam might have mantled bare soils over an extensive area. However, when the deposits of the loam were not so thick, boulders in soils have been upheaved by normal frost action.

According to the writer's experiment, among boulders and gravels artificially covered by a soil layer some 5 cm. in thickness, most boulders and gravels appeared out of the soil through freezing and out-wash till the following summer. Thus, by size-decreasing from the soil surface downward, the original stratification of the patterned soil, would have been produced (fig. 6).

Experimental studies

In this field on Mt. Hachibuse (its location is about 1 650 m. high above M. S. L.), the remarkable movement of the materials occur in early winter and spring. During the coldest season, the frozen line is depressed in the ground and snow covers, as a consequence movement of material does not take place.

The field is on the southern side of the ridges, of which the upper

part is nearly horizontal or inclines less than 5 degrees, and the slope gradually becomes steeper towards the valley. The stripes are readily recognizable over the slope less than 20 degrees, the field of experiment was located on the upper part of the slope (pl. 9). One of his experiments which is now under treating is as follows. At first the soil surface was disturbed.

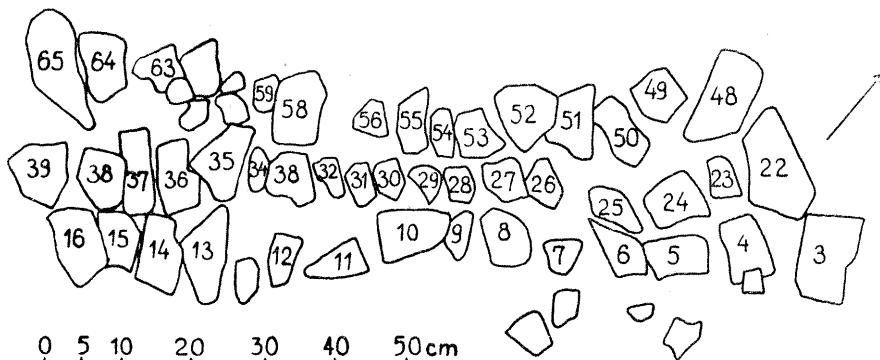


Fig. 7. Arranged boulders at the writer's field of experimental studies A-1 (Nov. 1954).
An arrow shows the direction of pre-existing stripes

Originally, in this field there was a set of stripes with a direction N 25° E. Flaggy boulders were put side by side horizontally over the soil surface and each boulder was numbered in enamel paint and the whole view was photographed in the autumn of 1954 (fig. 7). The surface of the fine material was also marked by several lines. The movement of the material has been recorded by the writer and his collaborator.

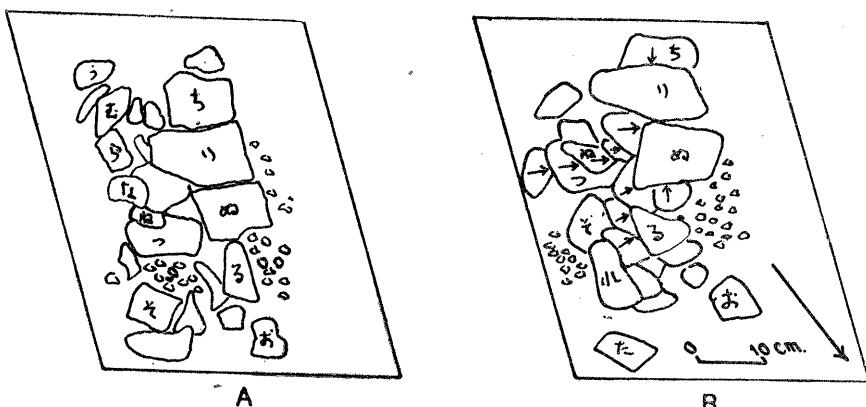


Fig. 8. Sketches showing the movement of each boulder. A — the situation of each boulder in Nov. 1954; B — the movement of each boulder after 9 months (July 1955)

Because of a too short lapse of time, the results have not yet been sufficiently obtained. However, several facts of interest have been observed.

The movement of the boulders were obviously towards some directions (fig. 8). Sometimes, at the centre of the centrifugal movement, one observed silty material containing much water sprout out of the small pit of the surface. The finest material thus brought out of the ground, will soon settle down between the coarser material.

Flaggy boulders show that as the result of their movements, their flat planes have become to incline to some degree. Moreover the facts that several boulders were more or less imbricated were observed. The movement of boulders showed distinctly the tendency that produced the original boulder lines. Because the disturbance was made only for the superficial soils and the deep structures were not completely destroyed, there resulted a flowing system as it was before. The process of imbrication will be the one that produces the polygons and the stripes. The movement of the boulder is shown in fig. 9.

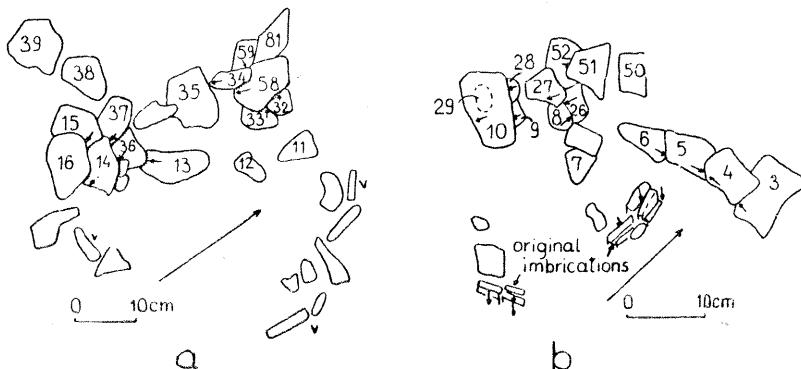


Fig. 9. Sketches showing the movement of each boulder after a year (Nov. 1955)
 small arrows show the direction toward which each boulder have inclined; big arrows show the direction
 of the pre-existent stripes; the sign V shows the vertical orientation of flaggy boulder

With the formation of the boulder line or the boulder ring, the portion where boulders situate is that of depression during the earth flowing, while the centre of the rings is the portion where water with fine soil in the ground is upheaved during the thawing.

The process of imbrication may be caused by the convection current of water and suspended fine material. With the process of the stripes, the convection system will be deformed to produce the ellipse with large eccentricity towards the slope.

CONCLUSION

The writer has summarised an outline of the features and problems of periglacial phenomena in Japan. The data of climatic variations since the late Pleistocene based on the stratigraphic evidences have been still scanty in Japan. Therefore the glacial and periglacial features in Japan are important to demonstrate the climatic sequences.

In Japan the last two glacial periods have been established (16, 17). The great Yarisawa morainic deposits at the elevation of 2 300—2 400 m. and the related glacial outwash at the foot of Mt. Yarigatake, is correlated with Riss glaciation (Hida glacial I) and several (at least three) morainic hills from an altitude of 2 500 m. to that of 2 900 m. are correlated with Würm glaciation. Koma glacial period which predates the so-called loam also corresponds to Würm (Hida glacial II) and possibly to Würm II or Würm I subglacial period.

In Japan, fanglomeratic deposits at the foots of the Japan Alps have vaguely been attributed in age to the glacial maximum. No matter how the facts may be explained, the terraces of the fanglomeratic deposits are periglacial river terraces formed during the glacial maximum. The uppermost terrace of the Azusagawa fan at the foot of the North Japan Alps is to be correlated with a periglacial river terrace of Riss date, and the middle terrace with that of Würm date.

The uppermost group of morainic hills shows some signs of weathering and has been overgrown with *Pinus pumila* and, other dwarf shrubs and alpine grasses.

In the South and the Central Japan Alps cirque walls have been overgrown with vegetation, however, the snowy North Japan Alps cirques have not yet been overgrown except the surface of morainic hills; at present under periglacial or subnival conditions, detritus is flowing down.

The top of the postglacial bed at the bottom of the Suribachikubo cirque is stained with limonite to a depth of 70 to 200 cm., and though in Japan there has been no information that can be compared with this known depth of oxidation, the bed would have finished the deposition after the accumulation of so-called eolian loam. Compared with the depth of the oxidation zone of the Pindale moraines informed by J. H. Moss (18), the writer's dating of the Suribachikubo bed can not be regarded as too young.

Periglacial features on a large scale might have originated during the glacial maximum, and the miniature forms — from the glacial maximum to the present. The history of the Pleistocene events in the Japan Alps is to be presented in table 1.

Table 1

Glacial and periglacial history in the Japan Alps (K. Kobayashi, 1956)

Internat. Standart	Japan Alps	Azusagawa fan	Senjōjiki cirque on the C. J. Alps	Suribachikubo cirque on the Central J. Alps	Cirque on the North Japan Alps	Originations of perigl. features	Artifacts	Air* temp.
Holocene								
Thermal max.	postglacial	Weak perigl.	Oshide terrace	miniature patterned soils vegetation	Oxidation of detritus to a depth of 0,7—2 m.	"	"	10°C
?				postglacial detritus	"	vegetation on moraines	Zyomon ceramic	12°C
Lateglacial								
W ₃	eolian Shinshu loam	"	"					
W ₂	Hida glacial II (Koma glacial)	Moriguchi terrace	morainic lake deposits	Suribachikubo formation	postglacial detritus			3—4°C
W ₁			cirque moraine		eolian Shinshu loam	double ridges	Suwa point (no pot- tery)	
W/R Intergl.					upper cirque moraine			
Riss glac.	Hida glacial I	Hata terrace			lower cirque moraine			
					Yarisawa moraine and related outwash	patterned soils	stone rivers and nival cirques	

* Average air temperature at the altitude of 2500 m. is presented for the ablation seasons (averagely for the 3 summer months). „Shinshu loam“ means the so-called „loam“ in Nagano Prefecture in the Central Japan.

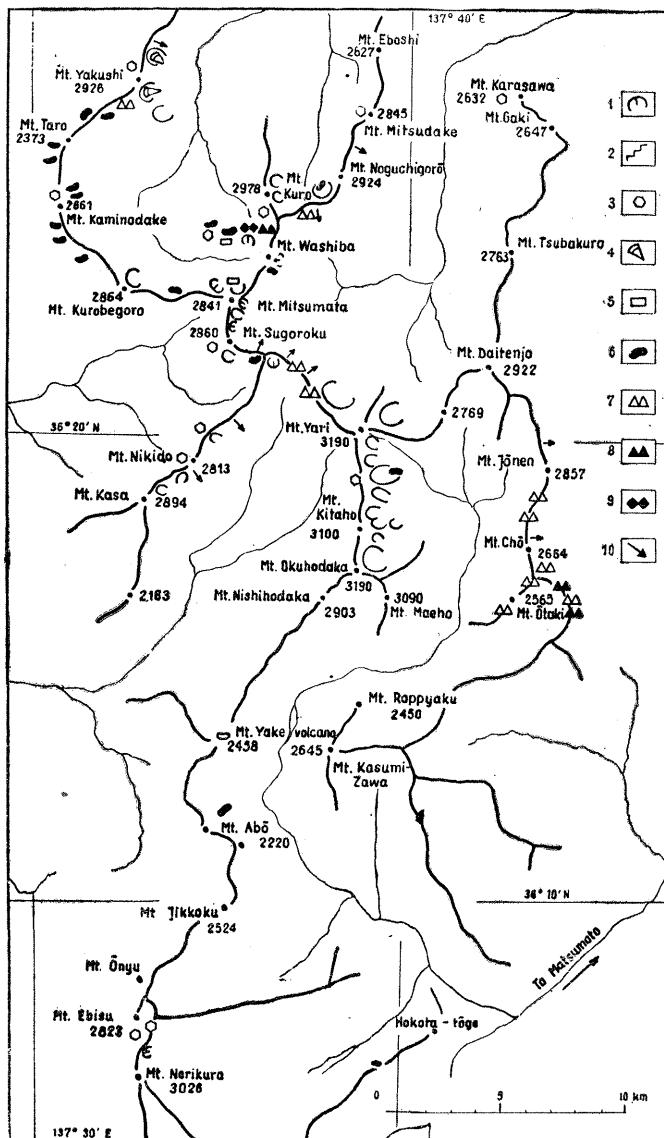


Fig. 10. Periglacial map of the southern part of the North Japan Alps

1. nival cirques; 2. turf-banked terraces; 3. stone polygons and stone stripes; 4. rock glaciers; 5. stone pavement; 6. ponds of various origin, including morainic lakes; 7. double ridges; 8. ponds originated from double ridges; 9. rubble-fields; 10. asymmetrical ridges (arrows indicate the directions toward which the slopes incline abruptly)

Periglacial features in Japan are characterized in another respect by the fact that the climatic conditions necessary for the development of the features have been confined to only the slopy mountainside in the Japan Alps, and also they have been subjected to a fairly large amount of precipitation. The amount of precipitation at Matsumoto at the foot of the North Japan Alps is recorded 1 087 mm. per year. This numerical value is rather smaller compared with those at other sites in Japan.

PERIGLACIAL MAP OF THE SOUTHERN PART OF THE NORTH JAPAN ALPS

During the writer's field excursions, he has found many periglacial features, in the southern part of the North Japan Alps. However, his observations in other areas have not yet been sufficient. In the map (fig. 10) not only periglacial features but also other related features were put down. The signs of illustration proposed by Dr. Hans W:son Ahlmann, were as much as possible put to use.

References

1. Boyé, M. — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund Nord-oriental, Groenland. *Expédition Polaires Franç.*, 1, Paris 1950; 176 pp.
2. Commission de morphologie périglaciaire. Rapports prélim. pour la 8^e Assemblée Générale et le 17^e Congrès Int., Washington 1952; 23 pp.
3. Fujiwara, S. — Notice on structural soils on Mt. Norikura. *Geogr. Rev. Japan*, vol. 4, 1928; pp. 815—819*.
4. Imamura, G. — Past glaciers and the present topography of the Japanese Alps. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku*, Sec. C, vol. 2, no 7, 1937; 58 pp.
5. Klute, F. — Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. *Ztschr. f. Gletsch.*, Bd. 16, 1928; pp. 70—93.
6. Kobayashi, K. — A short report on the history and the Pleistocene geology of the Matsumoto Basin and its adjoining mountains (I). *Jour. Shinshu. Univ. Japan*, vol. 4, 1954; pp. 87—98.
7. Kobayashi, K., Hoshiai, M. — Late Pleistocene and modern snowlines in Japan. *Chikyu Kagaku*, no 21, 1955; pp. 1—7*.
8. Kobayashi, K. — Nature in the Japan Alps. Tokyo 1955; 270 pp.*
9. Kobayashi, K. — An introduction to periglacial or subnival morphology in Japan. *Jour. Fac. Liberal Artsa. Sci., Shinshu Univ.*, no 5, 1955; pp. 23—38, 3 pl.
10. Kobayashi, K., Hoshiai, M. — Temperature reduction during the last glacial age in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 1956 (in press).
11. Kobayashi, K., Mori, Y., Kawachi, S., Harada, T. — Glacial and postglacial depositions in the cirques of the Central Japan Alps. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 1956 (in press).

* Written in Japanese.

12. Leopold, L. B. — Pleistocene climate in New Mexico. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 249, 1951; pp. 152—168.
13. Lewis, W. V. — Snow-patch erosion in Iceland. *Geogr. Jour.*, vol. 94, 1939; pp. 153—161.
14. Lundqvist, G. — The orientation of the block material in certain species of flow earth. *Geogr. Annaler*, Bd. 31, 1949; pp. 335—347.
15. Machatschek, F. — Geomorphologie. Stuttgart 1954; 204 pp.
16. Minato, M., Hashimoto, S. — Zur Karbildung im Hidaka-Gebirge, Hokkaido, Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 30, 1954; pp. 106—108.
17. Minato, M., Hashimoto, S., Kobayashi, K. — Zur Karbildung im Hidaka- und Hida-Gebirge, Japan. *Actes du IV Congr. de l'Assoc. Int. pour l'Etude du Quaternaire (INQUA) Rome-Pise 1953*, Rome 1955.
18. Moss, J. H. — Late glacial advances in the Southern Wind River Mountains, Wyoming. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 249, 1951; pp. 865—883.
19. Nakajima, M. — Gravel heaps of lozenge shape of Kikko-ike, Mt. Tadeshina. *Jour. Geogr. Japan.*, vol. 50, 1938; pp. 91—94*.
20. Nishimura, K. — A new discovery of structural earth in the Hida Range. *Chikyu*, vol. 9, 1928; pp. 447—448*.
21. Sasa, Y. — Stone polygons and stone stripes found in the Samukaze (Kampu) Volcano, Northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 60, 1954; pp. 533—534*.
22. Sawada, R. — Temperature difference between mountain top and free air. *Geophys. Mag.*, vol. 21, 1950; pp. 190—198.
23. Schwind, M. — Eiszeitforschung in Japan. *Geogr. Ztschr.*, Bd. 41, 1935.
24. Schwind, M. — Meine Reise durch die Japanischen Nordalpen. *Ztschr. f. Erdk., Jhg.* 4, 1936.
25. Schwind, M. — The extension of the diluvial glaciers in the Japanese North-Alps *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 43, 1936; pp. 248—250.
26. Schwind, M. — Die Kasa-Dake-Kette und die Entdeckung des Rundhöckergebietes am Nukedo-Dake. *Geogr. Rev. Japan.*, vol. 12, 1936; pp. 438—446.
27. Schwind, M. — Glazial-morphologische Studien in den Japanischen Nordalpen. *Mitt. Verein. Geogr. Univ. Leipzig*, H. 14—15, 1936.
28. Schwind, M. — Beobachtungen auf meinen Reisen durch die Zentral- und Südalpen im Sommer 1936. *Geogr. Rev. Japan*, vol. 13, 1937; pp. 401—413.
29. Schwind, M. — Glazialformen und Strukturböden in den Japanischen Nordalpen. *Geogr. Ztschr.*, Bd. 43, 1937; pp. 57—70.
30. Sugihara, S. — Stage of Stone age culture in Japan. *Sundai Historical Rev.*, no 4, 1954; pp. 1—5.
31. Sverdrup, H. U. — The ablation on Isachsen's Plateau on the Fourteenth of July Glacier in relation to radiation and meteorological conditions. Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition 1934, Part IV. *Geogr. Annaler*, Bd. 17, 1935; pp. 145—166.
32. Terada, T. — Some experiments of periodic columnar forms of vortices caused by convection. *Rep. Aeronaut. Res. Inst.*, vol. 3, 1928; pp. 3—47.
33. Terada, T., Taman o, M. — Further researches on periodic columnar vortices produced by convection. *Rep. Aeronaut. Res. Inst.*, vol. 4, 1929; pp. 447—470.
34. Troll, C. — Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34, 1944; pp. 545—694.



photo by K. Kobayashi, Sept. 1953

Pl. I. Stone polygons at the top of Mt. Kaminodake (2 661 m.) in the North Japan Alps



photo by K. Kobayashi, July 1955

Pl. 2. Stone polygons at the elevation of 1 800 m. on Mt. Hachibuse. The soil profile of this polygons shows the similar stratification as that of the stripes.

A meter-rule is to be compared



photo by K. Kobayashi, Nov. 1954

Pl. 3. Stone stripes at the elevation of 1 650 m. on Mt. Hachibuse. The soil surface inclines less than 20 degrees



photo by K. Kobayashi, Nov. 1955

Pl. 4. Stone stripes on Mt. Hachibuse showing the soil profile. In the photograph, lowest part is the loamy layer, which contains some rock fragments. The surface of this lowest layer is remarkably undulated. A meter-rule is to be compared



photo by K. Kobayashi, Sept. 1953

Pl. 5. An example of detrital furrows in the Central Cirque (2 750 m.) of Mt. Yakushidake.
This type of feature is rarely found in the Japan Alps



photo by K. Kobayashi, July 1954

Pl. 6. Glacial drift and postglacial detritus exposed at the bottom (2 500 m.) of Suribachi-kubo cirque on Mt. Minami-(South) Komagatake. The detritus bears boulders more than 5 m. in diameter. Rock exposure in the foreground of the picture is the glaciated granitic basal rock. The total thickness of the formation is measured 30 m.



photo by K. Kobayashi, Sept. 1955

Pl. 7. Double ridge near Mt. Washibadake (2 800 m.). A small pool and an excellent stone stream on the eastern side of the double ridge are recognized in the picture. This type of double ridge can easily be met with in the Japan Alps



photo by K. Kobayashi, Oct. 1955

Pl. 8. Senjōjiki Cirque (2 700 m.) on Mt. Komagatake in the Central Japan Alps. The cirque bottom and the moraine have been buried by the postglacial morainic lake deposits and the detritus from the cirque wall



photo by K. Kobayashi, Nov. 1955

Pl. 9. The field of experimental studies at Mt. Hachibuse A-1, including the spot illustrated in fig. 8 and fig. 9 A

URSS

BIBLIOGRAPHIE CONCERNANT LES FORMATIONS PÉRIGLACIAIRES ET LE PERGÉLISOL EN URSS*

Sur de vastes terrains de l'U.R.S.S. apparaissent les formations périglaciaires de types différents liées soit aux glaciers arctiques contemporains, soit à la zone du pergélisol en Sibérie, soit aux limites des glaciations continentales plus anciennes survenant dans la partie européenne et asiatique de l'U.R.S.S. Afin d'étudier et de connaître les formations en question, les géologues et les géographes soviétiques poursuivent actuellement une série de recherches dont ils soulignent un intérêt tout particulier au point de vue paléogéographique. Toute une bibliographie scientifique concernant ce sujet a été établie. Elle comporte les ouvrages publiés dans la littérature géographique russe traitant des formations périglaciaires et du pergélisol.

1. Abolin, R. I. — Postoyannaya merzlotu gruntov i iskopaemyj kamennyj led (Pergélisol et glace fossile). *Zapiski Tchitinskogo otd. Priamyrskogo otd. Russk. Geogr. Obchchestva*, vyp. 9, 1913.
2. Andreev, V. N. — Gidrolakkolity (bulgunnyakhi) v zapadno sibirskikh tundrakh (Hydrolaccolithes des toundras de la Sibérie occidentale). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 68, vyp. 2, 1936.
3. Aprodov, V. A. — Glyacialnye dislokacii vysokikh retchnykh terras v okrestnostyakh g. Permi (summary: Glacial dislocations of elevated river terraces near Perm). *Izvestiya Akad. Nauk SSSR, ser. geol.*, 1940, no 6.
4. Bachenina, N. V. — Proiskhozhdenie relefa Youjnogo Urala (Origine du relief dans le sud de l'Oural). Moskva 1948.
5. Bilibin, Y. A. — Ob aktivnoj i passivnoj vetchnoj merzlotu (Sur le pergélisol actif et passif). *Izvestiya Russk. Geogr. Obchchestva*, t. 69, vyp. 3, 1937.
6. Botch, S. G. — O soliflyoukcionnykh terrasakh Pripolyarnogo Urala (Au sujet des terrasses de solifluction dans la région polaire de l'Oural). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 70, vyp. 3, 1938.
7. Botch, S. G. — Snejnniki i snejnaya eroziya v severnykh tchastyakh Urala (Snowpatches and nivation in the northern part of Ural). *Izvestiya Vesesoyouznogo Geogr. Obchchestva*, t. 78, no 2, 1946.
8. Botch, S. G., Krasnov, I. I. — K voprosu o granice maksimalnogo tchetvertitchnogo oledeneniya v predelakh Uralskogo khrebeta v svyazi s noblyoudeniyami nad nagor-

* Institut de Géographie de l'Académie des Sciences de l'URSS. Directeur: prof. I. P. Gerasimov, Moscou, Staromonetnyj per. 29.

- nymi terrasami (summary: On the boundary of the maximum Quaternary glaciation in the Urals in the connection with the observations of mountainous terraces). *Byoulleten Komissii po izutcheniyu tchetvertichnogo perioda*, no 8, Moskva-Leningrad 1946.
9. Botch, S. G., Krasnov, I. I. — Process golcovogo vyrahnivaniya i obrazovanie nagonalnykh terras (Processus de l'aplanissement à goletz et formation des terrasses d'altiplanation). *Priroda*, 1951, no 5.
 10. Bunge, A. A. — Predvaritelnyj otchet ob ekspedicii na Novosibirskie ostrova (Compte rendu provisoire de l'expédition dans les îles de la Nouvelle Sibérie). *Izvestiya Russk. Geogr. Obchtchestva*, t. 23, vyp. 5, 1887.
 11. Bunge, A. A. — Einige Worte zur Bodeneisfrage. *Zapiski Mineral. Obchtchestva*, ser. 2, tchast 40, vyp. 1, 1902.
 12. Chostakovitch, V. B. — Vetchnaya merzlota (Pergélisol). *Priroda*, 1916, no 5—6.
 13. Chostakovitch, V. B. — Klimatitcheskiye usloviya suchtchestvovaniya vetchnoj merzloty potchvy (Die klimatische Bedingungen der Existenz und Erhaltung der ewig gefrorenen Boden Sibiriens). *Trudy Irkutskoj Magnitnoj i Meteorol. Observatorii*, no 2—3, 1928.
 14. Chtchukin, I. S. — Obchtchaya morfologiya suchi (Morphologie générale du continent). Moskva-Leningrad 1933—38.
 15. Chumskij, P. A. — Stroenie prirodnykh l'dov (Structure de la glace naturelle). *Izvestiya Vsesoyouznogo Geogr. Obchtchestva*, t. 86, vyp. 1, 1954.
 16. Chumskij, P. A. — Osnovy strukturnogo ledovedeniya (Principes de la science concernant les glaces structurales). Akad. Nauk SSSR, Moskva-Leningrad, 1955.
 17. Cyplenkin, E. I. — Vetchnaya merzlota i potchvoobrazovaniye (Perennially frozen ground and soil formation). *Potchvovedenie*, 1946, no 12.
 18. Dementev, A. I. — Morozobojnye trechthiny v rajonakh vetchnoj merzloty (Fissures de gel sur les terrains du pergélisol). *Merzlotovedenie*, t. 1, vyp. 2, 1946.
 19. Dranicyn, D. P. — O nekotorykh zonalnykh formakh releta krajnego severa (Certaines formes zónales du relief des terrains septentrionaux). *Potchvovedenie*, 1914, no 4.
 20. Ermilov, I. Y. — O vliyanii vetchnoj merzloty na relef (Sur l'influence du pergélisol sur le relief). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 66, vyp. 3, 1934.
 21. Ermilov, I. Y. — Geologicheskie issledovaniya na Gydanskom poluostrove v 1927 (Recherches géologiques poursuivies en 1927 dans la péninsule de Gydan). *Trudy Polyarnoj Komissii Akad. Nauk SSSR*, vyp. 20, 1935.
 22. Ermolaev, M. M. — Geologicheskij i geomorfologicheskij otcherk ostrova B. Lyakhovskogo, v kn.: Polyarnaya geofizicheskaya stanciya na ostrovie B. Lyakhovskom (summary: Geological and geomorphological sketch of the Bolshoy Liakhovski Island). *Trudy Sovieta po izutcheniyu proizvodit. sil, ser. Yakutskaya*, vyp. 8, 1932.
 23. Ermolaev, M. M. — Instrukciya dlya ekspedicionnogo izutcheniya iskopaemogo l'da, kak geograficheskogo faktora, preimuchtchestvenno v arkticheskikh oblastyakh (Instruction concernant l'étude dans le terrain de la glace fossile considérée comme agent géographique, en particulier sur les terrains arctiques). Leningrad 1932.
 24. Fedosov, A. E. — Fiziko-mekhanicheskie processy v gruntakh pri ikh zamierzaniii i otaivanii (Processus physico-mécaniques survenant dans le sol durant la période du gel et de la fonte). Moskva 1935.
 25. Gerasimov, I. P. — Voprosy genezisa i stratigrafii lessovykh otlojenii v paleogeograficheskem osvechtchenii (Problème de la genèse et de la stratigraphie des dé-

- pôts de loess à la lumière de paléogéographie). *Trudy Inst. Geogr. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 36, Moskva-Leningrad 1940.
26. Gerasimov, I. P. — Sovremiennye perejitki pozdnelednikovykh yavlenij vblizi samoj kholodnoj oblasti mira (Vestiges contemporains des phénomènes postglaciaires sur des territoires au climat froid). *Izvestiya Akad. Nauk SSSR, ser. geogr.*, 1952, no 5.
 27. Gerasimov, I. P., Markov, K. K. — Lednikovyj period na territorii SSSR (The glacial period on the territory of USSR). *Trudy Inst. Geogr. Akad. Nauk SSSR*, t. 33, Moskva-Leningrad 1939.
 28. Gerentchuk, K. I. — Soliflyoukcyia, kak faktor obrazovaniya pokrovnykh suglinkov na morene (Solifluction comme agent de formation des couvertures de limons sur des moraines). *Utchen. Zapiski Mosk. Gos. Univ.*, vyp. 25: *Geografiya*, 1938.
 29. Gladcin, I. N. — Kamennye mnogougolniki (Zusammenfassung: Die steinigen Polygonen oder Polygonboden). *Izvestiya Gos. Russk. Geogr. Obchtchestva*, t. 60, vyp. 2, 1928.
 30. Gladcin, I. N., Dzens-Litovskij, A. I. — Merzlotnye „salzy“ i gidrolakkolity Doroninskogo sodovogo ozera (Les salses et les hydrolaccolithes en terrain congéle de la région du lac sodique de Doronine). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 68, vyp. 4, 1936.
 31. Glinka, K. D. — Posletretitchnye obrazovaniya i potchvy Pskovskoj, Novgorodskoj i Smolenskoj gubernii (Posttertiaire Ablagerungen und Böden der Gouvernements Pskow, Nowgorod und Smolensk). *Ejegodnik po geol. i mineral. Rossii*, t. 5, vyp. 4—5, 1905.
 32. Govorukhin, V. S. — Vvedenie v tundrovedenie (Introduction à l'étude de la toundra). Moskva 1934.
 33. Govorukhin, V. S. — Pyatnistaya tundra v gorakh Severnogo Urala (La toundra tachetée dans les Ourals du Nord). *Zemlevedenie*, t. 38, vyp. 2, 1936.
 34. Gorbackij, G. V. — Postpliocenovye otlojeniya i relif yougo-vostotchnogo poberejya poluostrova Kanina (summary: The Postpliocene deposits and relief of the South-East coast of the Kanin Peninsula). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 63, vyp. 6, 1932.
 35. Goreckij, G. I. — O roli mestnykh geograficheskikh uslovij v tchetvertitchnoj istorii, na primere izutcheniya Kolskoj i Tulomskoj dolin na Kolskom poluostrove (Sur le rôle des conditions géographiques locales durant le Quaternaire, sur l'exemple de l'analyse des vallées Kolskaya et Tulomskaya dans la péninsule de Kola). *Problemy fiz. Geogr.*, t. 10, 1941.
 36. Gorodkov, B. N. — Pyatnistaya tundra (La toundra tachetée). *Geogr. Vestnik*, t. 1, vyp. 1, 1922.
 37. Gorodkov, B. N. — Krupnobugristye torfyaniki i ikh geograficheskoe rasprostranenie (Grandes buttes gazonnées de tourbe et leur extension géographique). *Priroda*, 1928, no 6.
 38. Gorodkov, B. N. — Nablyoudeniya Gydanskoy ekspedicii nad vetchnoj merzlotoj i nekotoryimi novymi obrazovaniyami tundry (Observations concernant le pergélisol et certains phénomènes nouveaux de la toundra faites au cours de l'expédition de Gydan). *Osvedomitelnyj Byulleten Komissii Ekspedic. Issledov. Akad. Nauk SSSR*, no 2, 1929.
 39. Gorodkov, B. N. — Vetchnaya merzlota v severnom krae (summary: Permanently frozen soils in the Northern region). *Trudy Soveta po izutcheniyu proizvodit. sil Akad. Nauk SSSR, ser. severnaya*, vyp. 1, Leningrad 1932.

40. Gorodkov, B. N. — Osnovnye tcherty razvitiya mikrorelifa na Krajnem Severe i ego vzaimosvyazi s potchvami i rastitelnostyoyu (Caractères essentiels de l'évolution du micro-relief sur des terrains septentrionaux et les connections de celle-ci avec le sol et la flore). *Trudy Sov. Sekcii Mejdunar. Asociacii Potchvovedov*, t. 5, Komissiya I (Fizika potchv), no 3, 1936.
41. Gorodkov, B. N. — Ob osobennostyakh potchvennogo pokrova Arktiki (Sur les particularités de la couverture de sol de l'Arctique). *Izvestiya Gos. Geogr. Obch-tchestva*, t. 71, vyp. 10, 1939.
42. Gorodkov, B. N. — Prilednikovye landchafty pleistocena na severo Azii (Paysages proglaciaires pléistocènes en Asie septentrionale). *Doklady Akad. Nauk SSSR*, t. 61, no 3, 1948.
43. Gorodkov, B. N. — Moroznaya trechtchinovatost gruntov na Severe (Fissures de gel dans le sol dans régions septentrionales). *Izvestiya Vsesoyouznogo Geogr. Obch-tchestva*, t. 82, no 5, 1950.
44. Grigorev, A. A. — Geologiya i relef Bolchezemelskoj tundry i svyazannye s nimi problemy (Geology and relief of the Bolshesemelski Tundra and problems connected therewith). *Trudy Severnoj Nautchn.-Promyslovoj Ekspedicii*, vyp. 22, Moskva 1924.
45. Grigorev, A. A. — Tipy tundrovogo mikrorelifa subarkticheskoy Evrazii, i ikh geograficheskoe rasprostranenie i genezis (Zusammenfassung: Die Typen des Tundra-Mikroreliefs von Polar-Eurasien, ihre geographische Verbreitung und Genesis). *Zemlevedenie*, t. 27, vyp. 1—2, 1925.
46. Grigorev, A. A. — Vetchnaya merzlotna i drevnee oledenie. Geologicheskij vozrast vetchnoj merzloty (Pergélisol et glaciation plus ancienne. Origine géologique du pergélisol). *Materialy Komissii po izucheniyu estestvennykh proizvoditelykh sil Soyousa*, no 80, Leningrad 1930.
47. Grigorev, A. A. — Subarktika (Subarctique). Moskva-Leningrad 1946.
48. Gritchuk, V. P. — Osnovnye rezul'taty mikropaleobotanicheskogo izuchenija tchetvertitchnykh otlojenij Ruskoj ravniny (Résultats essentiels apportés par l'étude micropaléobotanique des formations quaternaires de la plaine russe). *Materialy po tchetvertitchnomu periodu SSSR*, vyp. 2, Moskva-Leningrad 1953.
49. Gritchuk, M. P. — Rasprostranenie roda Ephedra v tchetvertitchnom periode na territorii SSSR v svyazi s istoriej landshaftov (L'aire d'extension de l'Ephedra au Quaternaire en U.R.S.S. et l'évolution des paysages). *Materialy po paleogeografi*, vyp. 1, Moskva 1954.
50. Gritchuk, V. P., Gritchuk, M. P. — K voprosu o kharaktere prilednikovykh landshaftov severo-vostotchnoj Pribaltiki (Certains problèmes concernant le caractère des paysages proglaciaires au Nord-Est des territoires baliques). *Voprosy Geogr.*, sb. 23, Moskva 1950.
51. Gusev, A. I. — Tetragonalnye grunty v arkticheskoy tundre (Les sols tétragonaux de la toundra arctique). *Izvestiya Gos. Geogr. Obch-tchestva*, t. 70, no 3, 1938.
52. Ilin, R. S. — Nagornye terrasy i kurumy (Les terrasses d'altiplanation et les kourums). *Izvestiya Gos. Geogr. Obch-tchestva*, t. 66, vyp. 4, 1934.
53. Katchurin, S. P. — O genezise najbolee rasprostranennykh iskopaemykh ldov severa (Sur l'origine de la glace fossile la plus répandue dans les régions septentrionales). Moskva-Leningrad 1946.
54. Katchurin, S. P. — Abraziya i vetchnaya merzlotna na Anadyre (Abrasion et pergélisol sur l'Anadyr). *Izvestiya Gos. Geogr. Obch-tchestva*, t. 71, vyp. 7, 1939.
55. Kazakov, M. P. — K kharakteristike glavnejchikh vidov tchetvertitchnykh otlojenij Evropejskoj tchasti SSSR (Zusammenfassung: Zur Charakteristik der Haupt-

- typen der quartären Ablagerungen im Europäischen Teil der UdSSR). *Byulleten Mosk. Obchtchestva Ispytatelej Prirody, otd. geol.*, t. 13, vyp. 3, 1935.
56. Klunnikov, S. I. — O yavleniyakh, svyazanniykh s vetchnoj merzloj grunta na Pamire (summary: On the phenomena due to the everfrozen of soil in the Pamirs). *Trudy Tadzhiksko-Pamirskoj Ekspedicji*, vyp. 54: Materialy po geologii i geomorfologii Pamira, Moskva-Leningrad 1936.
57. Koloskov, P. I. — K voprosu o proiskhojenii gruntovogo lda (summary: To the question of the origin of subsoil-ice). *Izvestiya Akad. Nauk SSSR, ser. geogr. i geofiz.*, t. 10, no 6, 1946.
58. Koloskov, P. I. — K izutcheniyou roli sezonnog merzloty v formirovaniu potchvy (Seasonal soil freezing as one of the objects of cryosphere). *Merzlotovedenie*, t. 1, vyp. 1, 1946.
59. Koloskov, P. I. — Glubina zimnogo promierzaniya potchvy v Evropejskoj tchasti SSSR i Kazakhstane (Depth of winter soil freezing in the USSR in Europe and Kazakhstan). *Merzlotovedenie*, t. 2, vyp. 1, 1947.
60. Kolosov, L. M. — Problemy drevnego oledeneniya severo-vostoka SSSR (summary: Problems of the ancient glaciation of the North-East of the USSR). *Trudy Gorno-geologicheskogo Upravleniya*, vyp. 30, 1947.
61. Konovalov, E. P. — Strukturnye potchvy na severo-vostotchnom skлоне Elbrusa (Sols structuraux sur le versant Nord-Est de l'Elbrouz). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 67, vyp. 5, 1935.
62. Kozmin, N. O. — Yavleniya vetchnoj merzloty v nekotorykh mestnostyakh V. Sibiri (Zusammenfassung: Über ewig gefrorene Bodenschichten in einigen Gegenden von Ostsibirien). *Izvestiya Vostotchn.-Sib. otd. Russk. Geogr. Obchtchestva*, t. 23, no 4—5, Irkutsk 1892.
63. Krasnov, I. I. — O bolotnoj soliflyoukcii i transgressii bolot na srednem i severnom Urale i prilegayouchtchikh ravninakh (On swamp solifluction and transgression of swamps in the Middle and North Urals and adjacent plains). *Izvestiya Vsesoyouznogo Geogr. Obchtchestva*, t. 75, no 1, 1943.
64. Kropotkin, P. N. — Issledovaniya o lednikovom periode (Etude de la période glaciaire). *Zapiski Russk. Geogr. Obchtchestva po obchtchej geografii*, t. 7, 1876.
65. Kvachnin - Samarin, N. O. — O nekotorykh nablyoudeniyah nad mikrotelefom i ego znatchenie (Au sujet de quelques observations du microrelief et de la portée de ce dernier). *Materialy po izutcheniyou russkikh potchv*, vyp. 23, Petersburg 1913.
66. Liverovskij, Y. A. — Potchvy tundr severnogo kraja (summary: Soils of the Arctic regions). *Trudy Polyarnoj Komissii Akad. Nauk SSSR*, vyp. 19, Leningrad 1934.
67. Loparev, N. G., Tolstikhin, N. I. — Gidrolakkolity Khoda-Bulaka (Les hydro-laccolithes de Khada-Boulak). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 71, no 9, 1939.
68. Lopatin, I. A. — Dnevnik Turukhanskoy ekspedicii 1866 (Journal de l'expédition de Turukhan 1866). *Zapiski Russk. Geogr. Obchtchestva po obchtchej geografii*, t. 28, vyp. 2, 1897.
69. Lopatin, I. A. — K otvetam na vopros o proiskhojenii lojnoj sloevatosti gornykh porod (Beiträge zu den Antworten auf die Frage über die Entstehung der falschen schiefrigen Struktur der Bergarten). *Zapiski Mineral. Obchtchestva*, ser. 2, tchast 8, 1873.
70. Lopatin, I. A. — Nekotorye svedeniya o lednikovykh sloyakh v Vostotchnoj Sibiri (Quelques remarques sur les couches glaciaires de la Sibérie orientale). *Zapiski Akad. Nauk*, t. 29, no 1, 1876.

71. Lukachev, K. I. — Bugroobrazovanie, kak proyavlenie napryajenij v gruntakh v svyazi s vetchnoj merzlotoj (Formations des buttes gazonnées en tant qu'indice du processus de gonflement du sol par rapport au pergélisol). *Utchenye Zapiski Leningr. Gos. Univ.*, no 10: ser. geol.-potchv.-geogr., t. 2, vyp. 3, 1936.
72. Lukachev, K. I. — Opolzanie i opllyvanie gruntov v usloviyakh vetchnoj merzlotoj, (Soil creeping and flow under eternal frost conditions). *Utchenye Zapiski Leningr. Gos. Univ.*, no 26: ser. geol.-potchv. nauk., vyp. 6, 1938.
73. Lukachev, K. I. — Oblast vetchnoj merzlotoj, kak osobaja fiziko-geogr. i stroitel'naya oblast (Zones de pergélisol en tant que zones spécifiques d'une structure du point de vue physico-géographique). *Leningrad* 1938.
74. Lvov, A. V. — „Vetchnaya” merzlota, kak geograficheskij faktor (Pergélisol comme agent géologique) in: „Piervyj Vost.-Sib. kraevedcheskij sezd”, Irkutsk 1925.
75. Maksimovitch, G. A., Gorbunova, K. A. — Merzlotnye bugry v Molotovskoj oblasti (Buttes gazonnées marquées par le tjäle dans le district de Molotov). *Priroda*, 1955, no 4.
76. Maltchenko, E. V. — K voprosu o merzlotne potchvy (A propos du sol gelé. Compte rendu critique du travail: M. I. Sumgin — Vetchnaya merzlota potchvy v predelakh SSSR, 1927). *Meteorolog. Vestnik*, 1927, no 10.
77. Maltchenko, E. V. — K voprosu o merzlotne potchvy (A propos du sol gelé). *Klimat i pogoda*, no 3—4 (18—19), 1928.
78. Maltchenko, E. V. — Merzlotna potchvy v vostotchnoj Sibiri i v Yakutii (summary: Permanent frozen earth in Eastern Siberia and Yakutia). *Materialy Komissii po izucheniyu Yakutskoj SSSR*, vyp. 2: Geogr. Problemy Yakutii, Leningrad 1928.
79. Markov, K. K. — Razvitie releta severo-zapadnoj tchasti Leningradskoj oblasti (summary: The development of the relief in the North-Western part of the Leningrad district). *Trudy Glav. Geol. razved. upravleniya VSNKh SSSR*, vyp. 117, 1931.
80. Markov, K. K. — O poligonalnykh obrazovaniyakh Severnogo Pamira (Sur les formations polygonales du Pamir septentrional). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 68, vyp. 3, 1934.
81. Markov, K. K. — Geomorfologicheskij otcherk Pamira (summary: A geomorphological description on the Pamirs). *Trudy Instituta Geogr. Akad. Nauk SSSR*, t. 17, 1935.
82. Markov, K. K. — Sravnenie drevnelednikovykh landschaftov severnoj Evropy i sovremennykh lednikovykh landschaftov severnogo Pamira (résumé: Parallèle entre les paysages des glaciations anciennes de l'Europe septentrionale et les paysages glaciaires au Pamir du nord). *Problemy Fiz. Geogr.*, vyp. 2, Moskva-Leningrad 1935.
83. Middendorf, A. F. — Putechestvie na Sever i Vostok Sibiri (Voyage au nord et à l'est de Sibérie). t. 1, Petersburg 1862.
- 83a. Middendorf, A. — Sibirische Reise. Bd. 1, Petersburg 1848.
84. Mirtchink, G. F. — Ob opredelenii youjnnoj granicy lednika yyourmskogo perioda (summary: On the determination of the southern boundary of the glacier Würmian time). *Byulleten Komissii po izucheniyu tchetvertitchnogo perioda*, no 2, Leningrad 1930.
85. Moskvitin, A. I. — Materialy k utotchneniyu litologii i vozrasta lednikovykh obrazovanij (Matériaux relatifs à la détermination de la lithologie et de l'âge des formations glaciaires). *Izvestiya Mosk. Geol. Tresta*, t. 2, vyp. 2, 1933.
86. Moskvitin, A. I. — Less i lessovidnye otlojeniya Sibiri (summary: Loesses and loess-like rocks of Siberia). *Trudy Instituta Geol. Nauk Akad. Nauk SSSR*, vyp. 14: ser. geol., no 4, Moskva-Leningrad 1940.

87. Moskvitin, A. I. — „Ledyanye” klinya — klinovidnye trechtchiny i ikh stratigraficheskoe znatchenie (Zusammenfassung: Eiskeile — keilartige Spalten und ihre stratigraphische Bedeutung). *Byulleten Mosk. Obchtchestva Ispytatelej Prirody, otd. geol.*, t. 18, vyp. 2, 1940.
88. Moskvitin, A. I. — O sledakh merzloty i neobkhodimosti ikh razpoznavaniya (On the traces of permanent soil freezing and necessity of their distinguishing). *Merzlotovedenie*, t. 2, no 1, 1947.
89. Moskvitin, A. I. — Ob iskopaemykh sledakh „vetchnoj” merzloty (Au sujet du pergélisol). *Byulleten Komissii po izutcheniyu tchetvertitchnogo perioda*, no 13, Moskva-Leningrad 1948.
90. Nagel, A. K. — K voprosu o rasprostranenii karsta v usloviyakh vetchnoj merzloty (Sur l'extension du karst conditionnée par le pergélisol). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 69, vyp. 2, 1937.
91. Nikiforov, K. — O nekotorykh dinamitcheskikh processakh v oblasti rasprostraneniya merzloty potchvy (De certains phénomènes dynamiques observés dans les sols de la région à glaciation souterraine). *Potchvovedenie*, 1912, no 2.
92. Obrutchev, S. V. — Chakhmatnye (ortogonalnye) formy v oblastyakh vetchnoj merzloty (Les formes orthogonales dans les zones du pergélisol). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 70, vyp. 6, 1938.
93. Obrutchev, V. A. — Problema lessa (Problèmes du loess). *Trudy 2-oj Mejdunarodnoj Konferencii Associacii po Izutcheniyu Tchetvertitchnogo Perioda Evropy*, vyp. 2, Moskva-Leningrad 1933.
94. Obrutchev, V. A. — Prejnee i sovremennoe oledenenie Alyaski. Osobennosti razvitiya lesa na vetchnoj merzloj (Past and present freezing of Alaska. Some peculiarities of forest development in the region of perpetual frigidity). *Priroda* 1945, no 5.
95. Obrutchev, V. A. — Less, kak osobyj vid potchvy, ego proiskhojenie, typy i zadatchi izutcheniya (Loess — sols spécifique: son origine, ses formes et le problème de son étude). *Materialy po tchetvertitchnomu periodu SSSR*, vyp. 2, Moskva-Leningrad 1950.
96. Panov, D. G. — Poligonalnye obrazovaniya Kaninskoj tundry (Formes polygonales de la toundra de Kanin). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 65, vyp. 4, 1933.
97. Panov, D. G. — Zony denudacii Arktitcheskoj Evrazii (Zones de dénudation de l'Eurasie arctique). *Problemy Fiz. Geogr.* t. 3, Moskva-Leningrad 1936.
98. Parkhomenko, S. G. — Nekotorye dannye o prirode Nijnelenskogo kraja (Quelques données sur le pays de la basse Lena). *Trudy Komissii po izutcheniyu Yakutskoj ASSR*, t. 3, Leningrad 1929.
99. Petrov, V. G. — Naledi na Amuro-Yakutskoj magistrali (Hydrolaccolithes sur le trajet du chemin de fer Amour-Yakoutsk). Leningrad 1930.
100. Podyakov, S. — Naledi v Sibiri i pritchiny ikh vozniknoveniya (Hydrolaccolithes en Sibérie et les causes de leur formation). *Izvestiya Russk. Geogr. Obchtchestva*, t. 39, vyp. 4, 1903.
101. Polynceva, O. A., Ivanova, E. N. — Kompleksy pyatnistoj tundry Khibinskogo massiva i ikh evolyouciya v svyazi s evolyouciej potchvennogo i rastitelnogo pokrovov (summary: The Hybinski massiv spotty tundra complexes and their evolutions in connection with the evolution of the soil and vegetative crust). *Trudy Potchvennogo Instituta im. V. V. Dokuchaeva*, t. 13, Moskva-Leningrad 1936.
102. Polynov, B. B. — O „vetchnoj” merzloj i formakh lida, perejivayouchchikh leto v Amurskoj oblasti (Au sujet du pergélisol et des formes de glaces permanentes dans la région de l'Amour). *Zemlevedenie*, t. 17, vyp. 3, 1910.

103. Popov, A. I. — Nekotorye voprosy paleografii tchetvertichnogo perioda v Zapadnoj Sibiri (Quelques problèmes de la paléogéographie quaternaire en Sibérie orientale). *Voprosy Geogr.*, no 12, Moskva 1949.
104. Popov, A. I. — Tajmirskij mamont (Le mammouth de Taymir). *Voprosy Geogr.*, vyp. 23, Moskva 1950.
105. Popov, A. I. — Osobennosti litogeneza allyouviajnykh ravnin v usloviyah suro-vogo klimata (Lithogenèse des plaines alluviales au climat sévère). *Izvestiya Akad. Nauk SSSR, ser. geogr.*, 1953, no 2.
106. Popov, A. I. — O proiskhojenii pokrovnykh suglinkov Russkoj ravniny (Sur l'origine des limons de couverture de la plaine russe). *Izvestiya Akad. Nauk SSSR, ser. geogr.*, 1953, no 5.
107. Popov, A. I. — Proiskhojenie i razvitiye mochchnogo iskopaemogo lida (Origine et évolution de la glace fossile épaisse). *Materialy k osnovam utcheniya o merzlykh zonakh zemnoj kory*, vyp. 2, Moskva 1955.
108. Prasolov, L. I. — O „vetchnoj” merzlotе v stepnoj polose Zabajkalya (Sur la „con-gélation perpétuelle” du sol dans la steppe de la Transbaïkalie). *Potchvovedenie*, 1911, no 4.
109. Presnyakov, E. A. — Nekotorye formy releta, voznikayouchchie pri nalitchii vetchnoj merzloty (Sur certaines formes du relief conditionnées par le pergélisol). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 69, vyp. 1, 1937.
110. Rabotnov, T. — O podstilaemykh Idami torfyanykh bolotakh v Youjnoj Yakutii (On the peat bogs in Southern Jakutia resting on fossil ice). *Priroda*, 1937, no 9.
111. Reverdatto, V. V. — Morfologiya i rastitelnost „pyatnistroj tundry” arktitcheskoj i alpijskoj oblasti Sibiri (Morphologie et flore de la toundra tachetée des régions arctique et alpine de la Sibérie). *Izvestiya Tomskogo Otd. Russk. Botanitch. Obchchestva*, t. 3, no 1—2, 1931.
112. Rikhter, G. D. — Nekotorye svedeniya o torfyanykh bugrakh v rajone Nyoudozera, Murmanskiy okrug (Note sur les buttes gazonnées tourbeuses de la région de Mourmansk). *Trudy Komissii po izucheniyu vetchnoj merzloty*, t. 8, Leningrad 1934.
113. Rikhter, G. D. — Orograficheskie rajony Kolskogo poluostrova (summary: Orographical regions of the Kola Peninsula). *Trudy Instituta Fiz. Geogr. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 19, Moskva-Leningrad 1936.
114. Salov, I. N. — K voprosu o proiskhojenii lessovidnykh suglinkov Smolenskoj oblasti (Sur l'origine des limons loessiques de la région de Smolensk). *Byulleten Mosk. Obchchestva Ispytatelej Prirody, otd. geol.*, t. 29, vyp. 5, 1954.
115. Sokolov, N. N. — O polojenii granicy oledenenij v Evropejskoj tchasti SSSR (The location of the boundaries of glaciation on the European territory of the USSR). *Trudy Instituta Geogr. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 37: Problemy paleogeografii tchertvitchnogo perioda, Moskva-Leningrad 1946.
116. Sokolov, N. N. — Osobennosti releta Moskovskoj oblasti (Caractère du relief de la région de Moscou). *Sbornik rabot Centr. Muzeja Potchvovedeniya im. V. V. Dokuchaeva*, vyp. 1, Moskva-Leningrad 1954.
117. Solncev, N. A. — Snejniki, kak geomorfologitcheskij faktor (Plaques de neige comme agent géomorphologiques). Moskva 1948.
118. Sotchava, V. B. — O pyatnistykh tundrakh Anadyrskogo kraja (A propos des toundras tachetées dans la région de l'Anadyr). *Trudy Polyarnoj Komissii*, vyp. 2, Leningrad 1930.
119. Sotchava, V. B. — Po tundram Penjinskoy guby (Par les plaines marécageuses près de la baie de Penjine). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 64, 1932.

120. Sotchava, V. B. — Tundry bassejna reki Anabary (Zusammenfassung: Tundren des Anabara-Flussbeckens). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchtchestva*, t. 65, vyp. 4—6, 1933.
121. Sotchava, V. B. — Tundrovye formy mikroreliefs v Priamure (The tundra forms of the microlandscape in the region of the Amur). *Priroda*, 1944, no 5—6.
122. Spiridonov, A. I. — K voprosu o proiskhojenii pokrovnykh suglinkov Podmoskovya (Sur l'origine des limons de couverture dans la région de Moscou). *Vestnik Mosk. Gos. Univ.*, 1948, no 4.
123. Spiridonov, A. I. — O nekotorykh osobennostyakh ubyvaniya tchetvertichnogo oledeneniya na Russkoj ravnine (Sur quelques traits de la régression de la glaciation quaternaire dans la plaine russe). *Voprosy Geogr.*, t. 12, Moskva 1949.
124. Sukatchev, V. N. — K voprosu o vliyanii merzloty na potchvy (L'influence du tôle sur le sol). *Izvestiya Akad. Nauk SSSR*, t. 5, no 1, 1911.
125. Sumgin, M. I. — Usloviya potchvoobrazovaniya v oblasti vetchnoj merzloty (summary: Conditions of soil formation in the region of the „ever frozen layer“). *Potchvovedenie*, 1931, no 3.
126. Sumgin, M. I. — K voprosu o vetchnoj merzloti i torfyanykh bugrakh na Kolskom poluostrove (Au sujet du pergélisol et des buttes gazonnées tourbeuses dans la péninsule de Kola). *Trudy Komissii po izucheniyu vetchnoj merzloty*, t. 8, Leningrad 1934.
127. Sumgin, M. I. — Vetchnaya merzlotna potchvy v predelakh SSSR (Pergélisol sur le territoire de l'U.R.S.S.). Moskva-Leningrad 1937.
128. Sumgin, M. I. — K teorii obrazovaniya mnogoletnykh nalednykh bugrov — bulgunnyakov (Sur la théorie de la formation des buttes gazonnées de longue durée à la base d'hydrolacolithes en Yakoutie). *Doklady Akad. Nauk SSSR*, t. 28, no 2, 1940.
129. Sumgin, M. I. — Naledi i nalednye bugry (Ice-crusts and ice-crusted hillocks). *Priroda*, 1941, no 1.
130. Sumgin, M. I., Katchurin, S. P., Tolstikhin, N. I., Tumel, V. F. — Obchetchee merzlotovedenie (Connaissances générales concernant le sol gelé). Moskva-Leningrad 1940.
131. Tanfilev, G. I. — Predely lesov v polyarnoj Rossii po issledovaniyam v tundre Timanskikh Samoedov (Zusammenfassung: Die polare Grenze des Waldes in Russland, nach Untersuchungen in der Tundra der Timan-Ssamojeden). Odessa 1911.
132. Tchebotareva, N. S. — Granica rasprostraneniya Idov v tetchenii Moskovskoj stadii Dneprovskogo oledeneniya (Limite d'extension de la glace durant le stade moscovite de la glaciation du Dniéper). *Voprosy Geogr.*, t. 12, Moskva 1949.
133. Tchirikhin, Y. D. — Vetchnaya merzlotna bassejna r. Indigirki (Pergélisol dans le bassin de l'Indigirkha). *Trudy Komissii po izucheniyu vetchnoj merzloty*, t. 3, Leningrad 1934.
134. Tchirvinskij, P. N. — Eolovye formy snejnogo pokrova, usloviya ikh obrazovaniya, vyvetriviya i metamorfizma, k voprosu o snejnykh pustynyakh (Formes éoliennes des couvertures de neige, conditions de leur formation, gélivation et de leur métamorphisme, au sujet des déserts de neige). *Izvestiya Kievskogo Univ.*, 1909.
135. Tolmatchev, I. P. — Potchvennyj led s r. Berezovki, v Sev. Vostoch. Sibiri (Le gel dans le sol du fleuve Berezovka au Nord-Est de la Sibérie), in: „Nautchnye rezul'taty ekspedicii spryajennoj Akad. Nauk dlya razkopki mamonta, najdennogo v r. Berezovke v 1901 g.“. Petersburg 1903.

136. Tolmatchev, A. I. — O proiskhojenii tundrovogo landshafta (Sur l'origine du paysage de toundra). *Priroda*, 1927, no 9.
137. Tolmatchev, A. I. — Severnye polyarnye strany (Pays arctiques septentrionaux). Leningrad 1932.
138. Tolstikhin, N. I. — Podzemnye vody Zabajkalya i ikh gidrolakkolity (Eaux souterraines des régions adjacentes au Baïkal et leurs hydrolaccolithes). *Trudy komissii po izucheniyu vetchnoj merzloty*, t. 1, Leningrad 1932.
139. Tolstikhin, N. I. — Podzemnye vody v tchetvertichnykh otlojeniyakh rajonov vetchnoj merzloty (Eaux souterraines dans les dépôts quaternaires des régions de pergélisol). *Trudy 2-oj Mejdunar. Konferencii Associacii po izucheniyu tchetvertichnogo perioda Evropy*, vyp. 2, Leningrad-Moskva 1933.
140. Tolstikhin, N. I., Obidin, N. I. — Naledi Vostotchnogo Zabajkalya (Les phénomènes des „nalédi” dans la Transbaïkalie orientale). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 68, vyp. 6, 1936.
141. Tolstikhina, M. M. — Merzlotnye yavleniya v youjnom Prioneje (Phénomènes du sol gelé aux abords Sud du lac Onéga). *Priroda*, 1948, no 3.
142. Tumel, V. F. — K istorii vetchnoj merzloty v SSSR (A contribution to the history of the perpetually frozen of grounds in USSR). *Trudy Instituta Geogr. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 37: Problemy paleogeografii tchetvertichnogo perioda, Moskva-Leningrad 1946.
143. Tutkovskij, P. A. — Iskopаемые пустыни severnogo poluchariya (Déserts fossiles de l'hémisphère septentrional). *Prilozhnik k jurn. Zemlevedenie za 1909*, Moskva 1910.
144. Tyouolina, L. O. — O yavleniyakh, svyazannykh s potchvennoj merzlotoj i moroznym vyvetrivianiem na gore Iremel, Youjnyj Ural (Phénomènes liés au pergélisol et au processus de gélivation sur le Mont Iremel, Oural du Sud). *Izvestiya Gos. Geogr. Obchchestva*, t. 63, vyp. 2—3, 1931.
145. Vakhruchev, G. V. — O postoyannoj merzlotе na zapadnom sklone Youjnogo Urala (Au sujet du pergélisol sur le versant occidental de l'Oural du Sud). *Priroda*, 1936, no 2.
146. Voejkov, A. I. — Klimatitcheskie usloviya lednikovykh yavlenij, nastoyachtchikh i prochedchikh (Klimatische Verhältnisse der Gletscherescheinungen der Gegenwart und der Vergangenheit). *Zapiski Mineralogitch. Obchchestva*, ser. 2, no 16, Petersburg 1881.
147. Vollosovitch, K. A. — Mamont ostrova B. Lyakhovskogo (Le mammouth de l'île de Bolchoï Lakhovsky). *Zapiski Mineralogitch. Obchchestva*, ser. 2, no 50, Petersburg 1915.
148. Yakovlev, S. A. — Ob odnom tipe dislokacii bolot (Sur un type de la dislocation des marais). *Potchvovedenie*, 1911, no 1.
149. Yatchevskij, L. — O vetchno-merzloj potchve Sibiri (Au sujet du sol gelé en Sibérie). *Izvestiya Russk. Geogr. Obchchestva*, t. 25, vyp. 5, 1889.
150. Zalomanov, V. I. — O vetchnoj merzlotе (Sur le pergélisol). *Klimat i pogoda*, 1926, no 6—9.
151. Zubkov, A. I. — O kharaktere nekotorykh tchetvertichnykh otlojenij Severo-Vostoka Azii (De la nature de certains dépôts quaternaires du Nord-Est de l'Asie). *Izvestiya Akad. Nauk SSSR, otd. matemat. i estestv. nauk*, 1931, no 9.
152. Zubkov, A. I. — Tundry Gusinoj Zemli (La toundra de la Gusinoya Zemlya). *Trudy Botan. Muzeya Akad. Nauk SSSR*, vyp. 25, Moskva-Leningrad 1935.

J. Corbel *
Montréal

SVALBARD et LAPONIE

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES AU SVALBARD ET EN LAPONIE

Le Svalbard comprend l'archipel du Spitsberg et Björnöya. La Laponie, pays des Lapons, s'étend sur le Nord de la Norvège, de la Suède et de la Finlande et, à l'Est, jusqu'à la péninsule de Kola.

LE SVALBARD

Le Svalbard a fait l'objet de nombreuses études géologiques (1, 2) et glaciologiques. L'étude des phénomènes périglaciaires dans le Monde est née en grande partie de recherches faites au début du siècle sur les énormes sols polygonaux de Kongsfjord (3, 5, 12—16, 19, 20, 22, 24, 25, 27, 28, 29).

De nombreux navires font escale à Kongsfjord. Tout géologue ou géographe atteignant ce point ne peut être que frappé par ces „muraillies circulaires”; le plus souvent il publie à son retour un petit article sur la question. La plupart ne sont que des œuvres de vulgarisation ou des notes de voyage souvent sans grande variété par rapport aux grands travaux du début du siècle (nous n'avons cité que l'essentiel, 6, 8—11, 17, 18, 21, 23, 26).

En dehors de ceux consacrés à cette zone privilégiée et aux environs de la mine de Longyearbyen, il n'existe que très peu d'articles sur les phénomènes périglaciaires au Svalbard. Il semble que l'on puisse distinguer deux grandes époques dans les publications: le début du siècle (la découverte) et les années récentes où le renouveau d'intérêt pour les phénomènes périglaciaires en Europe se répercute jusqu'au Svalbard. Les premières études ont surtout considéré des phénomènes à l'état pur, envisageant l'étude des processus (sols polygonaux, solifluction...) d'après quelques prototypes, indépendamment de toutes questions sur la nature des matériaux (on n'indique même pas leur nom) ou sur la situation géographique différente (il n'existe aucune carte des phénomènes périglaciaires au Spitsberg ou à Björnöya).

* Institut Arctique, Montréal.

Les sols polygonaux. Ils sont extrêmement localisés (aucune comparaison avec l'Islande, par exemple où l'on peut rouler durant des km. sur des polygones). Les plus grands du Monde se trouvent certes à Kongsfjord; ailleurs on ne peut citer que quelques formes mineures de type islandais en des points très localisés. La plus grande partie des zones déglacées du Svalbard est dépourvue de sols polygonaux. Pourquoi? Il y a là un problème capital qu'ont négligé toutes les observations méticuleuses limitées aux seules zones à polygones du Svalbard.

L'auteur pense qu'il faut certaines conditions pour le développement des polygones (4): matériaux de tailles diverses, présence d'éléments fins (argile, limon de préférence), présence au moins temporaire d'un sous-sol gelé, précipitations faibles. Ces conditions étant réunies, le phénomène peut être dû à bien des causes dont les effets convergent pour donner des formes semblables. Toutes ces causes sont plus ou moins liées aux alternances gels-dégels. Elles ont été mises en lumière par de nombreux auteurs. (A. K. Orvin en particulier, 7). Pratiquement toutes les hypothèses suggérées sont acceptables dans des cas différents et donc non contradictoires. Une seule est vraiment à rejeter: les courants de convection. Bien des auteurs l'avaient déjà montré. Ajoutons qu'à Kongsfjord le substratum est constitué par des dalles calcaires gélivées et les murailles de surface par des erratiques cristallins, galets de quartz en particulier, sans mélange des éléments. Il n'y a pas de grands mouvements de bas en haut, mais une majorité de mouvements de haut en bas, par gravité.

Pour expliquer le paroxysme de Kongsfjord, l'auteur a suggéré que des mouvements du sol pouvaient avoir amplifié, ici, les phénomènes habituels dus aux alternances gels — dégels; expérimentalement il a abouti ainsi à la formation de polygones avec des matériaux exactement identiques à ceux de Kongsfjord. Quelles que soient les objections que l'on puisse faire à cette hypothèse, le problème essentiel n'en demeure pas moins que des polygones cinq à dix fois plus gros que les autres polygones du monde apparaissent soudain au milieu d'une région, le Svalbard, à peu près dépourvue de sols réticulés.

Sols striés. Ces phénomènes sont souvent liés aux régions calcaires (ex. Blomstrand). Ils apparaissent aussi très souvent sur les pentes, au-dessus des sols polygonaux (Kongsfjord).

Solifluction, coulées pierreuses, coulées boueuses (3, 35—39, 42, 43, 45). Ces phénomènes sont très répandus. Leur rôle est capital dans la formation des fonds de vallées, replats immenses, pseudo-terrasses. Leur importance est capitale pour le façonnement des versants (46).

Les glaciers rocheux sont très bien développés dans les calcaires où ils creusent de magnifiques „gorges sèches.”

Les masses de glace peuvent être d'origines diverses. Leur fusion aboutit à donner naissance à une profusion de lacs et de marais surtout dans les nappes de solifluction. Certains culots de glace ont jusqu'à 4 km de long (14, 37).

L'éolisation est très localisée, inopérante sur les calcaires, plus importante sur les grès (Björnöya).

Les littoraux. L'érosion côtière des mers à icebergs est très rapide sur les calcaires et autres roches gélives, très faible sur les formations granitiques massives. A Björnöya certaines côtes calcaires reculent à la vitesse moyenne d'un mètre par an (4, 46).

Les cirques de nivation et couloirs d'avalanche ont été signalés à différentes reprises (43, 32).

Morphologiquement ces phénomènes sont d'importances diverses; sols polygonaux, sols striés, cryoturbation n'affectent que très peu le relief. Les coulées, la solifluction, la gélivation, les glaciers rocheux, les cirques ont une importance capitale, donnant naissance à de grandes plaines très plates, en matériaux meubles, piedmonts et fonds de vallée, façonnant même des escaliers de replats (goletz) dans la roche en place, surtout dans les calcaires et les grès.

Le recul rapide des côtes aboutit à la formation de vastes plateformes d'abrasion.

LA LAPONIE

Les publications sont généralement anciennes. Depuis le début du siècle la géographie scandinave a porté son attention sur les facteurs climatiques et les glaciers beaucoup plus que sur la morphologie péri-glaciaire. On a, en abondance, des données sur le gel et la neige (30, 47, 49—53), quelques études techniques sur les effets du gel et de la neige sur les routes et l'économie (48, 54—60, 62). Les études récentes sur la géographie des formes périglaciaires sont rares (64—67, 70—73).

On peut distinguer deux domaines géographiquement très différents: la Haute-Laponie, à l'Ouest, zone de montagnes humides et enneigées, à maximum de précipitations d'hiver, à étés brumeux; la Basse-Laponie, à l'Est, ou Laponie intérieure bien qu'elle borde l'Océan Glacial Arctique au Nord. C'est une région sèche fortement continentale.

En Haute-Laponie, les sols polygonaux et autres phénomènes de cryoturbation sont très rares. Les coulées de pierres ou de boue sont plus importantes. Les phénomènes de dissolution du calcaire

atteignent un paroxysme dans les régions très neigeuses. Partout, dans l'ensemble les formes de creusement l'emportant sur les formes d'accumulation (65).

En Basse-Laponie (63, 66—69, 71—73, 75—77). Nous retrouvons là, les phénomènes périglaciaires classiques:

a. les sols polygonaux au Nord du golfe de Bornie jusqu'à Kautokeino; on les retrouve au Sud sur les versants intérieurs des fjälls du Jämtland, et, accidentellement, à l'état isolé, sporadique, un peu partout;

b. les sols striés sont rares;

c. les coulées de solifluction ont été signalées en de nombreux points;

d. les pingos sont ici un des phénomènes périglaciaires les plus typiques. Ils apparaissent surtout sous leurs formes islandaises de buttes de toundra marécageuse, aux dimensions réduites à quelques mètres. Ils consistent surtout en un culot de glace recouvert de tourbe. Beaucoup sont en voie de destruction, leurs formes rappellent celles des vieilles maisons de tourbe écroulées; les Lapons appellent ces pingos „ruines” — à cause de l'analogie des formes. On signale ces pingos de tourbe depuis Kiruna jusqu'au Nord de la Péninsule de Kola. Il n'existe pas, semble-t-il de grands pingos à cratère comme ceux de Mackensie, du Groenland de l'Est ou de la Sibérie Orientale.

La dissolution du calcaire est relativement faible en raison de la sécheresse du climat.

Morphologiquement les formes d'accumulation prédominent ici sur les formes d'érosion. L'importance des phénomènes de cryoturbation et de ségrégation de la glace est probablement liée au fait que, en raison de la faiblesse de l'érosion, ces formes disposent ici d'un temps suffisamment long pour s'établir.

La Laponie est un excellent exemple des différences fondamentales qui existent entre les formes périglaciaires en climat humide (Haute-Laponie) — prédominance de l'érosion, rareté des formes de cryoturbation et ségrégation — et en climat sec (Basse-Laponie) où prédominent au contraire l'accumulation, les sols polygonaux et les pingos.

Bibliographie

SVALBARD

Ensemble :

1. Orvin, A. K. — Outline of the geological history of Spitzbergen. *Skriften om Svalbard og Ishavet*, no 78, Oslo 1940; 57 p.
2. Orvin, A. K., Horn, G. — Geology of Bear Island. *Skriften om Svalbard og Ishavet*, no 15, Oslo 1928; 152 p.

Articles concernant surtout les sols polygonaux :

3. Cholnoky, J. — A Spitzbergak. *Földrajzi Közlemények*, köt. 39, 1911; p. 301—345.
4. Corbel, J. — Sols polygonaux et „terrasses marines” du Spitsberg. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. 29, 1954; p. 1—28.
5. Douville, R. — Sols polygonaux ou réticulés. *La Géographie*, vol. 31, 1917; p. 241—251.
6. Elton, Ch. S. — The nature and origin of soil polygons in Spitsbergen. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 83, 1927; p. 163—194.
7. Gatty, O., Fleming, W. L. S., Edmonds, J. M. — Some types of polygonal markings in Spitsbergen. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 240, 1942; p. 81—92.
8. Gripp, K. — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Abhandl. Naturwiss. Ver. Hamburg*, Bd. 21, 1927; p. 1—38.
9. Gripp, K. — Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburger Spitzbergen-Expedition 1927. *Abt. Naturwiss. Ver. Hamburg*, Bd. 22, 1929; p. 145—249.
10. Gripp, K., Simon, W. G. — Nochmals zum Problem des Brodelbodens. *Cbl. f. Min., Geol., Paläont.*, 1934; p. 283—286.
11. Harland, W. B. — The Cambridge Spitsbergen expedition 1949. *Geogr. Jour.*, vol. 118, 1952; p. 309—331.
12. Holmsen, G. — Lidt om Spitsbergen geologi. *Norske Geogr. Selskabs Aarbog*, 20, 1908.
13. Holmsen, G. — Jordburndstrukturer. *Bergens Museum Aarbog*, 9, 1911; p. 59—65.
14. Holmsen, G. — Spitsbergen jordbundsvis. *Norske Geogr. Selskabs Aarbog*, 24, 1913; p. 1—150.
15. Holmsen, G. — Om jordlags langsomme glidning solifluktion. *Norske Geogr. Selskabs Aarbog*, 25, 1914; p. 25—41.
16. Högbom, B. — Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, vol. 12, 1914; p. 257—389.
17. Huxley, J. S. — Les sols polygonaux et l'évolution des phénomènes de dénudation dans les pays arctiques. *Ann. Géogr. t. 34*, 1952; p. 60—62.
18. Ivanov, J. M. — Spitsbergen. *Arkhangelsk. Severnoe Kraevoe Izdatel'stvo*, 1935; 112 p.
19. Meinardus, W. — Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1912; p. 250—259.
20. Miethé, A. — Über Karrenbodenformen auf Spitzbergen. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1912; p. 241—244.
21. Orvin, A. K. — Om dannelse av strukturmark. *Norsk Geogr. Tidsskrift*, Bd. 9, 1942; p. 105—123.
22. Penck, A. — Über Polygonböden in Spitzbergen. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1912; p. 244—246.
23. Poser, H. — Beiträge zur Kenntnis der Arktischen Bodenformen. *Geol. Rundschau*, Bd. 22, 1931; p. 200—231.
24. Resvoll-Dieset, H. — Lidt om Spitsbergen planterevest. *Norske Geogr. Selskabs Aarbog*, 20, 1908; p. 9—17.
25. Resvoll-Holmsen, H. — Om Jordbrundstrukturer i polarlanderne og planternes forhold til dem. *Nytt Magasin for Natur*, 47, 1909; p. 289—296.
26. Romanovsky, V. — Application de la théorie convective aux terrains polygonaux. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 12, 1939; p. 315—338.
27. Sapper, K. — Über Fliesserde und Strukturboden auf Spitzbergen. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1912; p. 259—270.

28. Wahnschaffe, F. — Die Excursion des Internationalen Geologen Kongresses nach Spitzbergen. *Ztschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, 1910; p. 639—654.
29. Zimmerman, M. — Sols fluides et sols polygonaux. *Ann. Géogr.*, t. 21, 1912; p. 452—455.

Articles concernant l'ensemble des phénomènes périglaciaires au Svalbard :

30. Allix, A. — L'action morphologique de la glace et celle des coulées de neige. *Mélanges géogr. Bénévent Aix*, 1954; p. 11—17.
31. Corbel, J. — Problèmes de morphologie périglaciaire au Spitzberg. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. 28, 1953; p. 262—268.
32. Corbel, J. — in: Das Karstphänomenen in den verschiedenen Klimazonen. *Erdkunde*, Bd. 8, 1954; p. 119—120.
33. Dege, W. — Über Schneefleckerosion: einige Beobachtungen in Nordnorwegen und Spitzbergen. *Geogr. Anz.*, Bd. 41, 1940; p. 8—11.
34. Dege, W. — Landformende Vorgäng im eisnaken Gebiet Spitzbergen *Pet. Geogr. Mitt.*, Jhg. 87, 1941; p. 81—97.
35. v. Drygalski, E. — Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung. *Abh. Kgl. Bayr. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl.*, 25, 7, München 1911; p. 1—16.
36. Högbom, B. — Wüstenerscheinung auf Spitzbergen. *Bull. Géol. Inst. Univ. Upsala*, vol. 11, 1912; p. 242—251.
37. McCab, L. H. — Nivation and corri erosion in West Spitsbergen. *Geogr. Jour.*, vol. 94, 1939; p. 447—465.
38. Nansen, F. — Spitzbergen. Leipzig, 1921; 327 p.
39. Orvin, A. K. — Hvordan opstaar Jordbrunnis? *Norske Geogr. Tidsskrift*, Bd. 8, 1940; p. 294—306.
40. Orvin, A. K. — Lidt om kilder paa Svalbard. *Medd. Norge Sval. Isl.*, 57, 1944; 24 p.
41. Ponomarev, V. M. — Echtche raz o gidrogeologitcheskikh usloviakh poloustrava Razdelnogo i Andermy (Encore une fois sur les conditions hydrologiques de la péninsule Razdelnoy et Anderme). *Probl. Arktiki*, no 4, 1940; p. 81—91.
42. Sandström, J. W. — Den svenska und sättningsexpeditionen till Spitsbergen 1928. *Ymer*, Arg. 48, 1928; p. 321—362.
43. Satow, G. — Das Bodeneis in der Arktis. Tatsachen und Hypothesen. *Arch. d. Deutsch. Seewarte*, 49, 1930; p. 7—43.
44. Shvetsov, P. F. — K voprosu o sviazi temperatury i mochtchnosti vetchnoy merzloty s geologitcheskimi i hidrogeologitcheskimi faktorami (Sur les relations entre température et épaisseur du sol perpétuellement gelé et les facteurs géologiques et hydrogéologiques). *Izvestya Ak. Nauk. SSSR, Sér. Geol.*, 1951; p. 114—124.
45. Werenskjöld, W. — Frozen earth in Spitsbergen. *Geofys. Publik.*, 2, 1922; p. 3—10.
46. Werenskjöld, W. — The extent of frozen ground under the sea-bottom and glacier beds. *Jour. Glaciology*, vol. 2, 1953; p. 197—200.

LAPONIE

Indications d'ensemble sur le climat :

47. Ahlmann, H. W., Sandström, S. W. — Den övre rimfrostzonen i Lofoten. *Naturen*, 41, 1947; p. 281—287.
48. Angewo, J. M. — Snöundersökningar i Finland. *Teknisk. Tid.*, Bd. 81, 1951; p. 747—749.
49. Ångström, A. — Norrlands klimat. *Ymer*, Arg. 62, 1942; p. 51—92.

50. Hansen, A. M. — Snegroensen: Norge. *Norske Geogr. Selskabs Aarbog*, 93, 1902; p. 59—73.
51. Sandström, J. W., Ångström, A. — The snowcover in Sweden. *Un. Géodes. Géoph. Int. Ass. Comm. des neiges*, 2; Question 13, Rapp., 2 p. 1939.
52. Skaven, H. — Frostmengdekart over Norge. *Medd. Vegdirektören*, 5, 1944; p. 49—54.
53. Wüllen, A. — Climate of Sweden. *Statens Meteo-Hydro. Ann.*, no 279, 1930.

Influence des phénomènes périglaciaires sur l'économie :

54. Bühren, W. — Sneen og jordbundens temperatur. *Naturen*, 26, 1902; p. 351—352.
55. Eriksen, A. — Teleproblemet dets fysikalske og tekniske side. *Naturen*, 64, 1940; p. 353—364.
56. Kaitero, P., Helenelund, K. V. — Roudan syvygdesta ja sen raikutuksesta rakennusperustusten sekä vesi ja likavesijohtojen syvytten. *Teknillinen Arkakauslehti*, 37, 1948; p. 390—345; 38, p. 2—8.
57. Kéränen, J. — Über den Bodenfrost in Finland. Helsinki, 1923; 57 p.
58. Kokkonen, P. — Roudan rakenteesta ja süken vaikuttavista seikoista. *Teknillinen Arkakauslehti*, 19, 1929; p. 199—206.
59. Kolbjøtn, H. — Norges tekniske högskoles telelivingsforsök och deres ökonomiske resultater. *Medd. fra Vejdirektören*, no 6, 1941; 65—71.
60. Pöpke, H. — Tjällbildung och tjäskjutningar. *Tek. Tids. Uppl. E. Väg och Vattenbyg*, 57, 1927; p. 13—15.
61. Rengmark, F. — Tjälens inverkan på jordartena Bärighetsklassificering. *Svenska Vägförening. Tids.*, 39, 1952; p. 13—17.
62. Waarum, K. — Vinterväghållningen i Nord-Norge. *Svenska Vägförening. Tids.*, 23, 1936; p. 434—448.

Articles concernant les phénomènes périglaciaires :

63. Bergström, E. — En märklig form af rutmark från barrskogsregionen i Lappland. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 34, 1912; p. 335—342.
64. Corbel, J. — Les phénomènes karstiques en Suède. *Geogr. Annaler*, Arg. 34, 1952.
65. Corbel, J. — Karst et glaciers en Laponie. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. 27, 1952; p. 211—218.
66. Corbel, J. — Une région karstique de Haute Laponie: Navnlösfjell. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. 28, 1953; p. 329—344.
67. Dege, W. — Über Schneefleckerosion: einige Beobachtungen in Nordnorwegen und Spitzbergen. *Geogr. Anz.*, Jhg. 41, 1940; p. 8—11.
68. Fries, T., Bergström, E. — Några iakttagelser öfver palsar och deras förekomst i nordligaste Sverige. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 32, 1910; p. 195—205.
69. Hållen, K. — Undersökning af en frostknöl (pals) å Kaitajänki myr i Karesuando socken. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 35, 1913; p. 81—87.
70. Hoppe, G. — Hummocky moraine with special reference to the interior of Norrbotten. *Geogr. Annaler*, Arg. 34, 1952; p. 1—72.
71. Högbom, B. — Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischer Faktor. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 20, 1927; p. 243—279.
72. Lundqvist, G. — En palsmyr syost om Kebnekaise. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 73, 1951; p. 209—225.
73. Lundqvist, G. — Blocksänkor några andra frost fenomen. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 73, 1951; p. 505—512.

74. Lundqvist, G. — Tilläg till polsfrogan. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 75, 1953; p. 148—154.
75. Reusch, H. — Ewigfrosten jord i Norge. *Naturen*, 25, 1901; p. 344—346.
76. Ule, W. — Strukturboden in Norwegen. *Pet. Geogr. Mitt.*, Bd. 60, 1914; p. 1—31.
77. Ule, W. — Polygonaler Strukturboden auf den Hochland von Norwegen. *Pet. Geogr. Mitt.*, Bd. 68, 1922; p. 247—248.

Gunnar Hoppe
Stockholm

S U È D E

Fossil periglacial phenomena are known only from the southernmost part of the country, Skåne. Ventifacts have been known earlier from for instance „Les action éoliennes périglaciaires en Europe” by Cailleux (1942). Observations of the polishing effect of wind on rocks and boulders have later been made by Åke Mattsson, Lund, at „Boks backe” to the south of Lund (Cambrian sandstone) and at „Fjälkinge backe” near Kristianstad (Archaean rock). Analyses of wind-polished grains of sand from various earths are being done, and certain results are intended to be published in the near future.

Other periglacial phenomena have been observed very recently in Skåne, i. e. ice-wedges and also cryoturbate formations (*Taschenböden*), both of them mainly on sand and gravel deposits in middle and northern Skåne. They are partly older than the Vistula ice period, partly dating back from late-glacial time, probably the younger Dryas period. There are probably other instances of cryoturbate formations to be found in the southernmost part of Sweden. A thesis treating these problems will soon be published by Gunnar Johnsson, Lund.

Recently, more findings of windblown silt (loess) have been investigated in middle Sweden (Dalarna). They probably date back from the time when the inland ice receded from these districts. The origin of the Swedish windblown silt has been re-interpreted on theoretical and empirical grounds in connection with these new findings.

Recent periglacial phenomena, like solifluction and palses, in northern Sweden have been studied also during the last few years.

New periglacial literature

1. Hjulström, F., Sundborg, Å., Falk, Å. — Problems concerning the deposits of windblown silt in Sweden. *Geogr. Annaler*, Bd. 37, 1955.
2. Lundqvist, G. — Till palsfrågan (Contributions to the paleo problem). *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, Bd. 75, 1953.
3. Mattsson, Å. — Windslipade hällar och block i Skåne (Windpolished rocks and boulders in Skåne). *Svensk Geogr. Årsbok*, Årg. 28, 1952.

*Jan Dylik **
Lódz

P O L O G N E

ESQUISSE DES PROBLÈMES PÉRIGLACIAIRES EN POLOGNE

C'est Walery Łoziński qui le premier a commencé les recherches périglaciaires en Pologne et, en 1909, a introduit pour la première fois la notion de milieu périglaciaire pléistocène (63, 64, 65). C'est à lui que la science doit le terme *périglaciale*. Łoziński a fait également le premier pas pour la différenciation de la zone périglaciaire pléistocène en distinguant la zone détritique. Il explique en principe la genèse des champs des pierres; signale la provenance du loess en estimant, à juste titre, l'étendue de la désintégration par le gel et enfin il crée la base sur laquelle on peut développer le problème de l'asymétrie climatique (42).

Les recherches ultérieures ont eu un caractère plutôt épisodique et accessoire. Ce n'est que ces dernières années qu'on a entrepris en Pologne d'une façon systématique les recherches périglaciaires menées surtout très intensément à Łódź et à Wrocław. L'auteur a présenté une revue des recherches périglaciaires faites en Pologne jusqu'en 1951 (14, 20, 22).

On a distingué toutes les traces les plus importantes du milieu périglaciaire dans le Pléistocène. On a constaté l'existence ancienne d'une couche perpétuellement gelée à une profondeur jusqu'à présent inconnue, ainsi qu'une zone active dont l'épaisseur a été évaluée à ca 2 m.

On a observé de nombreux coins et veines apparaissant comme des structures caractéristiques de la couche perpétuellement gelée. Parmi les coins observés, les plus profonds atteignent une longueur dépassant 4 m. On a étudié les fentes en coin aussi bien dans les matériaux meubles, pléistocènes, que dans les roches en place p. ex. dans les calcaires et les grès. A côté des fentes en coin d'expansion, on rencontre de nombreuses fentes en coin de contraction qui apparaissent en partie non pas dans le sol perpétuellement gelé, mais dans la zone active. La question de la différenciation des catégories génétiques des fentes en coin constitue un problème difficile qu'il sera possible de résoudre

* Institut de Géographie de l'Université de Łódź.

après de précises recherches analytiques sur de nombreux exemples. En dehors des différences qui s'ébauchent dans la forme de fentes en coin, ce qui apparaît tout d'abord, c'est le caractère du matériel dans lequel elles se sont développées. Les coins qui coupent les jeunes dépôts de congéligfluxion ou d'autres formations en nappe se rattachant au mollisol doivent être considérés comme des formes de contraction. Cependant lorsque une roche récente que les processus agissant dans la zone active n'ont pas changé, est fendue par des fentes en coin, ces fentes en coin sont d'origine d'expansion.

Les recherches concernant la désintégration de gel sont fortement avancées. On a signalé les effets de cette désintégration; elle a amené la formation de la fraction pulvérulente de 0,005 mm, se rattachant probablement à l'accumulation du loess (8,10). Pour la première fois, on a constaté sur la plaine basse la connexion entre l'altération par le gel et la disposition des sols structuraux fossiles qu'on a reconnus être un agent important de la désintégration périglaciale (11, 15). Dans les recherches sur la désintégration périglaciale, on a appliqué l'analyse microscopique des produits de l'altération préparés en plaques minces (26).

On a commencé des travaux préparatoires concernant la différenciation des roches qui apparaissent en Pologne en considération de leur comportement vis-à-vis de la gélivation. Nous sommes encore loin des résultats de Mr. Tricart¹. Pour les grandes étendues de la Pologne, il est surtout important d'étudier l'intensité et l'efficacité de la gélivation de roches meubles, pléistocènes, telles que: argiles, sables, gravières et galets dans leur différente composition pétrographique.

Les perturbations produites par le gel *in situ* s'étendent sur tout le territoire de la Pologne, au-delà de la dernière extension glaciaire. Elles sont qualifiées d'involutions liées ou libres. Les involutions libres sont le résultat de la désintégration et de la ségrégation thermique. Elles apparaissent surtout sur les terrains du nord et sur les élévations (7, 9). Par contre les involutions liées se montrent le plus souvent sous forme de buttes gazonnées (*thufur*) ou de formes de ce genre (39). Elles sont caractéristiques pour les terrains du sud, les toundras, tandis que les involutions libres se lient plutôt à la zone détritique. Dans la partie nord des terrains qui n'ont pas été englobés par la dernière glaciation, les structures des toundras apparaissent sous la zone des involutions libres.

Jahn distingue les involutions plissées, provoquées principalement par la tension de la masse liquide ou plastique du mollisol entre le

¹ J. Tricart, — Etude expérimentale du problème de la gélivation. *Bulletyn Peryglacialny*, nr 4, 1956 (p. 285).

pergélisol et la couche supérieure de congélation; les involutions à poteaux qu'il considère comme les équivalents des formes contemporaines des cratères de la toundra ou des buttes gazonnées; les involutions amorphes formées en conséquence de l'intrusion et de l'infection des substances marneuses dans le sable — ce qui s'est produit à la suite de l'accroissement des tensions dans le mollisol pendant le gel (39).

Dans tout le pays, on rencontre très fréquemment des formations résultant de la solifluxion, et que l'auteur a appelée congélifluxion et par là il a limité cette notion aux conditions du sol perpétuellement gelé (7). On a constaté la présence des sédiments de congélifluxion dans les Carpates (34, 54, 57, 58), sur le territoire des anciennes montagnes et des plateaux (1, 2, 38, 39, 41, 44, 53, 74, 82, 85, 86) ainsi que dans la plaine basse. Ils apparaissent sur les versants des montagnes, des collines, des coteaux et des vallées et également sur les surfaces faiblement inclinées des aplatissements de versants, voire sur les terrasses plus élevées. On n'a cependant pas étudié à fond la question de l'exposition des surfaces sur lesquelles reposent les sédiments de congélifluxion. Il est fort probable qu'ils sont le plus fortement développés sur l'ubac (versant à l'exposition au N ou NE). On connaît des couvertures de congélifluxion étendues et bien développées sur d'importants segments de la surface des versants; on y note aussi l'apparition des formes lobulaires de ces formations. Toutefois on ne possède pas encore pour le moment d'études plus précises concernant cette question. On a distingué deux types de formations de congélifluxion, au point de vue de leur texture interne. L'une d'elles possède des structures très nettes, résultat d'une perturbation dans l'ancienne disposition des masses descendant sur le versant. L'autre formation ne présente aucune structure et la texture hétérogène des matériaux prouve que la formation est de provenance congélifluctive. Le premier type s'est formé comme résultat du mouvement des masses liées, l'autre est l'effet de la congélifluxion libre. Le trait caractéristique pour les deux types est la présence des cailloux façonnés par le vent ou éologlyptolithes, qu'on a reconnus être ici des formes caractéristiques des formations de congélifluxion (8, 10, 11, 15).

On a constaté que les pures zones d'involution possédant uniquement des structures perturbées apparaissent très rarement dans le terrain. On rencontre d'ordinaire des zones mixtes d'involution et de congélifluxion. On le comprend facilement. Les formations conservées du mollisol se lient aux nombreux cycles de gel et de dégel. Il en résulte non seulement l'étagement, mais également la constitution

complexe des zones de l'involution ou des zones mixtes d'involution et de congéfluxion. D'une part les matériaux de congéfluxion se prêtaient aux processus qui causaient la formation de l'involution. D'autre part une très petite inclinaison qui était suffisante pour les mouvements des masses périglaciaires causait l'invasion de la congéfluxion dans les zones de l'involution. Comme il était difficile de distinguer les deux types des processus cités, on s'est servi dans cette lourde tâche de l'analyse structurale et textulaire des zones. La provenance des matériaux y joue le rôle décisif. Certains proviennent du bas, des formations sous-jacentes dans les zones de l'involution et d'autres du haut — des endroits situés plus haut sur le versant dans les zones de congéfluxion.

On a considéré les formations de couverture, vu leur importance, comme équivalent géologique et comme indice des processus morphogénétiques en action dans le Quaternaire. On en a dégagé deux catégories principales: zones résiduelles de désintégration, et sédiments de congéfluxion. Les recherches ultérieures tendent à la distinction des sédiments formés comme résultat du ruissellement ainsi que des effets de l'accumulation périglaciaire des sables éoliens.

Les études des cailloux façonnés par le vent qu'on a appelés éologlyptolithes, ne concernaient pas uniquement les cailloux à facettes. En dehors d'eux, on a distingué des cailloux troués, grélés, à côtes et stratifiés qui se sont formés grâce à une forte participation de l'altération sélective. On a décrit en détail la morphologie des cailloux à facettes en rapport avec la mécanique des processus de façonnement. Ce qui a permis, en s'appuyant sur l'analyse des formes des cailloux et de la nature de leur surface, de faire une esquisse approximative du schéma de l'évolution du façonnement des cailloux à facettes (5, 8, 10).

Les éologlyptolithes apparaissent sur tout le terrain de la Pologne. En Poméranie, dans les limites de la glaciation baltique, ils sont très peu nombreux et représentés le plus souvent par des cailloux parsemés de trous, ou par des cailloux avec des saillies dues à l'érosion sélective. Par contre, les éologlyptolithes y apparaissent plutôt exceptionnellement. Dans les limites du stade de Poznań, on les rencontre accidentellement. Ils sont plus fréquents dans le stade de Brandenbourg et ils sont communs, très fréquents en dehors du terrain de la dernière glaciation. Sur les terrains de loess on ne trouve pas à la surface de cailloux à facettes; par contre, on peut en trouver sous la couverture de loess. Se basant sur la direction des sillons et des cupules des éologlyptolithes, on a essayé de déduire la direction des vents — mais sans succès. Ceci résulte du fait que la position des cailloux était très instable

par suite de la congélifluxion, du gonflement par le gel et d'autres processus périglaciaires. D'ailleurs le milieu climatique de nos jours crée passagèrement, au printemps des conditions „périglaciaires” qui mobilisent des processus analogues causant des changements dans la position des pierres.

La question des sables éoliens périglaciaires n'est pas encore étudiée. Les dunes en talus et les dunes paraboliques sont plutôt postglaciaires. L'accumulation périglaciaire plus ancienne des sables éoliens a donné, peut être, des couvertures sablonneuses peu diversifiées construites probablement de matériaux à grosses fractions.

La question des loess, formations incontestablement périglaciaires, entre dans une nouvelle phase de recherches. Les avis au sujet de la genèse du loess, étant donné l'origine des matériaux, ainsi que le mode de transport et d'accumulation, sont loin d'être uniformes. Dernièrement, on a signalé que la structure du loess indique la part prépondérante des mouvements périglaciaires de masses dans le transport des matériaux du loess (18, 44).

Les plus importantes réalisations des ouvrages polonais concernant le loess ont le mérite d'avoir passé de l'adaptation des théories générales aux recherches directes et plus approfondies. On a pris en considération les plaines basses comme terrains potentiels de déflation. On y a prouvé l'existence de formations ressemblant aux loess et on a démontré d'une façon détaillées le mécanisme des processus qui causaient la formation de la fraction loessique. C'est par rapport aux régions de l'accumulation du loess qu'on doit souligner avant tout le changement qui s'est produit dans la façon dont les recherches sont faites. Les anciennes recherches s'occupaient avant tout des problèmes de stratigraphie, par contre on considérait que la genèse a été par ailleurs élucidée (18). Comme base des recherches on a pris l'analyse structurale et textulaire du loess faite dans des découvrements nettoyés avec beaucoup de soin et de précision. Ce genre de procédé permet de reconnaître les processus actifs agissant dans l'accumulation du loess ainsi que dans ses transformations ultérieures. Il jette une lumière sur les conditions climatiques dans lesquelles ces processus s'accomplissaient et permet de faire des déductions concernant leur chronologie.

Comme l'une des plus importantes obtentions dans les recherches concernant le problème du loess, il faut considérer le fait d'avoir relié ce problème aux autres traces de phénomènes périglaciaires qui y abondent. La voie ainsi tracée ne doit pas être abandonnée. Ceci concerne aussi bien l'étude des dépôts loessiques que des terrains d'où proviennent ces matériaux.

Les nouvelles recherches permettent de mettre en doute cette conception que „le loess subaérien typique” possède une structure en masse qui n'accuse ni couches ni lames. Tout au contraire, les couches, la disposition en lames et les pseudo-couches à côté de nombreuses structures périglaciaires sont des traits caractéristiques du loess polonais. L'analyse de ces traits structuraux nous engage à cette conclusion qu'actuellement il n'y a aucune raison d'accepter d'une façon automatique cette opinion que l'accumulation du loess est éolienne. En tout cas il ne peut être question de l'exclusivité du processus éolien. Toutefois il résulte des recherches sédimentologiques que l'accumulation du loess était un processus complexe en rapport avec la différenciation des caractères structuraux. On constate d'indéniables traces des processus de versant dans lesquels la congélifluxion et le ruissellement jouent le rôle primordial.

En dehors des études en terrain à l'air libre, on a entrepris en Pologne une suite d'études sur les sédiments périglaciaires trouvés dans les cavernes. Ces recherches sont intéressantes et importantes, car dans les cavernes l'intensité des processus de dénudation était moindre, ce qui a causé une meilleure conservation d'une série plus complète des sédiments pléistocènes. D'autre part les recherches dans les grottes donnent lieu plus souvent à l'établissement des rapports entre les événements périglaciaires et les trouvailles archéologiques. Toutefois il faut ajouter que même sur les terrains à l'air libre et particulièrement sur des terrains de loess, des rapports de ce genre ont été établis en Pologne.

Dans une grotte du Jura cracovien on a constaté des dépôts généralement périglaciaires contenant des structures de congélifluxion et une fente en coin. On a également constaté deux séries séparées par des formations interglaciaires dans lesquelles on a distingué trois horizons de culture du paléolithique antérieur. Des vestiges du paléolithique supérieur ont été trouvés dans la partie haute des dépôts pléistocènes provenant des cavernes (25).

En Pologne les recherches périglaciaires tendent vers une meilleure connaissance du Pléistocène dont l'image n'était pas complète, car les études antérieures avaient été limitées à ce qui concerne directement les glaciers et les périodes interglaciaires. Le développement des recherches périglaciaires élargit la science du Pléistocène pour ce qui concerne les dépôts, la stratigraphie et la chronologie. En outre il fournit beaucoup de données ayant une grande importance paléogéographique, surtout pour ce qui se rapporte à la connaissance du milieu climatique. Cependant le but principal de recherches périglaciaires

systématiques était une meilleure connaissance du relief et des processus morphogénétiques qui ont décidé de son aspect.

Se basant sur l'étude détaillée des formes en question et particulièrement des dépôts de couverture, on a distingué les processus formant l'ensemble morphogénétique périglaciaire. Pour le caractère de la morphogenèse périglaciaire on a étudié assez à fond la gélivation et la congélifluxion, leurs fonctions et leur rôle dans le façonnement du relief, ainsi que leur rapport réciproque. Le rôle important du ruisseaulement s'est signalé également dans l'ensemble des processus de dénudation. Cependant le problème de l'eau courante dans le milieu périglaciaire en Pologne n'a pas été éclairci d'une manière satisfaisante, car on manque encore d'études détaillées basées sur une analyse minutieuse des dépôts de terrasse.

C'est une importante obtention des études périglaciaires que la constatation du fait que tout le territoire de la Pologne, excepté les terrains qui se trouvent dans l'extension de la phase la plus récente de la dernière glaciation porte le caractère très net de la morphogenèse périglaciaire (12, 13, 44). La supplantation sur tout le territoire de la Pologne centrale de l'ancien relief du type de l'accumulation glaciaire par un relief de caractère de dénudation est la conséquence de l'action de cette morphogenèse. C'est de là que viennent dans le tableau géomorphologique des termes génétiques tels que: troncs, résidus, éperons de dénudation, niches ou petites vallées de dénudation, aplatissements. La conception de la morphogenèse périglaciaire établie pour cette région n'est pas une déduction basée sur des généralisations faites ailleurs, mais elle prend naissance dans des recherches directes et très détaillées. Ce qui faisait l'objet de ces études, c'étaient les formes du relief et les dépôts correspondant aux événements morphogénétiques qui, eux-mêmes, étaient une répercussion des conditions climatiques et de tout le milieu morphogénétique. Les études détaillées des niches de dénudation, des vallées sèches et asymétriques, des formes convexes d'interfleuve ainsi que des dépôts de couverture — surtout ceux des versants — constituaient les étapes sur lesquelles s'est basée la conception de la morphogenèse périglaciaire dans la Pologne centrale, conception préparée d'abord par induction.

Sur tout le terrain de la Pologne périglaciaire apparaissent des vallées asymétriques conditionnées par le climat. La plus fréquente est l'asymétrie du type „chaud”. Les versants à l'exposition chaude, c'est-à-dire exposés au S ou au SO sont plus raides, pendant que ceux qui regardent le N ou NE sont plus doux. Les vallées sèches à fond plat y sont communes ainsi que les niches de corrosion, qui présentent

le caractère des *Dellen* allemandes. Il existe une documentation géologique suffisante de l'origine périglaciaire de ces deux formes. Dans ce problème s'est manifestée entre autre l'utilité géomorphologique de la distinction des sédiments périglaciaires de couverture.

Dans des vallées plus étendues on a également distingué, comme des aplatissements de versant formés à la suite de la dénudation périglaciaire des aplatissements semblables à des terrasses (24). Les recherches ultérieures devraient donner une division plus précise des replats de versants de vallées en types du pédiment et de terrasses d'équiplanation.

Pour résoudre ce problème, il faut que l'étude des versants et de l'écoulement des eaux superficielles dans les rivières soit bien avancée. Les récents travaux ont apporté de nouvelles données, concernant la différenciation des processus de versants. On a notamment découvert sur les plaines basses des formes lobées de congélifluxion (72) et on a distingué une forme singulière des dépôts de versant régulièrement stratifiés rappelant les éboulis ordonnés français (21). Dans ces dépôts on a constaté une forte participation du ruissellement, probablement du ruissellement en nappe. En même temps la position de ces dépôts sur les périphéries des aplatissements de dénudation dans les vallées indiquerait leur caractère d'altiplanation.

De nombreuses dépressions fermées sont connues en Pologne sur les terrains de la phase baltique de la glaciation. Leur origine se rattache à la fonte des culots de glace morte. Les formes mêmes, en général moins profondes et moins nettement dessinées, sont communes sur les terrains des phases plus anciennes de la dernière glaciation et au-delà de ses limites. Ce sont sans doute, dans la majorité des cas, des formes résultant de la dégradation du sol perpétuellement gelé. Toutefois les recherches détaillées de ces formes ne sont que commencées-(33, 46, 47).

L'étude des phénomènes périglaciaires dans les hautes montagnes, notamment dans les Tatra, reste très en arrière. Il est vrai que nous avons des notices de 1948 (37, 91) sur les sols structuraux, mais jusqu'à l'année dernière ce genre de recherches n'a pas été poursuivi. C'est en 1955 seulement qu'on a découvert une série de postes possédant des formes de buttes gazonnées et de congélifluxion². A côté de ces formes actuelles on a également remarqué des formes pléistocènes du type de ravin de gélivation qu'on a aussi constatées dans les Sudètes.

Ces deux dernières années les processus contemporains du type des événements périglaciaires ont fait l'objet de sérieuses observations

² Les premiers postes ont été découvert par le professeur Jahn lui-même et les autres en compagnie du soussigné, de Mme A. Dylikowa et de Mme I. Gieysztorowa.

dans la région des monts Kaczawskie, à Gorce, sur la Babia Góra, sur le Plateau de Lublin et dans les environs de Łódź (17, 19, 75). On a observé des processus de congélifluxion, de ruissellement en filets et d'écoulement en nappe qui s'effectuait sur la base du tôle saisonnier. Ces recherches nous permettent une nouvelle conception notamment celle que le climat contemporain de l'Europe centrale crée au tournant de l'hiver et du printemps des conditions qui ressemblent aux conditions périglaciaires. Ces conditions provoquent des phénomènes du type périglaciaire dans le domaine des processus de congélifluxion et de ruissellement non seulement dans les régions montagneuses, mais même sur les terrains élevés et peut être même dans les plaines basses. Les formes de congélifluxion observées sur le Plateau de Lublin et celui de Łódź ne diffèrent des formes des hautes montagnes et des formes arctiques que quantitativement. Il faut aussi souligner que la marche de ces processus sur les terrains bas est facilitée ou même rendue possible par l'activité agricole qui a causé la destruction de la couverture gazonnée stable.

Les études sur la distinction des événements périglaciaires dans l'espace et le temps sont excessivement importantes (7, 9, 39, 44). On a signalé une série de structures périglaciaires formées au cours de différentes glaciations (23, 39, 77, 6, 51). Cependant on est loin encore d'avoir obtenu une vue d'ensemble de la stratigraphie des formations périglaciaires correspondant aux différentes glaciations. Pour le terrain périglaciaire de la dernière glaciation on a tenté un intéressant essai de distinction en zones: arctique (détritique), subarctique plus froide et subarctique plus tiède. Il est nécessaire de vérifier cette division, plutôt schématique, en se basant sur un plus grand nombre de positions périglaciaires et de représenter sur la carte l'étendue de chaque zone.

En marge de la discussion théorique concernant les problèmes périglaciaires, on a émis des observations sur l'importance pratique des dépôts de couverture et des structures périglaciaires. Toutefois ce problème n'a pas été développé dans les publications. On a donné récemment une notice sur l'importance des fentes en coin comme voies de l'infiltration des eaux souterraines (31). On annonce des ouvrages sur le rôle des dépôts périglaciaires de couverture dans la géotechnique.

Une meilleure connaissance des problèmes périglaciaires exige un aussi grand nombre que possible d'observations et d'études détaillées. A ce point de vue l'état des études en Pologne n'est pas mauvais. Les travaux publiés sont au nombre de plus de cent. Un bien plus grand nombre de résultats sont consignés dans des ouvrages non

encore publiés ou en cours d'élaboration. L'Institut de Géographie Physique de l'Université de Łódź a entrepris, depuis plusieurs années, des recherches périglaciaires systématiques. Pendant les quatre dernières années, sur un tracé de 40 mille kilomètres, on a étudié plus de 500 localités sur le terrain de toute la Pologne. L'Institut possède des centaines de dessins et de photos. De nouvelles recherches sont en cours et tendent à la représentation de la Pologne périglaciaire, particulièrement durant la dernière glaciation.

Les recherches périglaciaires faites par les collaborateurs de la Chaire de Géographie Physique de l'Université de Łódź ont été financées dans les trois premières années (1951—1953) par le Service Géologique de Pologne. L'aide financière et les encouragements que nous donnait le professeur Rühle ont permis de réunir les matériaux les plus importants sur lesquels s'est basée toute une série de premiers travaux publiés. Le Musée de la Terre a joué le même rôle dans les premières recherches du professeur Jahn. Les études périglaciaires en Pologne continuent à trouver un appui financier dans le budget universitaire, dans l'Institut de Géographie de l'Académie des Sciences de Pologne. Un rôle important revient à la Société Scientifique de Łódź qui a aidé le développement des recherches périglaciaires et qui parmi ses nombreuses publications a su trouver une place pour le *Biuletyn Peryglacialny*. En outre la Société Scientifique de Łódź contribue directement aux recherches en avançant des capitaux et en mettant son automobile à la disposition de l'Institut de Géographie — ce qui a permis d'accumuler en peu de temps de gros matériaux pris dans le terrain.

On discute vivement en Pologne sur les questions périglaciaires — ce dont nous avons la preuve dans une suite de conférences organisées par la Société Polonaise de Géographie et l'Institut de Géographie de l'Académie des Sciences Polonaise.

On a fondé une nouvelle publication — le *Biuletyn Peryglacialny*. Cette publication a pour but de présenter les nouvelles voies de recherches et de l'évolution de la pensée mondiale dans le domaine des problèmes périglaciaires, de discuter les méthodes et de faire connaître les plus importants résultats du moment, en indiquant le sens des solutions possibles et en définissant leur utilité dans l'ensemble des problèmes. On insiste particulièrement dans la publication sur la question de la terminologie périglaciaire. Les articles et les matériaux de terminologie sont publiés in extenso en polonais, russe, anglais ou français. Les notes scientifiques sont présentées dans ces mêmes langues, en un résumé détaillé.

Bibliographie

1. Czarnocki, J. — O zlodowaceniach środkowej części Górz Świętokrzyskich (Sur les glaciations de la partie centrale du Massif de St. Croix). *Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk.* nr 17, Warszawa 1927.
2. Czarnocki, J. — Dyluvium Górz Świętokrzyskich (Zusammenfassung: Diluvium des Święty-Krzyż-Gebirges). *Roczn. Polsk. Tow. Geol.*, t. 7, 1931.
3. Dorywalski, M. — Zastosowanie wskaźnika zaokrąglenia do badań peryglacialnych (Application de l'indice d'émussé des galets aux recherches périglaciaires). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.
4. Dorywalski, M. — Znaczenie powierzchni peryglacialnej dla badań erozji i denudacji gleb w okolicach Łodzi (Importance de la surface périglaciaire pour les recherches concernant l'érosion du sol aux environs de Łódź). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
5. Drzewicka, I. — Zagadnienie form i klasyfikacji graniaków wiatrowych (Problème des formes et de la classification des cailloux à facettes éoliens). *Czas. Geogr.*, t. 21/22, Wrocław 1952.
6. Dutkiewicz, L. — Struktury tundrowe w Patokach (summary: Tundra structures at Patoki). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 3, 1956.
7. Dylik, J. — Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 2, Łódź 1951.
8. Dylik, J. — The loess-like formations and the wind-worn stones in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 3, Łódź 1951.
9. Dylik, J. — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski (summary: Periglacial structures in the Pleistocene deposits of Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.
10. Dylik, J. — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce (summary: Wind-worn stones and loess-like formations in Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67, 1952.
11. Dylik, J. — Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce (summary: First report on covering deposits in Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 68, 1952.
12. Dylik, J. — The concept of the periglacial cycle in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 5, Łódź 1952.
13. Dylik, J. — O peryglacialnym charakterze rzeźby Środkowej Polski (résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 4, Łódzkie Tow. Naukowe, Łódź 1953.
14. Dylik, J. — Periglacial investigations in Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 4, nr 2, Łódź 1953.
15. Dylik, J. — Premières notions sur les formations de couverture dans la Pologne Centrale. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 4, nr 1, Łódź 1953.
16. Dylik, J. — Zagadnienie poligenozy rzeźby w pracach nad geomorfologiczną mapą Polski (résumé: Problème de la polygenèse du relief dans les travaux sur la carte géomorphologique de la Pologne). *Przegl. Geogr.*, t. 25, 1953.
17. Dylik, J. — Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa (summary: Geomorphological problematic as related to agricultural needs). *Przegl. Geogr.*, t. 26, 1954.
18. Dylik, J. — Zagadnienie genezy lessu w Polsce (The problem of the origin of loess in Poland). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.

19. Dylik, J. — Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej (résumé: Le problème des surfaces d'aplanissement et les lois de développement du relief subaéral). *Czas. Geogr.*, t. 25, 1954.
20. Dylik, J. — Badania peryglacialne w Polsce (summary: Periglacial research in Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 70, 1955.
21. Dylik, J. — Peryglacialne utwory stokowe rytmicznie warstwowane (Rhythmically stratified periglacial slope deposits). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
22. Dylik, J. — Gegenwärtige Probleme der Periglazialforschung in Polen. *Pet. Geogr. Mitt.*, 1956.
23. Dylik, J. — Struktury peryglacialne w Tarzymiechach i ich znaczenie dla morfogenezy i stratygrafii czwartorzędu (The periglacial structures at Tarzymiechy and their significance for the morphogeny and stratigraphy of the Quaternary). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 3, 1956.
24. Dylik, J. — Some new problems of valley morphogeny in the light of sedimentologic researches. *Bull. Acad. Polonaise Sci.*, (sous presse).
25. Dylik, J., Chmielewska, M., Chmielewski, W. — Badania osadów jaskiniowych w Dziadowej Skale (résumé: Etude des dépôts de la grotte au lieu dit „Dziadowa Skała”). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.
26. Dylik, J., Klatka, T. — Recherches microscopiques sur la désintegration périglaciaire. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 4, Łódź 1952.
27. Dylikowa, A. — Kliny zmarzlinowe w Sławęcinie (summary: The ice-wedges at Sławęcin). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 3, 1956.
28. Dylikowa, A., Olchowik, J. — Zmarzlina — pojęcia ogólne (Frozen ground — general terms). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.
29. Dylikowa, A., Olchowik-Kolasinska, J. — Procesy i struktury w strefie czynnej zmarzliny (Processes and structures in the active zone of perennially frozen ground). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955 (cz. I); nr 3, 1956 (cz. II).
30. Gierczak, E. — Występowanie zjawisk peryglacialnych w okolicy m. Lublina (Zusammenfassung: Das Auftreten periglazialer Erscheinungen in der Umgegend der Stadt Lublin). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 8, 1953.
31. Gołąb, J. — Kliny zmarzlinowe jako drogi przewodzące wód gruntowych (summary: Ice-wedges as ground-water conductors). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 3, 1956.
32. Halicki, B. — Rola lodu gruntowego w kształtowaniu plejstoceńskich form peryglacialnych (summary: The role of ground ice in shaping Pleistocene periglacial forms). *Acta Geol. Polonica*, vol. 2, 1951.
33. Halicki, B. — O geomorfologicznej metodzie wykrywania organogenicznych osadów interglacialnych i jej konsekwencjach (summary: A geomorphologic method for detection of interglacial organogenic sediments). *Acta Geol. Polonica*, vol. 3, 1953.
34. Halicki, B. — Znaczenie procesów peryglacialnych dla studiów morfogenezy Karpat (Remarques sur l'importance des processus périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpathes). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
35. Halicki, B., Sawicki, L. — Less nowogrodzki (Loess of Nowogródek). *Zbiór prac poświęcony E. Romerowi*, Lwów 1934.
36. Jahn, A. — Badania nad strukturą i temperaturą gleb w Zachodniej Grenlandii (summary: Research on the structure and temperature of the soils in western Greenland). *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU*, t. 72, dz. A za 1946, ser. 3, t. 32, nr 6, Kraków 1948.
37. Jahn, A. — Gleby strukturalne w polskiej części Tatr (Polygonal soils in the Tatra Mts). *Przegl. Geogr.*, t. 22, 1948—49.

38. Jahn, A. — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (summary: Loess, its origin and connection with climate of the glacial epoch). *Acta Geol. Polonica*, vol. 1, 1950.
39. Jahn, A. — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacjalnej (summary: Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Polonica*, vol. 2, 1951.
40. Jahn, A. — Karkonosze — rys morfologiczny (The Karkonosze Mts. — a morphologic study). *Czas. Geogr.*, t. 23—24, 1952—53.
41. Jahn, A. — Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 Zamość (summary: Materials to the Quaternary geology of the northern part of the map sheet 1 : 300.000 Zamość). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.
42. Jahn, A. — Zasługi Walerego Łozińskiego w dziedzinie badań peryglacjalnych (Walery Łoziński's merits for the advancement of periglacial studies). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 1, 1954.
43. Jahn, A. — Dolina Kłodnicy i stratygrafia utworów plejstoceńskich pod Gliwicami (summary: Kłodnica valley and the stratigraphy of the Pleistocene deposits near Gliwice, Upper Silesia). *Biul. Inst. Geol.*, 97, 1955.
44. Jahn, A. — Wyżyna Lubelska (summary: Plateau of Lublin). *Prace Inst. Geogr. PAN*, 1956.
45. Jahn, M., Piasecki, H. — Zjawiska periglacialne na terasach Odry (Periglacial phenomena on the terraces of the upper Odra River). *Czas. Geogr.*, t. 21—22, 1950—51.
46. Kalniet, A. — Zagadnienie genezy i wieku tzw. oczek lodowcowych (Sur la genèse et l'âge géologique de petits lacs du type „Sölle” dans la Plaine Polonaise). *Wiad. Muz. Ziemi*, t. 6, 1952.
47. Kalniet, A. — Międzylodowcowe jeziora kopalne w południowej części Niżu Polskiego (summary: Interglacial fossil lakes in southern part of Polish Lowland). *Acta Geol. Polonica*, vol. 5, 1955.
48. Klatka, T. — Dna dolin pobocznych i terasy zalewowe na mapach geomorfologicznych (résumé: Fonds de vallées collatérales et terrasses d'inondation sur les cartes géomorphologiques). *Przegl. Geogr.*, t. 25, 1953.
49. Klatka, T. — Peryglacialne struktury tundrowe w Tychowie (résumé: Structures périglaciaires de toundra à Tychów). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 1, 1954.
50. Klatka, T. — Suche doliny płaskodenne na przedpolu Łysogór (summary: Flatfloored dry valleys in the foreland of the Łysogóry Mts.). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.
51. Klatka, T. — Pleistoceńskie żyły zmarzlinowe na Górze Skala (résumé: Les filons de glace du Pleistocene au Mont Skala). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 3, 1956.
52. Klatkowa, H. — Niecki korazyjne w okolicach Łodzi (résumé: Niches de corrosion aux environs de Łódź). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 1, 1954.
53. Klatkowa, H. — Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem (résumé: Les formations des versants sur la terrasse de Kamienna près de Wąchock). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.
54. Klimaszewski, M. — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Les Carpates Polonaises d'Ouest au Pleistocene). *Prace Wrocl. Tow. Nauk.*, ser. B nr 7, 1948.
55. Klimaszewski, M. — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (summary: The problems of the Pleistocene in southern Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65, 1952.
56. Klimaszewski, M. — Formy wymarzania pleistoceńskiego w okolicy Krakowa (summary: The forms of the Pleistocene regelation in the Cracow region). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.

57. Klimaszewski, M., Szafer, W., Szafrań, B., Urbański, J. — Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem (summary: The Dryas flora of Krościenko on the river Dunajec). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 24, 1939.
58. Klimaszewski, M., Szafer, W. — Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa (summary: The Pleistocene in Łęki Dolne near Tarnów). *Starumia*, nr 19, Kraków 1946.
59. Krukowski, S. — Paleolit Polski (Paleolith of Poland). *PAU, Encyklopedia Polska*, t. 4, cz. 1, dz. 5, 1939—1948.
60. Krygowski, B. — Ilły warwowe w okolicy Poznania (Zusammenfassung: Die Bändertone in der Umgebung von Poznań). *Badania geogr. n. Polską Płn.-Zach.*, z. 8, Poznań 1934.
61. Krygowski, B. — Profil geologiczny stanowisk interglacialnych w Kaliszu (summary: Geological profile of Interglacial stations at Kalisz). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 68, 1952.
62. Kuźniar, W. — Przyczynki do znajomości geologicznej Wielkiego Księstwa Krakowskiego (Contribution à la connaissance de la géologie de la Grande Principauté de Cracovie). *Sprawozdania Komisji Fizjogr. PAU*, t. 44, Kraków 1910.
63. Łoziński, W. — O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. *Akad. Umiej.*, Kraków 1909.
64. Łoziński, W. — Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bull. Int. Acad. Sci. de Cracovie, Cl. Sci. math. et nat.*, nr 1, Kraków 1909.
65. Łoziński, W. — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *C. R. XI Int. Géol. Congr. Stockholm 1910*, Stockholm 1912.
66. Łoziński, W. — Falserfelder und periglaziale Bodenbildung. *N. Jhb. Min., Geol., Paläont.*, Bd. 71, 1933.
67. Malicki, A. — Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce (summary: The origin and distribution of loess in central and eastern Poland). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 4, 1950.
68. Morawski, J. — Formy zaburzeń mrozowych w osadach wysokiego poziomu akumulacyjnego na przedmieściu Lublina — Tatary (Zusammenfassung: Die Formen der Froststörungen in den hohen Akumulationshorizont der Eiszeitablagerungen in der Lubliner Vorstadt Tatary). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 8, 1954.
69. Mycielska, E., Nowakowska, T. — Asymetria pokryw peryglacialnych w Górzach Izerskich (summary: The asymmetry of periglacial covers in the Izera Mts.). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
70. Okołowicz, W. — Przyczynki do znajomości plejstocenu okolicy Torunia (summary: Contributions to the knowledge of the Pleistocene of the environs of Toruń). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.
71. Okołowicz, W. — Struktury peryglacialne w Grębocinie koło Torunia (résumé: Structures périglaciaires à Grębocin près de Toruń). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
72. Olchowik-Kolasinska, J. — Struktury kongeliflukcyjne w okolicach Łodzi (summary: Congeliflual structures in the region of Łódź). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
73. Passendorfer, E. — O zaburzeniach warstw w profilu dyluwialnym w Głównej pod Poznaniem (en allemand: Über die Schichtenstörungen im Diluvialprofil in Główna bei Poznań). *Rocznik Polsk. Tow. Geol.*, t. 8, 1932.
74. Pierzchałko, Ł. — Gleby kopalne w lessie okolic Bodzechowa (summary: Fossil soils in the loess of the region of Bodzechów). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.

75. Pierzchałko, Ł. — Wstępne obserwacje współczesnych procesów stokowych w Górzach Kaczawskich (summary: Preliminary investigations of present-day slope erosion in Kaczawa Mountains). *Przegl. Geogr.*, t. 26, 1954.
76. Pierzchałko, Ł. — Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej (résumé: Le problème des vallées dissymétriques et le développement de la géomorphologie climatique). *Czas. Geogr.*, t. 25, 1954.
77. Pożaryska, K. — Parę przykładów krioturbacji ze środkowej Polski (summary: Some examples of congeliturbation in middle Poland). *Bulletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
78. Pożaryski, W. — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (summary: The Pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). *Prace Inst. Geol.*, t. 9, 1953.
79. Przemyski, K. — Przyczynek eksperymentalny do wyjaśnienia formy głazów granitowych (Contribution expérimentale à l'explication de la forme de cailloux à facettes). *Przegl. Geogr.*, t. 12, 1932.
80. Rokicki, J. — Lessy i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich (summary: Loess and pelitic deposits of Trzebnica Hills). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65, 1952.
81. Romer, E. — Lekcja geomorfologii na tle krajobrazu Rabki (summary: A lecture on geomorphology on the background of the landscape of Rabka). *Czas. Geogr.*, t. 18, 1948.
82. Sadłowska, A. — Struktury peryglacialne w Napękowie (résumé: Structures périglaciaires à Napęków). *Bulletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
83. Sadłowska, A., Jersak, J. — Struktury peryglacialne w opoce kredowej w Mogilnie (résumé: Structures périglaciaires dans la roche crayeuse de Mogilno). *Bulletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.
84. Sawicki, L. — Sur la stratigraphie du loess en Pologne. *Roczn. Polsk. Tow. Geol.*, t. 8, Kraków 1932.
85. Sawicki, L. — Les conditions climatiques de la période d'accumulation du loess supérieur aux environs de Cracovie. *Sédimentation et Quaternaire*, France, 1949.
86. Sawicki, L. — Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie (résumé: Les conditions climatiques de la période de l'accumulation du loess supérieur aux environs de Cracovie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.
87. Sawicki, L. — Stan badań nad wiekiem człowieka kopalnego w Polsce (summary: Geological age of the fossil man in Poland). *Acta Geol. Polonica*, vol. 3, 1953.
88. Siemiradzki, J. — Beitrag zur Kenntnis des nordischen Diluviums auf der polnisch-lithauischen Ebene. *Jhb. Geol. R. A.*, Bd. 39, 1889.
89. Szajnocha, W. — Powietrze jako czynnik geologiczny (L'air comme agent géologique). *Kosmos*, t. 25, Lwów 1900.
90. Walczak, W. — Wietrzenie piaskowców w Górańskich rumowiskach skalnych (summary: Weathering of sandstone in the rock debris of Gorgany). *Czas. Geogr.*, t. 18, 1947.
91. Walczak, W. — Gleby strukturalne w Karkonoszach (summary: Structural soils in the Karkonosze). *Przegl. Geogr.*, t. 21, 1948.
92. Walczak, W. — Stratygrafia plejstocenu w dolinie Ścinawki Kłodzkiej (summary: Stratigraphy of the Pleistocene in the valley Ścinawka). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 68, 1952.

G. C. Maarleveld *
Wageningen

P A Y S - B A S

SUR LES SÉDIMENTS PÉRIGLACIAIRES EN HOLLANDE: FORMES ET PHÉNOMÈNES

Notre connaissance et nos activités sur ce terrain

Il y a quelque temps un commentaire élaboré a paru accompagnant trois cartes sur lesquelles est indiquée l'extension des phénomènes périglaciaires. Dans cette publication on donnait un aperçu de tout ce qui avait paru sur ce sujet pendant les dix dernières années. Nous voulons le moins possible nous répéter, chose parfois inévitable pour la cohérence du sujet. Aussi ne donnerons-nous que la littérature la plus récente et un aperçu sur l'état des recherches. Nous nous en référons à la publication de Maréchal et Maarleveld (10) pour les idées sur la genèse et pour la littérature déjà paru sur ce sujet.

LES SÉDIMENTS PÉRIGLACIAIRES

Les sables de couverture

Par sables de couverture nous comprenons des sédiments éoliens qui forment une couverture sur d'autres sédiments. La partie inférieure de ces sables montre une alternation distincte de couches sableuses et limoneuses. Le caractère „limoneux” est causé par la présence de matériaux de 50 à 75 mu. Souvent il paraît qu'à côté des éléments de 50 à 75 mu l'on trouve assez de particules de 105 à 150 mu. Quoi qu'il en soit, il faut admettre qu'à plusieurs endroits dans les Pays-Bas et surtout dans le sud du pays, il se trouve du loess comme élément accessoire. Van der Hammen (5) a identifié les sables de couverture possédant des couches de caractère limoneux comme des sables de couverture inférieure, datant du pléniglaciaire du Würm.

Au-dessus de ces sables de couverture inférieure on trouve aussi des sables éoliens. Ces sables possèdent souvent des colliers de gros sables ou de granules tandis que les couches limoneuses manquent

* Géologue du „Stichting voor Bodemkartering” à Wageningen.

la plupart du temps. Les particules de diamètre inférieur à 105 mu s'y trouvent en petit nombre, ceux qui ont un diamètre supérieur à 210 mu sont assez nombreuses. On a donné le nom de sables de couverture supérieurs à ce sédiment dont a déterminé l'âge tardiglaciaire par moyen de l'analyse pollinique.

Dans ces sables de couverture supérieurs on trouve à nombre d'endroits une couche grise contenant de la lignite que Hyszeler (7) a appelé la couche d'Usselo. On a pu établir par moyen de l'analyse pollinique que cette couche date de la phase Alleröd.

Les sables de couverture inférieurs comme les sables de couverture supérieurs sont presque toujours stratifiés horizontalement. Les 70 cm supérieurs des sédiments ont presque toujours perdu la stratification par l'influence des racines de la végétation. Des recherches minéralogiques ont prouvé que la plus grande partie des sables de couverture montre une relation pétrologique avec la province A d'Edelman originaire de Fennoscandia.

Il y a des indices qui montrent que les sables de couverture supérieurs ont été déposés par les vents venant de l'Ouest. Probablement les vents venant du nord-ouest ont joué un rôle important dans la sédimentation des sables de couverture inférieurs ainsi que dans celle du loess.

Outre les sables de couverture du Würm on connaît des sables éoliens du Riss sur lesquels on n'a encore qu'une connaissance restreinte.

Le sable de couverture est encore un objet d'études des collaborateurs du „Stichting voor Bodemkartering” à Wageningen. On se propose d'examiner dans les années à venir plusieurs profils de sables de couverture. M. R. D. Crommelin du „Stichting voor Bodemkartering” fait des recherches sur la composition minéralogique. M. J. I. S. Zonneveld du „Geologische Stichting” à Harlem et M. D. J. G. Nota du Laboratoire géologique à Wageningen ont examiné la composition des sables de couverture d'une partie du Pléistocène inférieur.

Les étudiants du Laboratoire Physico-géographique d'Amsterdam, sous la direction de M. le Professeur P. Bakker, mettent en carte les sables de couverture dans la province de Frise et sous la direction de M. J. D. de Jong du „Geologische Stichting” à Harlem, dans diverses parties du centre et du nord des Pays-Bas.

Melle H. J. Dorsser de l'Institut géographique d'Utrecht vient de terminer des recherches, dont la publication doit paraître sous peu, sur le relief du terrain de sables de couverture dans le Brabant du Nord.

Le loess

On admet assez généralement que le sable de couverture inférieur a été déposé en même temps que le loess würmien.

D'après les études minéralogiques l'association A, déjà nommée, paraît jouer un rôle important auprès des deux sédiments que nous venons de citer.

Le loess rissien a une composition minéralogique qui s'écarte des autres et est apparenté aux sables de couverture rissiens.

Plus de 60% du loess a un maximum de granulométrique supérieur dans la fraction comprise entre 10 et 50 mu. Dans le loess on trouve souvent de fines rides dues probablement à une transportation causée par l'eau de fonte des neiges. Aussi Edelman (2) a-t-il donné à ces sédiments la notion: *nivéo-éolienne*.

L'épaisseur du loess est très variable. Il y a des endroits dans le Limbourg du Sud où l'épaisseur atteint 20 m tandis qu'à d'autres endroits on remarque une absence complète de la couverture de loess. On peut s'attendre à ce que dans un proche avenir de nouvelles données sur l'extension du loess du Riss seront à notre disposition. Ces données pourront surtout être intéressantes en rapport avec l'âge des terrasses.

M. J. M. M. v. d. Broek, „Stichting voor Bodemkartering”, à Wageningen a fait des recherches sur le loess du Limbourg du Sud.

La tourbe et les sédiments dans le fond des lacs

La présence de couches de tourbe dans les sables de couverture est un phénomène connu. On trouve ces sédiments particuliers dans les parties assez basses du terrain. Les sédiments de tourbe peuvent être d'âge différent. La tourbe *Hypnaceae-Cyperaceae* provient du pléniglaciaire. Aussi ces tourbes se trouvent-elles dans des sables de couverture inférieurs et au-dessous. Elles se sont de préférence formées dans des dépressions de terrain comme e. a. dans des lacs, des lits de rivière et de cours d'eau abandonnés. On connaît aussi des tourbes du tardiglaciaire dont elles représentent les périodes froides et les périodes plus chaudes. Nous nous en référerons à v. d. Hammen (5), v. d. Vlerk et Florschütz (15) pour des recherches de tourbes. En Hollande on a un vif intérêt pour ces recherches. Ce sont surtout M. le Professeur Florschütz et ses élèves de l'Université de Leyde qui ont fait et font des recherches sur ce terrain. M. F. P. Jonker de l'Institut Botanique de l'Université d'Utrecht, M. le Professeur Waterbolk et ses élèves de l'Institut Biolo-Archéologique de l'Université de Groningue et M. W. H. Zagwijn du „Geologische Stich-

ting" à Harlem font tous des recherches sur la végétation du climat glaciaire d'un point de vue palynologique. M. Zagwijn a jusqu'ici attaché une attention particulière au développement de la végétation des phases diverses du Pléistocène inférieur qui ont eu un climat périglaciaire. On se sert de la méthode C 14 pour pouvoir établir l'âge absolu des tourbes périglaciaires. C'est M. le Professeur Hl. de Vries du Laboratoire de Physique à Groningue qui s'est chargé de la partie technique.

Pendant la mise en carte par de „Stichting voor Bodemkartering” on trouve souvent des sédiments lacustres qui, témoin leur contenu pollinique, sont formés dans le tardiglaciaire. M. le Professeur F. Florschütz en fait une étude d'analyse pollinique. M. R. D. Crommelin en fait une étude plus générale.

Les sédiments fluviatiles

En conditions périglaciaires durant la période würmienne de vastes sédiments fluviatiles se sont formés.

La partie inférieure de ces sédiments consiste en sable et en gravier. En allant vers la surface les sédiments deviennent en général de plus en plus fins; une couverture de limon de 50 à 150 cm forme la partie supérieure des sédiments. Ces limons doivent s'être formés pendant la période tardiglaciaire. On évalue l'épaisseur totale des dépôts fluviatiles à 10 m environ. M. Pons (11) a construit la courbe de dénivellation de ces sédiments. En se servant de ces données il a également déterminé le niveau de la mer dans ce temps.

Ces sédiments de pléistocène supérieur ont été minutieusement cartographiés, surtout près de la surface, par les collaborateurs du „Stichting voor Bodemkartering” à Wageningen.

Près de quelques crêtes de poussée glaciaire dans le centre des Pays-Bas on trouve des sédiments enrichis en cailloutis, situés en avant des débouchés de grandes vallées d'érosion. A différents endroits on a trouvé dans le sédiment une stratification intercroisée distincte. Il s'en suit de la position des sédiments et encore de la présence de tourbe éomienne dans le sous-sol que les dépôts, sous conditions périglaciaires, doivent être formés par l'eau de fonte des neiges. Comme ces sédiments fluviatiles sont superposés par des sables éoliens du pléniglaciaire, ce sédiment sera déposé pendant le commencement du Würm. V. d. Hammen et Maarleveld (6) lui ont donné le nom de nivéo-fluviatile. On n'a trouvé jusqu'ici les sédiments nivéo-fluviatiles que près des plus grandes crêtes de poussée glaciaire. En bordure des légères élévations du terrain on peut pourtant s'attendre à trouver des sédiments pareils. Pourtant on ne s'en est occupé que très peu jusqu'à présent.

Dans la région loessique on trouve de pareils sédiments nivéo-fluviatiles. Ici encore les sédiments purement éoliens reposent sur le sédiment nivéo-fluviatile.

MORPHOLOGIE PÉRIGLACIAIRE

Le terrain de sables de couverture et de loess

Les sédiments de sables de couverture et de loess inférieurs possèdent un relief à ondulations légères dans lequel parfois on rencontre des dépressions très faibles. Les sables de couverture supérieurs présentent une plus grande différence d'altitude, exprimée surtout par la présence de dos sableux. Dans les Pays-Bas la direction de ces dos est environ est-ouest. Pour autant que l'on sache, ils ne présentent entre eux que de petites différences en largeur et en hauteur. Ce sont les dos datant du Dryas supérieur qui sont le plus clairement reconnaissables.

Ces dos sont les plus étroits et les plus élevés et le matériel en est le plus gros. On les considère comme des dunes longitudinales. Elles ont été formées probablement par les vents de l'Ouest.

A côté de ces dunes on voit des dos en forme de cercle. Nous connaissons un seul type où le dos se trouve à quelque distance d'une crête de poussée glaciaire, formant un cercle gigantesque autour d'une colline.

Il y en a pourtant de bien plus petits. Ces cercles enferment souvent une dépression de terrain remplie de tourbe. On les traitera plus amplement plus loin (p. 80—81).

On a encore insuffisamment étudié la genèse des dos. M. R. D. Crommelin et l'auteur de cet article (collaborateurs au „Stichting voor Bodemkartering” à Wageningen) étudient actuellement cette question.

Sédiments fluviatiles

Dans les sédiments fluviatiles nommées ci-dessus (p. 76), la partie enrichie en gravier et en sable possède nombre de chenaux. Malgré le fait que ce système soit recouvert de limon, on remarque ces nombreux chenaux dans le paysage. Ces chenaux sont un exemple typique de „système divagant de chenaux”.

Les cônes des sédiments nivéo-fluviatiles sont de caractère tout à fait différent. On reconnaît dans le paysage les plus grands d'entre eux à une distance de 3 km. Pourtant dans le terrain ces cônes ne se reconnaissent pas tout de suite. La cause en est dans leur grandeur de surface et en ce que leur image originelle, recouverte de sables de couverture, est effacée.

Vallons secs

Aux Pays-Bas on a cartographié ces vallons. Dans les vallons du Veluwe on distinguait 4 types. On trouve 3 d'entre eux sur les crêtes de poussée glaciaire, ce sont: les vallons faiblement développés, les vallons mieux développés et enfin les vallons très larges en forme d'entonnoir. Cette division est en rapport avec le degré de développement et c'est ainsi que le premier type possède la forme la moins développée de vallon. Aussi la coupe transversale du vallon ne présente-t-elle qu'une dépression très faible. Les vallons d'érosion plus développés ont une coupe transversale qui se rapproche de la forme de l'U ou du V et les versants nord et est des vallons sont la plupart du temps les plus raides. Les vallées en forme d'entonnoir, quoique larges sont courtes. Là, où commence une telle vallée souvent plusieurs vallons plus développés se rencontrent.

Si les vallons des arêtes de poussée glaciaire riches en reliefs sont situés parallèlement à la direction de couches disloquées, ils sont souvent nombreux, étroits et profonds (Teunissen, 14). C'est ce qui les distingue surtout des vallons situés près des parties ayant peu de relief de la crête de poussée glaciaire. Parmi les vallons secs on en trouve beaucoup qui ont une coupe transverse asymétrique. Ces phénomènes sont le plus clairement visibles dans les vallons situés dans la direction nord-sud de telle manière que le versant oriental du vallon soit plus raide que le versant Ouest. M. Teunissen de l'Institut géographique de l'Université d'Utrecht depuis quelques années fait des recherches sur les vallons secs qui bordent la Veluwe et de la crête de poussée glaciaire de Nimègue. Melle H. J. Dorsser a mis en carte les vallons cachés sous le sable de couverture dans l'ouest du Brabant du Nord (voir p. 74). Un autre élève de Mme J. B. L. Hol, Professeur de géographie physique à l'Université d'Utrecht, M. P. v. d. Linden fait une étude sur les vallons secs dans une partie du Limbourg du Sud, que M. J. M. M. v. d. Broek („Stichting voor Bodemkartering“) a mis en carte.

Bande plate formée sous conditions périglaciaires

Sur la Veluwe au Nord d'Apeldoorn se trouve la partie basse et plate d'une crête de poussée glaciaire. Cette partie plate a une longueur, dans la direction nord-sud, d'environ 12 km et une largeur d'un km. Du côté occidental cette partie plate est limitée par des pentes assez raides de la crête tandis qu'au côté oriental de la bande plate la crête de poussée se cache sous les dépôts plus récents. La bande s'est donc

développée comme la marche d'une crête de poussée glaciaire et doit s'être formée durant la première partie du Würm.

La formation de ce terrain plat est étroitement en relation avec la présence de vallée en forme d'entonnoir (voir p. 78). Ces très larges vallées sont situées si près les unes des autres que les versants des vallées se sont rencontrés et c'est ainsi que la bande plate est née.

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DANS UN SENS PLUS RESTREINT

Solifluxion

Des affleurements de dépôts pléistocènes montrent souvent que les couches les plus proches de la surface se déclinent suivant les pentes du terrain. Cette déclinaison a eu lieu sous l'influence de la gravitation et est étroitement en rapport avec la présence d'une couverture de solifluxion. L'épaisseur de cette couverture est minimale la plupart du temps (Schelling, 13) il ne faut cependant pas la sous-estimer surtout dans les vallées en forme d'entonnoir. Le long des versants des collines on rencontre toujours des matériaux de solifluxion. L'épaisseur du dépôt varie beaucoup et dépend de la longueur et de la raideur des versants et en plus elle dépend du caractère des matériaux.

Edelman et Steur (3) ont donné à ces dépôts qui peuvent être mélangés à beaucoup d'éléments éoliens, la notion: nivéo-fluvial. M. J. D. de Jong a fait, il n'y pas longtemps (8) une étude sur la couverture de solifluxion de l'Achemerberg (une crête de poussée glaciaire dans le centre des Pays-Bas). Cette couverture a une surface de blocs. M. de Jong en a conclu qu'à part de solifluxion une déflation des matériaux fins doit avoir eu lieu. Une partie des cailloux ont obtenu, lors de ce procès, la forme de cailloux à facettes. On s'est servi de la méthode, développée par Richter (12) et les mesurages avaient pour résultat que l'axe le plus long des cailloux avait partiellement la même direction que la pente du versant. Jusqu'ici on n'a pas publié en Hollande des données sur l'indice d'émoussé des galets de ces matériaux.

Plications et involutions

Ces sortes de dislocations dans la stratification primitive, souvent accompagnées de petites failles, se présentent essentiellement à des endroits où il y a des matériaux de caractère limoneux ou tourbaire. Souvent ce sont des déformations en forme de poche à côté de laquelle se présente une forme plus ou moins verticale de corps en forme de tuyau, ayant au bas un épaissement de forme pédiatique. Il est possible que cet épaissement se trouve au niveau du pergélisol de ce

temps là. Le plus souvent la couverture dans laquelle ces dislocations se présentent n'a pas plus d'un mètre d'épaisseur et l'on voit ces phénomènes le plus souvent dans les dépôts du Würm. On connaît ces phénomènes du Pléistocène inférieur. M. L. M. J. U. v. Straaten de l'Institut géologique de Groningue en fait une étude spécialisée. M. G. Kortenbouw v. d. Sluys du Musée géologique de Leyde et M. W. H. Zagwijn du „Geologische Stichting” à Harlem ont pour objet d'études de pareilles dislocations dans le Pléistocène inférieur.

Il y a peu de temps M. J. Schelling du „Stichting voor Bodemkartering” à Wageningen, a trouvé un phénomène qui est en rapport avec ces dislocations. Il s'agit ici de corps enrichis de cailloux qui ont une forme elliptique dans un plan horizontal. La plus grande longueur de ces endroits enrichis de cailloux est de 1 m 70, la plus petite de 40 cm. Il était évident, puisqu'il y avait des profils verticaux que ces endroits étaient des charnières supérieures des plis des couches périglacialement disloquées.

Fentes en coin

Ce phénomène, on le voit moins souvent que les dislocations que nous venons de citer. Les fentes cunéiformes peuvent avoir une longueur de plusieurs mètres. Le plus souvent on trouve près de la crevasse une déclinaison descendante des couches, mais on trouve aussi une déclinaison dans le sens contraire. Les fentes en coin se trouvent dans presque tous les dépôts pléistocènes, et selon les dernières données on en trouve également dans des sédiments datant du Dryas supérieur.

Pingo-restant

On a trouvé dans le Nord des Pays-Bas des restants de ces levées de terrain que l'on connaît également sous le nom de hydrolaccolithe (9). Il s'agit de dépressions de terrain entourées de digues naturelles de moraine de fond. La digue repose sur un sédiment datant du Würm moyen. Comme les dépressions du terrain sont comblées de tourbe du tardiglaciaire entier, ces formes de terrain doivent être nées à la fin du Würm moyen. Il est également probable qu'il y a de pingo-restants qui datent d'autres périodes du Würm.

Les digues qui encerclent les dépressions doivent être considérées comme des restants de la pingo-enveloppe, formés sous la pression de la glace. Cette enveloppe doit s'être abaissée pendant le dégel. Dans les cas que nous traitons les pingo-digues se composent de moraine de fond déplacé. On trouve, en outre, des levées de terrain qui sont composées de sables de couverture. Il est possible que dans ce cas la pingo-

enveloppe entière se composait de sables de couverture. Pourtant il arrive que sous la digue de sable de couverture il se trouve une digue de moraine de fond de sorte que le sable de couverture ne forme qu'une enveloppe sur la moraine de fond.

Sous la direction de M. le Professeur J. P. Bakker du Laboratoire Physico-Géographique de l'Université d'Amsterdam, l'on poursuit des recherches sur ces phénomènes. Pendant les travaux dans le terrain on nivelle tous les sondages afin d'obtenir une idée nette du relief du sous-solides sables de couverture. L'auteur de cet article donne son attention aux sédiments circulaires des sables de couverture.

Sols polygonaux striés

Ces phénomènes, on les a rarement trouvés aux Pays-Bas, Florschütz et v. d. Vlerk (4) ont trouvé et décrit un seul exemple dans le centre du pays. Il n'est cependant pas tellement sûr que ce phénomène soit rare. Ces formes sont plus difficiles à constater à cause des couches qui se trouvent au-dessus. Cela explique peut-être le fait que l'on les connaît mal.

Il y a quelque temps, on a trouvé un bel exemple de sols striés près de la crête de poussée glaciaire de Nimègue. Ici les cailloux étaient alignés parallèlement. Sans doute ce phénomène doit se présenter à plus d'un endroit sous la couche qui le couvre.

Cailloux à facettes

On trouve des cailloux à facettes dans tous les sédiments qui contiennent des pierres et qui étaient à la surface pendant la période Würmienne. On les trouve presque toujours dans une couche de base graveleuse. Selon la position de ces cailloux à facettes ils doivent pour une partie avoir été déplacés après la formation des facettes. La couche dans laquelle on trouve les cailloux à facettes intéresse fortement les pédologues, car souvent la couche coïncide avec le profil du sol de l'horizon B.

Bibliographie*

1. Edelman, C. H.—La pétrologie des terrains tertiaires et quaternaires aux Pays-Bas.
La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe. *Soc. Belge de Géol.*, 1947,
p. 45—61.
2. Edelman, C. H. — Niveo-aeolische afzettingen. *Geologie en Mijnbouw.*, 13, 1951,
p. 288—289.

* Pour une bibliographie détaillée voir la publication de Maréchal et Maarleveld (10).

3. Edelman, C. H., Steur, G. G. L. — Over niveo-fluviale afzettingen op de Westelijke Veluwe. *Boor en Spade*, 4, 1951, p. 39—46.
4. Florschütz, F., v. d. Vlerk, I. M. — Les phénomènes glaciaires et leur rapport avec la stratigraphie de l'époque Weichselienne (Würmienne) en Twente. Livret-guide pour l'excursion dans la région „glaciaire” Neerlandaise; organisée par le *Congr. Intern. de Géogr. Amsterdam 1938*, p. 33—46.
5. Hammen, T. v. d. — Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. *Leidsche Geol. Med.*, 17, 1951, p. 71—183. (Diss. Leiden).
6. Hammen, T. v. d., Maarleveld, G. C. — Genesis and dating of the peri-glacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. *Geologie en Mijnbouw*, 14, 1952, p. 47—54.
7. Hyszeler, C. C. W. J. — De oudheidkundige opgravingen in Twente in de laatste jaren. Oudheidkundig Bodemonderzoek in Nederland. *Gedenkboek van Giessen*, Meppel, 1947.
8. Jong, J. D. de — Geologische onderzoeken in de stuwwallen van Oostelijk Nederland. I Archemerberg en Nijverdal. *Med. Geol. Stichting*, 8, 1955, p. 33—58.
9. Maarleveld, G. C., v. d. Toorn, J. C. — Pseudo-Sölle in Noord-Nederland. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 72, 1955, p. 344—360.
10. Maréchal, R., Maarleveld, G. C. — L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et Pays-Bas. *Med. Geol. Stichting*, 8, 1955, p. 77—86.
11. Pons, L. J. — Het Fluviatiele Laagterrass van Rijn en Maas. *Boor en Spade*, 7, 1954, p. 97—110.
12. Richter, K. — Die Bewegungsrichtung des Inlandeises rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. *Zeitschr. f. Geschiebeforsch.*, 8, 1932, p. 62—66.
13. Schelling, J. — Twee studiearteringen op de stuwwallen van de Veluwe. *Boor en Spade*, 6, 1953, p. 113—125.
14. Teunissen, D. — Morfologische problemen aan de Zuidelijke Veluwezoom. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 70, 1953, p. 195—200.
15. Vlerk J. M. v. d., Florschütz, F. — The paleontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. *Verh. Kon. Ned. Ak. v. Wetensch.*, Afd. Natuurk. L-Rk, 20, 2, 1953.

*R. Maréchal **
Gand

B E L G I Q U E

L'ÉTUDE DES PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES EN BELGIQUE

Au cours des glaciations quaternaires la Belgique entière a été soumise à des conditions climatiques typiquement périglaciaires dont l'importance a été primordiale tant en ce qui concerne le dépôt de certaines formations, qu'en ce qui concerne la morphologie du pays.

Vers le milieu et la fin du XIX^e siècle les formations quaternaires ont fait l'objet en Belgique d'importantes études générales, actuellement d'ailleurs pour la plus grande partie périmées. Depuis une vingtaine d'années ces formations ont suscité un renouveau d'intérêt principalement à la lumière des phénomènes observés dans les pays de l'Europe septentrionale.

En outre les levés de la carte des sols, entrepris dès 1947, ont largement contribué à la connaissance des dépôts superficiels en général et des dépôts dus aux conditions périglaciaires en particulier. Toutefois les publications définitives émanant de ce groupe de travail sont encore relativement peu nombreuses.

LES DÉPÔTS D'ORIGINE PÉRIGLACIAIRE

Les dépôts d'origine périglaciaire peuvent être groupés en trois faciès principaux: les dépôts loessiques, couvrant principalement les plateaux ondulés de la Moyenne Belgique, les dépôts sableux de couverture, occupant la majeure partie de la Basse Belgique, et les dépôts de solifluxion, généralement localisés dans les zones à faible couverture quaternaire, notamment sur certaines buttes en Basse Belgique, dans des zones à relief accidenté de Moyenne Belgique et surtout sur le plateau de la Haute Belgique. L'extension de ces dépôts et leur variation en épaisseur figurent sur les cartes des phénomènes périglaciaires publiées récemment par R. Maréchal et G. Maarleveld. Dans ce travail on trouve également des données concernant leur composition granulométrique.

* Laboratoire de Géologie de l'Université de Gand.

Le loess

En Belgique l'origine éolienne du loess a déjà, tout au moins partiellement, été admise par E. Van den Broeck en 1887 et par A. Rutow en 1899. D'autres auteurs, e. a. M. Lohest et Ch. Fraipont, sont d'avis que le loess est formé par ruissellement, tandis qu'en 1901 G. Cornet a démontré son origine allochtone. Un aperçu historique des études concernant le loess figure dans le travail de F. Gullen-tops (21).

En 1943 R. Tavernier attribue au loess une origine éolienne et un âge glaciaire; en 1946 il signale la présence de phénomènes de cryoturbation dans la masse loessique ainsi que l'existence de niveaux altérés ou tout au moins décalcifiés, qui correspondent à une phase d'arrêt ou de ralentissement dans la sédimentation du loess. En 1948, dans un travail concernant l'ensemble du Quaternaire belge, R. Tavernier propose l'échelle stratigraphique suivante pour les dépôts loessiques:

Würm 3 — ergeron supérieur: limon jaune friable, pulvérulent, avec au sommet le profil pédologique postglaciaire et à la base une zone de solifluxion souvent mince;

Würm 2 — ergeron moyen: limon gris feuilletté, avec paléosol au sommet et nappe solifluée à la base;

Würm 1 — ergeron inférieur: limon gris à points noirs, souvent soliflué; fréquemment ce terme manque ou est fortement tronqué.

Des limons plus anciens brun rougeâtre qui se retrouvent localement, pourraient se rapporter à une période pré-Würm, vraisemblablement le Riss.

Cette stratigraphie est basée sur l'étude de coupes et de sondages et tient compte de la présence de paléosols et de zones de solifluxion. La subdivision en trois termes du Würm est basée en premier lieu sur l'existence de trois limons superposés reposant sur des dépôts fluviaires rapportés à l'Eemien (Interglaciaire Riss-Würm) dans les plaines de la Lys et de l'Escaut.

G. Manil publie en 1947, 1950 et 1952 plusieurs coupes dans le loess et arrive à des conclusions stratigraphiques fort comparables à celles de R. Tavernier.

J. De Heinzelin décrit avec une minutie extrême les dépôts loessiques des gisements paléolithiques d'Otrange (10) et de Bonsecours (11); il distingue deux ou trois limons superposés, mais ne se prononce pas concernant leur âge. A Otrange il signale l'existence d'un dépôt de solifluxion recouvrant le loess supérieur.

Se basant sur l'étude de plusieurs coupes de loess (Kesselt, Kessel-Lo, Saffraanberg, Rocourt, Ans), F. Gullentops propose en 1954 une subdivision du Würm en deux termes et attribue un âge rissien aux limons anciens que l'on trouve sur certains plateaux et qui sont surmontés d'un paléosol important. Cet auteur propose l'échelle stratigraphique suivante:

POSTGLACIAIRE		Sol actuel	
WÜRM	BRABANTTIEN		d'origine éolienne (climat froid, sec)
	INTERSTADE	Sol de Kesselt	
	HESBAYEN		d'origine nivéo-éolienne (climat froid, humide)
INTERGLACIARIE		Sol de Rocourt	
RISS	HENNUYEN		

L'auteur base également ses conclusions sur des analyses granulométriques et minéralogiques; il tient compte de la répartition des minéraux lourds selon leur diamètre.

Tandis que d'après R. Tavernier (47) les limons seraient caractérisés par une association nordique voisine de la province X (sensu Edelman), F. Gullentops appartenait les limons supérieurs aux sédiments de la province A, à forte proportion de minéraux nordiques (épidote et hornblende), les variations par rapport à la province A typique étant dues à la finesse du loess (moins de grenats et plus de rutile), mais pouvant laisser supposer une origine commune. Les limons inférieurs présentent selon F. Gullentops la composition typique de la province X. La présence de minéraux volcaniques dans l'horizon voisin de la limite Würm-Riss permet de placer les éruptions volcaniques de l'Eifel vers la fin de l'Interglaciale Riss-Würm. P. Bourguignon respectivement en 1953 et 1955 signale la présence de minéraux volcaniques dans les limons des Hautes Fagnes et de la Gaume. Ces mêmes minéraux se retrouvent d'après R. Tavernier et J. Laruelle dans les alluvions récentes de certains affluents de la Meuse.

L'épaisseur des limons loessiques peut varier très fortement; localement elle atteint une vingtaine de mètres. À certains endroits par contre (p. ex. sur des pentes exposées à l'ouest ou au sud), le dépôt loessique peut faire complètement défaut.

Les sables de couverture

Les sables de couverture ont très longtemps été considérés comme une formation différente du loess, principalement parce que dans le

sud de la région sableuse on trouve fréquemment des sables reposant sur des limons. La découverte de fossiles typiques du loess (*Succinea*, *Pupilla*, *Columella*) dans les sables de couverture par R. Tavernier (44) en de nombreux endroits de la Flandre a mis définitivement fin à cette conception.

Les sables sont subdivisés en dépôts pléniglaciaires et tardiglaciaires.

Les sables pléniglaciaires qui recouvrent de façon subcontinue la Basse Belgique correspondent aux dépôts loessiques de la Moyenne Belgique. La subdivision en trois termes est cependant difficilement reconnaissable, les sables étant généralement enfouis sous la nappe aquifère. R. Tavernier (51) signale l'existence de deux horizons non calcarifères trouvés en profondeur dans la masse des sables et qui pourraient coïncider à un arrêt dans la sédimentation durant deux interstades. Dans la coupe du Canal à Aalter ce même auteur décrit deux niveaux de solifluxion dans les sables de couverture. L'existence d'au moins un niveau interstadiaire vient d'être confirmé sur base d'études paléobotaniques par R. Vanhoorne (étude non publiée).

M. V. Van Straelen, au cours de la session extraordinaire des Sociétés belges de Géologie consacrée en 1946 à l'étude du Quaternaire, propose le terme de nivéo-éolien pour définir l'origine de ces sables.

Les dépôts tardiglaciaires comprennent en premier lieu les sables du Dryas supérieur, localisés en bandes allongées de direction sensiblement ouest-est à travers la Basse Belgique ou en bandes parallèles le long de certaines rivières en Basse ou Moyenne Belgique. Ce dernier dépôt se retrouve loin à l'intérieur de la région loessique, p. ex. le long des vallées de la Lys, de l'Escaut, de la Dendre et de la Haine.

Les sables du Dryas supérieur sont séparés des dépôts pléniglaciaires par un niveau de végétation (horizon tourbeux ou horizon de charbon de bois), qui a été étudié par R. Vanhoorne. L'extension de ce niveau que l'on attribue à la période Alleröd semble assez générale et a été signalée e.a. par G. Scheys dans la région du Hageland, par F. R. Moormann, J. B. Ameryckx et G. T'Jonck dans la région flamande.

Les sables du Dryas inférieur et le niveau Bölling, connus dans les pays nordiques, n'ont pas encore été déterminés avec certitude en Belgique.

Enfin certains sables tardiglaciaires semblent avoir été remaniés par voie éolienne au cours de la période postglaciaire, donnant naissance à une série de dunes continentales, dont l'étude a été effectuée par L. Peeters.

D'après R. Tavernier¹ le caractère local des sables tardiglaciaires d'une part et l'extension générale des dépôts pléniglaciaires sableux et loessiques d'autre part s'explique par une différence de provenance. Les premiers sont des produits de remaniement local, les seconds trouvent leur origine dans les dépôts fluvio-glaciaires accumulés dans le vaste bassin de la Mer du Nord, dont la partie septentrionale était à cette période barrée par la calotte glaciaire qui s'étendait de la Scandinavie à l'Ecosse. La formation d'un exutoire septentrional de la Mer du Nord au cours de la période Alleröd eut pour effet la suppression de cette zone d'apport.

Les dépôts de solifluxion

Les dépôts de solifluxion couvrent la majeure partie de la Haute Belgique, ainsi que certaines zones à mince couverture quaternaire de la Basse et Moyenne Belgique.

Les dépôts de solifluxion se composent d'éléments allochtones et d'éléments locaux remaniés.

En général les limons de solifluxion passent à des limons loessiques relativement homogènes quand leur épaisseur augmente ou quand ils reposent sur des substrats peu propices aux phénomènes de solifluxion p. ex. des argiles d'altération compactes.

Cette dualité dans leur composition est nettement mise en évidence par les études de minéraux lourds de F. Gullentops et de P. Bourguignon et par les très nombreuses analyses granulométriques effectuées dans les laboratoires du Comité pour l'établissement de la carte des sols de la Belgique à Gand (Directeur Prof. L. De Leenheer), Gembloux (Dir. Prof. G. Manil) et Louvain (Dir. Prof. J. Livens) ainsi que par le laboratoire du Centre de Cartographie des Sols à Gand.

Les éléments allochtones peuvent être sableux (en Basse Belgique sur certaines buttes résiduelles tertiaires ou sur le plateau graveleux de Campine) ou limoneux (en Moyenne et Haute Belgique). Dans le premier cas le dépôt de solifluxion est un dépôt sableux (mélange de sable de couverture et de sable tertiaire), argilo-sableux (mélange de sable de couverture et d'argile tertiaire) ou sablo-cailloteux (mélange de sable de couverture et de gravier alluvial ou résiduel); dans le deuxième cas c'est un dépôt sablo-limoneux (mélange de limon et de sable), argilo-limoneux (mélange d'argile et de limon) ou limono-cailloteux (mélange de limon et de gravier ou de roches cohérentes).

La stratigraphie des dépôts de solifluxion est difficile à établir, vu leur faible puissance. Des tentatives de corrélation avec le loess

¹ Communication orale.

ont été effectuées par F. Gullentops, qui serait tenter d'attribuer à certains dépôts de solifluxion un âge brabantien et hesbayen respectivement à la partie supérieure relativement riche en particules loessiques et à la partie inférieure à plus forte proportion d'éléments locaux. R. Tavernier estime qu'une partie importante des dépôts de solifluxion aurait été mise en place durant la période Alleröd. G. Scheys décrit également des dépôts de solifluxion limono-caillouteux d'âge tardiglaciaire e.a. à Spy. Il nous semble qu'à la masse des dépôts de solifluxion qui recouvre la surface topographique d'une manière subcontinue devrait plutôt être attribué un âge pléniglaciaire, c'est-à-dire identique au loess, tandis que certaines formations plus intimement liées à la topographie actuelle, p. ex. situées dans des dépressions et le long de certaines pentes, dateraient de la période tardiglaciaire.

L'épaisseur des dépôts de solifluxion est fort variable. Le plus souvent ces dépôts ont une épaisseur comprise entre 50 et 150 cm; localement ils sont plus importants, p. ex. ainsi que le signale F. Gullentops dans la description de la tranchée de la Vesdre, au pied de certains talus, où ils atteignent l'épaisseur de trois à quatre mètres. Dans la briqueterie de Rome, près de Barvaux-sur-Ourthe, il existe un dépôt stratifié, en partie dû à la solifluxion, en partie au ruissellement, d'une épaisseur d'environ 6 à 8 m. Des gisements analogues ont été décrits par P. De Béthune à Namur et par F. Gullentops à Fosse. G. Scheys signale que les dépôts argilo-sableux de solifluxion d'une épaisseur considérable existent également dans certaines larges dépressions du Hageland.

En des endroits soumis à une forte érosion la couche de solifluxion peut être absente et le soubassement, meuble ou cohérent, peut affleurer. Ces affleurements correspondent en majeure partie aux zones d'où proviennent les éléments remaniés dans les dépôts de solifluxion.

La distinction entre limon loessique et limon de solifluxion est peu nette. Même dans des dépôts loessiques épais et homogènes se retrouvent des horizons de solifluxion, qui se composent en grande partie d'éléments d'origine locale. Certains limons se composent presque entièrement de particules loessiques, mais contiennent cependant à travers toute leur masse une faible proportion d'éléments locaux. Ceci est p. ex. le cas pour les couches limoneuses peu épaisse (de 1 à 2 m) qui se situent en bordure sud de la zone loessique typique (p. ex. dans le Condroz et le Pays de Herve), ainsi que dans certaines zones relativement limoneuses de l'Ardenne et de la Gaume. Cette dualité d'origine de nombreuses formations loessiques avait déjà été mise en évidence par H. Hallez en 1914.

PHÉNOMÈNES MORPHOLOGIQUES DUS À DES CONDITIONS PÉRIGLACIAIRES

L'étude des diverses formations du Pléistocène supérieur a nettement mis en évidence l'importance des phénomènes périglaciaires dans le développement de la morphologie du pays.

Les vallées sèches

Dans certaines régions à substrat perméable et à réseau hydrographique peu dense, telles la Hesbaye (à substrat crayeux) et le Condroz (à substrat calcaire), il existe un système de vallons secs souvent extrêmement bien développé; le drainage de ces régions est essentiellement souterrain; le système de vallons secs n'est actuellement plus fonctionnel et peut être considéré comme formé dans des conditions différentes des conditions actuelles. L'existence de ces vallons semble due à des conditions périglaciaires: le sous-sol gelé ne permettant pas la pénétration en profondeur de l'eau de fonte des neiges, celle-ci devait être évacuée en surface. Après la disposition du tâle, ces vallons ont perdu tout au moins en partie leur fonction dans le drainage.

Ce réseau est dans son ensemble identique pour toutes les régions du pays. Dans les régions à substrat peu perméable ou à substrat aquifère, les ruisseaux actuels ont généralement suivi ce réseau de vallons d'origine périglaciaire.

La densité de ce réseau semble liée à la nature du substrat: sur le plateau crayeux de Hesbaye, les vallons sont grossièrement parallèles, de direction SSW—NNE et distants d'environ 500 à 1000 m. l'un de l'autre. Dans les régions à sous-sol sableux le réseau rappelle plutôt un réseau dendritique fluvial, les tronçons d'aval étant d'ailleurs le plus souvent suivis par des ruisseaux. Sur substrat peu perméable (argile et marne), le réseau devient souvent plus serré; seuls quelques tronçons d'amont très courts restent secs. Enfin sur substrat schisteux, comme p. ex. en Famenne, on trouve localement un réseau extrêmement serré de dépressions sèches ou humides étroites et encaissées.

Dans les zones à substrat composé de roches de nature lithologique différente, les vallons périglaciaires suivent souvent des zones où se trouvent des substrats relativement peu résistants. Ainsi p. ex. dans le Condroz les vallées périglaciaires se trouvent très souvent à la limite des roches calcaires et des roches psammitiques, notamment sur les couches de transition essentiellement schisteuses. Il se peut que dans ce cas les vallons périglaciaires n'ont fait qu'approfondir les dépressions préexistantes. Dans de telles régions les tronçons humides alternent avec des tronçons secs.

L'origine périglaciaire de ces vallons a été démontrée par plusieurs auteurs, e.a. par F. Geukens et R. Tavernier.

D'après F. Geukens ces vallons auraient été formés à la fin de la glaciation würmienne. Dans une étude très fouillée qu'il vient de publier, J. Grimbérieux démontre que la plupart des vallons secs de la Hesbaye ont été creusés après le dépôt du loess par ruissellement sur un substrat rendu imperméable par la gelée.

Nous sommes également enclin à leur attribuer un âge correspondant au début de la période Alleröd. En effet dans des zones à couverture loessique discontinue, ils sont séparés le plus souvent des plaines loessiques confinées sur des replats, ce qui postulerait donc une période d'érosion postérieure au dépôt de la masse des sédiments loessiques. D'autre part, leurs bordures sont souvent occupées par des dépôts de solifluxion que l'on peut vraisemblablement attribuer à la phase atlantique de la période Alleröd, telle que l'a définie G. T'Jonck dans son étude de la plaine de la Lys (voir paragraphe suivant).

Durant la période postglaciaire ces vallons ont subi des modifications relativement importantes. Dans des conditions topographiques relativement calmes, ils ont été partiellement comblés par des colluvions récentes, mises en place après le défrichement de la région. Dans d'autres régions plus accidentées l'érosion récente remontante a recreusé les vallons dont le fond est comblé par des dépôts de solifluxion, formant ainsi des terrasses climatiques telles que les décrit F. Gullentops au ravin de Rouge-Minière.

Les plaines alluviales d'âge tardiglaciaire

En certains endroits du pays il existe des plaines alluviales très vastes à un niveau sensiblement égal ou légèrement supérieur à celui des plaines alluviales actuelles.

Ainsi p. ex. la plaine de la Lys dont la partie septentrionale située en territoire belge a été étudiée par G. T'Jonck, est comblée en majeure partie par des sédiments loessiques d'origine nivéo-fluviale d'âge pléniglaciaire (Würm), sur lesquels reposent des dépôts fluviaires auxquels on a attribué un âge tardiglaciaire. Ces derniers dépôts se subdivisent en deux couches: la couche inférieure, essentiellement graveleuse ou sableuse se retrouve en bandes allongées et semble essentiellement déposée par un système de rivière divagante; la couche supérieure, argilo-limoneuse semble déposée par un fleuve beaucoup plus calme au cours d'une inondation générale de la plaine. La couche inférieure daterait d'une première phase („continentale”) de la période Alleröd, caractérisée par une forte action érosive en dehors des vallées, la couche

supérieure par contre d'une phase plus tempérée („atlantique”), avec phénomènes de solifluxion et de ruissellement intenses. Plus au nord, dans la plaine de la Lys, les sédiments tardiglaciaires sont moins nettement individualisés et sont recouverts de dépôts sableux éoliens datant du Dryas supérieur.

A quelques km au nord de Gand se situe une large plaine alluviale, la vallée du Moervaart, totalement disproportionnée par rapport au petit ruisseau qui la traverse actuellement. On y trouve des dépôts sableux ainsi que des tufs calcaires auxquels, selon l'opinion de F. R. Moormann, chargé de la prospection pédologique de la région, on pourrait également attribuer un âge Alleröd.

Des phénomènes analogues ont été signalés par G. Scheys dans le Hageland et dans la partie septentrionale de la Hesbaye. On y trouve également de très larges vallées alluviales, souvent traversées par de petits ruisseaux, auxquels dans leur forme actuelle on ne pourrait attribuer l'origine de ces plaines alluviales. On y trouve en profondeur des dépôts loessiques nivéo-fluviaux ou des dépôts argilo-sableux de solifluxion d'âge pléniglaciaire, sur lesquels reposent des alluvions limono-sableuses, vraisemblablement d'âge tardiglaciaire. Localement on trouve dans cette région des sables éoliens ou dunaux d'âge Dryas supérieur ou postglaciaire.

Les couches superficielles des sédiments de la Basse Meuse en aval de Liège pourraient dater du tardiglaciaire, de même que les sédiments de certaines larges plaines alluviales de la Haute Belgique (Semois gaumaise, plaines alluviales de la Famenne).

Influence des conditions périglaciaires sur la topographie en général

En Basse Belgique le dépôt des sables de couverture a eu comme résultat une égalisation du relief. Des thalwegs, dont certains profonds de plus de 20 m. ont été entièrement comblés. En certains endroits (p. ex. dans la vallée de l'Escaut au sud de Gand) ce dépôt a donné naissance à une asymétrie des versants due à une accumulation.

Les dépôts éoliens du Dryas supérieur ont déterminé l'existence d'un microrelief typique dans les régions sableuses. Ces dépôts se présentent sous la forme de dos sableux larges de quelques centaines de mètres, longs de plusieurs kilomètres, dominant les parties basses de deux ou trois mètres. Un microrelief analogue a été retrouvé le long des rivières pléistocènes (Escaut et Lys), e.a. par G. T'Jonck, F. R. Moormann et H. Keeris.

En Moyenne Belgique sur les pentes douces exposées au nord et

à l'est des dépôts de solifluxion et les dépôts loessiques ont provoqué un adoucissement de ces pentes, une accumulation asymétrique allant dans ce cas de pair avec une érosion asymétrique. L'asymétrie des versants semble également en majeure partie due à des phénomènes périglaciaires, ainsi que le suggère F. Geukens. J. Grimbérieux qui vient de reprendre l'étude de ce problème, se rallie à la théorie de F. Geukens attribuant ce phénomène à des différences d'insolation et leurs conséquences sur le dégel.

Enfin en Haute Belgique les dépôts de solifluxion ont pour effet un aplatissement du microrelief, ainsi que le montre F. Gullentops, les parties convexes étant soumises à une érosion, les parties concaves étant plus ou moins comblées par des dépôts de solifluxion.

Les terrasses fluviales

Le problème posé par l'origine, l'âge et la morphologie des terrasses, qui en Belgique sont principalement développées dans le bassin de la Meuse, dépasse largement le cadre d'un article consacré aux phénomènes périglaciaires. L'origine des terrasses est encore assez vivement controversée en Belgique. R. Tavernier (44, 45, 51) leur attribue un âge glaciaire, P. Macar est tout au moins pour certains niveaux du même avis, quoique selon cet auteur un âge interglaciaire ne peut être rejeté a priori. D'autres auteurs, e.a. M. A. Lefèvre, attribuent aux terrasses un âge interglaciaire, opinion récemment reprise par F. Gullentops pour la basse terrasse, la terrasse principale et la haute terrasse de la Vesdre. Dans une description de la même basse terrasse de la Vesdre J. Alexandre décrit les rapports entre dépôts fluviatiles et dépôts de solifluxion. Cet auteur semble suggérer que ces dépôts sont pénécontemporains.

LES PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES PROPREMENT DITS

Solifluxion

Par solifluxion on entend un mouvement de masse d'un matériau normalement à l'état boueux reposant sur un substrat relativement rigide; ce mouvement peut avoir lieu le long de pentes très faibles. Les conditions périglaciaires sont extrêmement propices à ces mouvements de masse: le sous-sol gelé en permanence formant le substrat rigide sur lequel peut glisser une couche superficielle gorgée d'eau par suite du dégel durant la période estivale. Ce phénomène se produit d'ailleurs dans les conditions actuelles en période de dégel évidemment à une échelle beaucoup plus réduite. Déjà J. Cornet et P. Fourmarier avaient signalé l'importance des phénomènes de solifluxion.

Un phénomène de solifluxion, connu depuis très longtemps (Stainier) est la „flexion” ou le „fauchage” des têtes de bancs. Ce phénomène s’observe principalement sur des roches cohérentes et est particulièrement bien mis en évidence dans des complexes composés de roches stratifiées de nature lithologique différente ou sur des roches stratifiées dont le degré d’altération varie. A proximité de la surface les bancs s’infléchissent suivant le sens de la pente: on passe de la stratification originelle à une pseudo-stratification parfois visible sur une longueur de plusieurs mètres. Déjà Stainier avait supposé que ces phénomènes étaient dus à l’action du gel et du dégel.

Par contre les dépôts de solifluxion qui ont subi un déplacement important ne présentent pas de stratification nette, les matériaux étant mélangés en une masse plus ou moins uniforme.

Involutions (cryoturbation s.s.)

Les involutions ont été observées dans pratiquement tous les dépôts de surface (à l’exception des dépôts holocènes), aussi bien dans les sables de couverture, dans les loess, dans les dépôts nivéo-fluviaux que dans les dépôts de solifluxion; ils ont été décrits en Belgique e.a. par C. Edelman et R. Tavernier, R. Tavernier et A. Hacquaert.

Ces involutions se localisent dans des horizons d’une épaisseur de quelques décimètres. Elles sont particulièrement bien visibles lorsqu’elles se développent dans des sédiments stratifiés de texture ou de nature différente, p. ex. des linéoles tourbeuses dans une masse sableuse, un horizon grossièrement sableux dans des matériaux limoneux. Les involutions sont souvent plus difficilement reconnaissables dans les dépôts de solifluxion: parfois le seul repère est formé par un horizon relativement caillouteux. Le redressement des cailloux marque alors l’allure de l’involution. Cette allure est assez variable: plissotements de quelques cm ou dm d’amplitude, poches de diamètre variant entre 20 cm et plus d’un m, souvent retrécies dans la partie supérieure.

W. Van Leckwijck et P. Macar ont signalé dans des dépôts plio-pléistocènes des environs de Liège des phénomènes de cryoturbations, dont certains dateraient de glaciations anciennes.

Fentes de gel

Les fentes de gel ont été fréquemment décrites en Belgique (C. Edelman et R. Tavernier, R. Tavernier et A. Hacquaert). Ces derniers auteurs donnent la description d’un réseau de fentes de gel observé au gisement de lignite de Mol; ces fentes parfois profondes de plusieurs mètres sont comblées par du sable de couverture pâle tranchant vive-

ment sur le sable ligniteux brun foncé. Plus récemment P. Macar et W. Van Leckwijck ont décrit dans la région liégeoise des fentes de gel, qu'ils attribuent à la glaciation Riss. J. Alexandre signale des fentes de gel dans le complexe de la basse terrasse de la Vesdre.

On observe fréquemment au milieu des sédiments stratifiés de petites dislocations d'allure verticale de quelque dm de longueur et qui peuvent être interprétées comme étant de petites fentes de gel contemporaines au dépôt. Ce phénomène a été décrit par R. Tavernier dans des sables de couverture et par G. Manil et F. Gullentops dans le loess.

Sols polygonaux et sols striés

R. Tavernier a déjà signalé en 1946 la présence de sols polygonaux et de sols striés en Belgique. F. Gullentops également en décrit plusieurs. Le diamètre des polygones varie d'après les descriptions entre 25 cm et 3 m. Il se peut que certains horizons pédologiques (fragipans ou horizons B texturaux dégradés) dont l'origine n'est pas périglaciaire et qui présentent également des fentes en réseau polygonal, aient été confondus avec des sols polygonaux (G. Smith et R. Tavernier).

Graviers éolisés

Les graviers éolisés sont très fréquents dans certaines zones à faible couverture sableuse ou loessique correspondant à des zones de déflation durant la période pléniglaciaire (C. Edelman et R. Tavernier, R. Tavernier et A. Hacquaert). Les graviers éolisés sont le plus souvent des graviers résiduels (p. ex. sur des buttes tertiaires) ou des graviers de terrasse (plateau de Campine). Dans cette dernière région on trouve régulièrement des cailloux à facettes. On trouve également de cailloux éolisés dans les horizons de solifluxion existant dans la masse des sédiments sableux ou loessiques.

En Haute Belgique les cailloux éolisés sont en général très peu fréquents. A. Cailleux en signale cependant la présence dans le Pays Gaumais.

Coulées pierreuses

En de nombreux endroits de Haute Belgique divers auteurs (P. Fourmarier, A. Pissart, F. Gullentops, C. Van den Berghe) ont signalé l'existence de coulées pierreuses, dont ils prétendent l'origine périglaciaire. F. Gullentops signale d'ailleurs dans la partie inférieure de ces coulées pierreuses la présence de dépôts limoneux nettement allochtones, apparentés aux dépôts loessiques.

Vestiges de pingos

Certaines dépressions plus ou moins circulaires, généralement remplies de tourbe et entourées de petites levées, dont l'origine était attribuée jusqu'à présent à l'action humaine, ont été interprétées lors des levés de la carte des sols en Haute Ardenne par R. Tavernier, R. Maréchal et P. Pahaut comme des vestiges d'hydrolaccolithes (pingos).

Bibliographie

1. Alexandre, J. — Les dépôts de la basse terrasse de la Vesdre à Béthane. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 76, 1953; p. B 169—180.
2. Bourguignon, P. — Associations minéralogiques des limons et argiles des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 77, 1953; p. B 39—60, 2 fig., 1 tabl.
3. Bourguignon, P. — Minéraux volcaniques de l'Eifel dans les limons gaumais. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1955; p. B 173—177, 1 fig.
4. Bourguignon, P., Delecour, F. — Identification de loess en Gaume. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1955; p. B 317—334, 4 fig., 3 tabl.
5. Cailleux, A. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, t. 21, 1942; p. 1—176, 5 pl.
6. Cornet, J. — Note préliminaire sur la composition minéralogique des argiles et des limons. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 28, 1901; p. B 240—244, 1 fig.
7. Cornet, J. — Sur la solifluxion. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 45, 1923; p. B 275—282.
8. Cornet, J. — Leçons de Géologie. Lamertin, Bruxelles 1927.
9. De Béthune, P. — La coupe des Briqueteries de La Plante. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 59, 1951; p. 275—280, 1 fig.
10. De Heinzelin, J. — Stratigraphie du gisement paléolithique d'Otrange sur la base des résultats de la campagne de fouilles de 1948. *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. de Belg.*, t. 26, no 17, Bruxelles 1950.
11. De Heinzelin, J. — Stratigraphie de la sablière Dethy à Bonsecours. *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. de Belg.*, t. 28, no 37, Bruxelles 1952.
12. Dudal, R. — Bijdrage tot de kennis van de gronden op Loessleem in Midden België. *Thèse de doctorat* (texte polycopié), Louvain 1955.
13. Edelman, C., Tavernier, R. — Periglaciaire verschijnselen, meer in het bijzonder in de Antwerpse Kempen. *Natuurwet. Tijdschr.*, t. 22, p. 139—153, 2 fig., 4 pl., Gand 1940.
14. Fourmarier, P. — Observations sur les dépôts supérieurs des sablières du Sart-Tilman. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 42, 1919; p. B 133—140, 2 fig.
15. Fourmarier, P. — Observations sur le cheminement des dépôts superficiels. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 44, 1921; p. B 170—171.
16. Fourmarier, P. — A propos des coulées pierreuses de la Baraque Michel. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 68, 1945; p. B 127—131.
17. Geukens, F. — De asymmetrie der droge dalen van Haspengouw. *Natuurwet. Tijdschr.*, t. 29, p. 13—18, 3 fig., Gand 1947.
18. Grimbéryeu, J. — Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1955; p. B 267—284, 4 fig.

19. Gullentops, F. — Quelques dépôts d'éboulis ordonnés. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 61, 1952; p. 124—130, 4 fig.
20. Gullentops, F. — Découverte en Ardenne de minéraux volcaniques de l'Eifel. *Bull. Acad. Roy. de Belg.*, t. 38, 1952; p. 736—740.
21. Gullentops, F. — Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 26, 1954; p. 125—252, 23 fig., 18 pl.
22. Hallez, H. — Deuxième note sur les limons supérieurs de la vallée de la Haine. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 28, 1914; p. 67—76.
23. Keeris, H. — Bijdrage tot de studie van de Morphologie van de Vallei van de Opper-Schelde. *Thèse de licence* (texte dactylographié), Gand 1952.
24. Lefèvre, M. A. — La Basse Meuse. Étude de Morphologie fluviale. *Soc. Belge d'Etudes Géogr.*, t. 4, p. 163—273, t. 5, p. 130—201, Louvain 1934—1935.
25. Lohest, M., Fraipont, Ch. — Les limons hesbayens de la Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Mém. in 4°, 1911—12, p. 31—52, 5 fig., Liège 1912.
26. Macar, P. — Les terrasses fluviales et la Haute Belgique au Quaternaire. Prodrome d'une description géologique de la Belgique, p. 591—606, Liège 1954.
27. Macar, P., van Leckwijck, W. — Phénomènes de cryoturbation, dont certains rapportés au Quaternaire inférieur, affectant les dépôts dits „Onx” de la région liégeoise. *Bull. Acad. Roy. de Belg.*, 5° sér., t. 35, 1949; p. 70—81, 1 fig.
28. Macar, P., van Leckwijck, W. — Compte rendu de l'excursion du 20 mars 1949, consacrée à l'étude de phénomènes périglaciaires dans la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 72, 1949; p.B 203—205.
29. Manil, G. — Les limons belges. Premier aperçu. *Congr. Centenaire A. I. Lg., Sec. Géol.*, p. 265—276, Liège 1947.
30. Manil, G. — Le Quaternaire des environs de Gembloux. La tranchée de Mazy. *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. 58, 1950; p. 139—152, 3 fig., 1 pl.
31. Manil, G. — Quelques considérations générales sur la stratigraphie Quaternaire et la pédogenèse à propos de la description de trois coupes de loess. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 75, 1952; p. B 153—166, 3 fig.
32. Maréchal, R. — Bijdrage tot de kennis der oppervlakkige Lagen in de Condrusische Ardennen. *Natuurwet. Tijdschr.*, t. 37, p. 3—55, 10 fig., 1 carte, Gand 1955.
33. Maréchal, R., Maarleveld, G. — L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. *Medd. Geol. Sticht.*, N. ser., no 8, p. 77—86, 3 cartes, Haarlem 1955.
34. Pécrot, A., Avril, P. — Les sols ardennais. *Bull. Inst. Agronom. et Stat. Recher. Gembloux*, t. 22, no 1—2, p. 52—75, 9 fig., 5 photos, Bruxelles 1954.
35. Peeters, L. — Les dunes continentales de la Belgique. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 52, 1943; p. 51—61, 1 fig.
36. Pissart, A. — Les coulées pierreuses du plateau des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 76, 1954; p. B 203—219, 4 fig.
37. Rutoot, A. — Comparaison du Quaternaire de la Belgique au Glaciaire de l'Europe Centrale. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 13, 1899; p. 307—321.
38. Scheyns, G. — Bijdrage tot de kennis van de Hagelandse bodems en hun productiecapaciteit. *Thèse de doctorat* (texte polycopié), Louvain 1955.
39. Scheyns, G. — Bodenkunde en Praehistorie. *Agricultura*, t. 3, 2e sér., no 4, p. 493—501, 1 tabl., Louvain 1955.
40. Smith, G. D., Tavernier, R. — Phénomènes pseudo-périglaciaires d'origine pédologique (résumé). *Actes du IV^e Congr. INQUA*, Rome 1954.

41. Stainier, X. — Flexion par le froid des têtes de bancs sur les pentes. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 16, 1889; p. 82—84.
42. Stockmans, F. — Présence de *Pinus montana* dans la tourbe d'Aalter (Belgique). *Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg.*, t. 21, no 20, 1945.
43. Stockmans, F. — Introduction à l'étude botanique du Quaternaire en Belgique. *La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe* (1946), p. 248—265, Bruxelles 1947.
44. Tavernier, R. — Geologische excursie naar Aalter op Zondag 2 Augustus 1942. *Biolog. Jaarb. „Dodonaea”*, t. 10, p. 185—192, 1 fig., 1 photo, Anvers 1943.
45. Tavernier, R. — De kwartaire afzettingen van België. *Natuurwet. Tijdschr.*, t. 25, p. 121—137, Gand 1943.
46. Tavernier, R. — Phénomènes périglaciaires en Belgique. *Bull. Soc. Belge Etudes Géogr.*, t. 16, 1944—1945, p. 112—138, 6 pl.
47. Tavernier, R. — L'évolution du Bas Escaut au Pléistocène supérieur. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 55, 1946; p. 106—125, 5 fig., 3 tabl.
48. Tavernier, R. — Aperçu sur la pétrologie des terrains post-paléozoïques de la Belgique. *La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe* (1946); p. 69—901, 1 fig., Bruxelles 1947.
49. Tavernier, R. — Note sur le Pléistocène récent de la Belgique. *La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe* (1946); p. 311—317, 2 fig., Bruxelles 1947.
50. Tavernier, R. — Compte rendu. Excursion conduite par A. Hacquaert et R. Tavernier. *La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe* (1946); p. 452—478, 7 fig., 4 pl., Bruxelles 1947.
51. Tavernier, R. — Les formations Quaternaires de la Belgique, en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 57, 1948; p. 609—641.
52. Tavernier, R. — Compte rendu de l'excursion du 5 novembre 1949 aux travaux de creusement du „Sifferdok” à Gand. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 58, 1950; p. 383—388.
53. Tavernier, R. — Le Quaternaire. Prodrome d'une description géologique de la Belgique, p. 555—589, 2 fig., 3 tabl., Liège 1954.
54. Tavernier, R., Hacquaert, A. — Kryoturbate verschijnselen in Oost-Vlaanderen. *Natuurwet. Tijdschr.*, t. 22, p. 153—158, 1 fig., Gand 1940.
55. Tavernier, R., Laruelle, J. — Bijdrage tot de petrologie van de recente afzettingen van het Ardeense Maasbekken. *Natuurwet. Tijdschr.*, t. 34, p. 81—89, Gand 1953
56. T'Jonck, G. — Bijdrage tot de kennis van de vlakte van de Leie te Ploegsteert. *Natuurwet. Tijdschr.*, t. 35, p. 97—101, 1 fig., Gand 1954.
57. Van den Berghe, C. — Les éboulis rocheux de Bande. *Les Naturalistes Belges*, t. 32, p. 12—17, Bruxelles 1951.
58. Van den Broeck, E. — Note préliminaire sur l'origine probable du limon hesbayen ou limon non stratifié homogène. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 1, 1887; p. P. V. 151—159.
59. Van den Broeck, E. — A propos de l'origine éoliennes de certains limons Quaternaires. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 2, 1888; p. P. V. 188—192.
60. Vanhoorne, R. — Découverte d'une plante arctique, *Salix Herbacea* L., dans le Quaternaire belge. *Bull. Inst. Sc. Nat. de Belg.*, t. 25, no 44, Bruxelles 1949.
61. Vanhoorne, R. — Découverte d'une flore dans les sables limoneux en Flandre (Belgique). *Résumés Comm. du 1^{re} Congr. Intern. Quaternaire*, Pisa 1953.

62. Vanhoorne, R. — L'oscillation d'Alleröd en Belgique. *Volume Jubilaire Victor Van Straelen*, t. 1, p. 139—147, 1 pl. hors-texte, Bruxelles 1954.
63. Van Leckwijck, W., Macar, P. — Phénomènes pseudo-tectoniques, la plupart d'origine périglaciaire dans les dépôts sablo-graveleux dits „Onx” et les terrasses fluviales de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 73, 1949; p. M 3—78, 10 fig., 6 pl.
64. Van Leckwijck, W., Macar, P. — Nouvelles observations sur des phénomènes périglaciaires dans la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 75, 1951; p. B 49—72, 1 fig., 2 pl.

E. A. FitzPatrick *

Aberdeen

GRANDE BRETAGNE

PROGRESS REPORT ON THE OBSERVATIONS OF PERIGLACIAL PHENOMENA IN THE BRITISH ISLES

INTRODUCTION

Observing and recording periglacial phenomena in the British Isles has been somewhat onesided. For many years now, *Head* deposits have been recognised, mapped and interpreted as being due to periglacial conditions. On the other hand, until recently only sporadic attention has been given to many other and interesting phenomena which can be attributed to periglacial conditions. It seems correct to say that many observations must have been made and recorded in the note books of many field workers but far too little detailed work has been published. It is only within the last two decades and particularly within the last decade that field workers in many branches of the natural sciences have become aware of the widespread distribution of these phenomena and have fully realised their importance in elucidating the Pleistocene chronology of the British Isles. Workers are also beginning to appreciate the effects which periglacial conditions have had in moulding much of the landscape.

This report is an attempt to make a list of the observations which have been made up to the present.

It has been decided to omit any discussion on the various theories on the mode of formation of the phenomena. Many authors have offered explanations, but a consideration of these would serve no useful purpose.

Where an author has reviewed some of the work already carried out, his work is given as a main reference, thus reducing considerably the number of references, many of which may only be of minor importance.

* Department of Soil Science, The University of Aberdeen

In many instances periglacial phenomena have been reported and either not interpreted as such or in the opinion of the author interpreted incorrectly. At no time has any reinterpretation of the work of others been attempted, although at times there has been a great temptation to do this. Only phenomena which have been reported and interpreted as being due to periglacial conditions are therefore included here.

It has been decided that the observations of these phenomena are best presented in table-form giving the nature of the phenomena, its locality and reference to the work in which it appears.

For convenience, the phenomena has been divided into two groups: a. those of a fossil nature produced under much colder conditions than those prevailing at the present time; and b. those formed under contemporary cold conditions of the higher altitudes. This is to a certain extent an arbitrary division as no hard and fast line can be drawn between the two, but it seems to be a useful division for the purpose of this report.

It may also be noted that some of the individual groups given in these tables are frequently all classified under the general term *solifluction* many authors having used this term to cover a wide variety of phenomena produced under periglacial conditions, whereas when it was originally introduced by Andersson (2) it referred only to the mass movement of saturated surface soil.

In addition to the presentation in table-form, it has been considered necessary to give a short discussion on some of the more important work dealing with these phenomena.

DISCUSSION

Head deposits produced by solifluction have been recognised for many years as a separate and distinct formation. Indeed one of the earliest descriptions of a head deposit was made by Borlase (7) but it was not until much later that De la Beche (13) introduced the term *head*. It is not the intention here to review all the work carried out on this type of deposit for it has been studied in some detail in this country. An historical account of the work done is given by Dines et. al. (16) in a most excellent paper.

The occurrence of head deposits (16) are particularly noticeable outside the southern limits of glaciation but they do occur less frequently within glaciated regions. These authors have shown that many of the structureless deposits derived from local materials and given a variety of names in fact are head deposits.

Dines et. al. (16) state that „Head occurs in abundance in valley bottoms and on the lower slopes of hillsides in those parts of West Yorkshire which escaped invasion by ice during the later stages of the Newer Drift period. Outside the usually accepted limits of the Newer Drift in the West Midlands, sheet like accumulations of local debris are known both within and beyond the conjectured limits of the Older Ice Sheet Over parts of West Dorset, South Somerset and West Devon, Head forms the dominant and characteristic drift. Several examples of head may be found in the tract of country that includes the North Downs and the Lower Greensand ridge extending east and west from Sevenoaks”.

Crampton et. al. (12) in describing the post glacial rock disintegration of the mountain plateau of Caithness made a very important observation regarding the distribution of the size of the rock fragments. They stated that the rock debris consists of larger fragments near the rock exposure and at the highest points of the summits covering the ridges, and becomes progressively finer towards the rounded shoulders overlooking the flanks of the hills. This clearly demonstrates how the rock becomes more and more comminuted by the action of frost both before and during the downward movement caused by solifluction. In north-east Sutherland, Thompson (58) has noticed that quartz breaks up more readily than does gneiss under the forces of melting and freezing.

The widespread occurrence of head in the British Isles as compared with marked presence of loess on the continent of Europe is considered by Zeuner (70) to be due to the more oceanic climatic conditions in these islands.

Arkell (3) in his book „The Geology of Oxford” gives a very comprehensive account of the periglacial phenomena found in that region. These phenomena include various types of head deposits with solifluction effects, wind blown sands, brickearths and frost cracks. This is indeed a very important contribution to our knowledge.

Most people at present engaged in work on periglacial phenomena now accept the idea that much of the British Isles must have had perennially frozen ground at some time in the past but until recently no attempt was made to prove its existence. Workers have merely assumed that phenomena in this country similar to those produced under Arctic conditions where perennially frozen ground exists, must have been evident when similar conditions prevailed here. FitzPatrick (21) has demonstrated that some soil structures found in some of the soils of Scotland could only have been produced under conditions of permafrost.

His conclusions are supported by personal observations in Spitsbergen and by laboratory experiments.

The direct result of the melting of permafrost, together with the production of large scale mass movement, has been reported by Kellaway and Taylor (35) and by Shotton and Wilcockson (49) in most interesting papers; while Wooldridge (67) has reported certain large scale mass movements in the country around Fenhurst in Sussex.

So far very few papers have appeared dealing with fossil frost wedges, but there are two which are worthy of special mention because of the considerable amount of detail contained in them. The first is that by Paterson (44) and the second by Dimbleby (15) who must be commended for an outstanding investigation.

Recently a few detailed observations have been carried out on phenomena which are considered to be contemporary formations due to periglacial activity. The greater part of this work has been carried out in the English Lake district by Hollingworth (33) and Hay (28, 29, 30, 31, 32). Their works represent the most outstanding contribution to our knowledge of these phenomena. More recently in Scotland, Miller et. al (42) have made a detailed report of some surface patterns on high ground in the south west of Scotland.

The ecological work of Watt and Jones (61) and Metcalfe (41) must be mentioned. These workers have considered the vegetation pattern and distribution in relation to surface soil structures in the Cairngorm mountains in Scotland.

From the work listed above on contemporary formations and from the numerous individual observations which have been made (some listed in Table II below) it seems true to say that most of the ground in the British Isles above 2000 feet and some below that height is at present subjected to conditions which might be considered periglacial, with the production of associated surface patterns.

In concluding I would like to apologise to any author whose work has been inadvertently overlooked in compiling this list of observations.

ACKNOWLEDGEMENTS

I should like to express my indebtedness to all my colleagues who responded so kindly to my circular requesting information about unpublished observations. I should also like to thank Dr.W.T.H. Williamson for reading the manuscript.

Table I
FOSSIL PHENOMENA

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
A. ASYMMETRIC VALLEYS I. England		
1) Older valleys tend to have steeper north-facing than south-facing slopes	East Midlands	Kellaway and Taylor 1953
B. CRYOTURBATION I. England		
1) Widespread occurrences of cryoturbation in the Wadhurst Clay	The area between East Grinstead and Haywards Heath, Sussex	Taylor 1955
2) Cryoturbation in the Ashdown Sand	River Medway near Forest Row, Sussex	Taylor 1955
3) Contortions in high lying gravels	Portland, Dorset	Chatwin 1948
4) Contortions in chalky boulder clay	Cambridgeshire	Chatwin 1954
5) Disturbed nature of gravels	Between Mickleton and the Frome valley	Professor Wills see Tomlinson 1941
6) Small pockets in unevenly-bedded gravel. In plan these pockets form a polygonal to circular pattern and the pebbles around the cores are upended	The Traveller's Rest Pit, north west of Cambridge off the Huntingdon Road, Cambridgeshire	Paterson 1940
7) Contortions in gravels	Kidderminster Terrace at Yate's Pit, Kidderminster, Worcestershire	Wills 1938
8) Do. do.	Droitwich, Worcestershire	do.
9) Do. do.	Battlesfield, Wombourne	do.
10) Do. do.	Hams Hall Terrace, near Coleshill, Warwickshire	Shotton 1954
11) Contorted taele gravels	Ilford Brickearths	King and Oakley 1936
II. Ireland		
1) Involutions in layered silty clay deposited in a former glacial lake	Belfast	Stephens 1955
2) Contorted clay layers, incipient involutions and a frost wedge in a sandy clay horizon set between calcareous gravels	Benderg Bay, cliff sections, near Killard Point, County Down	Stephens and Syng 1955
3) Contorted sandy layers forming involutions	Killough cliff section, County Down	Stephens and Syng 1955

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
4) Involutions in sandy-clay sediments exposed in cliff and gravel pit sections	Coastal area of County Down between Mullartown Point and Carlingford Lough	Stephens 1955
5) Involutions in sands with clay seams, below Late-glacial gravels at approximately 30 feet O. D.	A few miles N.E. of Londonderry	Stephens 1955
6) Convolutions III. Scotland	Glenasmole Co. Dublin	Synge 1955
1) Strangely twisted lenses of sand and gravel in head	Tullos-Middleton area, Aberdeen	Simpson 1949
2) Involutions	Garral burn and Roehill, Banffshire	Galloway 1955
C. FOSSIL STONE POLYGONS I. England		
1) No definite information	Breckland, Norfolk	Watt 1955
II. Scotland		
1) In water deposited outwash	Bay of Nigg, Aberdeen	Synge 1955
2) In gravel terrace	Ythan estuary close to the mouth of the Burn of Fovie, Aberdeenshire	Synge 1955
D. FOSSIL STONE STRIPES I. England		
1) Broad stripes	Breckland, Norfolk	Watt 1955
2) Broad stripes (very good example)	Thetford Heath, Norfolk	Watt 1955
E. FROST SHATTERED ROCKS I. England		
1) Chalk shattered to a depth of 15 feet; below boulder clay	Bury St. Edmunds, Norfolk	Baden-Powell 1950
2) Many examples of disrupted rock below boulder clay	Northern Britain	Baden-Powell 1950
II. Scotland		
1) Frost shattered gravels	Logie three miles north of Stonehaven	Synge 1955
G. FROST WEDGES I. England		
1) Wedge no longer visible	Near Whittlesey, Fenland	Chatwin 1954

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
2) Wedge with breadth/depth ratio 12/33	The Traveller's Rest Pit, North West of Cambridge off the Huntingdon Road Cambridgeshire	Paterson 1940
3) Frost wedges with breadth/depth ratio of 15/30, arranged in a polygonal surface pattern of tundra size	Flat gradually dipping plateau; Cleveland and Tabular Hills, Yorkshire	Dimbleby 1952
4) Two frost wedges	Middle Wharfe Valley, Yorkshire	Pullan 1954
5) Ice wedges	Thames valley region	King and Oakley 1936
6) Frost cracks	Oxford	Arkell 1947
II. Ireland		
1) Frost wedge in morainic gravels	Ardglass, County Down	Stephens and Synge 1955
III. Scotland		
1) Some frost wedges in sand and gravel pits	North east of Waddingburn, i.e. about 5 miles S.S.E. of Edinburgh	Common 1955
2) Some frost wedges	Oatslie pit, 1 mile S.W. of Roslin, Midlothian	Galloway 1955
3) One small wedge in fluvioglacial gravels	Inglesmaldie, Kincardineshire. In outwash gravels of the Glenesk Glacier near Edzell Aerodrome	Synge 1955
4) Fossil wedge	About one mile south of Rhynie, Aberdeenshire	Synge 1955
5) Do. do.	At Durris beside mile stone 11 on the South Deeside Road, Kincardineshire	Synge 1955
6) Do. do.	Maryculter, Kincardineshire	Synge 1955
7) Do. do.	South of Bilston, Midlothian, in a gravel pit	Anderson 1940
8) Do. do.	Gravel pit at Ruthven, Aberdeenshire	Galloway 1955
9) Fossil wedge	In small kame between Rhynie and Lumsden, Aberdeenshire	Galloway 1955

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
H. MASS MOVEMENTS		
I. England		
1) The lower Tunbridge Wells Sandstone have suffered mass movement both by cambering and by rotational slip. In some cases the cambers pass imperceptibly down-slope into loose solifluction rubble	West-Central Weald, Sussex	Taylor 1955
2) Angular head overlying preglacial raised beach and covered by boulder clay	Porth Clais, St. Davids, Pembrokeshire	Leach 1911
3) Head deposits; taele-gravels and screelike unstratified masses of limestone debris	a) Isbourne valley from Winchcombe to Eavesham and from Bredon Hill to the Carrant Brook b) Around Cheltenham through Gloucester to beyond the Frome valley c) Vale of Ilchester, Somerset d) Cotswold scarp	Kellaway and Welch 1948
4) Pleistocene breccias	Weston-Clevedon district	Kellaway and Welch 1948
5) Head deposits-coombe rock and brickearths	Portland, Dorset	Chatwin 1948
6) Spreads of gravel attributed to solifluction	Lower part of chalk escarpment, Cambridgeshire	Chatwin 1954
7) Head, clay-with-flints	Higher part of chalk Downs more particularly North Downs	Edmunds 1954
8) Head, angular chert drift	Higher ground of the lower greensand hills of Surrey and Kent	Edmunds 1954
9) Head, coombe deposits up to 80 ft. thick, disposed in irregular layers whose inclination decreases from about 30° to 5°	Southern slopes of the Southern Downs. Cliff section between Brighton and Eastbourne, Sussex	Edmunds 1954
10) Head; brickearths. This material may first have been transported by wind and then subjected to solifluction because of the wind faceted pebbles associated with it	East Kent and Surrey	Edmunds 1954

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
11) Head outside the limits of the Newer Drift	The Pennines	Edwards and Trotter 1954
12) Stone rivers	The Pennines	Edwards and Trotter 1954
13) Angular Jurassic gravels in the form of fandeltas	Between Mickleton and the Frome Valley	Tomlinson 1941
14) Cryoplanation	East Midlands	Kellaway and Taylor 1953
15) Rotational slip and cambering	Hythe Bed escarpment Western Weald, Sussex	Wooldridge 1950
16) Solifluction deposit	Barrington, Cambridgeshire	Sparks 1952
17) Coombe rock (head)	Portsmouth district, Hampshire	Palmer and Cooke 1923
18) Frost breccia, 20 to 30 ft. thick at its base	Dove-Manifold Limestone region, N. Staffordshire and West Derbyshire	Warwick 1955
19) Frost gravels in caves	do.	do.
20) Solifluction debris	Derbyshire and N.E. Staffordshire	do.
21) Solifluction debris in almost all of the old swallets	Mendip Hills	do.
22) Small scale cambering and one land-slip	Middle Wharfe Valley, Yorkshire	Pullan 1954
23) Boulder fields	do.	do.
24) Head overlying deposits on periglacial raised beach	Southern Britain	Wright 1911
25) Solifluction deposit	Cotswold Sub-edge plain	Tomlinson 1941
26) Large scale mass movement	North-east of Wentworth Castle	Shotton and Wilcockson 1951
27) Trail with festooning	Thames valley region	King and Oakley 1936
28) Solifluction because of the presence of permafrost leading to the formation of coombe rock and taele gravels	Thames valley region	King and Oakley 1936
29) Taele gravels	Severn valley area	Wills 1938
30) Trail (head)	Vale of St. Albans	Wooldridge 1938

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
31) Altiplanation terraces	Holdstone Down, Devon	Guilcher 1950
32) Head deposits with solifluction deposits	Oxford	Arkell 1947
33) Great boulder scree	Ullswater area Cumbria	Hay 1937
34) „Bound-down” solifluction	Sutton Park near Birmingham	Warwick 1955
II. Ireland		
1) Solifluction deposits on hillsides	Deer's Meadow, Morne, Mts. County Down	Stephens 1955
2) Scree mantling the cliff sections and valley sides	Antrim plateau	do.
3) Solifluction causing an accumulation of immense masses of stony debris	Mountain ranges in the region of Killarney and Kenmare	Wright et. al. 1927
4) Head or severely frost shattered rock	Hewth Head on its south side between Bottle Quay and Drumleck Point near Dublin	Synge 1955
5) Do. do.	On south side of Bray Head	Synge 1955
6) Do. do.	At the Long Hill	Synge 1955
7) Head	In and around Cork	Lamplugh et al. 1905
III. Scotland		
1) Head with pebbles much cracked and shattered. Also some resorting of the constituents so as to segregate the coarse from the fine fragments which may be polygons or stripes	The Nigg Bay, South Cliff Aberdeen	Simpson 1949
2) Head with unidentified structures	Tullos-Middleton area, Aberdeen	Simpson 1949
3) Indications of buried block field	Tinto Hill, Lanarkshire	Miller et. al. 1954
4) Head	Inverkeithny, Banffshire	Galloway 1955
5) Head	Glens of Foudland, Aberdeenshire	Galloway 1955
6) Block-fields	Summit of Mulderie, Banffshire. N.W. slope of Janeston Wood, Aberdeenshire	Galloway 1955

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
7) Solifluction hollow (<i>Dellen</i>)	Ardemanoch farm, Banffshire	Galloway 1955
8) Irregular terracing suggests altiplanation benches hidden by peat	North slope of the Balloch Banffshire	Galloway 1955
IV. Wales		
1) Head	Gower, Glamorgan	George 1932
2) Solifluction gravels	Upper Darent Valley	Gossling 1940
3) Head	Cardiganshire	Williams 1927
4) Solifluction deposits	All around the South-West coast	Groom 1955
I. PERMAFROST		
I. England		
1) Valley bulges, sags and cambering; wants; bulges with carinate and dia-peric folds. Linear gulls	East Midlands	Kellaway and Taylor 1953
II. Scotland		
1) Soil profile features; laminar structure, sheathing of stones and boulders with fine material and spheroidal and vesicular pores	Widespread throughout North-Eastern Scotland and occurring in the low ground on the West of Scotland	FitzPatrick 1957?
J. TOPOGRAPHICAL FORMATIONS		
I. England		
1) Rounding of the old sea cliff	Southern Britain	Wright 1911
II. Scotland		
1) Smooth slopes	Glen Aven (Feughside), Glen Moye (off lower Glen Clova) and Glen Damff in Angus	Synge 1955
K. TORS		
I. England		
1) Tors of various types formed in grits	Middle Wharfe Valley Yorkshire	Pullan 1954
II. Scotland		
1) High cairn on the summit may represent the ultimate stage of decay of a natural tor	Tinto Hill, Lanarkshire	Miller et. al. 1954
2) Incipient tor formation	Clash of Wirren, Angus	Synge 1955

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
3) Well developed rugged tors	Valley of the Burn of Craig the Buck and the Bin, Aberdeenshire	Galloway 1955
L. UNUSUAL AND MISCELLANEOUS		
I. England		
1) Pebbles near the surface in many gravels stand on end	No locality given, presumably central and Southern Britain	Deeley 1911
2) Shore boulders	Ullswater area, Cumbria	Hay 1937
II. Scotland		
1) A slope (40°) corrugated from top to bottom, the ridges of scree material being five to ten feet high. Vegetation cover was continuous, and there was no evidence of stream action in the furrows. All the boulder blocks on the surface stood upon the summit of the ridges, none in the furrows	The steep slope from the col in An Teallach between the Biden a' Glas Thuill and Sgurr Fiona down to Loch Toll an Lochain, Wester Ross	Macpherson 1955
M. WIND ACTION		
I. England		
1) Faceted pebbles	Around Littleshall and Droitwich, Worcestershire	Edmunds and Oakley 1947
2) Sand blasted stones	Midlands	Raw 1934
3) Wind faceted pebbles associated with brickearth	Sporadic on the higher ground of the Lower greensand outcrop in Surrey	Edmunds 1954
4) Wind-etched stones	The Pennines, near Manchester and Pendleton and over wide areas of Yorkshire and the East Midlands south of the Escrick moraine	Edwards and Trotter 1954
•		
5) Pavement of wind-etched stones	Near Pontefract, Yorkshire	Edwards and Trotter 1954
6) Loessic deposit	Between Erith and Swalecliffe, Kent	Burchell 1954—55
7) Possible loess deposit	Clevedon	Greenly 1922
8) Brickearths possibly loess	Thames valley region	King and Oakley 1936

Table I (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
9) Possible loess	Vale of St. Albans, Hertfordshire	Wooldridge 1938
10) Wind blown sands and brickearths	Oxford	Arkell 1947
11) Loess	Durham coast	Trenchmann 1919
II. Scotland		
1) Loess-like deposit	Collieston	Syngé 1955

Table II

CONTEMPORARY FORMATIONS

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
I. England		
1) Small stone polygons less than 2 feet across	Widespread on the higher ground of the Lower Palaeozoic rocks of the northern part of the Lake District	Hollingworth 1934
2) Stone stripes	do.	do.
3) Mud-flows or slips	do.	do.
4) Terrace and fan-like debris with many forms and many turf patterns	do.	do.
5) Felsenmère	Lake District	Hay 1942
6) Uniform size of stones on the surface	do.	do.
7) Subdued relief	do.	Hay 1942 & 1944
8) Stone stripes	do.	Hay 1936, 1942 & 1943
9) Garlands	do.	Hay 1942
10) Small terraces	do.	Hay 1937 & 1942
11) Gliding blocks	do.	do.
12) Stabilized stone stripes	do.	Hay 1937
13) Solifluction scree	do.	do.
14) Small cleft surrounding stones <i>ausgefrorener Stein</i> of Högbom	do.	do.
15) Turf patterns	do.	do.

Table II (cont.)

Nature of Phenomenon	Locality	Reference
II. Scotland		
1) Plateau frost debris occurring over 1000 feet	Widespread in Northern Highlands	Peach et. al. 1912
2) Small solifluction terraces	do.	do.
3) Angular head passing gradually into glacial drift. The lower part of this head is now fossilized	do.	do.
4) Plateau frost debris	Widespread in Western Highlands	Peach et. al. 1913
5) Small solifluction terraces	do.	do.
6) Plateau frost debris passing gradually into glacial drift. The lower part of this head is now fossilized	do.	do.
7) Stone polygons groups of closely packed tilted stones similar to the polygons and arcs of the Arctic	Eastern side of Loch Lomond	Gregory 1930
8) Solifluction terraces and frost debris	The high ground in the region of Ben Nevis and Glencoe	Bailey 1916
9) Stone polygons	Just under the summit of Ben Iadain (1873 ft.) Morvern Argyllshire	Simpson 1932
10) Stone stripes	Tinto Hill, Lanarkshire	Miller et. al. 1954
11) Do. do.	On the Col N.E. of Ben Macdhui, Cairngorm Mountains	Baird 1955
12) Inverted garlands	Tinto Hill, Lanarkshire	Miller et. al. 1954
13) Oriented stones	do.	do.
14) Frost shattered rock forming an irregular cover	High ground in Cairngorm Mts.	Watt and Jones 1948
15) Widespread solifluction terraces varying much in size and shape	do.	Watt and Jones 1948, See also Metcalfe 1950
16) Large solifluction terraces with banks 4 ft. high	The Castles (Caisteal Ab-hail) in Arran	Watt and Jones 1948
17) Solifluction terraces	High ground of Caithness	Crampton et. al 1914
18) Very fine, thread like stripes on the tops of the solifluction terraces	High ground in the Cairngorm Mts.	FitzPatrick and Synge 1955

References

1. Anderson, J. G. C. — Glacial drifts near Roslin, Midlothian. *Geol. Mag.*, vol. 77, 1940; pp. 470—473.
2. Andersson, J. G. — Solifluction, a component of subaerial denudation. *Jour. Geol.*, vol. 14, 1906; pp. 91—112.
3. Arkell, W. J. — The geology of Oxford. Oxford at the Clarendon Press, 1947.
4. Baden — Powell, D. F. W. — Pleistocene deep weathering. *Nature*, vol. 165, 1950; pp. 488.
5. Bailey, E. B., Maufe, H. B. with contributions by C. T. Clough, J. S. Grant Wilson, G. W. Graham, H. Kyanston and W. B. Wright, — The geology of Ben Nevis and Glencoe. *Memoirs of the Geological Survey Scotland*, 1916.
6. Baird, P. D. — Private communication, 1955.
7. Borlase, W. — The natural history of Cornwall. Oxford 1758.
8. Burchell, J. P. T. — Loess depositis in the Fifty-foot Terrace Post-Dating the Main Coombe Rock of Baker's Hole, Northfleet, Kent. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 65, 1954—55; pp. 256—261.
9. Chatwin, C. P. — The Hampshire Basin and adjoining areas. British Regional Geol. H. M. S. O., 1948.
10. Chatwin, C. P. — East Anglia and adjoining areas. British Regional Geol. H. M. S. O., 1954 (third edition).
11. Common, R. — Private communication, 1955.
12. Crampton, C. B., Carruthers, R. G. with contributions by J. Horne, B. N. Peach, J. S. Fleet, E. M. Anderson — The geology of Caithness. *Memoirs of the Geological Survey Scotland*, 1914.
13. De la Beche, Sir H. T. — Report on the geology of Cornwall, Devon and West Somerset. *Memoirs of the Geological Survey*, 1839.
14. Deeley, R. H. — Land-ice hypothesis. *Geol. Mag.*, vol. 8, 1911; pp. 332—334.
15. Dimbleby, G. W. — Pleistocene ice wedges in North-east Yorkshire. *Jour. Soil Sci.*, vol. 3, 1952; pp. 1—19.
16. Dines, H. G., Hollingworth, S. E., Edwards, W., Buchan, S., Welch, F. B. A. — The mapping of head deposits. *Geol. Mag.*, vol. 77, 1940; pp. 198—226.
17. Edmunds, F. H., Oakley, K. P. — The Central England District. British Regional Geol. London H. M. S. O., 1947.
18. Edmunds, F. H. — The Wealden District. British Regional Geol. H. M. S. O., 1954 (third edition).
19. Edwards, W., Trotter, F. M. — The Pennines and adjacent areas. (third edition) based on previous editions by D. A. Wray. British Regional Geol. H. M. S. O., 1954.
20. FitzPatrick, E. A., Syngue, F. M. — Private communication, 1955.
21. FitzPatrick, E. A. — An indurated layer produced by permafrost. *Jour. Soil Sci.*, (in press).
22. Galloway, R. W. — Private communication, 1955.
23. George, T. N. — The Quaternary beaches of Gower. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 43, 1932; pp. 291—324.
24. Gossling, F. — A contribution to the Pleistocene history of the Upper Dart Valley. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 51, 1940; pp. 311—340.
25. Greenly, E. — An aeolian Pleistocene deposit at Clevedon. *Geol. Mag.*, vol. 59, 1922; pp. 365—376, 414—421.
26. Gregory, J. W. — Stone polygons beside Loch Lomond. *Geol. Jour.*, vol. 76, 1930; pp. 415—418.

27. Groom, G. E. — Private communication, 1955.
28. Hay, T. — Stone stripes. *Geogr. Jour.*, vol. 87, 1936; pp. 47—50.
29. Hay, T. — Physiographic notes on the Ullswater Area. *Geogr. Jour.*, vol. 90, 1937; pp. 426—445.
30. Hay, T. — Physiographic notes from Lakeland. *Geogr. Jour.*, vol. 100, 1942; pp. 165—173.
31. Hay, T. — Notes on glacial erosion and stone stripes. *Geogr. Jour.*, vol. 102, 1943; pp. 13—20.
32. Hay, T. — Mountain form in Lakeland. *Geogr. Jour.*, vol. 103, 1944; pp. 263—271.
33. Hollingworth, S. E. — Some solifluction phenomena in the northern part of the Lake District. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 45, 1934; pp. 167—188.
34. Kellaway, G. A., Welch, F. B. A. — Bristol and the Gloucester District. British Regional Geol., London, H. M. S. O. 1948, (second edition).
35. Kellaway, G. A., Taylor, J. H. — Early stages in the physiographic evolution of a portion of the East Midlands. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 108, 1953; pp. 343—375.
36. King, W. B. R., Oakley, K. P. — The Pleistocene succession in the lower part of the Thames Valley. *Proc. Pre. Hist. Soc.*, new ser., vol. 11, 1936; pp. 52—76.
37. Kirk, W. — Private communication, 1955.
38. Lamplugh, G. W., Kilroe, J. R., Henry, A. M., Seymour, H. J., Wright, W. B., Muff, H. B. — The geology of the country around Cork and Cork Harbour. *Mem. Geol. Survey Ireland*, 1905.
39. Leach, A. L. — On the relation of the glacial drift to the raised beach near Porth Clais, St. Davids. *Geol. Mag.*, vol. 8, 1911; pp. 462—466.
40. MacPherson, A. G. — Private communication, 1955.
41. Metcalfe, G. — The ecology of the Cairngorms. Part II. The Mountain Callunetum. *Jour. Ecol.*, vol. 38, 1950; pp. 46—74.
42. Miller, R., Common, R., Galloway, R. W. — Stone stripes and other surface features of Tinto Hill. *Geogr. Jour.*, vol. 120, 1954; pp. 216—219.
43. Palmer, L. S., Cooke, J. H. — The Pleistocene deposits of the Portsmouth District and their relation to Man. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 34, 1923; pp. 253—282.
44. Pateerson, T. T. — The effects of frost action and solifluction around Baffin Bay and in the Cambridge District. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 96, 1940; pp. 90—130.
45. Peach, B. N., Gunn, W., Clough, C. T., Hixman, L. W., Crampton, C. B., Anderson, E. M. — The geology of Ben Wyvis, Cairn Chuinneagh, Inchbrae and the surrounding country, including Garve, Evanston, Alnes and Kincardine. *Mem. Geol. Survey Scotland*, 1912.
46. Peach, B. N., Horne, J., Gunn, W., Clough, C. T., Greenly, E., with contributions by Hixman, L. W., Pocock, T. I., Crampton, C. B., and petrological notes by Teall, J. J. H. — The geology of the Fannich Mountains and the country around upper Loch Maree and Strath Broom. *Mem. Geol. Survey Scotland* H. M. S. O., 1913.
47. Pullan, R. A. — The geomorphology of Mid-Wharfdale with special reference to periglaciation. *Geogr. Dept. Library, the University of Birmingham*, no 287, 1954 (unpublished thesis for the Degree of Master of Science).
48. Raw, F. — Triassic and Pleistocene surfaces on some Leicestershire igneous rocks. *Geol. Mag.*, vol. 71, 1934; pp. 23—31.

49. Shotton, F. W., Wilcockson, W. H. — Superficial valley folds in an opencast working of the Barnsley Coal. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, vol. 28, 1951; pp. 102—111.
50. Shotton, F. W. — The geology around Hams Hill near Coleshill, Warwickshire. *Proc. Coventry & District Nat. Hist. & Sci. Soc.*, vol. 2, 1954; pp. 237—244.
51. Simpson, J. B. — Stone polygons on Scottish Mountains. *Scott. Geogr. Mag.*, vol. 48, 1932; pp. 37—38.
52. Simpson, S. — The glacial deposits of Tullos and the Bay of Nigg, Aberdeen. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, vol. 61, 1949; pp. 687—698.
53. Sparks, B. W. — Notes on some Pleistocene sections at Barrington, Cambridgeshire. *Geol. Mag.*, vol. 89, 1952; pp. 163—174.
54. Stephens, N. — Private communication, 1955.
55. Stephens, N., Synge, F. M. — Private communication, 1955.
56. Synge, F. M. — Private communication, 1955.
57. Taylor, J. H. — Private communication, 1955.
58. Thompson, H. R. — Some corries of North-West Sutherland. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 61, 1950; pp. 145—155.
59. Tomlinson, M. E. — Pleistocene gravels of the Costwold Sub-edge Plain from Mickleton to the Frome Valley. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 96, 1941; pp. 385—421.
60. Trenchmann, C. T. — On a deposit of interglacial loess and some transported preglacial freshwater clays on the Durham Coast. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 75, 1919; pp. 173—203.
61. Watt, A. S., Jones, E. W. — The ecology of the Cairngorms, Part I: The environment and the altitudinal zonation of the vegetation. *Jour. Ecol.*, vol. 36, 1950; pp. 283—304.
62. Watt, A. S. — Stone stripes in Breckland, Norfolk. *Geol. Mag.*, vol. 92, 1955; pp. 173—174.
63. Warwick, G. T. — Private communication, 1955.
64. Williams, K. E. — The glacial drifts of Western Cardiganshire. *Geol. Mag.*, vol. 64, 1927; pp. 205—227.
65. Wills, L. J. — The Pleistocene development of the Severn from Bridgnorth to the sea. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 94, 1938; pp. 164—242.
66. Wooldridge, S. W. — The glaciation of the London Basin and the evolution of the lower Thames drainage system. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 94, 1938; pp. 627—667.
67. Wooldridge, S. W. — Some features in the structure and geomorphology of the country around Fenhurst, Sussex. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 61, 1950; pp. 165—190.
68. Wright, W. B. — On a Preglacial shoreline in the Western Isles of Scotland. *Geol. Mag.*, vol. 8, 1911; pp. 97—109.
69. Wright, W. B., Cole, G. A. J., Hallissy, T. — The geology of Killarney and Kenmare. *Mem. Geol. Survey Ireland*, 1927.
70. Zeuner, F. E. — The Pleistocene period, its climate, chronology and faunal successions. London 1945.

*Jean Tricart **
Strasbourg

F R A N C E

Un rapport spécial (50) ayant été consacré à l'inventaire des divers phénomènes périglaciaires observés en France, le présent travail sera limité à l'exposé des progrès méthodologiques, des nouvelles connaissances acquises dans l'étude des processus et à la discussion de quelques problèmes de datation.

PROGRÈS DES MÉTHODES

Conditions générales des recherches

L'étude des phénomènes périglaciaires s'est considérablement développée au cours des dernières années en France. Elle a, naturellement, porté surtout sur les actions quaternaires, à peu près partout présentes dans notre pays. La principale direction des recherches a été l'établissement d'un inventaire, qui, d'ores et déjà, est relativement complet. Il a permis de remplacer l'unique carte des manifestations périglaciaires quaternaires présentée au congrès de Washington par trois cartes différentes portant l'une sur le Wurm, une autre sur le Riss présumé, la troisième sur le Quaternaire ancien. Cette dernière, comme il se doit, est la moins fournie. Mais la carte des actions périglaciaires récentes (Wurm) commence d'être très détaillée. Peu de blancs y persistent. De nombreux auteurs, spécialistes ou débutants, ont signalé des phénomènes périglaciaires dans les régions les plus variées de France. Les progrès de cet inventaire ont permis de tenter des reconstitutions climatiques régionales, notamment de préciser les limites altitudinales et l'extension maximum vers le S de diverses catégories de phénomènes. D'une manière générale, les manifestations du froid quaternaire s'étendent nettement plus loin vers le Sud que ne l'ont admis, sur la foi de données insuffisantes, les auteurs des premières synthèses à l'échelle de l'Europe, notamment J. Büdel (14).

Cet inventaire est effectué principalement par des géomorphologues appartenant à presque toutes les universités, mais aussi par des géologues spécialisés, dont certains appartiennent au Service de la

* Secrétaire de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire, Institut de Géographie, Université de Strasbourg.

Carte Géologique. De la sorte, les manifestations périglaciaires quaternaires commencent de figurer sur les cartes géologiques à grande échelle. Tel est le cas, par exemple, de la feuille Saintes au 1/80000, nouvelle édition, due à A. Cailleux. Malheureusement, le rythme très lent de publication des nouvelles feuilles du 1/50000 freine les progrès dans cette voie.

Fait nouveau et d'un très grand intérêt, les pédologues s'intéressent également de plus en plus aux actions périglaciaires quaternaires qui ont eu, effectivement, une très grande importance pour la pédogenèse. Ils concourent à apporter des observations nouvelles, notamment sur les processus.

Enfin, d'importantes observations ont été faites, presque toutes sur des phénomènes actuels, dans les régions polaires, où les Français ont recommencé à travailler depuis la guerre. La part principale revient aux Expéditions Polaires Françaises, dirigées par P. E. Victor, qui disposent d'une section de sciences naturelles, animée par A. Cailleux. C'est dans leur cadre qu'ont travaillé P. Bout, M. Boyé, A. Cailleux, J. Malaurie, G. Taylor. Leurs recherches ont porté sur l'W du Groënland (région de l'Ata Sund) et l'Islande. Elles ont été orientées d'une part vers la rédaction de monographies régionales, de l'autre vers la publication de travaux généraux, comme la „Cryopédologie” de A. Cailleux et G. Taylor (18). Le principal effort a porté vers l'analyse des processus en vue, notamment, d'expliquer les phénomènes quaternaires observés en France. D'autres chercheurs français ont également travaillé dans l'Arctique, comme J. Corbel (Laponie, Spitzberg). Une expédition du C.N.R.S. a consacré deux étés à l'Islande (1953 et 1954), avec, comme géomorphologues, P. Bout, J. Corbel, M. Derruau, C. P. Peguy. Ses observations n'ont pas encore été publiées. Elles paraîtront dans la revue Noroïs.

La confrontation des phénomènes actuels des régions froides et des actions périglaciaires quaternaires, indispensable aux progrès de nos connaissances, a été aussi grandement facilitée par une meilleure utilisation des travaux soviétiques. Le principal obstacle, celui de la langue, a été partiellement surmonté par l'organisation d'un service de traductions, le C.E.D.P.¹ qui dépend du C.N.R.S.². Il a été ainsi possible, notamment, de tenir compte des observations faites sur les réseaux de polygone de toundra dans le Nord de la Sibérie pour expliquer certains systèmes de fentes en coin quaternaires (M. Ters, 39).

¹ Centre d'Etude et de Documentation Paléontologique, 3, pl. Walhubert, Paris V.

² Centre National de la Recherche Scientifique.

Cependant, il reste encore à faire de grands progrès pour une amélioration de la coopération scientifique internationale. Pour un pays qui, comme la France, ne dispose guère de territoires polaires où étudier les phénomènes actuels, la question revêt une importance primordiale.

Une grave insuffisance réside dans l'absence d'organisations permettant un contact permanent entre chercheurs s'intéressant aux phénomènes périglaciaires. Il n'existe, en effet, en France, aucune section de l'I.N.Q.U.A., aucun congrès national des géographes. De la sorte, les occasions de discussion sont rares, fortuites, toujours limitées à certaines catégories de spécialistes. Deux seulement se sont produites pour la question qui nous intéresse: un colloque du C.N.R.S., tenu à Lyon en octobre 1952 et qui avait pour thème „Quaternaire et morphologie”; la XXXVI^e Excursion interuniversitaire, en Champagne et en Lorraine, dirigée par A. Guilcher et J. Tricart (25). Mais aucune de ces deux manifestations, de par leur nature même, n'a pu rassembler la majorité des spécialistes. Les débats très vifs du colloque du C.N.R.S. ont cependant montré l'intérêt qu'auraient de telles réunions. Il serait indispensable qu'un organisme, Association de Géographes Français ou Comité National de Géographie, crée une commission d'étude des phénomènes périglaciaires, avec colloque et discussions sur le terrain. Le progrès de nos travaux serait grandement facilité.

Etude de problèmes particuliers

Dans quatre domaines particulièrement, des recherches intéressantes par leurs aspects méthodologiques ont été menées en France depuis quelques années: mensurations sur le terrain, étude des caractéristiques lithologiques du matériel périglaciaire, analyses morphométriques, études expérimentales.

Mensurations sur le terrain. Des mensurations systématiques de vitesse ont été entreprises sur des phénomènes périglaciaires actuels au Chambeyron, par A. Michaud (30) sous la direction d'A. Cailleux (31). Ce massif des Alpes du Sud montre des formes très variées, vers 2600—3000 m. d'altitude. Ont été marqués en vue de préciser leur dynamique: des sols polygonaux, des coulées de blocailles, des sols striés, des éboulis ordonnés, un glacier rocheux, des sols en gradins, un dallage nival. La méthode appliquée est aussi simple que possible: combinaison de marques de peinture sur des blocs et galets, et de plaquettes d'aluminium; repérage précis de points de prise de vue photographiques. Une couleur différente a été utilisée à chaque visite, en principe tous les deux ans. Seuls des résultats préliminaires ont été publiés (J. Michaud, 30). Ils portent sur les deux premières années.

Etude des caractéristiques lithologiques du matériel périglaciaire. Il s'agit de déterminer avec le maximum de précision les caractéristiques lithologiques du matériel périglaciaire et de les mettre en rapport avec les processus afin de pouvoir interpréter les formes douteuses ou préciser les reconstitutions paléogéographiques. Les principaux efforts dans ce sens ont été faits par J. Tricart puis M. Ters.

Les travaux de J. Tricart ont porté principalement sur les formations grossières, à galets. C'est le matériel calcaire qui s'est révélé le plus apte à des diagnostics précis. Les fragments détachés par le gel ont une forme caractéristique, avec des cupules résultant du détachement d'éclats, observés depuis assez longtemps par les préhistoriens. On peut parfois observer des fentes incomplètes, qui n'affectent qu'une partie du fragment et qui témoignent d'un effet de coin de la glace, avec pression progressive. Seules les pressions tectoniques donnent des fentes de ce genre. Sauf dans le cas d'une microstratification particulièrement nette, les calcaires ne donnent pas, sous l'effet de la gélivation, des fragments très aplatis. Les médianes de l'indice d'A. Cailleux sont de l'ordre de 1,7—2,2. C'est au cours du transport que l'aplatissement s'accroît, essentiellement dans le fond des vallées, aujourd'hui sèches, qui sont un trait de modélisé périglaciaire typique des plateaux calcaires. Les valeurs atteignent alors rapidement 3—4, parfois même 5. Les fragments se transforment en palets aplatis, subanguleux, de dessin géométrique, polis en surface, aussi bien sur les faces concaves que sur les faces convexes. Ils sont parfois très fragiles et leur reprise actuelle par les eaux se traduit par un concassage qui diminue leur aplatissement. Cette grève calcaire est un matériel alluvial-périglaciaire typique, très répandu dans la France du Nord, des Charentes à la Normandie et à la Lorraine. On le trouve aussi au pied de certains massifs préalpins. Il résulte d'une fragmentation par le gel dans l'eau et caractérise des vallons où l'écoulement cessait totalement en hiver par prise complète en glace et où les crues estivales se faisaient sur un fond de lit resté gelé, comme J. Malaurie (27) l'a décrit au Groenland. Ce processus explique d'ailleurs une particularité de disposition. Le grand axe de ces palets de la grève calcaire est en forte majorité parallèle au sens de l'écoulement, ce qui ne se produit jamais dans les formations fluviatiles ordinaires et n'apparaît que sous l'effet d'un glissement des particules sur la glace de fond. Ce mode de transport explique d'ailleurs aussi la granulométrie relativement grossière de ce matériel et son indépendance vis-à-vis du débit présumé (aucune relation entre la granulométrie de la grève et la

surface des bassins), de même que la tendance dans de telles vallées à l'existence d'une pente constante, différente du profil concave habituel. Contre-épreuve: ces caractères manquent dans le matériel des rivières à régime torrentiel, par exemple, les rivières relativement importantes des Alpes du Sud et de la région méditerranéenne, où les alluvions torrentielles périglaciaires ont un émoussé beaucoup plus élevé, un aplatissement plus faible (2,2 à 3), une disposition fluviatile normale. Ces critères sont donc valables pour les régions de climat périglaciaire rude: ils n'apparaissent qu'en altitude dans les Alpes du Sud.

Mme M. Ters (39) a récemment publié une étude détaillée des terrasses de la Vie qui contient des analyses granulométriques et pétrographiques du matériel, et des recherches sur l'éolisation des grains de sable. Ce travail est un véritable modèle de méthode et des études de ce genre seraient souhaitables sur les différentes rivières françaises. L'auteur a pu reconstituer avec précision les différentes phases de l'accumulation: d'abord, mélange d'apports de solifluxion et d'éléments fins dus au ruissellement, puis triage fluviatile beaucoup plus poussé avec ralentissement des apports latéraux, retour, enfin à une sédimentation grossière mal triée. La fraction argileuse provient non des schistes locaux, mais de l'altération des feldspaths et des schistes cristallins de la haute vallée comme le montre l'analyse thermique différentielle.

Divers travaux généraux contiennent des indications sur les caractéristiques du matériel des formations périglaciaires, en vue de faciliter leur identification. Tel est le cas de la „Cryopédologie” de A. Cailleux et G. Taylor (18) et du „Modèle Périglaciaire” de J. Tricart (41).

Analyses morphométriques. A condition de porter sur un milieu suffisamment homogène et d'être confrontées sans cesse avec l'étude de la morphogenèse, les analyses morphométriques peuvent apporter une contribution précieuse à la connaissance des phénomènes périglaciaires.

Des recherches systématiques ont été faites dans ce sens, en Artois, par A. Gloriod et J. Tricart (22). Elles montrent l'existence d'un seuil de l'asymétrie, qui n'apparaît que lorsque l'encaissement de la vallée par rapport aux croupes voisines dépasse 7—8 m., et lorsque la pente des versants dépasse 2—3°. L'asymétrie atteint des valeurs maximums pour les vallons de 2 à 3 km de long, sans trace d'écoulement fluviatile. L'influence de l'orientation est prédominante: dans 93% des cas, le versant raide est exposé au NW, à l'W ou au SW; dans 39% des cas, l'axe de la vallée est orienté N 40 grades E. Il n'a pas été trouvé d'asymétrie première au sens de H. Poser, les vallées à versant W raide étant influencées par la tectonique. L'asymétrie est ici antérieure

au dépôt des loess et semble résulter d'une solifluxion, accrue sur les versants sous le vent du fait de l'accumulation de congères de neige entretenant l'humidité tard au cours du printemps, peut être combinée à une différence d'intensité dans l'insolation.

Etudes expérimentales. Des recherches systématiques ont été entreprises depuis 1950 au Laboratoire de l'Institut de Géographie de l'Université de Strasbourg (L.I.G.U.S.) sous la direction de J. Tricart. Plus récemment, des travaux analogues, limités aux sols polygonaux, ont été poursuivis à Lyon par J. Corbel.

Les travaux de J. Tricart (47, 51) ont porté principalement sur la désagrégation des roches par le gel. Un exposé détaillé en a été donné dans le *Bulletyn Peryglacjalny* (51). Ils ont confirmé que, seule, la gélivation à l'état humide était efficace. Elle l'est d'autant plus que l'eau peut mieux pénétrer dans l'échantillon par capillarité pendant le gel: un échantillon à demi immergé gélive plus intensément qu'un échantillon noyé dans du loess humide. Les modalités climatiques ont également leur importance: le comportement des diverses roches n'est pas le même sous un climat à faible amplitude thermique comme celui de l'Islande et sous un climat à forts contrastes, comme celui de la Sibérie. Des recherches plus poussées sont en cours sur cette question. Il y a lieu de distinguer deux aspects dans la gélivation: la vitesse globale de désagrégation et la granulométrie des débris fournis. J. Tricart distingue ainsi la macrogélivation qui exploite la texture de la roche, joints de stratification et diaclases, et libère des fragments grossiers, et la microgélivation, qui est sans rapport apparent avec la texture et fournit des fragments de petite dimension, notamment du limon. La confrontation de ces résultats de laboratoire et des observations de terrain amène l'auteur à formuler une théorie du façonnement des versants périglaciaires: la vitesse de leur recul est fonction de la vitesse globale de désagrégation, leur pente de la granulométrie des produits de gélivation. De la sorte, on peut avoir des versants raides qui reculent vite, donnant des vallées en auges: c'est le cas du Grès Vosgien, qui fournit beaucoup de débris, mais pratiquement pas de limon, de sorte que les versants initialement assez raides ont été façonnés par le processus des éboulis de gravité. Inversement, on peut avoir des versants qui ont reculé vite, mais en s'adoucissant, c'est-à-dire en pivotant par rapport à leur pied: on observe le phénomène dans la craie champenoise. Vitesse de recul des versants et raideur des pentes sont des faits relativement indépendants. Pour chaque roche, la granulométrie des débris autorise la réalisation d'une certaine pente qui, dans les régions suffisamment évoluées, se retrouve

sous la forme d'un maximum de la courbe de fréquence de la valeur des pentes.

On a également réalisé, à Strasbourg, la première solifluxion de versant artificielle, sur une pente de 16°, dont le pied était bloqué (cas d'un ennoyage alluvial). Une cinquantaine d'alternances de température entre -30 et +10° a provoqué une translation en masse et des mouvements différentiels qui ont modifié le profil de la pente. De rectiligne, ce dernier est devenu concavo-convexe. Des pierres ont progressé de 1 à 3 cm par rapport à leur matrice. Dans des alternances de lehm et de sable, de petites cryoturbations sont apparues. Les successions de gel et dégel ont également fait apparaître des modifications de texture : lehms et limons, compacts à l'origine, ont pris une disposition feuilletée avec apparition de nombreux petits trous occupés par des bulles d'air, analogues aux aspects observés maintes fois dans les mollisols naturels. Bien que le matériel ait eu, au dégel, une consistance boueuse très fluide, des fentes y sont apparues, dont le réseau est ensuite resté constant jusqu'à la fin de l'expérience. Les conditions excluent une origine par dessication. A la partie supérieure des pentes, le lehm, labouré en surface par les aiguilles de glace, est très sensible à l'action éolienne.

Ces expériences ont permis de poser le problème méthodologique de la réduction des temps et des échelles.

J. Corbel (20) a réalisé des sols polygonaux artificiels ce qui lui a permis d'arriver à des conceptions en grande partie nouvelles sur la genèse de ce type de formes. Il ne peut être question de faire intervenir la théorie de la convection, qui offre tout au plus une analogie. Gels et dégels répétés expliquent l'allure pressée des pierres sur les bords des polygones et le passage des cercles aux polygones lorsque les figures sont contiguës. Ils n'expliqueraient pas la formation des figures elles-mêmes et seraient incapables de déplacer des pierres de 10 à 50 kg. Nous devons cependant remarquer que nous avons vu, près de Vienne en Dauphiné, des piprakes soulever des pierres de 6 kg. Peut-être faut-il faire intervenir les dimensions mêmes des expériences, trop petites pour permettre au gel de soulever des éléments de grande dimension. Selon J. Corbel, le tri des plus gros éléments s'expliquerait par l'arrivée d'une coulée de solifluxion sur des fissures de dessication de l'argile, ou par des secousses du sol. Les polygones seraient ainsi d'origine polygénétique.

La combinaison de ces méthodes nouvelles et des observations menées d'une manière plus classique ont permis de préciser un certain nombre de processus périglaciaires.

PROGRÈS DANS LA CONNAISSANCE DES PROCESSUS

Les résultats d'intérêt le plus général acquis en France au cours des dernières années portent sur les points suivants: 1° les éboulis ordonnés (grèzes litées), 2° les formes de ruissellement périglaciaire, 3° les terrasses, 4° le modelé périglaciaire des massifs anciens, 5° le modelé karstique, 6° les loess.

Les éboulis ordonnés (grèzes litées)

Ce type de formation périglaciaire a été signalé initialement en France et continue d'y être très étudié par suite de sa fréquence dans notre pays. Ce sont des éboulis de produits de gélivation, mais qui diffèrent des simples éboulis de gravité par leur disposition en strates successives et leur pente plus faible, qui peut descendre à 10° et même moins. Les éléments sont également, en très forte majorité, parallèles à la pente, ce qui implique une mise en place par glissement. Découverts simultanément par plusieurs auteurs, on les désigne concurremment sous les noms de grèzes litées (Y. Guillien), éboulis ordonnés (A. Cailleux), éboulis stratifiés. Ils sont particulièrement fréquents dans les calcaires mais Mme J. Beaujeu-Garnier (3) en a décrits en matériel cristallin et nous en avons nous-même observé dans des schistes près de Villé (Bas Rhin).

Ils ne semblent pas liés à un froid particulièrement intense et sont très répandus dans des régions qui ont connu, au Quaternaire, un climat relativement doux, comme la France méditerranéenne. Leur limite méridionale se place vers le niveau de la mer en Crau et en Narbonnais, vers 300—400 m. en Provence et au pied des Cévennes languedociennes.

La genèse des éboulis ordonnés a fait l'objet d'importantes discussions (A. Cailleux, Y. Guillien, A. Guilcher et J. Tricart). J. Corbel (19) a apporté récemment au débat des observations actuelles faites dans l'Arctique où il est le premier à avoir signalé ces formes. Il y a analogie, en coupe, avec la disposition montrée par les sols striés en plan. Le mouvement, comme l'a prouvé J. Michaud (30), est important dans le sens longitudinal, négligeable dans le sens latéral, ce qui indique que le triage se produit au départ. La mise en place des éléments grossiers se fait par glissement sur sol encore gelé, sous l'effet des premiers éboulements de dégel. Ensuite, la solifluxion se produit et le matériel fin recouvre le matériel grossier. Les éboulis ordonnés se forment sur des pentes où la corniche est très régulière et offre peu de couloirs d'éboulis. Les roches

stratifiées tabulaires présentent naturellement les conditions les plus favorables. J. Tricart (25, 33) a montré que le ruissellement de fonte des neiges n'avait qu'une part très subordonnée dans leur genèse, contrairement aux idées d'Y. Guillien (27), contredites par les observations de J. Corbel (19), A. Guilcher (25), a insisté sur le rôle des glissements par paquets et de l'orientation, qui, paraît-il, serait nette en Lorraine. Le point est discuté et J. Tricart (25), dans le Plateau de Langres, n'a rien trouvé de semblable.

Les formes de ruissellement périglaciaire

Les observations faites au Groenland dans le cadre des Expéditions Polaires Françaises ont permis d'étudier les particularités du comportement des eaux courantes en milieu périglaciaire et d'expliquer certains caractères des dépôts alluviaux quaternaires français.

J. Malaurie (27) a décrit des phénomènes de ruissellement arctique qu'avait signalés antérieurement A. Cailleux. Près de Disko, à Skansen (Groenland occidental), ils sont favorisés par un maximum de pluies d'été et par des dénivellations de 300—400 m. Dans le sable fin apparaissent des bad-lands, particulièrement sur les versants W et SW, qui sont plus adoucis. Les versants NE sont moins disséqués et plus rectilignes. Ce ravinement se produit au cœur de l'été (août), après la phase principale du dégel, pendant laquelle se forment des loupes et bourrelets de solifluxion et des coulées de boue. Seules les plus grosses averses ruissellent. Dans les vallées, les eaux de crue coulent sur la glace de fond et divaguent, léchant les pieds de versant qui prennent ainsi, sapés, une pente plus raide. Ainsi se forment les vallées périglaciaires typiques à fond plat et versants raides. Plus au N, vers Thulé, le dégel plus court ne permet qu'une moindre activité géomorphogénétique. Il est essentiel de souligner l'accord entre ces observations et celles qui ont été faites en France, notamment par J. Tricart (42): la résistance des sables à la solifluxion leur a permis de jouer le rôle de couche résistante, sur la craie, au sommet des monts de Champagne. Nous avons montré plus haut comment cet écoulement sur glace de fond entraînait une morphométrie particulière du matériel alluvial et du lit des vallons (p. 120). Mais ce rôle du ruissellement n'apparaît que lorsque les roches sont peu aptes à la solifluxion, comme les sables. Il est lié à l'existence d'un sous-sol gelé qui bloque l'infiltration.

Les terrasses

Les recherches poursuivies en France sur les phénomènes périglaciaires ont amené à modifier complètement l'interprétation de la plupart des systèmes de terrasses de notre pays. Il y a une dizaine d'années, régnait l'explication eustatique. Les travaux de Deperet, de Lamothe, de Baulig, de Chaput avaient abouti à créer un moule identique dans lequel on faisait entrer tant bien que mal des faits observés souvent d'une manière tendancieuse. Toutes les vallées françaises devaient montrer le même étagement, en rapport avec une baisse saccadée du niveau marin au cours du Quaternaire. Il reste peu de chose à tirer de ces travaux, souvent viciés à la base par un manque de méthode ou par un esprit prévenu.

Dès la veille de la dernière guerre, F. Bourdier (6) a montré que les terrasses de la Charente correspondaient non à des oscillations eustatiques du niveau marin, mais à des changements climatiques, avec accumulation en période froide. En 1946, J. Tricart a montré que les terrasses du bassin de la Seine devaient s'interpréter, à l'amont, comme des terrasses climatiques, datant des périodes froides, et, à l'aval, comme des terrasses eustatiques. Cette publication, fondée sur un travail de terrain très réduit à l'aval de Paris serait à reprendre: elle fait encore trop de place aux terrasses eustatiques. En 1948, le même auteur (42) a consacré une longue étude aux terrasses de l'Est du Bassin de Paris, où il analyse en détail les mécanismes de leur genèse. Les périodes froides se sont traduites par un engorgement des fonds de vallées sous les apports latéraux, notamment ceux de la solifluxion, qui ont bloqué tout creusement. Une petite rivière comme la Vesle, près de Reims, a remblayé de 17 m. pendant le Wurm, ennoyant une topographie de versants raides interglaciaires dans la craie. Le matériel est souvent mal lavé et toujours plus grossier que ce que les rivières actuelles transportent. Il présente des caractères périglaciaires indéniables. Le régime de ces cours d'eaux était celui des lits à chenaux divagants, avec étalement des alluvions sur de larges surfaces, notamment au débouché des plateaux calcaires du Barrois. En Champagne Humide s'étaisent d'énormes cônes de piémont, comme celui de la Marne, de la Saulx et de l'Ornain dans le Perthois. Il mesure 20 km du N au S et un peu plus de l'E à l'W. Les rebords de terrasses ont été adoucis par la solifluxion. Lors des périodes interglaciaires, la colonisation par la végétation a considérablement réduit les apports latéraux, le régime est devenu plus régulier. Les eaux ne transportent plus, en plaine, un matériel aussi

grossier. Les remblaiements de période froide tendent à s'entailler, mais les rivières sont générées par leur granulométrie grossière et, souvent, les attaquent au moyen de méandres qui s'amorcent dans les secteurs en pente légèrement plus forte, observation qui a été récemment généralisée par C. Troll. Ce schéma a été confirmé par de nombreuses études et il est devenu maintenant classique. Les discussions du colloque du CNRS à Lyon (32) ont montré sa solidité. Les travaux d'Y. Guillien ont prouvé qu'il s'appliquait à la Charente, ceux de M. Ters (39) aux rivières vendéennes, d'A. Guilcher (23) aux vallons bretons, de P. Brunet et G. Toussaint (13) à la Drôme. J. Tricart (44) l'a précisé en étudiant l'Yonne et montré son extension aux rivières des Préalpes du Sud. La découverte d'une tourbe interglaciaire a permis à G. Lemée et à J. Tricart (26) de confirmer la datation des plus récentes accumulations détritiques grossières en Alsace et la différence de nature entre alluvions de périodes froides et tempérées.

Les travaux effectués dans les régions littorales montrent qu'en fait les accumulations de période froide s'approchent très près de la mer. Le plus souvent, elles arrivent jusqu'aux abords des estuaires où le remblaiement wurmien plonge sous les sédiments fins déposés par la transgression flandrienne. En dehors des régions montagneuses soumises à des déformations tectoniques récentes, il ne semble pas que les terrasses eustatiques soient très étendues en France. Leur matériel fin, argilo-sableux dans les régions de plaines, résiste mal à l'érosion et cela a facilité la disparition des niveaux qui auraient pu se former au Quaternaire ancien. Le plus généralement, le matériel interglaciaire n'est conservé que localement, recouvert par du matériel grossier de la période froide suivante ou abrité dans un lit abandonné. Les périodes interglaciaires ont été avant tout des périodes de creusement, d'entaille des nappes alluviales de période froide. La plus importante se place au Quaternaire ancien, au Mindel-Riss.

Le modelé périglaciaire des massifs anciens

C'est dans les bassins sédimentaires qu'a commencé l'étude des phénomènes périglaciaires français. Elle ne s'est étendue aux massifs anciens qu'avec un certain retard, qui se comble rapidement. Les principaux travaux sont ceux d'A. Guilcher (23, 24) sur le Massif Armorican, de J. Beaujeu-Garnier (3) sur le Massif Central, de G. Baeckeroot (1) sur la Montagne Noire. Ils ont montré la

généralité des actions périglaciaires dans les massifs anciens français sous la forme d'abondantes coulées de solifluxion amorphes, le head, qui empâte de nombreux versants et remblaie les vallons jusqu'au littoral breton. M. Ters (38, 39) lui a consacré d'excellentes études en Vendée.

Dans la genèse du head, les phénomènes d'altération interglaciaire jouent un très grand rôle: ils fournissent une matière première particulièrement apte à solifluer, qui donne la matrice des coulées. L'attaque chimique le long des diaclases, en les élargissant et en les rendant plus pénétrables à l'eau d'infiltration, facilite la gélation par quartiers et donne les blocs, parfois énormes, que transporte la solifluxion. G. Baeckeroot (1) a ainsi montré qu'une grande partie des chaos de blocs du Sidobre de Castres avaient été déplacés de plusieurs km par des coulées de solifluxion. En matériel schisteux, la libération massive de débris argileux favorise le développement de glacis de solifluxion à la pente particulièrement faible. M. Ters (38) a ainsi décelé des pentes de 2—3° seulement, façonnées par ce processus, en Vendée.

Là où le matériel d'altération était suffisamment abondant pour nourrir de puissantes coulées de solifluxion, le paysage a pu être profondément modifié par les actions périglaciaires. J. Beaujeu-Garnier (3) a montré, dans les parties hautes du Limousin, un empâtement généralisé du relief avec formation de versants concaves à leur partie inférieure et bosselés de bourrelets dans leur partie médiane. Dans certains vallons se sont formées des coulées de solifluxion qui avancent en langue dans la vallée principale. Pour la première fois des éboulis stratifiés ont été signalés en Massif Ancien. Dans certains cas, des formes d'apparence sénile, prises pour des restes de vieux reliefs cycliques, sont dues, en fait, à l'empâtement périglaciaire qui a fortement émoussé un relief seulement mûr.

Inversement, là où une reprise d'érosion récente a entaillé une roche saine, l'empreinte périglaciaire n'est pas très nette. La gélation a légèrement fait reculer les versants mais sans atténuer leur raideur et sans faire disparaître le modelé de gorge.

Il y a donc eu exagération des différences liées à plusieurs phases d'érosion successives, notamment du contraste entre les formes résiduelles, à sols d'altération puissante, qui ont pris un modelé périglaciaire typique, et les reliefs vigoureux de reprise d'érosion en roche saine, où les actions périglaciaires sont restées des plus réduites. Il en résulte des précautions particulières à prendre dans les re-

constitutions graphiques destinées à faire apparaître des niveaux d'érosion. Elles devront toujours être soigneusement vérifiées sur le terrain.

Le modelé karstique

Une discussion a été ouverte, dans la *Revue de Géomorphologie Dynamique*, sur l'interprétation des formes karstiques des Causses du Massif Central français. B. Gèze (21) attribue l'origine de nombreuses dolines du Causse de Sauveterre à l'infiltration des eaux de fonte des neiges lors des périodes froides du Quaternaire, action qui se continue encore, atténuée, de nos jours, lorsque fondent au printemps les névés qui se sont accumulés l'hiver dans les dolines. A. Cailleux (17) rapproche de ces observations des faits analogues qu'il a relevés dans le Djurdjura (Algérie) où des névés persistent tout l'été au fond d'entonnoirs karstiques de 5 à 12 m. de profondeur et 10 à 30 m. de diamètre. Il insiste sur la concentration de la neige dans les creux par le vent, qui favorise le développement de dolines une fois un creux amorcé. Ce processus n'a naturellement pu jouer que dans des régions de pergélisol discontinu.

J. Tricart est revenu sur cette question et apporte d'assez abondantes observations dans la discussion. Tout d'abord, les divers calcaires des Causses ont un comportement fort varié vis-à-vis de la gélivation. D'une manière générale, les calcaires dolomitiques, surtout ceux qui sont en bancs épais, gélivent mal. De la sorte, ils sont particulièrement aptes à conserver les formes de dissolution, puisque leur destruction est difficile. Ils forment des corniches abruptes et ruiniformes sur les versants des canyons et des champs de lapiés et dolines sur les plateaux (exemple: Montpellier le Vieux). Quant aux dolines, il en distingue trois types: des dolines aux bords estompés, qui ne sont plus fonctionnelles et qui représentent des formes anciennes, parfois pliocènes, adoucies par la gélivation péri-glaciaire et la solifluxion; des dolines rocheuses, aux bords abrupts, fonctionnelles, qui correspondaient à la reprise d'érosion liée au radoucissement postglaciaire du climat; des dolines asymétriques, avec un versant rocheux, raide, et un versant estompé par la solifluxion, localisées dans des positions favorisant l'accumulation de la neige soufflée par le vent et qui auraient fonctionné lors de la dernière période froide, leur versant raide étant celui sur lequel l'accumulation de la neige protégeait la roche de la gélivation tout en facilitant la dissolution.

Les loess

D'importants travaux ont été consacrés aux loess, qui couvrent une grande partie du sol français et constituent les supports des sols de nos plus riches régions agricoles. Une mise au point sur cette question a été publiée récemment par A. Cailleux (15) à la bibliographie duquel nous renvoyons. Parmi les faits les plus importants qui ont été découverts ou précisés au cours des dernières années, on peut citer:

1. L'existence de loess très anciens, durcis, à faune villafranchienne. Tel est le cas du gisement de Saint-Vallier (région de Vienne) découvert par F. Bourdier puis étudié par P. Viret (52). Les os de Mammifères y sont mélangés, parfois cassés, ce qu'H. Poser et A. Cailleux (34) interprètent comme le résultat de la gélivation et de la solifluxion. De tels loess durcis caractérisent essentiellement la France méditerranéenne et le Sillon Rhodanien. Les loess anciens d'Alsace sont restés meubles.

2. L'importance des remaniements dans les loess, par ruissellement de dégel et, surtout, par solifluxion. F. Bordes (5) a trouvé, dans les loess de la Somme, des horizons à industries cryoturbés. Les loess soliflués se distinguent par une texture particulière: ou bien bréchique avec éléments de 1 à 10 mm, ou bien hétérométrique, avec cailloux.

3. Datation des loess. Leur âge est varié, s'échelonnant du Quaternaire ancien à la fin du Wurm. Les conditions de dépôt des loess anciens à faune chaude, villafranchienne, sont controversées, certains auteurs, comme P. Wernert (53) inclinant à admettre leur dépôt sous climat chaud, du genre de celui du Texas, de la Tunisie et de la Tripolitaine. Par contre, pour les loess les plus récents, une origine périglaciaire est admise sans conteste. Généralement, il semble, en France septentrionale, que les actions éoliennes se soient poursuivies après l'arrêt de la gélivation et la solifluxion et qu'elles soient le type de phénomènes périglaciaires dont les manifestations se sont arrêtées le plus tardivement.

Les progrès dans la connaissance des processus sont inséparables d'une datation de plus en plus précise, qui permet seule de déterminer si tel type d'actions est contemporain de tel autre.

PROGRÈS DANS LA DATATION DES ACTIONS PÉRIGLACIAIRES

Les questions qui ont été discutées en France au cours des dernières années sont celles de la corrélation entre périodes périglaciaires et périodes glaciaires et celle de la pluralité des périodes périglaciaires.

Corrélation entre phénomènes glaciaires et périglaciaires

Primitivement, il était admis, en France comme ailleurs, la simultanéité implicite des actions glaciaires et périglaciaires, qui représentent seulement deux faciès géomorphologiques différents de l'action du froid sur le relief.

Cette idée simple a été mise en discussion par Y. Guillien, qui a entraîné à sa suite A. Rondeau (35). Ces deux auteurs, n'acceptant qu'une seule période à manifestations périglaciaires, celle du Renne et du Moustérien, se sont attachés à démontrer qu'elle se plaçait après la période glaciaire wurmienne. Il y aurait eu d'abord une phase d'extension des glaciers, due essentiellement à un accroissement de l'humidité et non du froid, puis un refroidissement marqué du climat, lors du recul des glaciers, pendant lequel se seraient produits les phénomènes périglaciaires. Les deux auteurs ont invoqué à l'appui de leur thèse divers faits, incorrectement, interprétés. L'un des principaux est l'existence de phénomènes de gélivation dans les galets de la partie la plus récente de la Crau et la superposition, au matériel durancien fluvioglaciaire de la Crau, de formations périglaciaires calcaires locales, éboulis ordonnés et cônes de déjection formés de fragments de gélivation au débouché de vallons secs. La Crau étant admise comme wurmienne sur la foi de travaux anciens d'H. Bau-lig, dont la datation de la Crau n'était d'ailleurs pas l'objectif principal, ces formations postérieures à son matériel ne pouvaient être que post-wurmienne et le froid qu'elles décelent incontestablement était nécessairement aussi post-wurmien.

Cette théorie va à l'encontre de tout ce qu'on connaît des conditions de progression de l'inlandsis nord-européen, notamment de la glaci-tectonique des moraines de poussée, qui obligent à admettre que la glace s'est avancée sur des formations rendues rigides par un gel profond, par un pergélisol. Elle se heurte également à ce qu'on connaît de la répartition des glaciers pour laquelle l'existence d'un climat froid est une condition nécessaire sinon suffisante. Elle repose sur une interprétation erronée des faits : la Crau est antéwurmienne comme ont pu le démontrer, simultanément et indépendamment, F. Bourdier (8) et J. Tricart (46) en réponse à A. Rondeau. F. Bourdier a montré que la Durance avait cessé de construire la Crau en passant par le Perthuis de Lamanon dès avant le Wurm, puisque, dans la vallée inférieure de la Durance, empruntée après ce changement de cours, il a trouvé des faunes de Mollusques datant la basse terrasse du dernier interglaciaire. J. Tricart a prouvé de

même, à l'aide de méthodes géomorphologiques, que le détournement de la Durance qui a mis fin à l'édification de la Crau s'était produit pendant le Riss. Les manifestations périglaciaires très nettes qui s'observent à la surface de la Crau datent ainsi du Wurm.

Mais le synchronisme entre accumulations périglaciaires, glaciaires et fluvioglaciaires a fait l'objet d'autres recherches de J. Tricart (48, 49), entreprises dans la vallée de la Durance où une langue glaciaire puissante, descendue du Massif du Pelvoux, a barré diverses vallées périglaciaires, dont la plus importante est celle du Buech. L'établissement de synchronisme entre les moraines, les nappes alluviales périglaciaires et les formations fluvioglaciaires a permis de préciser leurs rapports mutuels et leur degré de simultanéité avec les oscillations climatiques.

D'une manière générale, les phénomènes périglaciaires apparaissent dès le refroidissement du climat, sans retard appréciable, en tous cas beaucoup plus vite que les phénomènes glaciaires, surtout lorsque le glacier est long. Dans le cas de la Moyenne Durance, lorsque la langue glaciaire arrivait vers Sisteron (à une centaine de km de son origine), une accumulation périglaciaire sous la forme de glaciis au pied des pentes, de coulées de solifluxion et d'un remblaiement de fond de vallées s'était déjà produite. Pendant toute la durée du maximum glaciaire, cette accumulation se poursuit, sous la forme du remplissage d'un lac de barrage glaciaire. Lorsque le glacier recule et débloque la basse vallée du Buech, un creusement succède à l'accumulation par suite de la vidange du lac de barrage. Il se produit sous climat encore froid car l'entaille de la nappe alluviale périglaciaire se fait sous la forme de vallons de solifluxion typiques, aujourd'hui secs. D'ailleurs, un épisode de réavancée du glacier durancien s'est accompagné de la formation d'une petite moraine de poussée, avec blocs de cailloutis basculés à l'état rigide.

On peut donc conclure que les actions périglaciaires, dont la mise en train est rapide, réagissent plus vite aux oscillations climatiques que les glaciers, qui ne peuvent s'étendre que lentement et progressivement. Ce sont des indices très précis des refroidissements climatiques, ce qui explique l'existence d'importants phénomènes périglaciaires de progression dans les régions englacées au Quaternaire.

Distinction de plusieurs périodes d'actions périglaciaires

Ce sont naturellement les traces du froid wurmien qui sont le plus nettes en France. La majeure partie des dépôts de pente de nos versants doit leur être attribuée. Mais il existe également des

preuves* de l'existence d'autres périodes froides. Ces preuves sont de nature diverse.

L'une des plus convaincantes est la découverte de faunes archaïques, datant automatiquement les formations périglaciaires qui les contiennent, ou sur lesquelles elles reposent, du Quaternaire ancien. Malheureusement, de telles découvertes sont rares. Jusqu'à présent, des fossiles du Quaternaire ancien n'ont été trouvés que dans les loess durcis de St. Vallier, dont l'origine périglaciaire est discutée, et dans divers dépôts de pente du Velay (P. Bout). L'abondance des trouvailles paléontologiques au Velay permet à P. Bout (10) de distinguer deux épisodes périglaciaires dans le Quaternaire ancien, qui seraient peut être en rapport avec les glaciations de Günz et de Mindel.

L'étude des altérations est d'un emploi plus étendu. F. Bourdier (7), en se fondant sur l'étude des moraines alpines, a pu montrer que, dans la vallée du Rhône comme en Italie, l'interglaciaire Mindel-Riss avait permis le développement de sols d'altération rougeâtres puissants, riches en petites concrétions ferro-manganésiques (*ferretto* des auteurs italiens). De tels sols sont très développés dans toutes les régions basses de la France méditerranéenne, où ils sont inactuels. Dans le Nord de la France, on ne les retrouve pas, mais ils font place à des sols d'altération bruns légèrement rougeâtres très puissants et très argileux, différents des rendzines postglaciaires. Ils ont pu être datés, dans la vallée de l'Aire, par J. Tricart (42) qui les attribue également à l'interglaciaire Mindel-Riss. La coupe de Collias (près de Nîmes), découverte et étudiée par P. Marcellin (28) puis examinée par J. Tricart (45) montre, à la base, une coulée de solifluxion surmontée par un loess altéré en sol rouge, puis deux loess plus ou moins lehmifiés reposant sur ce sol. Elle confirme donc les travaux de Bourdier. De la sorte, dans la France méditerranéenne, on peut admettre que les formations de pentes où les nappes alluviales sur lesquelles se trouve un sol rouge *in situ* datent du Quaternaire ancien. Une étude de la Costière du Gard par J. P. Schwobthaler et H. Vogt (37) a confirmé la valeur de ce moyen de datation. Cependant, la distinction est parfois délicate, car il est fréquent que ces sols rouges soient remaniés et mêlés à des terres rouges qui se sont formées depuis le Pliocène à la surface des garrigues. Les coulées dont la matrice est formée de sols rouges remaniés sont d'âge Riss ou Wurm. En Champagne, des formations de pente périglaciaires du Quaternaire ancien sont recouvertes par une petite croûte calcaire (J. Tricart). La consolidation peut être également un

moyen de datation relative. Dans la France non-méditerranéenne, les formations périglaciaires sont généralement restées meubles. Cependant, il arrive qu'on observe des consolidations en brèche. Généralement, les dépôts consolidés sont ravinés par des formations du même type restées meubles. On est ainsi amené à les attribuer à une phase froide antérieure.

On note parfois aussi la superposition de plusieurs coulées de solifluxion différentes. R. Battistini et S. Martin (2) ont ainsi relevé une dizaine de coupes dans le Massif Armorican où on observe des coulées antérieures à la transgression monastirienne, surmontées par des coulées wormiennes. L'intercalation de plages entre les deux systèmes apporte un précieux critère de datation. Les coulées les plus anciennes sont plus dures, plus compactes, parfois même légèrement consolidées.

La géomorphologie peut aussi apporter un moyen de datation, par le rapprochement entre les actions périglaciaires et l'édification de terrasses, de plages marines, de coulées volcaniques etc... M. Ters (39) en a fourni un excellent exemple en Vendée. En étudiant soigneusement les contacts entre les remplissages de fente en coin et le matériel de la terrasse encaissante et en se fondant sur les travaux soviétiques effectués dans l'Arctique, elle a pu prouver que certaines fentes en coin étaient contemporaines de l'alluvionnement. Or, la terrasse dans laquelle elles se trouvent est antérieure au Wurm.

On en arrive ainsi à distinguer des phénomènes périglaciaires d'âge varié, ce qui explique que nous ayions pu dresser trois cartes des actions périglaciaires quaternaires en France, fondées sur leur âge. Pour le moment, ce n'est encore que dans des cas exceptionnels, comme le Velay, où les coulées volcaniques offrent de remarquables possibilités de conservation des formations meubles, qu'il est possible de distinguer plusieurs phases froides dans le Quaternaire ancien. Généralement, on peut prouver que certains phénomènes périglaciaires appartiennent à cette période, mais sans pouvoir préciser davantage. La distinction de ce qui revient respectivement au Riss et au Wurm est également délicate et bien des actions attribuées au Wurm pourraient, en fait, dater du Riss. En effet, la position géomorphologique des formations rissiennes et wormiennes est généralement peu différente, faute d'un creusement intermédiaire important dans les régions de plaines; les altérations de l'interglaciaire Riss-Wurm sont peu développées et peu caractéristiques. Elles ont généralement disparu sous l'effet de la solifluxion wormienne. Enfin, un point important de chronologie n'a pas encore été résolu. Existe-t-il plusieurs phases périglaciaires distinc-

tes à l'intérieur du Wurm? La question commence tout juste d'être posée et n'a pas encore été largement débattue. Certains auteurs inclinent à attribuer les systèmes de coulées de solifluxion superposés qu'ils ont observés, sans sols intermédiaires, à des phases successives du Wurm. C'est le cas de Giot et Guilcher pour les environs de Douarnenez. Y a-t-il eu, correspondant au stade de la Warta en Allemagne du Nord, une phase périglaciaire qu'on peut distinguer dans certains cas de celle du Wurm? La question reste pendante et sera probablement discutée au cours des années à venir.

Enfin, dans certains cas, des traces d'une période froide toute récente que l'on peut paralléliser avec la période de la Nouvelle Toundra de l'Europe Centrale, ont été relevées. C'est le cas dans la vallée de la Moyenne Durance où J. Tricart (48) a décrit de petites coulées de solifluxion entaillant le bord des terrasses fluvioglaciaires wurmiennes et qui datent nécessairement d'une phase assez tardive du retrait du glacier. Jusqu'à présent, rien de semblable n'a pu être distingué dans le Nord de la France.

Cette rapide revue, limitée volontairement aux problèmes de méthodes, à l'étude des processus et aux questions de datation montre tout l'intérêt porté en France aux phénomènes périglaciaires. On s'est rendu compte, dans notre pays, de leur rôle primordial dans le développement du relief et des sols. La plus grande partie des formes topographiques françaises, dans les régions non glaciées, a été façonnée sous les climats froids du Quaternaire, beaucoup plus efficaces que les climats tempérés actuels. De la sorte, tout effort pour expliquer la morphogenèse suppose des recherches sur les actions périglaciaires. Progressivement, le concept abstrait de „l'érosion normale” fait place à des notions de géomorphologie climatique dans lesquelles elles s'intègrent.

On aboutit ainsi à une conception plus exacte du développement du relief de notre pays, ce qui permet un rapprochement entre les études géomorphologiques et d'autres disciplines, comme la pédologie. Les pédologues se rendent de plus en plus compte que les sols qu'ils étudient ont été considérablement influencés dans leur développement par l'évolution du relief sur lequel ils s'établissent et par les vicissitudes paléoclimatiques. Une grande partie de nos récoltes profite de l'ameublement superficiel des roches par le gel quaternaire, qui a favorisé la pédogenèse et le dépôt de limon par le vent. Une meilleure connaissance des actions périglaciaires nous permettra, dans la mesure où des conditions économiques adéquates seront réalisées, de mieux défendre ces sols irremplaçables pour les transmettre à nos enfants et à nos petits-enfants.

Bibliographie*

1. Baeckeroot, G. — Le rôle des actions cryo-nivales quaternaires dans la formations des paysages du Sidobre de Castres. *Bull. Ass. Géogr. Français*, 1952; p. 121—125.
2. Battistini, R., Martin, S. — Sur l'existence de deux périodes périglaciaires en Bretagne et dans les îles anglo-normandes. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1955 p. 12—13.
3. Beaujeu-Garnier, J. — Le modélisé périglaciaire dans le Massif Central Français. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1953, no 6; p. 251—81.
4. Bonifay, E. — Les terrasses quaternaires de la vallée de l'Huveaune (Bouches du Rhône). *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e sér., t. 4. 1954; p. 31—43.
5. Bordes, F. — Stratigraphie du loess et évolution des industries paléolithiques dans l'O du Bassin de Paris. *L'Anthropologie*, t. 56, 1952, no 1—2, p. 1—39; no 5—6 p. 405—452.
6. Bourdier, F. — Essai de synthèse sur le Quaternaire du S. W. de la France. *Bull. Etude Locales de la Charente*, no 182, 183, 184, 1938.
7. Bourdier, F. — Les caractères distinctifs de chaque glaciation définis d'après les couvertures de loess et les sols d'altération. *Sess. extr. Soc. Belges. Géol.*, Bruxelles-Gand 1946.
8. Bourdier, F. — Observations à la communication de A. Rondeau. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1952; p. 64—65.
9. Bout, P. — Les dépôts de pente anciens du Velay. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1949; p. 15—17.
10. Bout, P. — Les dépôts de pente villafranchiens du Coupet (Haute Loire). *Sédimentation et Quaternaire*, France 1949; p. 195—206.
11. Bout, P. — Etudes de géomorphologie dynamique en Islande. *Expéd. Polaires Franç.*, 3, Paris 1953; 220 p.
12. Boyé, M. — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata-Sund nord oriental, Groenland. *Expéd. Polaires Franç.*, 1, Paris 1950; 176 p.
13. Brunet, P. — Les terrasses de la vallée de la Drôme. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1955, no 6; p. 241 — 261.
14. Büdel, J. — Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. *Die Naturwiss.*, t. 36, 1949; p. 105—112, 133—139.
15. Cailleux, A. — Carte des actions périglaciaires quaternaires en France. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 47, no 225, 1948; p. 1—6.
16. Cailleux, A. — Les loess et limons éoliens de France. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 51, no 240, 1953; 24 p.
17. Cailleux, A. — C. r. critique: B. Géze — Révision de la feuille de Séverac au 80,000; *Bull. Carte Géol. Fr.*, no 237, t. 50, 1953. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1954, no 6; p. 282—286.
18. Cailleux, A., Taylor, G. — Cryopédologie, étude des sols gelés. *Expéd. Polaires Franç.*, 4, Paris 1954, 220 p.
19. Corbel, J. — Sols striés et éboulis ordonnés. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1954, no 1; p. 31—33.
20. Corbel, J. — Les sols polygonaux: observations, expériences, genèse. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1954, no 2; p. 49—68.

* On se reportera, pour un inventaire des périglaciaires en France, à la position no 50 de J. Tricart.

21. Gèze, B. — Révision de la feuille de Séverac au 1 : 80,000. Le Causse de Sauveterre. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 50, no 250, 1953, p. 195—205.
22. Gloriod, M., Tricart, J. — Etude statistique de vallées asymétriques sur la feuille St-Pol au 1/50,000. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1952, no 2; p. 88—98.
23. Guilcher, A. — Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. *Thèse Lettres*, Paris 1948; 682 p.
24. Guilcher, A. — Nivation, cryoplanation et solifluction quaternaires dans les collines de Bretagne occidentale et du Nord du Devonshire. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1950, no 2; p. 53—78.
25. Guilcher, A., Tricart, J. — La XXXVI^e Excursion Géographique Interuniversitaire: Champagne et Lorraine. *Ann. Géogr.*, t. 63, no 335, 1954, p. 88—98.
26. Lemée, G., Tricart, J. — Alluvions et tourbe préwurmienne à Gries (Bas Rhin). *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e sér., t. 5, 1955; p. 257—265.
27. Malaurie, J., Guillien, Y. — Le modèle cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grèzes litées. *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e sér., t. 3, 1953; p. 703—721.
28. Marcellin, P. — Phénomènes du vent et du froid au Quaternaire supérieur dans la région nîmoise. *Bull. Soc. Languedocienne Géogr.*, t. 21, 1950; p. 85—122.
29. Maze not, G. — Sur les conditions climatiques de formation de la terrasse dite préglaciaire aux environs de Lyon. *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e sér., t. 3, 1953; p. 399—405.
30. Michaud, J. — Emploi de marques dans l'étude des mouvements du sol. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1950, no 4; p. 180—189.
31. Michaud, J., Cailleux, A. — Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron. *C. R. Acad. Sci.*, t. 230, 1950; p. 314—315.
32. Quaternaire et Morphologie. *Colloques Nationaux du CNRS*, Lyon, oct. 1952; 125 p.
33. Poser, H., Tricart, J. — Terrasses et phénomènes périglaciaires dans la vallée de l'Huisne aux environs du Mans (Sarthe). *Bull. Soc. Géol. France*, 5^e sér., t. 20, 1950; p. 381—391.
34. Poser, H., Cailleux A. — Interprétation climatique du gisement villafranchien de St. Vallier (Drôme). *C. R. som. Soc. Biogéogr.*, no 236, 1950; p. 117—119.
35. Rondeau, A. — Importance et âge de la morphologie cryo-nivale en Basse-Provence. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1952; p. 62—64.
36. Rondeau, A. — Aspects de la morphologie cryo-nivale dans le Midi de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e sér., t. 4, 1954; p. 225—232.
37. Schwobthaler, J. P., Vogt, H. — Aspects de la morphogénèse plio-quaternaire dans le Bas-Rhône occidental. *Bull. Soc. Languedocienne Géogr.*, t. 26, 1955; p. 13—59, 67—126.
38. Ters, M. — Action morphologique des phénomènes périglaciaires dans la région littorale vendéenne. *Bull. Ass. Géogr. Français*, 1953; p. 78—87.
39. Ters, M. — La terrasse fluvio-périglaciaire de la Vie, en Vendée. *Bull. Ass. Géogr. Français*, 1955; p. 62—74.
40. Tricart, J. — Premiers résultats d'une étude des phénomènes périglaciaires en Basse-Alsace. *C. R. som. Soc. Géol. France* 1949; p. 225—227.
41. Tricart, J. — Le modèle de pays froids, 1: Le modèle périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2^e part. C.D.U., Paris 1950; 267 p.
42. Tricart, J. — La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique. *Thèse Lettres*, Paris, 2 vol., 1949—51.
43. Tricart, J., Schaeffer, R. — L'indice d'émussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1950, no 4; p. 151—179.

44. Tricart, J. — Formations quaternaires et évolution morphologique de la vallée moyenne de l'Yonne et de la basse vallée de la Cure. *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e sér., t. 1, 1951; p. 497—510.
45. Tricart, J. — Das quartär Paläoklima und die klimatische Morphologie im mediterranen Süden. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 2, 1951; p. 172—188.
46. Tricart, J. — Observations à la note de Mr. A. Rondeau (séance du 18. 2. 52). *C. R. Acad. Soc. Géol. France*, 1952; p. 207—209.
47. Tricart, J. — Résultats préliminaires d'expériences sur la désagrégation de roches sédimentaires par le gel. *C. R. Acad. Sci.*, 1 s., 1953; p. 1296—1298.
48. Tricart, J. — Périglaciaire et fluvioglaciaire, essai de corrélation du Quaternaire durancien. *Mém. Centre Doc. Cartogr. CNRS*, 4, 1954; p. 171—202.
49. Tricart, J. — Accumulation glaciaire, fluvioglaciaire et périglaciaire: l'exemple de la vallée de la Durance. *Congr. INQUA*, Rome-Pise, 1953; p. 149—155.
50. Tricart, J. — Carte des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 1956 (106 références).
51. Tricart, J. — Etude expérimentale du problème de la gélivation. *Biuletyn Peryglacjalny*, no 4, 1956.
52. Viret, J. — La faune de mammifères du loess durci de Saint-Vallier et ses conséquences stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci.*, 225 (II), 1948; p. 684—686.
53. Wernert, P. — Le problème des loess anciens à faune forestière et subtropicale. *Sédimentation et Quaternaire*, France, 1949, p. 285—292.

*Gerhard Furrer **
Zürich

S U I S S E

DER STAND DER PERIGLAZIALFORSCHUNG IN DER SCHWEIZ

Die Erforschung der pleistozänen Periglazialgebiete ist in der Schweiz erst in allerjüngster Zeit bewusst eingeleitet worden; gegenwärtig arbeiten 2 Doctoranden der Universität Zürich zwischen Rheinfall und Aaremündung. Bisher verfolgten die Periglazialmorphologen junge Formen der Alpen.

Angeregt durch eine erste Notiz von C. Hauser (*Jahrbuch SAC*, 1864) über Strukturbodenformen und Arbeiten von Tarnuzzer (16), Chaix (2, 3, 4, 5, 6), Waldbaur (17), Kinzl (13), Streiff-Becker (14) wurden vom Geographischen Institut der Universität Zürich (Prof. H. Boesch) Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark untersucht (1, 7, 8). Während Domaradzki bei seinen Untersuchungen an Blockströmen einen momentanen Zustand morphologisch zu deuten versuchte, arbeitet auf lange Sicht Eugster mit Hilfe von flugphotogrammetrischen Methoden. Er ist im Auftrage der Kommission zur Erforschung des Nationalparks (WNPK) bestrebt, Veränderungen dieser Formen festzuhalten.

Diese Untersuchungen — jetzt auch auf andere Gebiete unserer Alpen ausgedehnt — vermitteln den Überblick über einen umfangreichen rezenten und subrezenten alpinen Periglazialformenschatz. Unsere Ergebnisse decken sich im Wesentlichen mit den Erkenntnissen österreichischer (Kinzl), französicher (Gignoux) und deutscher (Poser) Forscher. Zur Abklärung spezifischer Fragen (i. b. über Frost und Kriechprobleme) stützen wir uns oft auf Ergebnisse von Elementarbearbeitungen der Eidg. Technischen Hochschule (Bauwesen).

Heute sind wir bestrebt, die sich abzeichnende zonale Gliederung des rezenten alpinen Periglazialraumes mit Hilfe von Verbreitungskartierungen zu erfassen. Wir streben dabei nach einer Zusammen-

* Geographisches Institut d. Universität Zürich.

schau aller bisher untersuchter Formen (Typen). Ferner trachten wir nach der Lösung der Frage eines rezenten alpinen Dauerfrostbodens (Permafrost).

Literatur

1. Boesch, H. — Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. *Die Alpen*, H. 1, 1951.
2. Chaix, A. — Coulées de blocs (Rock-glaciers, Rock-streams) dans le Parc National Suisse de la basse Engadine. *C. R. séances Soc. de physique et d'histoire nat. de Genève*, 1919.
3. Chaix, A. — Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine. *Le Globe*, Bd. 62, 1923.
4. Chaix, A. — Lescoulées de blocs du Parc National Suisse. Neue Messungen und Vergleich mit den „Rock stream“ der Sierra Nevada in Kalifornien. 1942.
5. Chaix, A. — Rapport sur la campagne de travail de l'été 1943 au Parc National Suisse. (Manuskript unveröffentlicht)
6. Chaix, A. — Les coulées de blocs du Parc National Suisse. Nouvelles mesures de leur progression en été 1945. (Manuskript unveröffentlicht)
7. Domaradzki, J. — Blockströme im Kanton Graubünden, Untersuchung und Beschreibung auf morphologischer Grundlage. *Ergebnisse d. wiss. Untersuchungen d. schweizerischen Nationalparks*, Bd. 3, (neue Folge), 1951.
8. Furrer, G. — Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark. Untersuchung und Interpretation auf morphologischer Grundlage. *Ergebnisse d. wiss. Untersuchungen d. schweizerischen Nationalparks*, Bd. 4 (neue Folge), 1954.
9. Furrer, G. — „Steingärtchen“ in den Alpen. *Leben u. Umwelt*, 1955.
10. Furrer, G. — Bodenformen aus dem subnivalen Bereich, *Die Alpen*, H. 6, 1955.
11. Furrer, G. — Frostbodenformen in ehemals nicht vergletscherten Gebieten der Schweiz. *Geographica Helvetica*, 1955.
12. Furrer, G. — Die Strukturbodenformen der Alpen. *Geographica Helvetica*, 1955.
13. Kinzl, H. — Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc-Gruppe. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, Bd. 20, H. 4—5, 1932.
14. Streiff-Becker, R. — Über Strukturböden in den Alpen. *Geographica Helvetica*, 1946.
15. Tarnuzzer, C. — Schuttfacetten der Alpen. *Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz*, neue Folge, 23.
16. Tarnuzzer, C. — Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. *Pet. Geogr. Mitt.*, 57, 1911.
17. Waldbaur, H. — Schuttlättung und Steinströme im Oberengadin. *Pet. Geogr. Mitt.*, 1921.

J. Beaujeu-Garnier *
Lille

A L G É R I E

Alors que des traces de formations périglaciaires ont été signalées au Maroc et, sur l'autre rive de la Méditerranée, dans les péninsules italienne et ibérique, même à des latitudes assez méridionales, l'Algérie semblait n'avoir pas connu de telles manifestations. Cependant, une partie de la Kabylie, en particulier la chaîne du Djurdjura, les hauteurs de l'Aurès sont enneigées, encore actuellement, pendant plus de cinq mois par an.

On avait bien signalé, en 1952 (1), des phénomènes particuliers qui peuvent, du reste, être rattachés aussi bien à un régime pluvieux d'un type particulièrement violent et irrégulier qu'à de véritables manifestations liées à un climat périglaciaire. Il s'agissait de coulées boueuses dans des argiles numidiennes, d'éboulis anciens, appartenant à plusieurs cycles, lités et emboîtés, dominant parfois de quelques centaines de mètres les vallées actuelles, enfin de grands arrachements provoqués par l'altération et la rubéfaction des micaschistes. L'auteur ne donne ni précisions suffisantes, ni documents graphiques ou photographiques permettant de trancher.

Mais un voyage de recherches, effectué en Octobre 1954, a permis de conclure, avec le maximum de vraisemblance, à l'existence de phénomènes périglaciaires en Algérie. Ces traces ont été repérées à des altitudes assez élevées (2).

Dans l'Aurès, après avoir traversé le Djebel el Krouma, aux gorges de Tirhanimine, on remarque, sur le versant Nord de la montagne, des matériaux meubles venus de glissements sur la pente. Des tranchées ouvertes à travers ces matériaux montrent un classement des éléments, une grande abondance de cailloutis anguleux, très aplatis, longs et étroits. On a relevé également l'existence de festons identiques à ceux que l'on attribue aux effets de la cryoturbation, de cailloux redressés, et de petites poches argilo-sableuses, encadrées d'éléments anguleux plus grossiers. L'ensemble de ce matériel avait une teinte gris-blanc caractéristique, nettement différente des formations sous-jacentes.

* Professeur à la Faculté des Lettres de Lille.

L'extension de ces dépôts était étroitement limitée au pied et aux abords du versant septentrional, exposé au Nord-Ouest, d'une grande ride montagneuse, dépassant 1400 m., qui est, actuellement encore, une limite climatique importante en Algérie. Les roches où a pris naissance le matériel en question sont des couches du Crétacé, formées de petits bancs calcaires étroits, séparés par d'épaisses couches marneuses, c'est-à-dire qu'elles sont particulièrement favorables à des manifestations de type périglaciaire, à la fois gélivation et solifluction.

L'extension de ces formations semble assez régulière au pied de la ride, au contraire elle s'arrête rapidement dès que l'on s'en éloigne latéralement; on n'en trouve pas trace sur le versant méridional. Elles ravinent les cailloutis alluviaux rougeâtres, dans lesquels sont entaillées les vallées actuelles, jusqu'à dix mètres environ au-dessus du niveau du lit.

En Kabylie, c'est le long d'une ligne de crêtes qui s'étend depuis le col des Chênes jusqu'au col de Tirourda, que des éléments du même type ont été rencontrés. La couleur grisâtre est souvent comparable à celle du matériel de l'Aurès. On a remarqué également l'existence de micro-festons, de cailloutis très anguleux fréquemment redressés par rapport à la pente générale du terrain.

Etant donné l'étroitesse de la crête, ces phénomènes ne se rencontrent actuellement que sur des espaces réduits, dans des espèces de cuvette ou sur des replats. Les observations ont été faites entre 1500 et 1760 m. d'altitude.

Dans ces deux cas, Aurès et Kabylie, le volume montagneux est assez important: les sommets culminent au-dessus de 2.000 m. Il est donc fort vraisemblable que la carte des formations de type „périglaciaires”, encore très réduite, se complètera tout au moins dans ces deux domaines.

Bibliographie

1. Durand-Delga, M. — Le Sud-Ouest de la petite Kabylie, *19^e Congrès Géol Internat. Alger 1952.*
2. Beaujeu-Garnier, J. — Sur la présence de formation du type dit „périglaciaire” en Algérie orientale. CRAS. 14 Mars 1955, p. 1246.

*René Raynal **
Rabat

MAROC

LES PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES AU MAROC ET LEUR PLACE DANS L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Certaines particularités du relief attribuables au travail du gel et de la neige ont été signalées au Maroc dès les premières reconnaissances géographiques. Considérées plutôt comme des curiosités locales, elles semblaient intimement liées aux plus hautes montagnes et sans rapport direct avec les problèmes qui intéressent le restant du territoire. Or, des études durant ces dernières années, ont montré que ce type de modélisé occupe des positions régionales plus étendues qu'on ne l'imaginait, de sorte que son rôle dans l'évolution morphologique apparaît sous un jour nouveau. Rien de paradoxal à cela, malgré tout: le manteau blanc qui sert de fond décor hivernal à la palmeraie de Marrakech n'est pas un vain appareil touristique. Il traduit une réalité fondamentale. Toute vague de froid qui s'abat sur l'Europe centrale et occidentale vient déferler, plus ou moins affaiblie, sur le pays, où elle amène avec elle, soit des gelées généralisées, au moins en dehors d'une frange littorale, soit des bourrasques de pluie et de neige. Notons tout de suite à ce propos que le tiers de la surface du Maroc connaît des minima moyens de janvier inférieurs ou à peine égaux à 0°. Et l'on conçoit qu'au cours de certaines périodes du Quaternaire la surface du sol subit des conditions beaucoup plus rigoureuses encore.

Les pages qui suivent dressent un bilan sommaire des travaux récents et essaient de montrer comment ils contribuent à nuancer et enrichir la connaissance du milieu physique de la zone méditerranéenne.

ÉTUDES PORTANT SUR LES GRANDS MASSIFS MONTAGNEUX

Les plus hautes et les plus humides des montagnes marocaines ont très tôt et à mainte reprise attiré l'attention des chercheurs qui choisirent certains de leurs massifs comme terrain d'étude des phé-

* Institut des Hautes Etudes Marocaines — Rabat.

nomènes périglaciaires. Chacune des trois grandes chaînes, Haut-Atlas, Moyen Atlas, Rif présente bien à cet égard des conditions favorables. Sans doute la dernière, avec ses quelques sommets isolés au-dessus de 2000 m, est loin d'atteindre des altitudes comparables aux deux autres, puisque de longues lignes de crêtes dépassent 3000 m dans le Moyen Atlas Oriental, 3500 m dans le Haut Atlas; mais deux facteurs compensent dans une large mesure ce désavantage; la latitude plus septentrionale et surtout la situation à proximité de deux étendues marines lui valent des précipitations surabondantes. Ainsi, tout au long de la dorsale montagneuse qui court à travers le Maroc du SW au NE depuis le Toubkal (Haut Atlas de Marrakech) jusqu'au Tidir-hine (Rif Central), la neige recouvre les sommets et de larges pans des versants plusieurs semaines chaque hiver. Et la fréquence des affleurements de couches calcaires particulièrement sensibles soit à la gélivation, soit aux divers processus de désagrégation périglaciaire, ajoute un intérêt supplémentaire à l'examen du modèle de ces montagnes. Tout cela revient à dire qu'il fallait s'attendre à y observer d'assez riches collections de formes actuelles ou fossiles.

Haut Atlas

La chaîne paléozoïque du Haut Atlas de Marrakech a fait l'objet d'une étude exhaustive de J. Dresch (7), qui consacre un chapitre spécial au modèle climatique (voir en outre J. Dresch, 9). Des formes fossiles d'accumulation, imputables à l'action du gel et de la neige, existent dans tous les massifs de cette région: ce sont les glaciers rocheux, masses de boue et de cailloutis sur lesquelles reposent de gros blocs. Certains ont littéralement comblé le fond d'une vallée, d'autres empêtent les versants; ils ont barré, à l'occasion, le passage au ruissellement, provoquant le développement de nappes lacustres. Nombre d'entre eux descendent jusqu'au dessous de 2000 m, tels le glacier rocheux d'Aremd, celui des Azibs Tamzikht et celui du Tizgui-n-Tkent; dans ce cas la partie aval passe progressivement à des formations typiquement fluviatiles. Plus haut d'autres coulées de pierres, beaucoup plus fraîches d'aspect, se cantonnent dans la zone des cirques et des auges qu'elle encombre. Et la part est difficile à faire, ici, des formes figées et de celles qui évoluent encore maintenant. Bien qu'il ne s'agisse pas de moraines, l'auteur note que ce type de modèle d'accumulation demeure lié aux massifs qui dépassent 2800 m.

A l'époque actuelle, nivation et gel exercent une influence sur le modèle à partir de 2500 m. A cette altitude en effet les formes mineures

apparaissent: sols réticulés saisonniers et boursouflures boueuses au moment de la fonte des neiges, buttes gazonnées dans les cuvettes humides. Mais c'est sensiblement plus haut, vers 3200 m seulement, que commence la véritable collection des phénomènes périglaciaires: sols striés à petits éléments caillouteux dès que la pente atteint au moins 6—8%, blocaille gélivée et disposée en arcs sur les versants quand elle dépasse 10%, champs de pierres généralisés pour une valeur de l'inclinaison supérieure à 20%. La fragmentation des éléments rocheux et leur décomposition terreuse marquent plus particulièrement les endroits où la neige persiste assez longtemps après la fin de l'hiver. Cependant partout, sous la pierraille, existe un niveau boueux qui constitue la masse plastique favorable aux glissements vers l'aval (7, 8, 9).

H. Mensching (19, 22) confirme pour le Haut Atlas de Marrakech les observations de J. Dresch, apportant quelques précisions de détail dans l'analyse des formes de cryergie et de solifluction actuelles. En ce qui touche les phénomènes fossiles, l'auteur s'appuie sur l'exemple du glacier rocheux d'Aremd pour établir une limite inférieure de la solifluction périglaciaire en période pluviale: elle se situerait aux environs de 1900—2000 m. En réalité le critère ne nous paraît pas décisif, puisqu'une zone de transition incertaine s'intercale dans ce genre de forme entre le matériel mis en place par solifluction et l'accumulation fluviatile. Les dépôts de pente fournissent un meilleur indice: mais d'autres régions du Haut Atlas en sont beaucoup mieux pourvues.

Dans la chaîne calcaire du Haut Atlas central, le massif du Mgoun plus spécialement a reçu la visite des géographes. J. Dresch (8) y reconnaît des coulées de pierres provenant de la désagrégation par le gel des bancs de calcaires jurassiques: le foirage de cette blocaille a été favorisé et amplifié par le jeu des argiles sous-jacentes du Perm-Trias. Dans la Haute Tessaout, au-dessus de 2900 m, les formes d'accumulation ainsi constituées paraissent se décomposer en deux générations successives. Les coulées récentes, aux éléments plus fins, se cantonnent plus haut, mais elles recouvrent largement les anciennes. Des faits analogues ont pu être observés dans une des hautes cuvettes du Rhat. Dans le Jebel Amrhemer une sorte de glacier rocheux, descendant jusqu'à 2695 m, a formé un barrage et provoqué l'apparition d'un petit lac; dans la vallée de Tamzrit une accumulation du même type se prolonge en un cône d'épandage, lui-même découpé vers l'aval en terrasses. Enfin des brèches consolidées se plaquent aux versants et sont recouvertes par des coulées boueuses.

K. Wiche (32, 33, 35) reprenant, après J. Dresch, l'étude de ces formes fossiles, distingue les traces de deux périodes froides et humides au moins. Plusieurs vallées du massif du Mgoun comportent deux grands cônes d'accumulation emboités, dont la masse est faite de galets anguleux et mal lités, visiblement mis en place par solifluction dans leur partie amont. Le plus récent, qui se raccorde à des moraines en haute montagne, se décompose localement en deux étages dont le plus élevé comprend du matériel déjà consolidé. Quant au cône ancien, il est partout fortement cimenté. Plus bas ces formations passent à des terrasses superposées, par exemple dans la vallée de l'Assif Mgoun. Notons que, depuis la mise en place des plus élevés de ces dépôts, l'érosion linéaire a réalisé l'enfoncement de certaines vallées sur plusieurs centaines de mètres: il y a là une difficulté, signalée par l'auteur mais non résolue à notre sens, si l'on veut rapporter l'ensemble de ces accumulations à une période relativement récente de Quaternaire. Des brèches de pente, d'origine également périglaciaire, abondent et leur limite inférieure se place vers 2000 m. L'érosion récente les a découpées en lanières, de sorte qu'elles se terminent par de véritables glacis tronqués et suspendus au-dessus des vallées (Jebel Tiferdine, Irhil Ikkis). Au Jebel Aït Abbes, l'une d'elles, remarquablement consolidée, serait plus ancienne que les autres.

Cependant les études de H. Mensching (19, 21, 22) et K. Wiche (32) apportent pour le même massif une abondante documentation quant au modèle de solifluction actuelle. Nous avons déjà noté l'importance du rôle des calcaires très gélifs du Jurassique, alternant en affleurement avec des assises marneuses: ils fournissent une matière première excellente. H. Mensching, suivant les idées de C. Troll, souligne que la solifluction en montagne subtropicale résulte d'une alternance diurne du gel et du dégel, alors que dans les régions polaires il s'agit d'une oscillation saisonnière accompagnée d'une action plus profonde: ainsi s'expliquent les médiocres dimensions des formes visibles au Maroc; cependant, sur les plus hautes pentes de la montagne atlasique, l'influence du gel durable se fait sentir, et cela justifie une division de la zone de solifluction en deux étages. De 2700 à 3100 m environ s'échelonnent toutes les manifestations de cryoturbation simple, et de solifluction bloquée ou freinée: dans les cercles de gazon et les couronnes de xérophytes épineux, le gel de la partie médiane oblige les plantes à se développer d'une manière centrifuge; les guirlandes à convexité vers l'aval supposent un substrat boueux et humide; dès que la pente atteint 18 à 20% la végétation se dispose en banquettes (*Rasentreppen*), et à partir de 2800 à 2900 m des arrachements superficiels

se produisent (*Rasenschälen*): la haute vallée du Lakhdaf en fournit de beaux exemples. Aux mêmes altitudes se développe toute une gamme de sols réticulés: cercles de cailloutis entourant des pustules limoneuses, et même petits polygones. Au-dessus de 3100 m, limite supérieure des coussinets épineux, commence la solifluction libre: les sols striés correspondent à des pentes inférieures à 20% et nécessitent une masse caillouteuse de petit calibre; partout ailleurs règnent sans partage les accumulations de blocailles taillées en parallélipipèdes, sous lesquelles les auteurs constatent, comme dans la plupart des hautes montagnes, l'existence d'un matelas terreux et constamment humide. L'on ne saurait dire si ce dernier s'explique uniquement par les processus actuels ou représente en partie un héritage du passé. J. Dresch en ce qui concerne le Haut Atlas de Marrakech et nous-même, pour le Jebel Ayachi et le Bou Iblane (13, 26), constatons la même incertitude.

Dans la région orientale du Haut Atlas calcaire, le massif de l'Ayachi étire une ligne de crête structurale de calcaires liasiques, dépassant sur plusieurs kilomètres 3300 m et localement 3700 m. F. Joly et moi-même avons observé dès 1947 des polygones de pierres et des sols striés au-dessus de 3000 m. (entre le Tizi-n-Tirecht et le sommet principal, sur le versant Nord) — H. Mensching (19) y signale de son côté la même série de formes de solifluction actuelle que dans le Mgoun, sans constater de différence sensible dans les limites d'altitude d'ouest en est¹. Cependant (R. Raynal, 26), sur le flanc nord de l'avant-chaîne appelée Jebel Oujjit, nous avons décrit des guirlandes de végétation qui se multiplient des 2050—2100 m. En ce qui concerne les formes fossiles, H. Mensching (19) a bien vu deux séries d'accumulation distinctes, qui comportent du matériel en partie fluvio-glaçaire, non loin de la sortie en plaine de l'oued Ijimi. En réalité les deux basses terrasses, que l'on doit effectivement rapporter à des périodes froides et humides, s'insèrent dans une dépression synclinale, entre chaîne et avant-chaîne, où subsistent également des restes de deux formations bréchiques, tronquées elles-mêmes en glacis-terrasses à plusieurs dizaines de mètres au-dessus des autres. La plus ancienne, qui contient de très gros blocs au milieu d'un matériel périglaciale, ressemble à un glacier-rocheux consolidé puis entaillé. Les différentes surfaces d'accumulation convergent vers l'aval en un glacis unique. D'autres séries de brèches superposées peuvent être observées sur le

¹ Le même auteur présente les faits d'une manière un peu plus nuancée dans une récente étude (22).

versant nord de l'avant-chaîne de Tadrart, au sud du Jebel Oujjit près de Tounfit (trois niveaux consolidés et un demeuré meuble), dans la vallée de l'oued Ikis (avec un étagement analogue), près de Tattiouine, enfin, au flanc de l'Ayachi proprement dit. Dans le massif éruptif et métamorphique du Bou Agrao, à l'extrémité orientale de l'Atlas de Midelt, nous avons constaté, au cours d'une tournée organisée avec J. Agard (1955), l'existence d'un haut glacis à revêtement bréchifié, dans lequel s'emboîte un cône (fluvio-glaciaire?) à gros blocs: ce dernier est à son tour incisé de vallées dont les flancs supportent deux placages périglaciaires, l'un blanchâtre et encroûté, l'autre ocre et meuble.

Sur le piedmont de l'Ayachi (26, 29) quatre niveaux de glacis le plus généralement, mais localement cinq, se développent avec une remarquable netteté. La forme et la disposition des galets indiquent le remaniement fluviatile d'un matériel initialement mis en place par des actions périglaciaires. Il est sans doute fort malaisé de déterminer les limites altitudinales de ces dernières en ce qui concerne le Quaternaire ancien ou moyen. Précisons néanmoins que toutes les accumulations mentionnées comprennent des niveaux de grèzes litées et des cailloutis festonnés au pied de la montagne (30), mais pour le dernier pluvial, dont les formes sont fraîches, les faits demeurent clairs et les phénomènes de solifluction correspondants se situent au-dessus de 1850—1900 m (26, 13, 19, 22). En outre des horizons limoneux cryoturbés, localisés dans le glacis — terrasse n° 2 (avant-dernier pluvial), descendant jusqu'à moins de 1400 m (26, 27, 22). Ces observations concordent avec celles de K. Wiche (35) qui admet que dans le massif du Mgoun l'avant-dernier pluvial fut plus froid que le dernier.

Plus à l'est enfin, sur le versant nord du Haut Atlas de Talsinnt, l'on trouve encore des étages de brèches: nous attribuons, avec G. Choubert, la plus élevée et la plus puissante au Villafranchien.

Moyen Atlas

Bien que sensiblement moins haut, le Moyen Atlas, relativement septentrional et largement baigné par l'humidité atlantique, porte une collection de formes périglaciaires d'une étonnante variété: on y discerne parfois assez bien les rapports chronologiques. Dans la partie occidentale, où s'étalent de vastes plateaux de 1500 à 2100 m d'altitude, copieusement enneigés chaque hiver, nous avons noté et décrit (26, 27, 12, 13) divers phénomènes actuels mineurs: ils commencent très bas. Des pustules à aiguilles de glace (*pipkrakes*, *Eiskämme*) apparaissent dès 1800 m près de Timhadit. Vers 1900—2000 m se

généralisent les guirlandes et les banquettes de végétation, ainsi que des sols réticulés qui s'oblitèrent au cours de la saison chaude (Aguel-Mane de Sidi Ali). C'est dire qu'une bonne part de la topographie de ces plateaux porte la marque de la nivation et de la gélivation actuelles, estompant les arêtes d'une structure monoclinale ou faiblement ondulée; cela comporte du moins l'avantage de mieux conserver les formes et les dépôts des périodes froides anciennes. Au flanc de toutes les vallées, malheureusement peu incisées en général, car il s'agit surtout de dépressions nivo-karstiques, l'on peut voir en superposition deux séries d'accumulation périglaciaires. La plus ancienne, à gros éléments caillouteux pris dans une pâte blanchâtre avec des feuillets de croûte, est recouverte par une formation ocre-rouge qui englobe du gravillon liasique assez bien calibré (5-10 cm suivant le plus grand axe). Toutes présentent la disposition typique en festons et guirlandes. Non loin du piedmont, la plus récente, généralement mieux conservée, se cantonne au-dessus de 1300 m du côté nord, 1700 m du côté sud. La limite inférieure de la plus ancienne est moins visible, du fait de sa destruction fort avancée en bordure de la montagne. Cependant des amoncellements boueux, qui comportent des blocs de 1 à 2 m³ et évoquent des glaciers rocheux de versant, empêtent les chaînes à l'ouest de l'Aguelmane de Sidi Ali entre la vallée du Zad et celle de la haute Moulouya: ils ne descendent pas au-dessous de 1950 m; mais des terrasses s'emboîtent en contre-bas (6).

A la limite des plateaux du Moyen Atlas occidental et des chaînes plissées de l'est et du nord-est, le piedmont d'Enjil mérite quelques remarques. Sur le flanc sud du Jebel Taourirt Tamokrant, un cône à blocaille de fort calibre recouvre ou ravine une brèche cryo-nivale, qui se raccorde elle-même à une surface encroûtée d'âge villafranchien dans la plaine voisine. Ça et là les dépôts ocres du dernier pluvial tapissent le tout (1600—1700 m), mais leur structure dénote une mise en place mi-fluviatile, mi-solifluide (26, 27, 13)².

Les chaînes du Moyen Atlas oriental ont fait l'objet de plusieurs études en particulier de R. Raynal (26, 27), J. Dresch et R. Raynal (12, 13) pour la montagne, H. Mensching et R. Raynal (24), H. Mensching (22) pour le piedmont. Une excursion organisée avec F. Joly et J. Tricart nous a permis de prélever des collections de galets en vue d'une analyse morphométrique des formations périglaciaires et fluviatiles, actuelles ou fossiles (31). Les processus de solifluction fonctionnels à notre époque n'ont bien entendu rien d'ori-

² Voir aussi de brèves indications sur les plateaux du Moyen Atlas dans: H. Mensching (20).

ginal par rapport aux montagnes voisines; mais leur limite inférieure se situe plus haut que dans le Moyen Atlas occidental, moins haut que dans l'Ayachi. C'est ainsi que les banquettes et guirlandes de végétation débutent vers 2100 m, les décollements sur versants gazonnés vers 2400 m (Haut Cheg El Ard). Si les vrais sols striés se cantonnent au-dessus de 2850—2900 m, l'enfoncissement des pentes sous un pavage de pierraille est parfois réalisé ici dès 2500—2600 m. Des coupes faites en septembre au sommet du Bou Iblane (3130 m) montrent la superposition classique des polygones (parallélépipèdes mesurant 0,50 à 0,60 m suivant le grand axe) et de la terre humide à gravillon. Dans les cuvettes où la neige persiste jusqu'à la fin du printemps seule cette dernière affleure. Cependant sur les parois les plus abruptes des cirques ainsi empâtés l'on constate une tendance à la concentration en surface des éléments caillouteux, par suite du délavage exercé par les eaux de fonte ou les orages. La teinte ocre qui caractérise l'ensemble du dépôt passe alors à la grisaille.

Du reste ces remblaiements reposent souvent (Bou-Naceur, Gueb-Er Rehal) non sur la roche en place, mais sur des brèches consolidées qu'ils voilent presque entièrement, sauf quelques plaques qui émergent (photographies dans J. Dresch et R. Raynal, 13). Dans les vallées profondes du versant Est du Bou Naceur de puissantes brèches, accrochées aux versants, s'emboîtent les unes dans les autres; elles s'épaissent vers l'aval où elles passent à des glacis-cônes d'accumulation. On en distingue au moins trois dans le Taouchguelt Srrhir (13, 22, 27), et dans la vallée du Tizi-n-Saft. Les plus élevées sont les plus fortement cimentées. Quant aux cônes qui les prolongent, ils convergent en un glacis unique sur le piedmont, lui-même découpé en cinq terrasses au bord de la Moulouya. Les ravinements de l'érosion donnent de précieuses coupes de ces dépôts à différentes altitudes. Ainsi l'on peut voir la formation non encroûtée, à terre ocre, la plus récente, prendre une structure périglaciaire au-dessus de 1500—1550 m, cependant que les lignes du paysage perdent leur raideur. Mais le matériel des accumulations plus anciennes porte des marques d'actions cryo-nivales jusqu'en plaine, avec des poches et des fentes en coin (30). L'on ne peut que noter les faits, sans préciser davantage les limites inférieures correspondantes. L'avant-dernier pluvial fut probablement plus froid que le dernier: le seul glacier rocheux bien conservé de la vallée du Taouchguelt Srrhir correspond à cette période (13, 19).

Le massif du Bou Iblane n'est pas moins riche d'enseignements. Dans le synclinal de Berkine, où affleurent d'épaisses séries marneuses du Lias supérieur et du Dogger, des alternances d'érosion linéaire

et d'accumulation ont élaboré un curieux étagement de glacis. Les plus hautes de ces surfaces, supportant des brèches cryo-nivales inclinées de 1800 à 1500 m environ, dominant de près de 300 m le fond de la vallée de l'oued Zobzit. Sur les glacis moyens et inférieurs il ne subsiste plus que des lambeaux d'une couverture détritique à cailloux anguleux, mal lités, au milieu d'un paysage de *bad lands*. Vers l'aval, à 1250 m, non loin d'une issue en cluse, la cuvette a été remblayée par une puissante accumulation de blocs arrondis, empâtée dans un limon sableux blanchâtre à gravillon. S'agit-il d'une ancienne moraine ou d'un résidu de glacier rocheux? En tout cas la masse est découpée en trois terrasses au bord de l'oued. Sur le piedmont voisin de Bou Rached, brèches à ciment clair et terre ocre caillouteuse se superposent. Cette dernière présente une structure périglaciaire au-dessus de 1300 m (Bou Ichourdane); pour les premières cela commence beaucoup plus bas, dès Bou Rached (1100 m). Cependant sur le pourtour du Tazekka, massif particulièrement humide et contigu au Rif, des formations à galets soliflués, attribuables au dernier pluvial, apparaissent à 900 m, (près d'Ahermoumou), et à 750 m, à l'ouest de Taza: dans ce cas il s'agit d'un fond de gorge liasique abritée du soleil (13).

Rif

Moins tentant a priori pour les spécialistes de la morphologie climatique froide à cause de sa médiocre altitude, malencontreusement cloisonné surtout par le passage, non loin de la ligne de crête, d'une frontière interzonale, le Rif n'a pas bénéficié d'investigations aussi continues que les autres montagnes du Maroc. Une étude d'ensemble du bassin de l'Ouerrha (Rif occidental) par G. Maurer est en cours. H. Mensching a visité la région des hauts massifs du centre en 1951 et y a séjourné en 1953. Nous avons personnellement porté notre attention sur l'extrémité orientale de la chaîne. L'on ne saurait donc faire état que d'observations sporadiques.

Selon H. Mensching (communications orales et 22) des phénomènes mineurs de solifluction actuelle affectent les hauts versants du Jebel Tidirhine au-dessus de 2000 m. Avec le même auteur et A. Pujos nous avons noté, en décembre 1953, l'existence de guirlandes et de banquettes de végétation au Jebel Nador, près d'Aknoul (à partir de 1800 m). La limite semble s'abaisser d'une manière régulière vers l'est, puisque les mêmes formes se précisent à 1700 m dans le Mesgout au nord de Guercif, cependant que des pustules à aiguilles de glace font leur apparition dès 1500—1550 m (excursion de R. Raynal et A. Pujos, décembre 1954).

Mais le modelé fossile pose des problèmes d'une portée plus générale. L'humidité de la région, dont les versants sont fréquemment détremplés, et la prédominance des assises marno-schisteuses ont contribué à déclancher de gigantesques foirages, des accumulations de débris de toute sorte par glissement sur les versants, de sorte qu'on détermine malaisément ce qui revient à l'action propre du froid. H. Mensching estime aux environs de 900—1000 m dans le Rif central la limite inférieure de la solifluction périglaciale au cours du dernier pluvial. Les chaos de gros blocs qu'il décrit près de Bab Taza peuvent être effectivement assimilés à des glaciers rocheux, ou tout au moins à des coulées de pierres gélivées. Il faut en tout cas tenir compte de l'ampleur conférée au phénomène par la seule nature de la roche en place, fort plastique. En outre des doutes subsistent quant à la date d'élaboration du remblaiement: en fait ce genre d'accumulation demeure lié à certaines cuvettes élevées ou à des plateformes perchées, cependant que dans les basses vallées, une épaisse couverture terreuse ennoie les versants et subit elle-même le travail des processus actuels: décollement, loupes et ravinements. De toute façon, périglaciaires ou non les dépôts de pente de couleur ocre-rouge (Grimaldien)³ plongent, non loin des côtes de la Méditerranée sous une terrasse eustatique, ce qui confirme leurs rapports avec une époque de régression, donc vraisemblablement de glaciation aux hautes latitudes. Nous avons constaté la même disposition dans les gorges des Beni Snassen, sur la Moulouya.

Le Rif oriental et le massif voisin des Beni Snassen, avec leurs puissantes assises calcaires, se prêtent mieux à la délimitation des véritables formes de solifluction périglaciale. Le massif du Mezgout, déjà mentionné ci-dessus à propos des phénomènes actuels, réserve au chercheur de nombreuses surprises. Des brèches de pentes s'étalent en glacis d'accumulation vers l'aval et vont se fondre dans un vaste cône de piedmont. Au débouché des vallées sur celui-ci l'on peut distinguer cinq séries d'accumulation: les plus puissantes sont anciennes et dans leur matériel les gros blocs abondent, suggérant des glaciers rocheux figés ou même une sorte de complexe fluvio-glaciaire. Quant aux dépôts de versants grimaldiens (dernier pluvial), ils prennent une structure incontestablement périglaciale, sur pente calcaire, vers 800 m d'altitude non loin du col de Saka. Cette même limite se retrouve à Taforalt sur le versant nord des Beni Snassen, avec une remarquable grève litée partiellement rubéfiée. Mais des brèches à ciment

³ „Grimaldien” est employé ici dans son sens original, et désigne les dépôts continentaux contemporains de la dernière grande régression marine. Cf. la précision à ce sujet dans G. Choubert (4).

clair, englobant de plus gros éléments caillouteux, tapissent le versant beaucoup plus bas en direction de la plaine des Triffa. Dans la vallée du Zegzel, ainsi que le long de certains des affluents de cet oued, des dépôts solidement encroûtés, parfois travertineux, s'étagent ça et là; ils sont tronqués en glacis-terrasses. Les plus élevés comportent des galets parallélipipédiques, dont la coupe rappelle celle des éboulis ordonnés; par endroits ils sont caractérisés eux aussi par des amoncellements de blocs volumineux. La même disposition apparaît dans les vallées du bassin de l'oued Kiss, près de Martimprey. Vers l'aval l'ensemble des formations pluviales quaternaires de la plaine des Triffa se découpe en glacis, encroûtés ou non, dont la pente augmente à proximité du littoral, de sorte qu'ils s'infléchissent littéralement pour venir plonger sous les terrasses eustatiques, limono-sableuses et grisâtres (29).

FAITS OBSERVÉS EN DIVERSES RÉGIONS

Le recensement des phénomènes périglaciaires fossiles en dehors des massifs montagneux demeure fort incomplet. Peu à peu d'ailleurs des problèmes du plus haut intérêt se révèlent: en fait sur de vastes étendues au relief calme et apparemment monotone, différents dépôts, même anciens, ont pu être préservés de l'érosion par des carapaces de croûte, et leurs rapports chronologiques se manifestent avec d'autant plus de netteté.

Hautes plaines et plateaux du Maroc Oriental

La région des Hauts Plateaux atteint plus de 1500 m d'altitude sur sa bordure nord, relativement humide, et 1700 m au sud-est, au pied du Jebel Mechakour. Cela suffit à déterminer la réalisation d'un échantillonnage de formes périglaciaires d'âge varié. La limite inférieure des phénomènes actuels, coïncide avec les parties les plus élevées de la région, où l'on observe de modestes ébauches d'un triage par cryergie, donnant en particulier des cercles de cailloutis autour de pustules à aiguilles de glace (Gada de Debdou et de Rechida). Les formations ocres du dernier pluvial ont été mises en place par solifluction aux environs de 1300 m près du col de Jerada. Dans le Rekam près de Hassi El Hamar (1550 m), la surface du plateau abandonne sa rigidité et ondule en croupes doucement moutonnées, où les assises calcaires crétacées et jurassiques sont empâtées sous un revêtement terreux ocre-clair, comportant des cailloutis gelivés: c'est un paysage typiquement périglaciaire. Une rapide excursion effectuée en décembre 1953 avec H. Mensching nous avait menés dans la

région de Bouloutane, moins élevée, à quelques dizaines de kilomètres de là; le modelé fossile dû à l'action du froid y apparaît avec moins de netteté. Ainsi, les réserves de cet auteur, légitimes en raison de ses propres observations, ne nous paraissent pas valables pour l'ensemble des Hauts Plateaux (22, 27). Au sud-est enfin, sur le versant nord et le piedmont du Jebel Mechakour l'on retrouve vers 1900—1750 m un ensemble de formes emboîtées digne des grands massifs: brèches anciennes à galets parallélipipédiques, plats et parfaitement anguleux, cônes à gros blocs découpés en glacis-terrasses: sur ces derniers un revêtement moins grossier se trouve fossilisé par des croûtes, sauf en ce qui concerne le plus récent. D'ailleurs une superposition de formations analogues s'observe plus au nord, sur les plateaux entre Taourirt et Berguent, près de la maison forestière d'Aïn Serrak (1300—1350 m).

Dans les plaines de la Moulouya les formations périglaciaires fossiles ne manquent pas: mais elles paraissent imputables à des périodes antérieures au dernier pluvial. L'on pourrait encore émettre des doutes quant à l'ancienneté dans le cas du puissant dépôt à blocaille de gros calibre et à empâtement ocre-rouge, qui recouvre les pentes de l'oued El Ahmar à 90 km au SSE de Guercif: nous en avons examiné les coupes au cours d'une excursion avec J. Tricart en 1954. Cependant, au nord et au nord-ouest de la plaine de Taourirt, des plateformes de basaltes villafranchiens sont désagrégées en une blocaille à matrice fine qui a coulé jusqu'à un certain niveau du versant, donnant à sa partie supérieure une allure moutonnée et chaotique, alors que vers le bas s'étirent les lignes rigides des glacis. Un dépôt encroûté se plaque sur les pentes inférieures de la Gada de Rechida (au SE de Guercif, vers 600 m) et du volcan du Guiliz (au nord de Guercif, 550 m): les cailloutis qu'il englobe ont manifestement été mis en place par solifluction; mais il n'en va pas de même des formations limoneuses roses ou ocres, qui ont à ces endroits-là une structure purement fluviatile. Enfin les plateaux d'El Aioun, entre Taourirt et Oujda, et le grand glacis de Zerzaïa — Fritissa (moyenne Moulouya) correspondent à une surface d'accumulation villafranchienne: la coupe montre une superposition de cailloutis cryoturbés ou soliflués, dont la partie supérieure comporte des lamelles de croûte rubannée; l'ensemble est fossilisé par une dalle puissante de calcaire (29). Notons enfin qu'aux environs-mêmes de Guercif, le glacis polygénique, qui passe au nord sous les limons rouges et gris du Msoun, supporte un matelas de galets anguleux provenant d'un remaniement gelif des conglomérats ovoïdes pliocènes: l'on y reconnaît des morceaux de ceux-ci, découpés en tranches minces dont

les faces imparfaitement planes et enrobées de croûte présentent des cupules caractéristiques.

Régions atlantiques et régions présahariennes

Voilà deux types de pays où les études morphologiques n'ont porté que d'une manière fortuite sur le périglaciaire: leur régime thermique actuel et l'étendue des surfaces à faible altitude n'invitaient guère à ce genre de recherche. Le massif ancien de la Meseta s'élève cependant jusqu'à plus de 1300 m et la proximité de l'Océan lui vaut une humidité relativement forte. F. Joly et moi-même avons noté au passage en 1953, dans les schistes et quartzites du plateau de Christian, un dépôt de pente cryoturbé digne des exemples de manuel (altitude 820 m): il est consolidé, et raviné ou recouvert par des limons grimaldiens fluviatiles. H. Mensching eut l'occasion de le voir à son tour (22).

Dans la zone sublittorale des environs de Casablanca, à moins de 100 m d'altitude, des chicots quartzitiques passablement désagrégés disparaissent sous une pierraille à gros éléments, disposée en festons ou en cellules sphériques: un ciment blanchâtre englobe la formation, sur qui reposent des limons rouges et des sols noirs. Non loin de l'embouchure du Bou Regreg, à l'ouest de Salé, une nappe d'accumulation villafranchienne domine les bords de l'oued de 70 à 80 m. Elle est ravinée ou recouverte par un conglomérat, nettement discordant, dont les galets, de plus fort calibre, paraissent avoir subi une gélivation dans le dépôt-même: ils se décomposent en tranches ou en coins tapissés d'une pellicule blanchâtre ou rubéfiée (observations séparées et concordantes de G. Choubert et R. Raynal). Au demeurant, en d'autres régions, les hautes terrasses de divers cours d'eau révèlent peu à peu des faits semblables, qu'il s'agisse de l'oued Oued Ouislam à proximité de Meknes, ou du Tensift, au nord-ouest de Sidi Zouine (Haouz de Marrakech). Ce qui paraît constant, c'est qu'aux mêmes endroits les cailloutis des basses terrasses n'ont pas subi d'éclatement.

Dans l'Anti Atlas occidental, H. Mensching (22) se déclare surpris de rencontrer des brèches de pente et des cônes d'éboulis qui descendent jusqu'au-dessous de 800 m. Leur attribution au dernier pluvial soulève de grosses difficultés, en raison des limites d'altitude par ailleurs connues au Maroc, si l'on considère ces formes comme mises en place par des processus périglaciaires; mais l'auteur admet une accumulation plutôt fluviatile, sans d'ailleurs donner d'arguments à ce sujet. Nous pensons, quant à nous, qu'elles méritent un examen

plus approfondi; peut-être s'agit-il de dépôts relativement anciens. En tout cas nous avons noté, avec J. Dresch, puis avec F. Joly et J. Tricart, la présence, en plusieurs points du sud intérieur marocain, d'un manteau de solifluction à blocaille sur les versants. Tel est le cas dans les gorges de l'oued Ziz à moins de 1000 m, et dans la vallée du Todrha en amont de Tinrhir (1450 m). Vers le bas de la pente ces dépôts esquissent un glacis d'accumulation dans lequel s'emboîte la terrasse limoneuse grimaldienne (13, 16, 31).

RÉSULTATS D'ENSEMBLE ET PROBLÈMES

Plusieurs auteurs se sont préoccupés de tirer des divers travaux récents des enseignements d'ordre général. Des synthèses s'ébauchent (4, 10, 11, 22, 29). Elles n'ont certes qu'un caractère provisoire, procédant d'une vue de la réalité nécessairement fragmentaire; on ne saurait donc les considérer que comme des sommes d'hypothèses de travail. Cependant, malgré les inconnues qui demeurent, certains problèmes peuvent être circonscrits, et la morphologie périglaciaire, dans le domaine marocain, précise de plus en plus ses contacts avec des sciences voisines, qui comme elle, participent à l'étude du milieu.

Place des phénomènes périglaciaires dans l'évolution quaternaire

L'une des questions fondamentales qui se posent est celle du nombre des périodes froides du Quaternaire au Maroc. L'étude d'une haute montagne vigoureusement marquée par une glaciation récente, mais beaucoup moins bien pourvue, pour des raisons d'ordre lithologique surtout, quant aux processus périglaciaires, bordée par surcroît d'un piedmont à tendance subsidente ou polygénique, avait conduit J. Dresch (7, 11) à émettre des doutes en ce qui touche la multiplicité de telles phases climatiques. Les étagements de dépôts du type des brèches, grèzes ou cônes dans l'Atlas calcaire permettent de s'avancer quelque peu. H. Mensching (19, 22) et plus nettement encore K. Wiche (32, 33, 35) concluent à la succession d'au moins deux périodes froides et humides, la première plus marquée que la seconde. Nous avions énoncé une hypothèse de ce genre (26, 27); nous avons cru pouvoir la compléter à la lumière des observations faites tant en montagne que dans diverses régions de plaines ou de plateaux, et surtout au Maroc oriental, où les formations demeurent remarquablement conservées sous de puissantes croûtes (29). La disposition des piedmonts, en particulier, traduit l'existence de cinq périodes pluviales depuis le Villafranchien. Or, la structure des dépôts correspondants autorise à penser que trois d'entre elles au moins furent incontestable-

ment froides: il s'agit de celles qui réalisèrent l'élaboration des terrasses n° 5 (Villafranchien récent), n° 2 et n° 1, à compter du bas. Au cours de cette dernière époque l'aire des actions périglaciaires fut moins étendus qu'au cours des deux autres. Les conditions climatiques relatives aux niveaux 4 et 3 paraissent moins évidentes. Les glacis ou terrasses qui constituent le 4-e étage supportent le plus souvent une accumulation de blocs énormes au pied des montagnes: le dépôt comporte des interstratifications d'horizons marno-sableux à cailloutis plus ou moins bien lités. Cônes fluvio-glaciaires ou coulées de boue? Dans ce dernier cas faut-il y voir un phénomène de climat chaud et très humidé? Contre une telle hypothèse l'on peut invoquer le caractère périglaciaire du matériel ambiant en certains cas, et aussi l'allure de véritables glaciers rocheux, aujourd'hui figés, que prennent localement ces formations accumulées. En tout cas une phase du Quaternaire ancien fut suffisamment froide pour provoquer de la gélivation jusque sur l'une des hautes terrasses du Bou Regreg (sûrement post-villafranchien), du Tensift, de l'oued Ouislam, et sur le piedmont de Guercif. En ce qui concerne l'étage n° 3, l'incertitude s'accroît parce que, si la surface existe généralement, les dépôts ont rarement été intégralement conservés, sauf en plaine (limons rouges „anciens” des Doukkala et des Triffa, étudiés par G. Choubert et R. Raynal).

Deux données essentielles, malgré tout, se dégagent clairement. L'on constate une diminution assez régulière de l'intensité des phénomènes de désagrégation et d'accumulation au moins depuis la période de l'étage n° 4 jusqu'à maintenant: nous entendons par là, bien entendu, d'un pluvial à l'autre, compte non tenu des oscillations intermédiaires à tendance aride. L'épaisseur des formations demeurées intactes et le calibre de leurs éléments décroissent du bas en haut de la série stratigraphique quaternaire, non seulement dans les régions montagneuses, mais en plaine-même (14, 29). Par ailleurs les périodes froides, quel que soit leur nombre, coïncident au Maroc avec des précipitations accrues, ce qui n'a pas toujours été le cas aux latitudes plus élevées. On peut admettre avec une certaine vraisemblance que durant les maxima glaciaires d'Europe, la zone de frontogénése subissait un décalage vers le sud, ce qui ne signifie pas pour les régions méditerranéennes un régime thermique et pluviométrique moins capricieux, bien au contraire. Saisons ensoleillées et chaudes et bourrasques de neige ont dû alterner au cours des pluviaux froids (29). Cette manière de voir n'exclut pas la réalisation temporaire de l'hypothèse de L. Balout (1), selon laquelle, pendant un optimum xérothermique en Europe, des systèmes de dépression tropicales auraient amené sur le Sahara

et une partie de l'Afrique du Nord des précipitations relativement copieuses (pluvial doux). Ces conditions météorologiques se reproduisent par intermittence, de nos jours, en été; nous pensons en effet qu'elles ont pu caractériser le Néolithique⁴, mais nous croyons avoir suffisamment montré qu'elles ne concernent pas la plupart des grands pluviaux du Quaternaire.

Quant à une corrélation chronologique détaillée des pluviaux, d'Afrique du Nord avec les glaciations d'Europe, il ne saurait en être question pour l'instant. Seules des formations récentes, c'est-à-dire surtout les dépôts rubéfiés et non consolidés du dernier pluvial proprement dit (c'est-à-dire le pluvial froid grimaldien), autorisent le raccord à une certaine période de l'évolution en Europe (23, 5). Le faciès est identique au Würmien du nord de la Méditerranée. En outre les terrasses climatiques correspondantes, non loin de la mer, deviennent dépôts de pente et plongent sous la dernière terrasse eustatique (Moulouya, Oued Kiss, Bou Regreg). Enfin l'outillage, en place dans les coupes, y abonde; il s'agit de l'Atérien (matériel de tradition levaloisiennne, et considéré comme contemporain du Paléolithique supérieur d'Europe). En ce qui concerne les autres séries d'accumulation quaternaire, les découvertes d'industries demeurent encore au Maroc trop sporadiques. Nous avons trouvé en compagnie de l'abbé J. Roche un biface dans un dépôt de terrasse n° 3 près de Taourirt; mais un gisement abondant existe dans la haute terrasse à cailloutis gélivés du Bou Regreg: il contient une fort belle série évolutive de l'Abbevillien (G. Choubert, J. Roche: manuscrit en cours de publication).

Signalons enfin qu'au titre d'une simple hypothèse de travail l'on considère généralement les dépôts n° 2 fossilisés par une croûte mince et feuillettée, comme les contemporains de la glaciation-rissienne. L'on voit par ces quelques exemples, que, si quelques repères précieux peuvent être utilisés, bien des données demeurent encore incertaines.

Oscillations climatiques à partir du dernier pluvial

L'ubiquité des dépôts grimaldiens (= würmiens), qui n'ont généralement pas encore été la proie de l'érosion, fournit en toutes régions une multitude de coupes: on en tire des indications relativement précises sur l'évolution au cours de cette période. Trois épisodes se sont succédés. Le premier se caractérise par une intense désagrégation

⁴ La terrasse limoneuse grise, emboîtée dans la terrasse rubéfiée grimaldienne, pourrait se rapporter à cet épisode: elle comporte d'ailleurs, en place, de l'outillage néolithique.

physique et un ruisseau chargé (niveaux grossiers de base); on y placerait volontiers le maximum de froid. Durant le second épisode d'épaisses couches de limons rubéfiés s'épandent en plaine, et des formations plus terreuses que caillouteuses empêtent les versants des montagnes. Il semble que la désagrégation chimique l'emporte alors, ce qui supposerait, avec une pluviosité toujours forte, un adoucissement du régime thermique, ou du moins des saisons chaudes nettement marquées. Vers le tiers supérieur de ce niveau des coupes, l'intercalation d'horizons à graviers ou à cailloutis constitue un fait absolument constant: il convient donc d'y voir l'indice d'une tendance climatique générale, et sans doute une réinstallation momentanée du pluvial froid et humide. Cette tendance se précise justement au cours du troisième épisode: le niveau supérieur, qui ravine les horizons limoneux sous-jacents, comporte de nouveau des galets plutôt plats et inégalement émuossés selon les endroits; la formation est moins rubéfiée: en montagne la solifluction reprend. Ces phénomènes s'observent tout particulièrement dans les coupes des affluents de la haute et de la moyenne Moulouya. Toutefois l'intensité des processus morphogénétiques n'atteint pas celle du premier épisode. En résumé deux phases froides et humides auraient été séparées par une phase moins rigoureuse.

Quant à l'oscillation des limites climato-morphologiques entre le maximum du dernier pluvial et l'époque actuelle, elle a été évoquée par J. Dresch (7, 10, 11), J. Dresch et R. Raynal (13), H. Mensching (22). Ce dernier auteur a établi du nord au sud au Maroc les profils de la limite des neiges et de la limite de la solifluction, au pluvial d'une part et à l'époque actuelle de l'autre. La limite inférieure de la solifluction périglaciaire se trouve déprimée à l'époque grimaldienne par rapport à sa position actuelle, de 1000 m environ dans le Rif (soit la différence entre 2000 m d'altitude absolue et 1000 m selon H. Mensching, 1800 m et 800 m selon nos propres observations). La valeur de l'oscillation est de 700 à 800 m dans le Moyen Atlas. Pour le Haut Atlas H. Mensching l'estime à 700 m; nous comptons plutôt 600 m dans les massifs de l'Ayachi et du Bou Agra⁵. Bien que plus difficile à préciser, la descente de la limite des neiges paraît suivre les mêmes tendances régionales. On voit ainsi que l'écart entre le pluvial et maintenant s'amenuise vers le sud. En sens inverse, l'on peut conclure

⁵ Encore convient-il de préciser que dans le Haut Atlas oriental nous négligeons, pour ce calcul, une large zone de transition étirée en altitude au-dessus des phénomènes mineurs qui commencent fort bas (voir ci-dessus). Mais, vers 2500 m, la solifluction marque de son empreinte une portion appréciable du relief. Or, la limite des phénomènes équivalents en intensité au cours du dernier pluvial se situait à 1900 m.

que les oscillations climatiques au cours du Quaternaire furent d'autant plus riches de contrastes et de nuances que l'on monte en latitude.

Problèmes connexes

L'étude des phénomènes périglaciaires a conduit les chercheurs, de proche en proche, jusque très bas dans les piedmonts. Ainsi se révèle une liaison intime des formations de pente et des cônes de la montagne avec les glacis. Ces derniers correspondent bien à un milieu semi-aride ou aride, mais, dans beaucoup de cas, ce sont des formes fossiles et élaborées durant des phases climatiques plus humides que l'actuelle: le ruissellement chargé de débris grossiers, qui s'étale en de multiples bras, constitue alors l'agent essentiel de la morphogenèse; le creusement linéaire intervient au cours d'un interpluvial et plutôt au début de celui-ci (7, 15, 16, 25, 27, 24). Ainsi s'explique le remarquable emboîtement des glacis de la Moulouya, dans une zone relativement septentrionale où les oscillations climatiques prennent une certaine ampleur. Au contraire, en région présaharienne, l'amortissement général de ces dernières aboutit à l'aplatissement de l'éventail des formes superposées et à la constitution de glacis polygéniques.

L'histoire de la couverture végétale mérite ici une mention. On ne saurait l'imaginer schématiquement comme la succession d'une descente et d'une remontée en altitude des différentes associations. Au cours du dernier pluvial la limite supérieure des forêts fut affectée par l'intensité des phénomènes de solifluction, mais à des degrés divers selon les espèces. De plus une migration des arbres vers l'aval les amène, dans les bassins à tendance aride, jusque dans la zone d'élaboration des glacis de piedmont. Ces étendues caillouteuses et trempées par intermittence ne pouvaient convenir également à toutes les formations forestières. Par contre, celles qui avaient le mieux résisté à ces conditions sévères ont pu se réinstaller dès le déclin du pluvial sur des pentes couvertes de débris périglaciaires. Elles se sont désormais si bien adaptées à ce milieu (18) que sa dégradation actuelle par le ruissellement entraîne une évolution régressive de la couverture végétale: les épineux remplacent localement le thurifère et le cèdre, le chêne-vert envahit la partie inférieure de l'étage de ce dernier. Plus bas, l'alfa lui-même a vraisemblablement trouvé son optimum en fin de pluvial sur quelques centaines de mètres en altitude de part et d'autre de la limite des actions périglaciaires du maximum de période froide; une fois détruit par l'homme aujourd'hui, il laisse en effet la place à une steppe plus claire et plus pauvre.

Bibliographie

1. Balout, L. — Pluviaux inter-glaciaires et préhistoire saharienne. *Travaux de l'Institut de recherche saharienne*, t. 8, Alger 1952.
2. Birot, P., Dresch, J. — La Méditerranée occidentale, t. 1, Paris 1953.
3. Birot, P., Joly, F. — Observations sur les glaciis d'érosion et les reliefs granitiques au Maroc. C.N.R.S., Paris 1952.
4. Choubert, G. — Les rapports entre les formations marines et continentales quaternaires. *Communication IV^e Congrès de l'INQUA*, Rome-Pise 1953.
5. Choubert, G. — Note sur la géologie des terrains des Doukkala. *Notes et Mémoires Serv. Géol.*, t. 12, 1956.
6. Couvreur, G., Raynal, R. — Reconnaissance morphologique dans la vallée du Zad (Moyen Atlas occidental). Note manuscrite, à paraître dans les *Notes Marocaines*, 1956.
7. Dresch, J. — Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas de Marrakech, Tours 1941.
8. Dresch, J. — Note sur le bassin supérieur de la Tessaout. *Notes Service Géol.*, t. 5, Rabat 1951.
9. Dresch, J. — Le Haut Atlas occidental, in: J. Dresch, F. Joly, M. Gigout, J. Le Coz, R. Raynal — Aspects de la géomorphologie du Maroc. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, no 96, Rabat 1952.
10. Dresch, J. — Systèmes d'érosion en Afrique du Nord. *Revue de Géogr. Lyon.; Proc. verb. cercle d'études géogr.*, no 20, 1953.
11. Dresch, J. — Formes et limites climatiques et paléoclimatiques en Afrique du Nord. *Ann. Géogr.*, no 335, 1954.
12. Dresch, J., Raynal, R. — Formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 1953, no 11,
13. Dresch, J., Raynal, R. — Notes sur les formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas, le bassin de la Moulouya, et le Haut Atlas oriental. *Notes Serv. Géol.*, t. 7, Rabat 1953.
14. Jeannette, A. — Quelques aspects de l'évolution de la plaine de Berrechid au cours du Quaternaire ancien et moyen. *Notes Serv. Géol.*, t. 9, Rabat 1954.
15. Joly, F. — Pédiments et glaciis d'érosion dans le sud-est du Maroc. *C. R. Congrès Intern. Géogr. Lisbonne 1948*, 1950.
16. Joly, F. — Le Haut Atlas Oriental, in: J. Dresch, F. Joly, M. Gigout, J. Le Coz, R. Raynal — Aspects de la géomorphologie du Maroc, *Notes et Mém. Serv. Géol.*, no 96, Rabat 1952.
17. Margat, J., Raynal, R., Taltasse, P. — Deux séries d'observations nouvelles sur les croûtes au Maroc. *Notes Serv. Géol.*, t. 10, Rabat 1954.
18. Marion, J. — La régénération naturelle du cèdre dans les cédraies du rebord septentrional du Moyen-Atlas occidental calcaire. *Station de Recherches forestières*, Rabat 1955
19. Mensching, H. — Morphologische Studien im hohen Atlas von Marokko. Würzburg 1953.
20. Mensching, H. — Morphologische Studien im zentralen Mittleren Atlas. Essen-Wiesbaden 1953—55.
21. Mensching, H. — Eine geographische Forschungsreise nach Nordafrika und zu den Kanarischen Inseln. *Erdkunde*, Bd. 8, 1954.
22. Mensching, H. — Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. *Pet. Geogr. Mitt.*, Ergzh. no 256, 1955.

23. Mensching, H. — Karst und Terra Rossa auf Mallorca. *Erdkunde*, Bd. 9, 1955.
24. Mensching, H., Raynal, R. — Fussflächen in Marokko *Pet. Geogr. Mitt.*, 1954.
25. Raynal, R. — Notes de stratigraphie et de géomorphologie en Moyenne Moulouya. *Notes Serv. Géol.*, t. 6, Rabat 1951.
26. Raynal, R. — Le Moyen Atlas — La Haute Moulouya, in: J. Dresch, F. Joly, M. Gigout, J. Le Coz, R. Raynal — Aspects de la géomorphologie du Maroc. *Notes Mém. Serv. Géol.*, no 96, Rabat 1952.
27. Raynal, R. — Quelques exemples de l'action du froid et de la neige sur les formes du relief au Maroc. *Notes Marocaines*, no 2, Rabat 1952.
28. Raynal, R., Dresch, J., F. Joly — Deux exemples régionaux de glaciation quaternaire au Maroc: Haut Atlas oriental, Moyen Atlas septentrional. *IV^e Congrès INQUA*, Rome-Pise, 1953.
29. Raynal, R. — Oscillations climatiques et évolution du relief au cours du Quaternaire. *Notes Marocaines*, no 5, Rabat 1955.
30. Tricart, J. — Le modélisé des pays froids, fasc. 1: Le modélisé périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2^e partie, fasc. I, CDU, Paris 1950.
31. Tricart, J., Joly, F., Raynal, R. — Morphométrie des galets nord-africains. *Notes Serv. Géol.*, Rabat 1956.
32. Wiche, K. — Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im Mgoungebiet (Hoher Atlas). *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 1953.
33. Wiche, K. — Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 1953.
34. Wiche, K. — Studienreise nach Französisch - Marokko. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 1954.
35. Wiche, K. — Fussflächen im Hohen Atlas. *Österr. Akad. Wiss.*, 1, 1955.

J. N. Jennings*
Canberra

A U S T R A L I E

A NOTE ON PERIGLACIAL MORPHOLOGY IN AUSTRALIA

It must be regrettably admitted that the study of periglacial land-forms and soil formations, whether actual or fossil, has scarcely begun in Australia. This is not a matter for surprise or criticism when one reflects on the numbers of geologists and geographers at work here in relation to the area of the continent. The state of our present knowledge is well illustrated by the fact that, although about one-fifth of the area of Tasmania is thought to have been glaciated in the Pleistocene, there is scarcely a passing reference to periglacial features to be found in the published literature on that state. However it is possible to recognise a stirring of interest of recent years in these matters, stemming partly from academic sources and partly from more practical considerations.

Thus the reservation and at least partial protection of the highest parts of the Australian Alps, as the Kosciusko State Park, has led to the renewed study from the point of view of pure science of the geology, physiography, plant and animal ecology of this area, fostered largely by W. R. Browne of Sydney University. And with this has come the recognition that nivation and periglacial processes have played and are playing a part in the fashioning of landscape here. Thus Browne, Dulhunty and Maze (1) describe active snow patch erosion on the lee eastern slopes at high levels, generally above 6 000 ft., of the Kosciusko plateau. More recently Ritchie and Jennings (11) maintain that nivation hollows in the Grey Mare Range to the north of Kosciusko, some of which were previously regarded as glacial cirques, are mainly survivals from more severe Pleistocene climatic phases. In this paper also these authors reconsider the nature of a boulder fill, now forested, in part of the small Errolls Creek valley on the flank of this range and interpret it as due to aggradation in a Pleistocene periglacial phase.

The most detailed paper published so far in the broad field under discussion is that by McElroy (10) on contour-trenches; these are

* Reader in Geomorphology, Australian National University, Canberra, Australia.

elongated trenches, running along the contour of very gentle slopes (up to $4,5^{\circ}$) or more irregularly on flat ground, in grassy country. They vary from 2 to 18 inches deep, from 6 inches to 6 ft. wide and from a few ft. to 250 ft. in length. They are often waterfilled and, when dry, their floors consequently carry less vegetation than the intervening ridges. They are not restricted to the Kosciusko country but are found at much lower levels elsewhere in the Eastern Highlands of N. S. W., though always where winter frosts occur. Costin regards these contour-trenches as normal hydroseral developments but Mc Elroy believes that solifluction is an essential element in their formation, at least for those on slopes. Clearly, however, though best developed in the high mountains where periglacial processes are still prevalent, these contour-trenches are not restricted in their distribution to true periglacial environments.

Soil erosion is, of course, a practical concern, which has led to the realisation that there is periglacial activity in the high country of southern New South Wales. Soil erosion is a problem widespread in Australia but it has been the burden of work by A. B. Costin (3), a soil conservation officer and botanist, that soil erosion in this region due to overgrazing and burning takes on a special and difficult character because of the prevalence of solifluction. This occurs in the alpine and subalpine tracts of his definition, in general above 5 000 ft. but in particular circumstances reaching down to 4 000 ft.; climatically they constitute perhaps a rather mild version of Tricart's type B 2 — the mountain variety of humid periglacial climates with a marked winter (14). Active solifluction terracettes are common here and needle-ice (pipkrake) action is seen to play an important role in gully erosion by promoting caving of the gully walls. In addition Costin discusses the closely packed tors in the Dalgety-Berridale area at lower levels of 2 000—3 000 ft. on the Monaro plateau to the east; these he categorises as *Felsenmeere* and attributes to removal by solifluction of the finer soil materials in more severe Pleistocene conditions.

This author also refers briefly (4, 5) to giant stone stripes and rock-rivers in the high Kosciusko country which are viewed as Pleistocene survivals. Jennings and J. H. Mercer (unpublished) have recently made observations of some rock-rivers or block-streams, just west of the head of the R. Tumut; these lie on the flanks of low ridges, capped by Tertiary basalt, which rise some 200 ft. above the general level of the high granite plateau here. These block-streams consist of angular basalt blocks with no matrix. Near the convexly bulging lower margin the blocks are irregular in shape and the average

block is about 1 ft. in maximum dimension, though occasional ones may be up to 3 ft. long. Upwards the average size increases and the shape becomes more regular until they are mainly hexagonal prisms 3—4 ft. in length. Clearly frost shattering has first broken up the basalt along contractional joints and later has progressively destroyed the simple prisms as they moved downslope. Two such streams, which were more closely examined, rose at angles of 10—15°, steepening somewhat right at the top where the pile of blocks continued uninterrupted to the small, flat summit of the ridge. The low angle of inclination and the absence of a free face above demonstrate that these are in fact true block-streams of periglacial origin and not ordinary talus or scree. Snow gum woodland on soil which apparently overlies similar blocks, abuts abruptly on the flanks of the streams. Although occasional freshly fractured blocks occur, they are for the most part well weathered. The block-streams are regarded as fossil and not moving today. This is supported by the presence of numerous hollows pitting the general surface of the lower parts of some of the streams; these are due to vertical settling of blocks under the action of subsurface flow of water. Further work on these phenomena, including excavation, is needed.

A second practical interest in periglacial phenomena has arisen from the engineering activities of the Snowy Mountains Authority, which is carrying out extensive water-diversion and reservoir construction schemes in the Kosciusko-Kiandra region for hydro-electric and irrigation purposes. Road construction at the alpine and subalpine levels has brought the Authority up against mass-movement hazards, including solifluction, and they now have a soil conservation section to study and tackle these amongst other problems. Further the frost-shattering propensities of the climate at the site of their first dam at Guthega (at 5 000 ft. with approximately eighty alternations of freezing and thawing in a normal winter) has led to the investigation of suitable concrete mixes for these conditions (6).

As has been suggested above, the past climatic history of Tasmania, if not its present meteorological conditions, leads one to expect future recognition of widespread periglacial phenomena there. Little can be said at present. Considering the Pleistocene glaciation of the eastern half of the Central Plateau, Lewis (8) took the view that many of the higher hills here projected as nunataks through the ice. Frost shattering was responsible, he thought, for the common appearance of these hills today as *vast accumulations of loose boulders*. Not all the block-fields due to periglacial conditions to be found in this area have

this disposition however; Jennings has observed extensive *Felsenmeere* near Pine Lake, which lie below the screes actively falling from the dolerite cliffs around the lake basin but above and encroaching on the moraine damming the lake. These block-fields at least are later than the last glaciation to affect the Pine Lake area. As yet no soil polygons have been reported from Tasmania, though Jennings has noted rudimentary hexagonal sorting on small, bare patches of moraine near the foot of the Traveller's Rest lake in the southwest of the Central Plateau at about 3000 ft.; this action has not gone far but it has every appearance of being a present-day process. Winter conditions are severe on the Central Plateau and, although not usually included as a periglacial process, the action of lake ice is commonly associated with such processes so that brief mention of its role on the Central Plateau may not be out of place here. The embanking and packing of dolerite boulders around the shores of such lakes as the Great Lake (7) has long been noted and is now correctly attributed in large part to the expansional „push” of lake ice. More interesting are the sinuous and extremely narrow lines of boulders, which traverse and practically divide in curious manner several lakes on the Central Plateau in areas of predominant glacial deposition e.g. Lake Ina, Double Lagoon, First Bar Lake, Second Bar Lake. S.W. Carey (unpublished) has convincingly explained them as due to the interaction of the push from two centres of lake ice formation. The lake ice gradually pushed forward large dolerite boulders, which characterise the till here and project from the floors of these shallow lakes. Eventually the boulders were gathered in a line where the ice from two separate centres of accretion usually met.

Macquarie Island, a somewhat detached dependency of Tasmania, has long been known to fall within the domain of present-day periglacial activity; witness the 1911—13 observations of L. R. Blake recorded in Mawson (9). But the re-establishment of a scientific station by the Australian National Antarctic Research Expedition has led to further study of this aspect of the island. Taylor (12, 13) chiefly discusses the exceedingly well developed terraces there; he stresses with justice the importance of the wind in its effect on the vegetational factor in the formation of these terraces, particularly in producing the contrast between windward and leeward terraces. Macquarie Island is a windy place; nevertheless it seems likely that solifluction plays a larger part in their formation than Taylor allows. Taylor points out the absence of stone polygons (this accords with the general character of this particular periglacial climate — the high latitude oceanic

island subtype lacking a marked winter — Tricart's type C. I) but describes a modified type of stone stripe, which he terms *stone lines*. The whole surface is gravel-covered but thrown into a series of slight ridges and hollows running down a gentle slope. In section it is found that the hollows overlie even more marked gravel-filled channels beneath whereas on the ridges the underlying silty soil is but thinly covered by gravel. The author does not enquire closely into their formation but relies on freeze-thaw action to create ridges and hollows initially whereupon free water drainage in the hollows keeps them clear of fine material. Bunt (2) has given a parallel account of these last features. He states that in some cases the ridges are of finer material at the surface than the gravel-filled hollows; this makes for greater similarity to the laterally-sorted stone stripes of normal type. Bunt also noticed the formation of ice palisades (pipkrakes) in the hollows and ascribes the removal of fine material from the hollows to the melting of these ice crystals.

Thus, although it is in no way possible, either cartographically or textually, to contribute to the report of the Periglacial Morphology Commission in a manner at all comparable with the findings, which will issue from Europe or North America, for example, it is in some small degree gratifying to report the beginnings of awareness of the role of periglacial processes in geomorphology in this continent.

References

1. Browne, W. R., Dulhunty, J. A., Maze, W. H. — Notes on the geology, physiography and glaciology of the Kosciusko area and the country north of it. *Jour. Roy. Soc. N. S. W.*, 69, 1944; pp. 238—252.
2. Bunt, J. S. — The effect of freezing and thawing on the surface structure of certain soils on Macquarie Island. *Aust. Jour. Sci.*, 17, 1954.
3. Costin, A. B. — Mass movements of the soil surface with special reference to the Monaro Region of N. S. W. *Jour. Soil Conservation Service N. S. W.*, 6, 1950.
4. Costin, A. B.—A study of the ecosystems of the Monaro Region of New South Wales. Govt. Printer, Sydney 1954.
5. Costin, A. B. — Research problems of high mountains in Australia. *Aust. Jour. Sci.*, 17, 1955; pp. 117—123.
6. Leech, T. D. J. — The role of science in the Snowy Mountains Scheme. *Aust. Jour. Sci.*, 16, 1953; pp. 79—86.
7. Legge, W. V. — Contribution to the physiography of Tasmania. *Proc. Roy. Soc. Tasm.*, 1902; 138 pp.
8. Lewis, A. N. — Note on the origin of Great Lake and other lakes on the Central Plateau. *Proc. Roy. Soc. Tasm.*, 1932; pp. 15—38.
9. Mawson, D. — Macquarie Island, its geography and geology. *Australasian Antarctic Expedition Sci. Rep.*, ser. A, vol. 5, 1943.

10. McElroy, C. T. — Contour trench formations in Upland Plains of New South Wales.
Jour. Roy. Soc. N. S. W., 85, 1951; pp. 53—62.
11. Ritchie, A., Jennings, J. N. — Pleistocene glaciation and the Grey Mare Range.
Jour. Roy. Soc. N. S. W., 89, 1955; pp. 127—130.
12. Taylor, B. W. — Terrace formation on Macquarie Island. *Jour. Ecol.*, 43, 1955; pp. 133—137.
13. Taylor, B. W. — The flora, vegetation and soils of Macquarie Island. *A. N. A. R. E. Rep. Ser. B*, vol. 2, Melbourne 1955.
14. Tricart, J. — Le modélisé des pays froids, fasc. 1: Le modélisé périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2^e partie, fasc. I, CDU, Paris 1950.