



CONTENTS

ARTICLES

	Page
<i>Ź. Dylík, R. Raynal</i> : Programme de travail de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire	177
<i>M. Boyé</i> : Les lagunes du Plateau Landais	195
<i>A. Źahn</i> : Periglacial microrelief in the Tatras and on the Babia Góra	227
<i>S. Szczepankiewicz</i> : Periglacial slope development in the Ślęża massive ...	251
<i>A. A. Velitchko</i> : Structures périglaciaires dans le bassin de la Desna moyenne et leur importance pour la stratigraphie et la paléogéographie	257

MATERIALS TO PERIGLACIAL NOMENCLATURE

<i>Ź. Olchowik-Kolasińska</i> : Some remarks about changes in the nomenclature applied in the Russian literature	271
--	-----

NOTES

<i>S. Alexandrowicz</i> : Structures périglaciaires dans les calcaires triasiques aux environs de Tarnowskie Góry et de Mierzęcice	275
<i>W. Chmielewski</i> : Etat de conservation des ossements d'animaux recueillis dans la grotte Nietoperzowa de Jerzmanowice	279
<i>S. Kozarski</i> : Stratified slope deposits near Chodzież	285
<i>Ź. E. Mojski</i> : Cryoturbate phenomena in Vistula terraces in the region of Włocławek	287

REVIEWS

<i>Ź. Alexandre</i> : Le modelé du fond des vallées secondaires de l'Ardenne au cours du Pléistocène (<i>Ź. Tricart</i>)	291
<i>Ź. Beaujeu-Garnier</i> : Sur la présence de formation du type dit „périglaciaire” en Algérie Orientale (<i>Ź. Tricart</i>)	291

<i>S. G. Botch</i> : O nekotorykh formakh mikroreliefa svyazanykh s tayaniem sniežnikov (<i>A. Sadłowska</i>)	292
<i>M. Boyé</i> : Clos, lagües et lagunes de la Lande girondine (<i>J. Tricart</i>)	292
<i>P. Brunet</i> : Les terrasses de la vallée de la Drôme (<i>J. Tricart</i>)	293
<i>S. G. Carr, A. B. Costin</i> : Pleistocene glaciation in the Victorian Alps (<i>J. N. Jennings</i>)	293
<i>C. A. Cotton, M. T. Te Punga</i> : Fossil gullies in the Wellington Landscape (<i>J. Tricart</i>)	294
<i>C. A. Cotton, M. T. Te Punga</i> : Solifluxion and periglacially modified land-forms at Wellington, New Zealand (<i>J. Tricart</i>)	294
<i>J. Destombes, A. Jeannette, R. Raynal</i> : Rôle des processus périglaciaires dans la formation des dayas de la région de Boulhaut (<i>R. Raynal</i>)	295
<i>R. Fridman</i> : Généralité des phénomènes périglaciaires wurmiens sur le littoral et les îles de Charente-Maritime (<i>J. Tricart</i>)	296
<i>J. Grimbérieux</i> : Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye (<i>J. Tricart</i>)	296
<i>A. Guilcher</i> : La plage ancienne de la France (<i>J. Tricart</i>)	297
<i>L. E. Hamelin</i> : Les tourbières réticulées du Québec-Labrador subarctique: interprétation morpho-climatique (<i>L. H.</i>)	297
<i>S. P. Kachurin</i> : Wsiehda li termokarst yavlayetsya priznakom degradacii mnogoletniey merzloty (<i>J. Olchowik-Kolasińska</i>)	298
<i>A. Melik</i> : Kraska polja Slovenje v Pleistocenu (<i>J. Tricart</i>)	299
<i>C. Mingasson</i> : Observations sur l'influence hydrologique de la neige dans l'est du Canada (<i>L. E. Hamelin</i>)	299
<i>S. Nishimura</i> : Some peculiar features in the periglacial regional domaine of Japan (<i>K. Kobayashi</i>)	300
<i>J. A. Pihlainen, R. J. E. Brown, R. F. Legget</i> : Pingo in the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada (<i>M. Dorywalski</i>)	300
<i>A. Pissart</i> : L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes (<i>J. Dylik</i>)	301
<i>E. Schönhals</i> : Gesetzmässigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses (<i>A. Sadłowska</i>)	302
<i>J. P. Schwobthaler, H. Vogt</i> : Aspects de la morphogénèse plio-quaternaire dans le Bas-Rhône occidental (<i>J. Tricart</i>)	303
<i>W. Szafer</i> : Flora utworów soliflukcyjnych w Wadowicach (<i>H. Gawlik</i>)	304
<i>M. Ters</i> : La terrasse fluvio-périglaciaire de la Vie, en Vendée (<i>J. Tricart</i>)	304
<i>J. Tricart</i> : Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France (<i>J. Dylik</i>)	305
<i>K. Wiche</i> : Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas (<i>T. Klatka</i>)	307
<i>K. Žebera</i> : Výsledky výzkumu kvartérních sedimentů v Předmostí u Přerova na Moravě za rok 1952 (<i>T. Klatka</i>)	309
BIBLIOGRAPHY	311

PROGRAMME DE TRAVAIL DE LA COMMISSION DE GEOMORPHOLOGIE PERIGLACIAIRE

Sommaire

On considère les points principaux du plan de recherches proposé par la Commission. La première partie englobe la présentation cartographique des phénomènes périglaciaires sur tout le globe. La seconde partie à trait aux processus généraux: sols structurés, désintégration et décomposition chimique, processus de versants en prenant le ruissellement particulièrement en considération, équiplanation et aplanissements de versants, niches de corrosion et vallées asymétriques, roches résiduelles, enfoncement du genre pingo et provenant de la dégradation du pergélisol, ravins de gélivation, modelé périglaciaire du relief d'accumulation glaciaire, modelé des côtes, sédimentation périglaciaire. La partie suivante, la plus synthétique, donc la plus importante, est celle qui englobe les problèmes régionaux basés sur l'interprétation des phénomènes produits dans l'espace et le temps. A cette partie se rattachent les problèmes suivants: extension du pergélisol, épaisseur de la zone active, comparaison des diverses périodes de glaciation avec les périodes périglaciaires ainsi que le nombre des phases périglaciaires dans les périodes glaciaires, surtout dans la dernière, types climatiques et morphogénétiques dans les phases périglaciaires, différenciation de l'empreinte périglaciaire dans le tableau du relief, régions périglaciaires contemporaines avec la distinction détaillée des zones, application pratique des recherches périglaciaires, problèmes de terminologie. Enfin la dernière partie comprend les initiatives d'organisation: service d'informations avec diffusion de fiches bibliographiques et d'articles rétrospectifs, organisation de la rédaction de la carte périglaciaire de la terre et organisation de la présentation des travaux de la Commission au Congrès de Stockholm.

La proposition faite en 1949 au Congrès de Lisbonne par l'Union Géographique Internationale de fonder une Commission de Géomorphologie Périglaciaire résultait du magnifique développement des recherches faites dans ce domaine, développement qui s'est signalé surtout dans la dizaine d'années précédant le premier Congrès d'après-guerre. Ce courant de recherches relativement négligé jusque là, et qui brusquement se développe d'une façon si intense, a trouvé son expression dans l'organisation de cette Commission. Ce fait a rehaussé l'importance des travaux périglaciaires, d'autant plus qu'à la tête de la Commission se trouvait le prof. H. W. Ahlmann, savant célèbre dans le monde entier et Président actuel de l'Union Géographique Internationale. Il fallait pour bien des raisons souligner que la fondation de notre Commission avait une importance formelle et était une question de prestige. Néanmoins il est évident que son rôle, en premier lieu, est de servir de stimulant, de source d'informations et d'activité organisatrice.

BILAN ACTUEL DES RECHERCHES

On peut trouver les preuves du rôle important joué par la Commission de Géomorphologie Périglaciaire dans le grand nombre de publications qui ont paru pendant les huit dernières années de l'existence de la

Commission. Il est évident que la majorité des travaux périglaciaires publiés n'ont pas été faits directement sous les auspices de la Commission. Mais il est certain qu'un grand nombre d'entre eux est la preuve et le résultat du fait que la Commission a su éveiller un plus grand intérêt à l'égard de ces questions grâce à l'exemple donné par ceux de ses membres qui publiaient leurs travaux, tels les professeurs A. Cailleux, J. Tricart et H. Poser. Ce qui a encore contribué à inspirer de l'intérêt, ce fut l'envoi de fiches bibliographiques, de circulaires avec des instructions et les Rapports dont le dernier, présenté à Rio de Janeiro, a été le plus imposant. C'est sous la rédaction des professeurs Cailleux et Tricart et grâce à leur initiative que quatorze auteurs ont présenté l'état des recherches dans leur pays avec 666 références bibliographiques correspondantes (152).

Dans la même période parut une série de travaux régionaux, *Periglaziale Erscheinungen in Mitteleuropa*, sous la rédaction de H. Poser (38, 56, 60, 110, 127, 148, 164, 189). Le *Biuletyn Peryglacjalny*, publication en série consacrée également aux problèmes périglaciaires généraux, traités non seulement du point de vue régional. Parmi les nombreuses études sur diverses régions il faut mentionner surtout celles qui apportent des conclusions plus générales, soit celles de Guilcher (73), Tricart (178), Bout (11), Boyé (12), Dylik (40, 41), Nangeroni (135, 163), Lliboutry (112), Jahn (90), Poser (145), Büdel (16), Raynal (153). On a publié également des synthèses générales concernant la géomorphologie et la cryopédologie (20, 23, 177, 182).

Le Rapport de la Commission de 1956 ainsi que toute une série de publications qui s'y rattache présentent l'état des recherches et les résultats obtenus dans différents pays, et permet de s'orienter plus facilement dans l'état actuel des recherches. A ces publications appartiennent des travaux de Tricart (180), Maréchal et Maarleveld (120), Dylik (48), Jahn (89), Sekyra (159), Chmielewski (26). Malheureusement les comptes-rendus n'englobent pas tous les pays et même certains tels que l'Allemagne et les Etats-Unis où les recherches périglaciaires sont très avancées n'y figurent pas. Il est indispensable que ces lacunes soient comblées au plus vite pour pouvoir se faire une idée sur les résultats acquis dans le domaine des problèmes généraux et sur le degré auquel on est arrivé dans la connaissance de l'emplacement de phénomènes périglaciaires dans le monde.

De la comparaison des résultats des recherches actuelles il ressort en premier lieu, comme un trait général, la très grande inégalité dans la connaissance des différents pays. Ceci se rapporte surtout à l'inventaire des phénomènes périglaciaires et ensuite à l'interprétation des problèmes généraux aussi bien que régionaux. Ainsi dans le programme des travaux

il convient de mettre à la première place la présentation cartographique des phénomènes périglaciaires connus ainsi que l'obligation de combler les lacunes les plus frappantes qui rendent difficile l'interprétation dynamique, spatiale et temporelle.

INVENTAIRE DES PHENOMENES ET LA CARTE PERIGLACIAIRE DU GLOBE

Il existe de nombreuses présentations descriptives des phénomènes périglaciaires provenant de tous les pays européens, à l'exception de la Roumanie et de la Yougoslavie dont nous n'avons que deux notices (88, 124), de la Bulgarie, de l'Albanie et de la Grèce. Les Etats-Unis disposent de très riches matériaux tant dans le domaine des recherches concernant le pergélisol actuel de l'Alaska que des formations pleistocènes, fossiles. La connaissance des problèmes périglaciaires du Canada est beaucoup plus restreinte. Ce retard provient de la prédominance des problèmes glaciaires. Le Canada est, comme le constate Brochu, spécialement intéressant vu les événements actuels, dont la grande fréquence est le résultat du fait bien expressif que tout au moins le quart du pays reste sous l'influence du pergélisol continu et que sur presque tout le reste du Canada apparaît une couche périodiquement gelée durant 4—5 mois (14). Par rapport à la superficie du pays l'inventaire de phénomènes périglaciaires est très restreint; par contre l'excellente monographie régionale, celle de A. L. Washburn (187) fait honneur au Canada.

De l'Amérique du Sud proviennent également des matériaux, concernant les phénomènes périglaciaires actuels dans les Andes, présentés à des dates variées par Troll (182), Corte (31), Czajka (34) et tout récemment par Llibouty (112, 113).

L'Afrique du Nord est devenue le domaine d'intenses recherches périglaciaires et ceci concerne surtout le Maroc (153) et à un moindre degré l'Algérie (4). Les études poursuivies dans ces pays, concernant la structure des dépôts des différentes phases pléistocènes, ont donné d'intéressantes indications dans le domaine de la paléoclimatologie. Quant aux autres parties du monde c'est la Sibérie qui est la mieux connue grâce aux nombreux ouvrages russes. Dans d'autres pays, tels que: le Japon (84, 102, 103, 104), la Nouvelle Zélande (32, 33, 64, 65, 162, 175, 193) et Australie (24, 91), les recherches périglaciaires en sont plutôt à leur début.

En comparaison avec la riche littérature renfermant la description de très nombreux phénomènes périglaciaires constatés, la rareté des présentations cartographiques est frappante. Plus nombreux sont les frag-

ments de cartes qui présentent de petites superficies et qui d'habitude sont en rapport avec les études monographiques. Les cartes jointes aux *Periglaziale Erscheinungen* (36, 60, 85, 86, 110, 127, 148, 164, 189), aux études italiennes (163) et aux beaucoup d'autres (54, 97, 103, 139, 154) peuvent servir d'exemple. Par contre il n'y a que la Belgique et la Hollande (120), la France (19, 180) et la Pologne (48), qui possèdent des cartes périglaciaires embrassant tout le pays.

Suivant donc le postulat du Comité directeur de la Commission (105, p. 237) la première tâche qu'on doit entreprendre dans l'avenir le plus proche, si possible avant le Congrès de Stockholm qui doit se tenir en 1960, est celle de faire une adaptation cartographique de l'inventaire des phénomènes pléistocènes et actuels du globe entier. Cet inventaire doit comprendre les structures périglaciaires, les dépôts et les formes du relief qui leur sont propres et sont caractéristiques du modelé périglaciaire. Cette matérialisation sur carte facilitera grandement les interprétations qui seront indispensables dans la partie du programme concernant les travaux sur les problèmes régionaux.

PROBLEMES GENERAUX

La seconde partie du programme englobe les problèmes généraux. Ils concernent la dynamique des processus, des dépôts et, avant tout, des formes du relief.

Malgré une très riche littérature, la question des sols structurés qui occupait une place particulièrement privilégiée, surtout dans l'ancienne littérature, n'a pas été épuisée. Le dernier article de Washburn (188) le démontre. On ne connaît pas suffisamment la genèse des divers types de structures et jusqu'à présent une systématique uniforme fait défaut. Comme on le sait la notion de la genèse des sols structurés ou des structures fossiles correspondantes comprend non seulement les processus, mais également les traits caractéristiques du milieu climatique et biogéographique. Ainsi la connaissance insuffisante de la genèse limite la possibilité d'interpréter le climat et la morphogenèse en se basant sur l'analyse des structures périglaciaires. La discussion ouverte par Pyavtchenko (144) au sujet des buttes gazonnées peut, en dehors des travaux de Washburn, servir d'exemple en ce qui concerne la divergence d'opinions génétiques.

On manque également d'une opinion uniforme sur la genèse des fentes en coin bien que dans la plupart des cas, en Allemagne et en France on se serve du terme *coin* dans le même sens génétique. Cependant dans d'autres pays, p. ex. en Pologne, on note une tendance à distinguer au moins deux

catégories de coins dont la formation se rattache à une mécanique et à un milieu climatique différents.

L'idée d'élargir les études comparées trouve déjà une profonde justification dans le problème qu'on vient de présenter. Les comparaisons des sols structurés actuels permettent de définir les traits du milieu climatique propres aux divers types des structures. Il y a bien des exemples de ce genre d'études, mais on ne possède pas jusqu'à présent de publication cartographique sur laquelle on dégagerait des types de sols structurés associés à un fond représentant des milieux climatiques différenciés. La tendance à l'identification des phénomènes contemporains avec des formations fossiles définit la deuxième catégorie d'études comparées. Les recherches de Paterson (137, 138), Bout (11), ainsi que celles de Malaurie et Guillien (118), incitent à la continuation de ce genre d'études, qui a une importance fondamentale pour les interprétations paléoclimatiques et paléomorphologiques.

Les processus morphogénétiques exigent de nouvelles études, mais il est impossible et inutile d'en parler plus amplement. Il faut pourtant insister spécialement sur ce que la gélivation, en tant que processus fondamental, soit mieux approfondie. Ceci concerne, en premier lieu, la classification des roches en fonction de leur réaction aux phénomènes de gélivation et du type d'altération qui leur est propre. La réalisation de cette tâche se base sur les observations de l'altération qui se produit actuellement (les roches dans la nature, les monuments historiques); sur l'étude des produits de l'altération pléistocène et enfin sur l'expérience. Le travail de Tricart (181) est un remarquable modèle, déjà classique même, de ce genre d'études. Il semble que ce qui fait le plus grand défaut dans ce domaine c'est la connaissance du comportement des roches meubles qui sont le substratum du relief des régions d'accumulation glaciaire.

On a dernièrement constaté que dans un milieu froid, périglaciaire, l'altération chimique ne doit pas être sous-estimée. Corbel (27, 29, 30) et Williams (192), entre autres, ont souligné dans plusieurs études l'action énergétique de l'érosion chimique dans les régions calcaires notamment dans les processus de nivation et dans les phénomènes du karst „froid”. Scharlau (158) a présenté un autre indice de l'altération périglaciaire chimique sous la forme de pellicules altérées sur les basaltes. Le caractère de ce processus est défini par la migration des solutions de fer vers la surface, la précipitation et même la cristallisation de l'hématite à la surface froide et sèche. Michalik (131) a décrit des phénomènes semblables dans les Tatra. Indépendamment du rôle morphogénétique de l'altération chimique, les effets de ce processus peuvent avoir une grande valeur chronologique et directement paléoclimatologique. De la succession des pellicules

d'encroûtement ou d'altérations sur des cailloux ou des dépôts en général on peut tirer des conclusions concernant la succession des différents genres de conditions climatiques. Les études citées sont plutôt exceptionnelles et elles doivent être continuées dans l'avenir.

Des processus de versants la congélifluction est la mieux connue, car c'est elle qui est le sujet le plus fréquent des recherches périglaciaires. Par contre, on s'intéresse bien moins aux glissements, aux éboulis, cônes et glacis. C'est en France que les formes et les processus énumérés sont le mieux étudiés. Au Groenland et en Islande, ils ont été observés également par des Français (11, 20, 28, 118). Des formations de ce genre ont été également reconnues en Afrique du Nord (36, 37, 128, 129, 130, 190, 191) et récemment en Pologne (46).

Le problème des éboulis ordonnés suggère l'étude de la collaboration de différents processus morphogénétiques et surtout de la congélifluction, du ruissellement, et des mouvements par gravité. Une assez ample littérature (9, 10, 36, 37, 46, 47, 76, 78, 118, 153) traite de la collaboration de ces processus; toutefois ce problème exige qu'on fasse de nouvelles recherches et d'une manière intense. Le lien qu'on a constaté entre les éboulis ordonnés, les congères et l'action du vent ainsi que la possibilité de rattacher leur genèse aux aplanissements des versants font présumer que l'étude de ces formations donnera d'importants résultats dans les domaines paléoclimatique et géomorphologique.

Grâce aux études de Mortensen (133) et de Poser (145) on a attiré l'attention sur le rôle morphogénétique de l'eau descendant des versants dans des conditions périglaciaires. Contrairement au problème du ruissellement en filets qui est plutôt assez bien connu, on sait peu au sujet du ruissellement en nappe. La reconstruction des conditions périglaciaires ainsi qu'une suite d'observations (21, 35, 43, 44, 49, 140) prouvent l'existence de cette forme d'écoulement et signalent son importance géomorphologique. Ce problème doit prendre une place importante dans le plan d'études du plus proche avenir.

Le jeu différencié des processus de versants, et notamment la congélifluction et le ruissellement, trouve son expression dans les divergences de mode de développement des versants. Le dilemme géomorphologique général: *downwearing* ou *backwearing* s'exprime dans des conditions périglaciaires en alternatives d'équiplanation et d'altiplanation. On trouve beaucoup plus souvent des rapports sur le premier de ces deux types de développement des versants. Cependant il y a bien des données concernant les terrasses d'altiplanation (8, 55, 73, 74, 174), qui semblent représenter un cas particulier de développement défini par le recul parallèle des ver-

sants et par la formation d'aplanissement du genre des pédiments (3, 44, 49, 62, 90, 116).

Il est probable que dans le milieu périglaciaire le développement des versants s'effectuait de deux manières et que, par conséquent, il se formait aussi bien des terrasses d'équiplanation que des aplanissements de versants. C'est dans l'existence de divers milieux climatiques qu'il faut chercher les causes de cette différenciation d'événements morphogénétiques. Il résulterait d'une étude de Büdel (17) que l'équiplanation trouve des conditions plus favorables dans la zone de la toundra, tandis que la zone détritique, par l'équilibre si caractéristique qui existe entre l'érosion et la dénudation, favorise plutôt la formation d'aplanissements de versants. Les observations faites en Pologne permettent de confirmer cette déduction. Pourtant le manque d'études détaillées concernant ce domaine rend impossible d'émettre pour le moment des opinions sûres et précises.

Les niches de corrosion devraient être également étudiées. En dehors de la notice de H. Klatkova (98), il n'en existe aucune étude monographique. Dans la vaste littérature concernant les vallées asymétriques (1, 69, 90, 114, 141, 149, 151, 171, 172), on trouve trop peu de présentations cartographiques. Les roches résiduelles communes aux massifs hercyniens (en Europe) ne sont pas suffisamment étudiées. Il existe beaucoup de données diamétralement opposées au sujet des *tors* britanniques (111, 132). D'après ces données, l'âge de ces formes pourrait remonter au Tertiaire, ou bien concerner tant l'interglaciaire que le glaciaire. Il est évident que ce problème nous intéresse spécialement à cause de la morphogenèse différente dans chacune des définitions chronologiques citées.

Les dépressions fermées constituent une ample catégorie de formes qu'on connaît d'une manière insuffisante. Les cuvettes formées à la suite de la disparition du pergélisol en font partie. Ces formes ont été très bien étudiées sur les territoires actuels de pergélisol de l'Alaska et de la Sibérie. Par contre, l'étude des formes fossiles et pléistocènes de ce genre n'est qu'à ses débuts (82, 95). A ce groupe appartiennent des dépressions en général plus menues qui sont restées après d'anciens pingo. En dehors d'études en cours, au Canada et en Sibérie, c'est en Hollande et en Belgique (58, 117, 143) que ces recherches ont été le plus poussées. On y a même distingué deux générations différentes au point de vue chronologique. Ailleurs les recherches concernant cette question font défaut, exception faite de la France où Cailleux (22) s'est occupé dernièrement de ce problème.

Les ravins de gélivation décrits par Boyé (12, 13), dans les Pyrénées centrales sont intéressants non seulement parce qu'ils enrichissent notre savoir sur les processus morphogénétiques périglaciaires, mais aussi parce

qu'ils forment un important élément du relief des montagnes. Malgré leur intérêt considérable, ces formes n'ont été, presque nulle part (48), distinguées. L'existence de ces formes est en stricte connexion avec la part que prennent les processus périglaciaires dans la formation du relief des hautes montagnes ainsi qu'avec le problème de „l'érosion" glaciaire.

L'une des plus précieuses conquêtes des recherches périglaciaires a été le discernement de l'action de la morphogenèse périglaciaire dans les zones de relief glaciaire d'accumulation, et en particulier dans la plaine polonaise (41, 70, 71, 72, 75, 90, 92, 93, 109, 110, 142). On a distingué les formes du relief les plus frappantes propres à cette morphogenèse et on a défini le caractère général de son influence. On a constaté que sous l'influence de la morphogenèse périglaciaire l'ancien style d'accumulation du relief s'est transformé en style d'érosion. On a même essayé de différencier l'image géomorphologique générale de l'ancien relief d'accumulation glaciaire par rapport à l'intensité des transformations résultant de la morphogenèse périglaciaire (48). Il semble pourtant que l'inventaire des formes du relief périglaciaire n'est pas complet et que même il n'est pas suffisamment connu. En dehors de la Pologne on n'a pas essayé d'assigner de limites entre les zones du relief d'érosion et d'accumulation sur les territoires de remblaiement glaciaire. Les derniers ouvrages de Dylik (48), Johnsson (93), Lembke (110) et Pierzchałko (142) indiquent un certain rôle joué par la morphogenèse périglaciaire dans la transformation géomorphologique du tableau des territoires occupés par le glacier dans les plus jeunes phases de la dernière glaciation. Comme on le voit, le problème du rôle de la morphogenèse périglaciaire dans la formation du relief des territoires d'accumulation glaciaire est encore ouvert et exige qu'on continue à faire des études synthétiques et détaillées à ce sujet.

Le problème du modelé des côtes dans le milieu périglaciaire n'a presque pas été abordé. Brochu (14) et Corbel (30) ont attiré l'attention sur ce fait et Różycki (154) a consacré une étude à ce problème.

Dans l'inventaire des problèmes, qu'il est difficile d'épuiser ici, il faut encore inscrire celui de la sédimentologie périglaciaire et de son importance stratigraphique. On a étudié plus particulièrement et même d'une façon imposante en divers pays les traits caractéristiques des dépôts de congélifluction, ainsi que d'autres dépôts, tels que éboulis ordonnés ou les formations d'accumulation fluviale (47, 58, 99, 116, 119, 120, 125, 126, 127, 147, 150, 178, 179). On connaît également les traits de texture des dépôts éoliens. Par contre, on s'est peu occupé de la structure des loess (45, 155, 156) et des sables éoliens. A ce point de vue les nombreuses études hollandaises et belges (2, 57, 59, 81, 115, 116, 119, 173, 185, 186, 194) sont les plus intéressantes et les plus complètes. Il est indispensable

de souligner ici que les résultats obtenus au sujet d'indices concernant la morphologie du matériel accumulé par les fleuves périglaciaires sont valables pour les territoires qui n'ont été glacés ainsi que pour toutes les roches d'origine locale. Par contre, cette question se présente beaucoup moins bien dans les pays d'accumulation glaciaire où les divers éléments du matériel ont subi successivement différents modes de transport. Les nombreuses recherches sédimentologiques concernent généralement les surfaces ouvertes. Tout récemment seulement on a fait l'analyse de dépôts périglaciaires de grottes (25, 26, 50, 106, 157). Les études sur la formation des cavernes, très intéressantes vu les conclusions morphogénétiques, sont particulièrement importantes pour la stratigraphie et la chronologie du Pléistocène. C'est sur des terrains de très intense érosion, surtout dans les cavernes, que se sont conservées maintes fois les séries les plus complètes des formations pléistocènes. Evidemment les périodes froides n'y sont pas représentées par des dépôts d'accumulation glaciaire, mais par des formations périglaciaires.

Le rôle de dépôts périglaciaires de grottes, ainsi que l'existence d'autres formations reliées génétiquement aux périodes de froid, bien que situées en dehors de l'extension des glaciations, rappelle la nécessité de compléter la nomenclature stratigraphique du Pléistocène. A la place de la définition bipartite: glaciation, interglaciaire, il faut introduire une définition tripartite: glaciaire, périglaciaire, interglaciaire. La présentation de la stratigraphie du NE Illinois, insérée dans le travail du regretté Horberg (83), peut servir ici d'exemple. Toutefois bien des glaciations sur de nombreux territoires apparaissent uniquement sous la forme d'un ensemble de phénomènes survenus dans le milieu périglaciaire. Comme il résulte des travaux de Mazonot (123), dans la région de Lyon, et de Jahn (89), certaines formations périglaciaires sont justement des dépôts périglaciaires. Il est donc indispensable de mettre au premier plan comme un des points du programme des recherches la révision des formations appelées périglaciaires. Ceci est surtout important en vue de l'étude des conditions climatiques de la sédimentation de ces formations.

Il convient enfin de souligner que le domaine géographique des études périglaciaires s'est considérablement élargi au cours des dernières années. Il ne correspond plus seulement aux régions actuellement froides ou tempérées fraîches, mais il s'étend également jusqu'aux basses latitudes, englobant la zone subtropicale et notamment tous les pays du bassin méditerranéen. Il s'agit de régions qui n'ont pas connu de glaciation généralisée, mais où toutes les oscillations froides du Quaternaire se sont traduites par une morphogénèse périglaciaire extrêmement active. Les témoins de cette morphogénèse, souvent fort bien conservés, en particulier grâce

interglaciaires. L'identification précise des dépôts périglaciaires ainsi que toutes marques d'un important hiatus interglaciaire ont ici une signification décisive. A côté des preuves indéniables de l'existence de ce hiatus sous forme du contenu organique le rôle le plus important revient aux indices pédogénétiques. Le critère très important de la couleur ne peut être considéré que comme une sérieuse indication. Pour avoir toute certitude une analyse pédologique précise est indispensable.

Le but principal de notre Commission est de distinguer les effets de la morphogenèse périglaciaire et de déterminer son rôle dans la formation du relief dans les limites de son extension sur tout le globe. La première condition pour atteindre ce but est la présentation uniforme et aussi complète que possible des phénomènes périglaciaires isolés advenus sur tous les continents. Dernièrement à cette question se sont jointes les études sur les dépôts sous-marins corrélatifs aux processus continentaux. L'interprétation dynamique comprise dans l'étude des problèmes généraux et ensuite l'interprétation de la différenciation spatiale et temporaire du milieu périglaciaire préparent à la seconde mission, celle d'indiquer la zonation du relief dépendant de la morphogenèse périglaciaire. L'empreinte du relief périglaciaire est différenciée en fonction du nombre des périodes au cours desquelles a régné la morphogenèse périglaciaire et du type de milieu climatique où s'accomplissait le travail propre à cette morphogenèse. Dans les travaux de Büdel (17, 18), nous trouvons à ce sujet des indications qui ont une valeur générale. Sans aucun doute ces travaux sont précieux, car ils font connaître le sens et le caractère général de la formation du relief dans des régions diverses, néanmoins ils ne donnent pas la différenciation des zones morphologiques périglaciaires, car ils ont été basés sur des matériaux bien restreints et, en définitive, s'appuient sur la déduction. On trouve dans un récent travail de Tricart (180), une différenciation plus précise des zones morphogénétiques en France. Il ne donne pas cependant de présentation cartographique des régions possédant des traits de la différenciation du modelage périglaciaire. Des régions de ce genre ont été présentées sous forme de zones sur la carte faite en ce qui concerne la Pologne par Dylik (48).

Les phénomènes périglaciaires traversent les différents territoires conformément aux données climatiques zonales. Toutefois on observe d'étranges contradictions de procédé dans les recherches actuelles. On a fait relativement plus d'efforts pour obtenir la différenciation par zones des phénomènes périglaciaires passés, interprétés d'après les vestiges fossiles, que dans l'analyse de la zonation actuelle des phénomènes périglaciaires. On note, il est vrai, l'apparition par zones étagées en altitude, des phénomènes périglaciaires au flanc des montagnes, mais nous manquons

jusqu'à présent de présentations cartographiques adéquates dans lesquelles on dégagerait et caractériserait les zones respectives comme un tout. A ce point de vue, certaines études concernant les régions arctiques contemporaines se présentent beaucoup mieux (17, 66, 67, 68). On y a distingué des zones aux caractères morphogénétiques particuliers. Malheureusement ces présentations sont trop générales et ne renferment pas les matériaux détaillés effectifs qui légitimeraient les généralisations. Le travail de Różycki sur la Terre de Torell (154) en est une remarquable tentative pour donner une présentation détaillée des zones périglaciaires actuelles en Arctique.

Le tableau des phénomènes périglaciaires actuels ainsi que celui des formations pléistocènes fossiles n'est pas complet. Il suffit de donner comme exemple les Tatra polonaises dont la première présentation va paraître¹. Et pourtant c'est un terrain qui attirait l'attention des géomorphologues depuis longtemps. Il est certainement étrange d'entendre cette constatation — juste d'ailleurs — que le degré auquel on est arrivé dans bien des pays quant à la connaissance des témoins périglaciaires est beaucoup plus élevé que celui de la connaissance des phénomènes se produisant actuellement dans les montagnes.

Pour mieux connaître le mécanisme des phénomènes périglaciaires il est sans doute indispensable de continuer à observer des phénomènes périglaciaires intervenus en haute montagne et dans les régions polaires et subpolaires, mais il faut également étudier des événements qui ont lieu actuellement en rapport avec le pergélisol saisonnier. Il s'agit en particulier du développement et des effets produits par l'action des *pipkrakes* ainsi que d'une série d'autres phénomènes. On a observé dans les Sudètes et aux environs de Łódź pendant la disparition printanière du pergélisol des phénomènes de congélifluction et du ruissellement en filets et en nappe. On a également observé la formation et la disparition de formes du type *thufur*. Il est vrai que ces phénomènes se produisent par l'entremise de l'homme qui, dans la saison critique de l'année — le printemps — crée l'existence de surfaces ouvertes, privées de couverture végétale; mais les phénomènes par eux-mêmes présentent le mécanisme périglaciaire classique. C'est pour cette raison que la propagation de ce genre d'observations est infiniment désirable.

ROLE PRATIQUE DES PHENOMENES PERIGLACIAIRES

Les recherches périglaciaires et surtout celles qui concernent la connaissance du pergélisol actuel résultaient souvent de besoins pratiques. Telles

¹ A. Jahn — Periglacial microrelief in the Tatras and on the Babia Góra, v. p. 227.

sont les origines d'importantes études de plusieurs anciens savants qui étudiaient le pergélisol sibérien ainsi que des plus récents, tels que: Sumgin, Obrutschév, Tolstikhin et autres. Le même aiguillon a amené Leffingwell (107, 108), Taber (168, 169, 170), Muller (134) et Black (6, 7) à écrire des travaux importants et fort intéressants au point de vue de la théorie générale. Le problème du gonflement produit par le gel et celui des mouvements actuels des masses périglaciaires ont été étudiés et résolus pour des raisons provenant également de besoins pratiques. L'étude de la mécanique des terrains, si importante dans bien des domaines de la vie et en premier lieu pour la construction de cités et de routes, a pris un bel essor et a été exposée dans de nombreux manuels et traités (61, 96, 122, 167, 176). Malgré toutes ces études et rédactions générales, il y a encore bien à faire dans ce domaine. Vu les besoins pratiques, en dehors du pergélisol on a surtout étudié les phénomènes contemporains du gel. Par contre, dans le domaine des phénomènes pléistocènes plus anciens on s'est occupé presque exclusivement de l'évaluation des dépôts périglaciaires en se bornant aux traits caractéristiques de texture, c'est-à-dire à la fragmentation des matériaux. Il n'est pas douteux que l'importance des recherches périglaciaires pour les besoins de la vie pratique est beaucoup plus vaste. Gołąb (63) a indiqué l'importance des fentes en coin pour l'hydrogéologie des régions pléistocènes. En Afrique du Nord, et notamment au Maroc, l'on a, au cours de ces dernières années, reconnu le rôle joué par les couvertures périglaciaires de versants dans l'installation et la conservation du manteau végétal, et surtout forestier. Les techniciens du boisement se heurtent, entre autres données, à des problèmes morphologiques. Il est par ailleurs sûr que les perturbations périglaciaires de l'ancienne disposition stratigraphique trouvent leur expression dans la statique des terrains. Il faut donc envisager des applications pratiques de la connaissance des éléments du relief périglaciaire. Il n'est du reste pas douteux que la réalisation de cette tendance sera un stimulant qui vivifiera et perfectionnera la connaissance théorique.

PROBLEMES DE TERMINOLOGIE

Le développement violent et presque spontané des recherches périglaciaires a pu être observé ces temps derniers simultanément dans bien des pays de notre globe, même éloignés les uns des autres; il entraîne avec lui la nécessité de définir au plus vite plusieurs phénomènes. En fait la terminologie périglaciaire s'enrichissait rapidement et spontanément. Il existe actuellement bien des définitions synonymes. Ces définitions ne provoquent pas des malentendus, tout au contraire, elles enrichissent

la lexicologie. Mais on peut en même temps indiquer beaucoup de définitions homonymes, ne pouvant être comparées et engendrant des malentendus. Le danger est plus grand encore quand il s'agit de termes dont le sens n'est pas suffisamment défini et dont les limites sont instables et indéfinies. Ceci se rapporte entre autres aux termes tels que: *solifluction*, *cryoturbation*, employés souvent dans le sens de congélifluction, *butte gazonnée* et *pingo*². Les problèmes terminologiques doivent être l'une des préoccupations spéciales de la Commission. Il n'est pas dans notre intention de demander que la Commission décide de la lexicologie, mais il faut avoir toujours en évidence les termes, surtout les termes nouveaux, et discuter sur la terminologie. On a entrepris ce genre de travail dans le *Biuletyn Peryglacjalny* en rapport avec la terminologie de Troll, Bryan, Tricart et d'autres (51, 52, 53). On a le droit d'espérer que cette manière d'agir aboutira enfin à la création d'un dictionnaire de termes périglaciaires — dictionnaire dans lequel on mettra en ordre les termes synonymes employés dans différents pays, et dans lequel on soulignera les définitions incertaines, peu précises en tant que sens et étendue.

ORGANISATION DES TRAVAUX

Le plan qu'on vient de tracer pour le plus proche avenir est l'expression du rôle inspirateur de la Commission. En même temps se présentent les fonctions de coordination et d'organisation. Les fonctions d'organisation de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire résultent en premier lieu de la nécessité de réaliser le plan de recherche qu'on a esquissé et, par la suite, elles doivent permettre de présenter au prochain Congrès les résultats des travaux d'une façon aussi adéquate et complète que possible.

Le premier devoir d'organisation est donc tout d'abord le service d'information. Les directions précédentes le comprenaient ainsi et le dernier Comité a fait beaucoup d'efforts pour réaliser cette tâche. Les fiches bibliographiques doivent avant tout servir à ce but. Malheureusement, la Commission n'avait jusqu'à présent à sa disposition que des fiches bibliographiques françaises. Aussi faisons-nous aujourd'hui appel à tous les membres de la Commission et à toutes les personnes qui s'intéressent aux recherches périglaciaires afin qu'elles envoient les fiches bibliographiques au Prof. Raynal, secrétaire de la Commission. On diffusera ces fiches, et on les publiera dans le *Biuletyn Peryglacjalny*.

Néanmoins les fiches bibliographiques, tout en étant la base de l'information, n'épuisent pas toute sa tâche. Il est indispensable de faire des rapports rétrospectifs concernant l'état des études dans les différents

² Voir Pissart (143), notice à la page B 126.

pays, le point auquel est parvenue la connaissance des problèmes généraux, la revue des méthodes de recherches et la présentation de nouvelles méthodes. Il serait à désirer que les articles traitant de ce sujet se trouvasent dans la même publication, car cela permettrait à toutes les personnes intéressées de s'orienter plus facilement. Le Comité de la rédaction du *Biuletyn Peryglacjalny* est disposé à publier ce genre d'articles.

La tâche primordiale que constitue la présentation cartographique des problèmes périglaciaires dans le monde entier exige une bonne organisation et une action coordonnée. On doit inviter à la collaboration les auteurs des cartes concernant diverses régions étudiées. Ce sont tout d'abord les membres de la Commission qui devraient répondre à cet appel. En cas de difficultés, il serait désirable que les membres trouvassent ces collaborateurs pour leur propre pays ou les régions avoisinantes, si ces pays n'ont pas de représentants dans notre Commission.

On devra étudier d'avance et systématiquement la contribution de la Commission au Congrès International de Géographie qui aura lieu à Stockholm en 1960. Il faut avant tout présenter au Congrès des résultats des travaux projetés et organisés préalablement. Nous voudrions éviter les présentations fortuites qui ne se rattacheraient pas aux initiatives de la Commission.

Le plan d'études de la Commission qu'on vient d'esquisser est un projet individuel basé en partie seulement sur ce qui a été dit pendant les réunions de la Commission à Rio. Les auteurs le considèrent comme un canevas pour une ample discussion. Mais si une pareille discussion n'apportait pas de changements essentiels, la Présidence de la Commission serait obligée de considérer ce plan comme sa ligne de conduite. En conséquence la session de la Commission qui aurait lieu en 1960 à Stockholm devra s'occuper en premier lieu des comptes-rendus concernant la réalisation du programme des travaux. Il faut donc y présenter une carte ou des cartes périglaciaires du globe ainsi que rapports concernant les problèmes généraux. Par contre, il faudrait limiter les notices ayant une importance locale ainsi que les rapports de caractère fortuit. Il semble d'ailleurs que toutes les sessions de congrès, de sections ou de commissions devraient être organisées de la même manière. Il est évident qu'en posant la question de cette façon, le gros du travail retombe sur les Commissions-mêmes, qui dans l'espace de quatre années séparant les Congrès devraient se réunir au moins deux fois. Ces réunions sont indispensables pour mener à bien la tâche d'organisation et de coordination, ainsi que pour susciter des discussions à propos d'excursions sur le terrain. Les réunions de la Commission doivent unir les deux buts: buts fondamentaux et buts d'organisation. Les lieux de réunions peuvent être désignés en vue des problèmes géné-

raux ou régionaux, mais il faudrait dans ce cas choisir successivement des régions où les faciès périglaciaires seraient différents. A la session de la Commission à Rio on a projeté de convoquer une réunion de la Commission consacrée au problème du loess. On a proposé à cet effet deux pays: les Etats-Unis et l'U.R.S.S. La réalisation de cette proposition dépend de l'attitude de ces pays, étant donné que l'Union Internationale de Géographie ne dispose pas des moyens qui permettraient de couvrir les frais d'une telle Réunion.

Bibliographie, p. 19

LES LAGUNES DU PLATEAU LANDAIS

Un héritage du modelé quaternaire en Gironde

Le vocable „lagune” évoque habituellement une étendue d'eau plus ou moins salée, proche de la mer et qui résulte d'un colmatage littoral ou d'un barrage dunaire. Précisons d'emblée qu'il ne s'agira ici ni des grands étangs landais, ni même des flaques résiduelles que l'on trouve dans les zones de jonction entre deux étangs, par exemple les *barins* du Sud de l'étang de Carcans.

Ce que l'on nomme, dans la Lande girondine, „clot, lagüe et plus généralement *lagune*” (3) désigne au contraire un type de mares de dimensions très modestes, souvent remplies d'eau douce, même en été, très nombreuses à travers toutes les Landes de Gascogne et dont les caractères morphologiques sont extrêmement constants. Leur originalité a pu jusqu'ici échapper parmi les autres types de marécages, plus étendus, qui affectent le plateau Landais.

ASPECTS ET REPARTITION DES LAGUNES DANS LE PAYSAGE LANDAIS

DEFINITION DU PLATEAU LANDAIS

Le *Plateau Landais* (fig. 1) est ainsi nommé à Bordeaux parce que, „tout le pays peuplé, du vignoble et de la vallée, est en contre-bas de la Lande” (12). En effet il commence, à l'Ouest et au Sud de la ville, vers 45 m d'altitude avec la nappe détritique plio-quaternaire des *graviers amygdalaires* (19), interprétée comme terrasse supérieure des Graves (a^{1a}) sur la carte géologique au 1 : 80 000 (28). Il se prolonge jusqu'aux abords du Bassin d'Arcachon par la surface du *sable des Landes* (a^{1s}) revêtement éolien plus tardif, mis en place vers la fin de l'époque glaciaire würmienne (12, p. 19). Entre les deux il n'y a aucune rupture de pente.

A propos d'une étude des terrasses des Graves de Bordeaux, Mme M. A. Ladonne écrit: „Il n'est pas possible de distinguer de façon précise dans le relief la plus haute (terrasses), du glacis du plateau landais, qui se raccorde à elle insensiblement et monte en pente douce jusqu'à la ligne de faite (90 m vers Hostens, 70 m près du Barp)” (17).

ANARCHIE DU DRAINAGE

La topographie reste exceptionnellement plate et faute d'un drainage naturel organisé vers la Garonne, vers l'Eyre et le Bassin ou vers les étangs du Médoc, la surface du plateau est détrempée à la saison des pluies. La nappe d'inondation saisonnière n'a d'autre mérite que de souligner l'alignement des rides éoliennes anciennes, que l'on distingue même sous le boisement de pins, sur les photographies aériennes (photo 1 A). L'été venu, l'évaporation l'assèche complètement et l'on ne voit plus, à nu, que des sols cendreaux (podzols) surchauffés. Selon le dicton local: „l'hiver c'est un marais, l'été c'est un volcan" (cité in 13, p. 37).

Cependant le sol imperméabilisé, soit par les argiles subordonnées aux sables et aux graviers des nappes plio-quaternaires du substrat, soit par un illuvium humoferrugineux qui cimente les sables (*alios*), autorise en saison sèche la persistance de vastes marécages. Leurs contours confus sont variables suivant les années. Il se signalent par l'absence de pinède, remplacée par une végétation serrée de molinie bleue et d'ajoncs nains. Tels sont les marais de la Grande Lande à l'Ouest du Camp de Souge et qui constituent le Polygone de tir; ou bien les Marais du Cla, au NE D'Hos-tens, encore qu'il y ait ici un certain drainage puisque le Guamort, ruisseau affluent à la Garonne, y prend ses sources. A vrai dire ce type d'eaux dormantes serait beaucoup plus répandu si l'homme n'avait organisé le drainage par un réseau de fossés d'assainissement — *les crastes* — dont on attribue le principal mérite à Chambrelent (20, p. 302).

AUTRES TYPES D'ETANGS ET PIÈCES D'EAU

A proximité des vallées peuplées, l'homme a barré des talwegs et créé des étangs allongés et sinueux, souvent destinés à faire tourner un moulin ou à servir de vivier; ainsi à Cestas, sur l'Eau-bourde et ses affluents (fig. 2). On pourrait ajouter à la liste des pièces d'eau stagnantes, celles à formes géométriques artificiellement creusées pour orner les abords des châteaux du vignoble, voire même évoquer les douves du Château de Montesquieu à La Brède.

Or les lagunes typiques ne ressemblent à aucun des types envisagés et s'en distinguent bien nettement.

MORPHOLOGIE DES LAGUNES TYPIQUES

Ce sont des trous d'eau ronds ou ovales bien dessinés et de dimensions caractéristiques selon quatre catégories, toujours les mêmes; diamètres de 10 m pour les plus petits; de 25 à 30 m pour les plus nombreux, de 60 à 70 m pour les mieux dessinés; rarement plus de 80 m. Sur 330 lagunes

dénombrées sur des photographies aériennes ou des portions de cartes, non choisies à dessein, et correspondant ensemble à 330 km², seulement 6% d'entre elles avaient un diamètre supérieur à 100 m. Nous n'en connaissons aucune atteignant 200 m.

Certes les cartes topographiques (28) indiquent ça et là des formes plus grandes, toujours irrégulières ou biscornues. En réalité ce sont des formes plutôt lobées et les photographies aériennes montrent que, même lors de l'inondation hivernale, il s'agit de cuvettes coalescentes, mais nettement individualisées, sous une commune tranche d'eau. En été, on y observe, entre deux massifs de joncs qui marquent les creux proprement dits, des dépressions tourbeuses en couloir, dont la végétation de carex d'un vert vif contraste avec la lande plus sombre des alentours. Les exemples les plus probants se rencontrent entre Cestas et Saucats, au Sud de Bordeaux (photo 2).

Il arrive que l'homme favorise l'ennoyage commun de plusieurs lagunes voisines en exhaussant le plan d'eau; c'est le cas de lagune Devant, près de Pilliole (commune de St. Médard) où un système de digues réunit trois cuvettes en une seule.

Souvent aussi on observe des formes de transition entre les lagunes typiques et les marécages à limites confuses; ainsi dans la Lande du Puits de la Route, entre Salaunes et Segonne, à 20 kms au NW de Bordeaux (photo 1 B).

En moyenne, la profondeur des creux est de 1 m à 1,50 m; plus grande dans les alluvions a^{1a} (maximum mesuré: 2 m, photo 3) elle est moindre sur sable des Landes (0,40 à 0,60 m, photo 4). Les pentes intérieures sont donc faibles (maximum mesuré: 10° dans un cas de lagune dissymétrique, fig. 3).

Il existe quelquefois, dans le fond de la lagune une mouille plus profonde, à bords raides, comme si deux cuvettes étaient emboîtées l'une dans l'autre. Dans la plupart des cas examinés, la cuvette interne relevait d'un surcreusement humain actuel: dans les années de grande sécheresse ou après des incendies les vachers creusent ainsi pour leur bétail un abreuvoir de fortune, lorsque les puits sont taris.

ENVIRONNEMENT VEGETAL ET BOURRELET PERIPHERIQUE

Les fonds sont presque tous tourbeux. Dans la pinède, à sous-bois de fougères aigle et de bruyères callunes, où elles ouvrent des clairières, les lagunes se signalent par une végétation particulière: nombreux carex, la pulmonaire des marais et des sphaignes. C'est ce que M. J. Franc de Ferrière désigne par „tourbières du plateau supérieur” (13, p. 50)

Tableau I

Localisation	Document consulté	Surface en km ²	Nombre de lagunes	Densité	Formations géologiques
N° 1 Carrefour de Jauge (Un carré centré sur „Trois Lagunes”)	Photo aériennes (I. G. N. Mission Arcachon-Pessac 1950)	12	65	5 à 6	Sable des Landes (a ^{1s})
N° 2 Nord-Ouest de Saucats	Carte du Conseil Général de Gironde 1875 (Fille. La Brède)	12	34	3	Nappe des Graviers amygdalaires (a ^{1a})
N° 3 Quadrilatère Cestas — — Jauge — Croix d'Hins — Tectoucau	Photo. aér. (I.G.N. même mission)	80	191	2 à 3	a ^{1s} et a ^{1a} (faible portion de la surface)
N° 4 Région de Carcans — Brach (Médoc)	Carte du Conseil Général de Gironde 1875 (Fille. Carcans moitié-Est)	110	110	1	a ^{1s} et a ^{1a} (parts à peu près égales)
N° 5 Pentagone St. Hélène— — Saumos — Le Temple— Le Las— Salaunes	Carte d'E.M. au 1:80 000 agrandie au 1:50 000	160	26	0,17	a ^{1s} (1/7 de la surface sur a ^{1a})
N° 6 Région de Hourtin —Lesparre (Médoc)	Carte du Conseil Général de Gironde 1875 (Fille. Lesparre, tranche centrale)	140	14	0,1	a ^{1s} (épaisseur faible au-dessus du Calcaire à Astéries) Argiles Flandriennes
N° 7 Terrasses des Graves entre Blanquefort et Arcins	Carte Géologique au 1:80 000	120	5 ou 6	0,05	a ^{1c} (graves récentes) a ^{1b} (graves et limons argilosa-bleux)

et il en donne une remarquable illustration, prise à Léognan à 50 m d'altitude (13, p. 51).

Sur la lande à ajoncs marins et grandes bruyères, les lagunes se signalent plutôt par diverses espèces des joncs ou de typhacées (*massette*) au

centre, et, sur la bordure inondée d'hiver, par de grosses touffes de molinie — les *touradons* des paysans landais (photos 4, 5). Fréquemment elles sont cernées par une haie d'arbrisseaux (saules, bouleaux). Parfois un ou plusieurs chênes pédonculés, de belle venue, poussent sur le bord, indiquant par là un sol profond et bien égoutté, ce qui est quelque peu contradictoire avec l'étanchéité de la cuvette qui retient l'eau. Il est vrai que arbres et arbustes donnent alors l'impression de pousser sur un léger bourrelet entourant la lagune. Il est difficile de s'en assurer car il faudrait un nivellement de précision à l'échelle même de la hauteur des touradons.

Cependant, pour un cas, nous sommes sûrs de l'existence du bourrelet. L'une des Lagunes de Baris, dans la Lande de Berron entre Carcans et St-Laurent de Médoc, en présente un de 3 à 4 m de large et environ 40 à 50 cm de haut (photo 6). Il se voit particulièrement bien grâce à l'entaille du fossé récemment récuré le long du pare-feu qui le jouxte. Sur le bourrelet, poussent callunes et ajoncs nains. En contre-bas — de 30 cm environ — sur une sorte de beine de 5 à 6 m de large, poussent d'abord des touffes de molinie, en une rangée presque unique de touradons sur 1 m de large; puis une pelouse de carex qui s'arrête sur un rebord bien tranché d'une vingtaine de centimètres au dessus de l'eau. La lagune est parfaitement ronde et mesure 40 m de diamètre.

DENSITES

Les lagunes sont très nombreuses. Il en existe d'isolées, notamment dans la Grande Lande au Nord de la route Bordeaux—Arcachon (photo 1 A), mais elles se présentent le plus souvent en essaims: Les „Trois Lagunes”, au Sud de Jauge (Route nationale 132) sont en réalité une trentaine. Parmi les essaims, elles vont souvent deux par deux, de même dimensions (photo 1 C); le nom de *lagunes bessones*, c'est à dire jumelles, est fréquent.

La densité kilométrique est variable; nous l'estimons en moyenne à 2 ou 3 par kilomètre carré, pour l'ensemble de la lande girondine. Le tableau I indiquerait une moyenne inférieure à 1/km² même en négligeant les exemples pris en dehors du plateau. Mais il faut tenir compte des documents utilisés. Les photographies aériennes donnent les comptages les plus précis. Les missions de l'Institut Géographique National de 1950 ont tiré parti des incendies désastreux de 1949 (cf. carte des surfaces incendiées; 20, p. 235). Le résultat est néanmoins donné par défaut car, même sur photographie aérienne, certaines lagunes échappent à la prise de vue soit parce qu'elles sont trop petites, soit parce qu'elles sont masquées par le couvert forestier. Nous avons constaté par exemple dans les Bois de Lubec, à 10 km au NE d'Audenge, l'existence de lagunes, dont une de 30 m de diamètre, invisibles d'avion parce que cachées par une futaie où se mêlent pins, chênes et bouleaux.

Le comptage N° 3 paraît le plus typique: il porte sur une bande de terrain allongée d'Est en Ouest qui recouvre à la fois les formations a^{1s} et a^{1a}. Le comptage N° 4, fourni par les cartes du Conseil Général, ne donne qu'une lagune par km²; en réalité, l'examen du terrain montre qu'on peut multiplier par 2 les résultats. Ainsi le comptage N° 1, d'après photo aérienne donne 65 lagunes au total; la même surface, sur la feuille Labrède de la Carte du Conseil Général montrerait 32 lagunes, soit un chiffre analogue au comptage N° 2 fait sur la même feuille. On pourra aisément compter plus de 60 lagunes autour de Saucats. Quant au comptage N° 5, il peut à coup sûr être multiplié par 6, en effet la carte d'Etat Major au 1 : 80 000 ne signale pas les lagunes inférieures à 60 m de diamètre.

Dans ces conditions le tableau I montre bien les faits suivants:

1. la densité augmente vers l'Est aux approches des affleurements de graviers amygdalaires (comparaison des comptages 1 et 3). Le croquis de repérage (fig. 4) le confirme et montre de plus que les plus fortes densités se rencontrent aux abords des têtes de sources des ruisseaux affluent à la Garonne;
2. la densité diminue progressivement vers le Nord (comptages 4 et 6). En effet au delà du parallèle de Naujac-sur-Mer, on ne trouve que trois lagunes au SW de Plassan et deux lieu-dits: „Lagunaussan” sur la voie ferrée près de Lesparre et „lagune Hagnoise” à l'Est de Vendays.
3. les lagunes deviennent très rares sur les terrasses récentes des Graves; encore avons nous choisi pour notre statistique l'endroit le plus favorable signalé par la carte géologique autour de Bordeaux (3 lagunes marquées, un lieu-dit „les lagunes”, un hameau nommé „lagunegron”).

LOCALISATION

On voit donc que les lagunes disparaissent sur les terrains franchement perméables: sables des dunes côtières; graves fraîches des terrasses récentes de la Garonne; landes du Médoc, lorsque le sable éolien recouvre le calcaire à Astéries de quelques décimètres à peine.

De même elles s'écartent des terrains trop imperméables: par exemple, on constate qu'elles sont moins nombreuses sur l'axe Le Temple—Le Barp, où les argiles de substrat plio-quaternaire sont proches de la surface (fig. 4).

Elles se localisent de préférence à l'écart de tout drainage, occupant même des sommets d'interfluvés étroits (fig. 5). Ainsi entre le Saucats et le Guamort, près du hameau de Laguloup, un groupe d'une vingtaine de lagunes se situe à l'amont du ruisseau de Coustaut, affluent au Guamort. Le ruisseau ne prend pas le départ d'une lagune et traverse une seule

d'entre elles. Les trois quarts des cuvettes sont sises au-dessus de la courbe de niveau 60 m; cinq seulement, entre les courbes 60 et 50; aucune en-dessous. Il est vrai que l'on trouve là, entre La Brède et St-Morillon l'un des rebords de terrasse les plus nets de la région (coupe, fig. 6) entre les alluvions dites „anciennes" (a^{1a}) et les graves plus récentes d'une terrasse moyenne de 20—30 m (a^{1b}). Cette limite topographique, qui se poursuit vers l'Est jusqu'à St-Selve, au nom évocateur, sépare deux paysages agraires différents: sur le palier de 30 m, et au-dessous, le vignoble des Graves, avec intercalation de bois; au-dessus, commence la grande lande boisée (17, p. 13). On constate ici avec précision que les terrasses fluviales incontestables de la Garonne ne sont pas un domaine de lagunes, par opposition à la nappe détritique des graviers amygdalaires qui, à ce titre comme à d'autres, s'apparente plus au domaine landais qu'au domaine garronnais. Le vocable populaire de *Plateau landais* n'est donc pas seulement l'expression de bon sens d'un contraste altimétrique, il est aussi intuition d'une réalité géomorphologique.

LE PROBLEME DE L'ORIGINE DES LAGUNES

LES ENSEIGNEMENTS DE LA TOPONYMIE

Pour l'ensemble de la lande girondine, une lagune sur 4 ou 5 porte un nom propre. Cette proportion est relativement forte en comparaison de celle des autres marécages qui n'en portent jamais, à l'exception de quelques marais au Sud du département dans cette sorte de château-d'eau que constitue la région entre Hostens et St-Symphorien. C'est donc que les lagunes représentent aux yeux du Landais un site original dans le reste du paysage. Pourquoi cet intérêt? L'homme serait-il responsable de ces trous d'eau?

La toponymie atteste le contraire. Le tableau II résume nos différentes enquêtes. Nous avons utilisé comme document essentiel la carte du Conseil général de 1875; elle mentionne de nombreuses lagunes aujourd'hui drainées ou comblées et dont les noms ne sont souvent plus connus que des vieillards. On y voit que les noms propres les plus fréquents sont tirés:

- a. soit de la forme de la cuvette (lagune ronde, plate);
- b. soit de ses dimensions (Laguelongue, Lagune Petitonne); aussi les diminutifs sont-ils nombreux (Lagunet, Clotilloun);
- c. soit du milieu naturel environnant (Lagune Aigue-fine, de la Juncade);

d. soit encore d'incidents dont le souvenir s'est ainsi gardé (Lagune Hume, c'est-à-dire de la fumée, ou Lagune du Pendu).

Par contre 15% au maximum portent des noms de personnes ou de métairies, souvent proches. Encore est-il parfois difficile de savoir si tel nom se rapporte à un propriétaire, à un lieu-dit ou à un objet, par exemple on trouve de nombreuses Lagune Barreyre.

Plus rares encore sont les noms évoquant des activités rurales (Lagune Carreteyre, Lagune Vaqueyre). Il s'agit même parfois d'activités bien révolues: nous avons dénombré 4 lagunes du Lin, Lineyre ou Matalin et deux autres lieu-dits Matalin. A la question: „Que faites-vous de ces lagunes?" un paysan a répondu: „Rien! ce sont les vaches qui y vont, mais ça leur donne la maladie”.

Tableau II

Statistique de toponymes

Région type document utilisé	Nombre de lagunes	Lagunes sans nom (%)	Noms de personne de métairie ou d'activités agraires (%)	Noms tirés du milieu naturel ou d'un évènement (%)
Nord Feuill. Carcans (carte du Cl. Général 1875)	110	43	15	42
Centre Feuill. Labrède (carte du Cl. Général 1875)	208	84	6	10
Sud La Teste de Buch quart SE (carte E. M.)	222	94	3	3

Il est évident sur les photographies aériennes que les parcs à moutons et même les métairies isolées ne sont nullement liés à des lagunes; en effet le problème de l'eau ne se pose pas tant il est aisé de forer des puits de 3 à 4 m de profondeur jusqu'à la nappe sus-allotique. Les terminaisons péjoratives de certains noms (Les Lagunasses, Lagune Sausseuse, Lagune Ragouse) confirment le peu de valeur agricole de leurs sols tourbeux.

La plupart du temps, le quadrillage des fossés d'assainissement ignore les lagunes. Il arrive même qu'elles soient l'aboutissement d'un petit réseau privé, à l'échelle d'une exploitation; dans ce cas c'est la lagune qui

a engendré le toponyme. Tel est l'exemple du hameau de Lagunan et de son écart du même nom, au NW d'Hourtin (fig. 7), situé parmi quelques lagunes, dont la plus importante, la Lagune Sescousse collecte les eaux de drainage. Dans les archives notariales du village de Saint-Magne, près d'Hostens, qui remontent au début du XVIII^e Siècle, les lagunes apparaissent fréquemment comme des limites de propriétés¹.

Le tableau montre aussi que le pourcentage des noms propres augmente en allant vers le Médoc, tandis que vers le Sud 94% des lagunes ne portent pas de nom. Sur 70 km² à l'Est d'Hostens, vers Louchats, on compte 62 lagunes dont 2 seulement ont un nom qui leur soit propre. Au vrai il existe là sept autres dénominations mais elles sont collectives: les lagunes sont groupées en 10 essaims dont un, avec 6 cuvettes sur 400 m², n'est aucunement désigné.

Il semble bien que dans la majorité des cas les lagunes aient reçu un nom à titre de repère dans un paysage très uniforme (Lagune du Nord). Des appellations populaires telles que Lac des Fées ou Lagune du Pendu attestent qu'il s'agit de lieux reculés sans rapport fonctionnel avec une activité économique organisée. D'ailleurs aucune confusion n'est possible avec d'anciennes carrières qui s'appellent toujours: La Tuilerie, la Gravière, l'Argileyre, les Carreyres. Leurs formes tréflées conservent les différents fronts de coupes menés à partir du chemin d'accès les voitures, et la photographie aérienne souligne le dessin dentelé des déblais faits par l'homme (photo 1 D).

On peut dès lors conclure que les lagunes sont des dépressions fermées naturelles, même s'il est advenu que l'homme les ait utilisées.

Si les lagunes sont naturelles, comment se sont-elles formées? Plusieurs hypothèses se présentent à l'esprit.

IMPERMEABILISATION PAR L'ALIOS

La première hypothèse serait conforme à l'idée traditionnelle de l'imperméabilisation du sable des Landes par l'alios. Ces sables sont fortement podzolisés; le lessivage qui en a fait un éluvium aurait enrichi les couches profondes non seulement en oxydes de fer ou en humates mais encore en argiles. Par ailleurs le substrat détritique plio-quaternaire comporte des argiles subordonnées aux éléments plus grossiers. Leur répartition est irrégulière du fait même de la sédimentation dans les nappes d'épandage et l'influence qu'elles exercent sur l'épaisseur des nappes phréatiques est compliquée par l'existence d'un modelé d'érosion masqué par le revêtement des sables éoliens (12, p. 20).

¹ Renseignement obligeamment communiqué par Ml. Gaucher, notaire à Hostens

De toute façon c'est au contact d'un niveau d'eau plus ou moins proche de la surface que se forment les alios. A propos des sols podzoliques de ce qu'il appelle le „plateau supérieur” pour ne pas faire de différence entre les graviers amygdalaires (a^{1a}) et le sable des Landes, M. J. F. Franc de Ferrière écrit: „On voit les alios les plus épais et partant les plus imperméables se former dans le sous-sol des dépressions aussi faibles soient-elles et contribuer ainsi à en augmenter les défauts du sol au point de vue cultural” (13, p. 31). C'est à cela qu'il attribue: „... dans les périmètres à pente insuffisante, la formation de tourbières... absolument hostiles au développement des pinèdes” (13, p. 50). Selon Franc de Ferrière, il y aurait deux causes d'imperméabilisation superposées dans l'espace comme dans le temps:

- a. la consistance argileuse de la roche-mère ou de la roche sous-jacente au sable éolien, du moins en certains endroits;
- b. la cimentation des couches profondes du sable superficiel par les infiltrations aliotiques. L'évolution paraît irréversible.

Cependant un tel processus pédologique pourrait aussi bien expliquer l'existence des autres types de marécages. M. L. Papy fait d'ailleurs remarquer (20, p. 319): „Mais des tranchées nombreuses faites récemment dans la Lande pour l'aménagement de grands pare-feux ont montré que la couche aliotique de constitution, d'épaisseur et de profondeur infiniment variables, n'est pas continue”. Elle ne saurait donc former d'écran imperméable.

Par suite l'explication pédologique paraît insuffisante pour expliquer les formes circulaires si nettes des lagunes et spécialement la constance de leurs catégories de dimensions.

DISSOLUTION KARSTIQUE

Clots et lagunes seraient-ils des dolines de dissolution karstique estompées par le revêtement des sables éoliens?

M. H. Enjalbert a décrit (12, pp. 30—37) au Sud de Casteljaloux, dans l'Est du triangle landais, un karst à double palier qui est voilé par un manteau de sable des Landes (fig. 1). Le cours supérieur de l'Avance, petit affluent de la Garonne, s'y perd deux fois. Sur les paliers on trouve des *lacs*, comme la Lagüe de Xaintrailles, logés dans des creux dont l'origine, selon Enjalbert: „... paraît devoir être recherchée dans les effondrements qui se produisent au sein de la masse caverneuse du calcaire et qui sont survenus postérieurement à la mise en place des sables” (12, p. 35). Il envisage aussi la possibilité d'une dissolution plus active des calcaires par: „... les eaux acides qui ont traversé le sable”.

Cependant ces lacs sont plus grands, plus profonds que les lagunes de Gironde et surtout leurs eaux sont plus claires et constamment renouvelées, signe d'une hydrologie karstique. Enjalbert lui même écrit: „rien de commun avec les lagunes des régions landaises occidentales...".

De fait, les calcaires n'affleurent qu'en Médoc où il n'y a pas de lagune. Ailleurs, en Gironde, ils se limitent aux dômes anticlinaux de Salles et de Villagrains-Landiras. Par contre, dans l'intervalle, où le sable est épais, les lagunes sont nombreuses. Tout au plus peut-on signaler à l'Ouest de St-Symphorien, un groupe de 54 lagunes dont 16 sont allongées ou présentent une de leurs rives orientée SE—NW, comme le sont les accidents tectoniques voisins.

En tout cas nous n'avons jamais observé ni de perte d'eau ni d'indice de tassement. Le dessin si régulier et si constant des cuvettes n'a rien de comparable avec les dolines authentiques, par exemples les *cahuges* (fig. 8, photo 9) du plateau de l'Entre-deux-Mers, lui-aussi recouvert de pliocène détritique (argiles et graviers, fig. 6). Ces dolines, très nombreuses sont souvent: „incomplètement colmatées... et permettent d'atteindre des cours d'eaux souterrains" (24, p. 78). Leurs pentes intérieures sont fortes et les eaux qui s'y perdent entraînent facilement débris terreux et détritiques domestiques. Elles entrent dans la catégorie des *gouffres absorbants* de M. B. Gèze (15).

A l'opposé les lagunes landaises se présentent en vasques évaseées, feutrées de tourbe et, sur les bords, frangées d'un épais terreau végétal retenu par les touradons de molinie.

Les faits sont donc contraires à l'explication karstique qui se limiterait au mieux à quelques cas.

PSEUDO-DOLINES ET SOUS-ÉCOULEMENTS

D'autres régions argilo-sableuses ou même franchement argileuses offrent des pseudo-dolines, liées à des sous-écoulements.

En 1908, P. Combes signalait en Forêt d'Orléans, des gouffres qui se produisent dans les argiles subordonnées aux sables burdigaliens (10, p. 287). Ce sont des cuvettes de 5 à 30 m de diamètre avec, au fond, un entonnoir vertical profond de 5 à 25 m. Elles sont groupées (par exemple les Orfosses-Mouillées).

Certains groupes sont „émissifs", autres „absorbants". Quand ceux-ci sont pleins d'eau, ceux-là fonctionnent et engendrent un ruisseau intermittent: la Retrève. Il y a donc circulation hypogée et l'auteur précise que l'un des groupe près du champs de tir coïncide avec: „les fissures de la marne blanche miocène".

En 1953, M. F. Weidenbach décrivait (27) les chapelets de dépressions fermées qui s'inscrivent dans les dépôts argileux de la cuvette würmienne du Bollenwald, près du Lac de Constance. Les cuvettes sont plus petites (2 à 6 m), piriformes ou même coudées (fig. 9), mais restent proportionnellement profondes (1 à 2 m). La forme en berceau à bords raides (fig. 10), avec dans le fond des entonnoirs, parfois façonnés en marmites tourbillonnaires, conduit Weidenbach à éliminer les hypothèses de tassements ou de la fonte de culots de glace morte. Il admet une érosion par des sous-écoulements d'eau et constate au bas des pentes des cônes de déjections sortant de dessous un feutrage de racines.

Dans les deux cas, les cuvettes sont de formes plus creuses, moins régulières et en moyenne plus petites que celles des lagunes landaises, et elles ne retiennent l'eau qu'exceptionnellement. Quelle que soit l'influence — mal démontrée — des diaclases du sous-sol ou de l'action des racines, leur caractère le plus évident est leur alignement soit le long d'un talweg (forêt d'Orléans), soit selon la pente (Bollenwald, fig. 9).

Or la lande girondine n'a pas de pente. Il existe bien quelques chapelets de lagunes alignées et reliées par un cours d'eau intermittent (ex. Lagune Longue, près de Pilliole, com. de St-Médard), mais en général les chenaux sont artificiellement creusés par l'homme.

A 3 kms au Nord de Souge, le nom étrange d'une lagune asséchée — Lagune de Labyme — pose le problème, la carte d'Etat-major la situe à 200 m au Nord du talweg de la Berle de la Capelle, qui s'encaisse de 10 m en-dessous du plateau; mais nous n'avons pas pu la retrouver et les photographies aériennes ne la montrent pas.

De toute façon pseudo-dolines et sous-écoulements nécessitent la proximité de talwegs comme niveaux de base. Or sur le plateau landais la répartition des lagunes est indifférente au drainage et la compacité des sables est telle que la nappe phréatique sature aux moindres pluies sol et sous-sol. Dans ces conditions, s'il y a un sous-écoulement il ne peut être que très lent et généralisé. Il ne pourrait pas expliquer le groupement en essaims des cuvettes.

DEFLATION EOLIENNE

Lors de la mise en place du sable des Landes, l'Aquitaine a connu, à la fin du Würmien, une phase climatique aride, avec vents violents de Sud-Oest (12), capables de creuser des cuvettes de déflation. Celles-ci devraient être orientées selon les vents de l'époque; or celles des lagunes, qui sont ovales, ne présentent aucune orientation préférentielle.

Elles n'ont pas non plus la dissymétrie systématique que l'on voit aux *lettes* ou *lèdes* du massif dunaire côtier: pente raide sous le vent, pente douce au vent. D'ailleurs ces creux de dunes, de toutes dimensions, souvent bifurqués, ne retiennent pas l'eau. Ils ne sont jamais tourbeux, à l'exception de certaines cuvettes, ouvertes sur les étangs, qui ont été ennoyées par un niveau des eaux douces plus élevé. C'est le cas, au Sud de l'étang de Carcans, du „barin de haut”, petit étang résiduel, au nom significatif. Le façonnement éolien est ici manifeste mais le modelé des lagunes apparaît tout autre chose.

On pourra objecter qu'il existe au Sahara de cuvettes attribuées par certains auteurs à la déflation; elles sont rondes, symétriques en coupe, peu profondes, de dimensions semblables et aptes à retenir quelques jours les eaux de pluie éventuelles. Le climat sec et chaud en fait aussi des bassins d'évaporation. Nous n'avons jusqu'ici observé aucun dépôt d'évaporites dans les lagunes landaises. De plus le climat aride qui a régné en nos régions avant le Mésolithique inférieur (12, p. 19) était du type froid. De nombreux placages de sables nivéo-éoliens sur des versants face à l'Ouest attestent que les vents, qui ont „soufflé” le sable des Landes, transportaient aussi de la neige (12, p. 22).

M. B. Fristrup a montré que l'aridité des déserts arctiques est due avant tout à la faible humidité de l'air et à la violence des vents qui provoquent une forte évaporation (14, p. 55). L'auteur considère même que l'érosion éolienne y est plus agressive que dans les déserts tropicaux à cause de la grande fréquence des vents (14, p. 60—63). Mais cette aridité ne signifie pas absence d'eau sur le sol. On sait que dans les pays à sous-sol perpétuellement gelé, la fonte des neiges, même peu épaisses, sature rapidement au printemps le sol superficiel dégelé (mollisol). Fristrup montre aussi comment le gel du sol en hiver protège les formations alluviales de la déflation, (14, p. 59) dans les vallées ou bas-fonds humides.

C'est à ce type de paysage que devaient ressembler les Landes au Quaternaire. Par suite l'analogie de formes entre les lagunes et les cuvettes sahariennes risque d'être fortuite. Un creusement par déflation éolienne paraît donc improbable.

EVOLUTION POLYGENIQUE

Pourrait-on du moins envisager une évolution polygénique où les actions éoliennes ne seraient qu'un moment lié à une phase climatique aride, encadrée d'autres phases plus humides?

M. S. Judson (16) a expliqué de cette façon une cinquantaine de dépressions fermées qu'il a étudiées à l'Est de Santa Fé dans la portion

des Hautes-Plaines qui appartient à l'Etat du Nouveau-Mexique (U.S.A.). Ce plateau, d'environ 1400 m d'altitude, domine la vallée de la Canadian River. Il est constitué d'un grès pliocène à ciment calcaire, le *grès d'Ogallala*, coiffé d'un calcaire lacustre peu épais, plus récent (*Cap Rock*), lui-même recouvert de formations éoliennes quaternaires.

Les dépressions sont alignées le long de larges gouttières — supposées synclinales (fig. 11). Elles sont de formes quelconques, généralement peu profondes (15 m au maximum) et contiennent des lacs temporaires après les pluies. Ces lacs sont parfois plus proches du bord Ouest. La cuvette est alors dissymétrique avec un plan sableux faiblement incliné à l'Est. Dans certains cas la cuvette est bornée à l'Est par une dune en croissant. Judson conclut à une importante déflation éolienne par les vents d'Ouest, confirmée par des cailloux éolisés (ventifacts).

Or les paramètres granulométriques comparés des sables de surface et des éléments du grès d'Ogallala sont identiques; le sable provient donc directement de l'altération des grès. L'auteur observe par ailleurs (forages pétroliers) des poches de dissolution du ciment calcaire par les eaux qui s'infiltrèrent là où le calcaire lacustre a été détruit. En dépit d'un cas particulier, Judson écarte l'hypothèse d'effondrements karstiques pour expliquer les dépressions; et, tenant compte des alternances climatiques tantôt arides, tantôt pluviales qui se sont succédées au Quaternaire au pied oriental des Rocheuses, il propose l'évolution suivante (16, p. 270):

1. phase pluviale antérieure: décomposition chimique en poche des grès d'Ogallala par lessivage des carbonates, à la suite d'impacts d'érosion sur le calcaire lacustre, soit par ravinement torrentiel localisé, soit par le piétinement des bisons — comme le font encore aujourd'hui les boeufs d'élevage;

2. phase aride: déflation éolienne du sable précédemment libéré et accumulation dunaire à l'Est des cuvettes;

3. nouvelle phase pluviale: sédimentation lacustre dans les cuvettes remplies d'eau: les dépôts protègent les formes mais n'empêchent pas la dissolution de progresser en profondeur. Pendant ce temps, sur les dunes, érosion pluviale jusqu'à disparition, sauf s'il y a protection végétale;

4. nouvelle phase aride: assèchement du lac, disparition de la végétation et reprise de la déflation éolienne sur un stock renouvelé d'Ogallala décomposé, suivant deux éventualités:

- a. si les dépôts lacustres n'ont pas été éventrés, le vent se contente de balayer les reste dunaires existants (fig. 12 — 2);

- b. s'ils ont été éventrés par l'érosion, la déflation surcreuse la cuvette et superpose une nouvelle couche dunaire à l'ancienne (fig. 12 — 1).

Une terrasse apparaît alors du côté sous-le-vent, ou bien des creux secondaires se forment dans la dépression initiale.

C'est effectivement ce que l'on constate pour le Lac de Wheatland ou pour le Lac Watkins (fig. 11).

Après ce rappel des variations climatiques quaternaires en Amérique du Nord, revenons aux Landes de Gascogne où des variations comparables se sont également produites. M. H. Enjalbert (12, p. 38 sq) estime que, depuis l'époque glaciaire würmienne proprement dite et avant le climat actuel, trois cycles climatiques d'érosion ont affecté le plateau Landais, chacun avec son style:

1. le cycle climatique torrentiel post-glaciaire, correspondant à „un climat à grands contrastes, à fortes débâcles printanières et, plus encore à précipitations pluviales violentes; bref, un régime torrentiel sous un climat déjà sec, capable de creuses vigoureusement même sur de très petits cours d'eau". C'est d'alors (stade gotiglacial, ou tardiglaciaire?) que daterait, en partie, la destruction des nappes détritiques plio-quaternaires dont les matériaux, ainsi libérés, puis conduits à la mer par les rivières et triés sur les plages littorales, auraient fourni aux vents d'Ouest les sables qu'ils ont redéposés sur le plateau à la période suivante;

2. le cycle climatique d'érosion de la période sèche, c'est-à-dire froide et à précipitations faibles et par suite caractérisée par „l'impuissance presque totale de l'érosion fluviale dans le plateau landais". C'est alors que le sable des Landes se dépose, enfouissant le réseau hydrographique antérieur et désorganisant tout drainage superficiel par la constitution de dunes;

3. le cycle récent, correspondant au climat atlantique actuel, plus doux, capable d'une érosion fluviale linéaire nette mais limitée, actuellement bloquée par le couvert végétal, en sorte que le drainage des Landes paraît inachevé en dépit des travaux des hommes.

La phase à grandes crues aura pu être aussi une période d'impacts d'érosion moins hiérarchisés qu'un réseau de talwegs, surtout sur un matériel détritique lui-même très hétérogène. Des actions pluviales très localisées, associées à la déflation éolienne, auraient donné des cuvettes. A vrai dire on ne discerne pas quel aurait été le mécanisme de l'impact initial et le processus d'érosion hydroéolienne envisagé ne suffirait pas à expliquer ni les dimensions modestes ni la régularité des formes rondes ou ovales.

La phase de placage éolien aurait pu, à la rigueur, régulariser les formes de cuvettes en les voilant de sable des Landes. De toute façon cela revient à exclure un creusement par déflation.

La phase d'érosion récente n'est pas en cause puisque l'érosion linéaire n'atteint pas les zones à lagunes. Tout au plus l'infiltration des pluies a-t-elle hâté la formation de plaques d'alias. Quant au climat actuel, il préside uniquement au remplissage des cuvettes par des dépôts de tourbe.

On voit immédiatement les différences entre les dépressions du Nouveau-Mexique et celles des Landes. Les dimensions et les formes rencontrées sur les Hautes-Plaines américaines sont beaucoup plus variables: il y a des lacs de plus de 1600 m de diamètre. Par contre les lagunes landaises ne présentent jamais de terrasse ni d'autre indice de polygénisme. Le contexte lithologique est très différent: la décomposition chimique exerce sur les grès d'Ogallala une action considérable en libérant les sables des ciments calcaires; dans les Landes, faute de calcaire, le lessivage n'y a guère qu'une valeur pédologique. Enfin l'ambiance climatique y est radicalement autre: sur les Hautes-Plaines américaines, les vents d'Ouest ont toujours eu une allure de foehn, même aux périodes pluviales. En Aquitaine, les vents de l'Atlantique ont toujours apporté quelques précipitations, même en période aride.

Cette aridité étant du type désertique froid, il reste à envisager l'action du gel du sol.

LENTILLES DE GLACE DU SOL CONTEMPORAINES DU SABLE DES LANDES

Le Bassin Aquitain a été marqué par de vigoureuses actions périglaciaires (éolisation, cryoturbation) au Quaternaire. MM. Bastin et Cailieux (2) ont décrit dans les environs de Bordeaux (Eysines, Beutre) des fentes en coin (fig. 13), qui entament les graviers plio-quaternaires et sont remplies de sable éolien. Ces fentes sont donc contemporaines du dépôt du sable des Landes sans quoi les écoulements liquides antérieurs les auraient comblées de gravier fluvial: ce qui n'est pas le cas.

Les fentes en coin témoignent d'un climat froid, avec couvert neigeux faible ou sporadique, et des températures inférieures à -20° en hiver. Le sol des Landes était donc à l'époque fortement gelé.

HYPOTHESE LA PLUS VRAISEMBLABLE

Des lentilles de glace n'ont certainement pas manqué de se former dans le sol par ségrégation. Les lentilles en s'accroissant auraient soulevé le sol superficiel, créant des buttes, puis avec le réchauffement du climat les noyaux de glace auraient fondu, laissant à leur place des creux remplis d'eau.

L'hypothèse est vraisemblable: des buttes à lentille de glace se forment actuellement sous des climats arctiques comparables, froids et secs dans le Nord-Canadien ou la côte orientale du Groënland; les Eskimo les nomment *pingos* (fig. 14). Ils sont étroitement liés: 1. à un sol gelé permanent (*permafrost*, *merzlot*); 2. à des aires de drainage mauvais, voire à des fonds de lacs.

Tous les auteurs s'accordent sur le processus de leur disparition: „leur sommet finit pas se fendre par étirement de la couche superficielle... Le dégel fond la glace et un cratère apparaît par suite de la perte de volume interne. Progressivement le cratère s'agrandit et finalement est occupé par un lagon, entouré par les restes de la butte qui forment un anneau autour de lui" (cf. M. J. Tricart, 26, p. 135). C'est bien ce que nous avons nous-même observé dans la vallée de la rivière Eqip Kugssua (Ata Sund nord-oriental, côte Ouest du Groënland): la photo 7 montre un pingo subactuel installé dans une dépression due à la fonte d'un culot de glace de glacier (*sölle*, des auteurs scandinaves) et qui est encore en partie occupée par un lac. On voit que les agents de dégradation propres au milieu (solifluxion et déflation éolienne) s'emploient à démolir la butte. Localement le ruissellement s'attaque au matériel essentiellement morainique; surtout il délave la blocaille, qui s'épand dans le cratère et tout autour de la base. On imagine aisément le travail qu'y effectuerait une érosion pluviale plus continue, de sorte que la forme plus ou moins circulaire du lagon est ce qui a le plus de chance de subsister d'un pingo.

Précisément plusieurs auteurs viennent d'en trouver récemment des traces fossiles en Europe Occidentale, sous forme de petits lacs ou de mares, dont les caractéristiques se trouvent au tableau VI.

En 1955 M. G. C. Maarleveld (18) a étudié dans le Nord des Pays-Bas sur la limite extrême de l'Inlandsis quaternaire nord-européen des lacs plus grands que les lagunes et souvent très ronds. Leurs tourbes ont livré des pollens démontrant qu'ils existaient au Würm. L'auteur prouve que ce ne sont pas des logements de culot de glace morte (pseudo-sölle) et conclut aux pingos.

En 1956, M. A. Pissart (21) décrit les *viviers* du Plateau des Hautes-Fagnes, dans l'Ardenne Belge, caractérisés par des *remparts* — bourrelets périphériques — plus ou moins soliflués. Des hommes préhistoriques s'en sont servis (débris de palafittes), comme ils l'ont fait des *mardelles* du Jura. Mais leur très grand nombre et la présence de pollen d'espèces préboréales excluent un creusement humain. Les viviers disparaissent au-dessous de 500 m d'altitude, là où le drainage s'organise mieux.

En 1956 encore, M. A. Cailleux (6) signalait sur le plateau humide de la Brie des *mares*, le plus souvent pleines d'eau, très nombreuses, de

dimensions comparables à celles des Landes mais plus profondes et à pentes intérieures plus fortes. Elles sont groupées en essaims et comme en Gironde, il y a deux catégories de dimensions (3—5 m et 20—40 m) pour les plus fréquentes. La plupart n'ont aucune justification économique (pas d'accès carrossable, pas de déblais et, sur les pentes, des blocs de grès épars, souvent éolisés, non dérangés). Dans des coupes voisines Cailleux a observé des marques de cryoturbation très forte, s'étendant jusqu'à 6 et 8 m de profondeur à l'aérodrome d'Orly. Par contre il constate la rareté des mares en Beauce.

Le même auteur (5) vient d'en retrouver l'équivalent au Danemark dans l'île de Sjaelland, sans confusion possible avec des *sölles*. Elles ne paraissent pas non plus être des marnières, car elles sont creusées dans l'argile morainique de la dernière glaciation (Daniglacial) dépourvue pratiquement de craie.

Toutes les dépressions décrites dans ces diverses régions présentent quatre caractères communs:

1. formes rondes ou ovales très constantes;
2. liaison du phénomène avec les climats périglaciaires postérieurs au Würmien (pollens de flore froide, cryoturbation, éolisation);
3. localisation étroite sur des plateaux argilo-sableux ou limoneux, mal drainés;
4. absence de justification économique pour la plupart d'entre elles.

ETUDE DE PROFILS

Parmi les lagunes que nous avons étudiées, certaines ont pu être sondées jusqu'à 1 m de profondeur dans des conditions satisfaisantes.

La lagune de Lapeyre, au SE de Pierroton (Com. de Cestas) se trouve creusée dans le sable des Landes (a¹⁸). Ovale (60 × 50 m) et orientée NW—SE (photo 2), elle a été coupée par un chemin vicinal en remblai. Elle est flanquée à l'Est, d'un lagunon asséché en été. Entre les deux, une légère levée de terre est soulignée par une haie de petits saules de 2 à 3 m de largeur. Aux 2/3 inondée le 9 Septembre 1956 (année humide), la hauteur d'eau mesurait au maximum 60 cm; on peut donc évaluer entre 1 m et 1,50 m la profondeur de la cuvette lorsqu'elle est pleine.

Le tableau III montre clairement (voir aussi fig. 15) les faits suivants:

1. la tourbe présente une épaisseur à peu près constante et paraît tapisser une cuvette assez régulière ménagée dans le sable des Landes;
2. la cuvette est dissymétrique: le creux à l'aplomb de la route est placé sur le grand axe de l'ellipse;
3. le massif de joncs indique à peu près l'emplacement du creux.

Tableau III

Distance à partir du bord nord-ouest	Hauteur d'eau le 9. 9. 1956	Sable ren- contré à la profondeur de	Epaisseur de tourbe	
10 m	0	55 cm	55 cm	} zone de la pelouse exondée l'été
15 m	10 cm	62 cm	52 cm	
20 m	45 cm	90 cm	45 cm	} périmètre mouillé zone des joncs
40 m	60 cm	au-dessous de 1m	45 cm minimum	

La même indication est fournie par l'une des lagunes des Chaüs (hameau à 5 km au SW de Cestas), habituellement asséchée en raison de la présence d'un puits. Ovale (40×50 m) et orientée WSW—ENE, sa cuvette est également dissymétrique, mais le creux est ici décentré sur le petit axe de l'ellipse et la tourbe paraît combler la lagune (fig. 16).

Qu'il y ait colmatage ou simple feutrage, dans les 2 cas la tourbe voile un creux net dans le sable des Landes. Le creux lui est par conséquent antérieur.

Les deux coupes montrent aussi que la dissymétrie des profils des cuvettes n'est nullement liée au grand axe dans le cas des formes ovales. Elle est même fréquente dans le cas de formes rondes (cf. Lac des Fées, fig. 3). La dissymétrie est donc indépendante de l'orientation de la forme planimétrique.

Par là un creusement par déflation éolienne se trouve une fois de plus exclu et comme on ne voit pas qu'aucun autre agent que le vent ait attaqué le Plateau landais depuis le Quaternaire supérieur, les cuvettes des lagunes apparaissent moins une forme d'érosion que la conséquence d'un déficit de sédimentation pendant le dépôt du sable des Landes.

L'argument milite en faveur de la formation de lentilles de glace du sol, contemporaines des sables éoliens. Comme ces lentilles sont le plus souvent à peu près biconvexes, les formes rondes ou ovales des cuvettes, qui en seraient comme l'empreinte, s'expliqueraient aisément; de même que leur groupement en essaims. En effet, pour un stock donné d'humidité disponible dans le sol, une lentille ne peut pas indéfiniment s'accroître (fusion par le haut, déformation plastique pour une certaine masse); si donc l'humidité est importante ou bien si le sous-sol perpétuellement gelé est assez hétérogène pour être perméable, il s'en formerait plusieurs.

Dès lors une loi de concurrence jouerait: on constate effectivement que les lagunes groupées en essaims sont de dimensions petites ou moyennes, tandis que les isolées sont grandes ou très grandes. Ainsi s'expliqueraient du même coup les catégories de dimensions.

La fusion du noyau étant progressive, c'est à l'aplomb du creux que le colmatage aurait commencé le plus tardivement; ainsi s'expliqueraient les beines que l'on observe parfois et en tout cas la répartition en anneaux plus ou moins concentriques des associations végétales (photo 4 et 5), dont les biotopes ne seraient pas seulement liés au niveau saisonnier des eaux mais encore à l'évolution géomorphologique de la cuvette.

MORPHOSCOPIE DES SABLES

Au microscope, les sables extraits de la tourbe apparaissent formés de grains en grande majorité ronds-mats (RM) — c'est-à-dire éoliens — semblables à ceux que l'on trouve à la surface de la lande alentour. Rien d'étonnant à cela: MM Balland et Cailleux (7) ont montré que le sable des Landes (a^{1s}) comporte 90 à 95% de RM par opposition aux sables associés aux graviers amygdalaires (a^{1a}) qui offrent au contraire 95 à 100% de grains non-usés (NU). Les vents d'Ouest ont chassé à plusieurs reprises du sables de la lande jusque dans les lagunes les plus orientales, comme ils le font encore de nos jours à la suite d'incendies de forêt.

Par contre les caractères morphoscopiques des sables, prélevés à la base de la tourbe ou en-dessous, sont plus nuancés, le tableau IV montre notamment deux faits:

1. les grains RM sont partout largement dominants, mais ne forment la presque totalité du sédiment que pour les échantillons provenant de gisements éoliens de surface non-équivoques (dune de Cestas, placage de la Sablière de la Chaille); la comparaison avec un sable nivéo-éolien, en provenance du Sud du département des Landes, le confirme;
2. on peut néanmoins apercevoir sous le dépoli éolien (*matage*) un émoussé luisant (EL) antérieur et qui est signe d'un façonnement par frottement dans l'eau.

Ces constatations appellent plusieurs remarques:

1. Le façonnement éolien n'a pas toujours effacé les aspects acquis par les grains dans une évolution antérieure de dynamique différente. Cela confirme — au passage — l'idée de nombreux auteurs (cités in 1, 11, 12) que le sable éolien des Landes aurait pour origine les sables non-usés des nappes plio-quaternaires sous-jacentes, mobilisés le long de talwegs torrentiels jusqu'aux vastes estrans pré-flandriens, vers l'Ouest, avant d'être ramenés vers l'Est sur le Plateau par les vents d'Ouest. Peut-être est-ce même aux vagues de l'Atlantique que ces grains doivent leur émoussé-luisant car la centaine de kilomètres qu'avaient les plus longues rivières landaises du réseau post-würmien, était d'un parcours insuffisant pour user les grains (cf. Cailleux; 7, p. 92—93).

Tableau IV

Nappes des graviers amygdalaires a ^{1a}			Sable nivéo-éolien	Sable des Landes a ^{1s}	
localisation	dimension des particules	traits caractéristiques des grains		localisation	traits caractéristiques des particules
Lac des Fées — — Courtille p — 2,70 m h — 0,70 m	0,7 mm	RM dominants EL aucun NU quelques uns	Côte de Peyrot — sablière p — 3 m RM exclusifs RM/NU sou- vent visible	Lagune de La- peyre p — 0,90 m h — 0,30 m	RM presque exclusifs EL rares NU aucun RM/EL souvent visible
	0,4 mm	RM aucun EL quelques uns NU dominants		Lande du Rousset p — 0,40 m (labours profonds)	RM dominants EL aucun NU quelques uns RM/EL traces
Domaine de la Chaille—sablière p — 1,50 m	sable homo- métrique	RM presque exclusifs EL rares NU aucun RM/EL traces		Dune ancienne — — Cestas p — 1,50 m	RM exclusifs (sable plus grossier)
Lagune Devant p — 0,60 m h — 0,30 m	sable hétéromé- trique	RM presque exclusifs EL rares NU aucun RM/EL peu visible		Lagune de Matou- cat p — 0,90 m h — 0,30 m	RM presque exclusifs EL rares NU aucun RM/EL parfois visible

RM — grains ronds-mats
 EL — „ émoussés luisants
 NU — „ non-usés
 RM/EL — matage sur émoussé luisant
 RM/NU — „ sur grain non-usé

p — la profondeur du prélèvement en dessous de la surface du sol
 h — l'épaisseur de la tourbe sous laquelle le prélèvement a été fait

2. Les sables en provenance des lagunes semblent avoir, mieux que d'autres conservé une part de leur émoussé-luisant antérieur et en général ils n'offrent pas de grains NU. Il s'agit donc bien de sable des Landes; mais il est permis de penser que les lentilles de glace, que nous supposons à l'origine des cuvettes, auraient, dans une certaine mesure, soustrait le sable du creux aux actions éoliennes. Les grains, fixés par le gel du sol, ou bien entraînés dans le devenir évolutif des pingos, qui est du type solifluidal, auraient ainsi échappé à un matage plus avancé. C'est ce qui ressort de la comparaison des différences entre les sables de la lagune Lapeyre, de la Lande du Rousset à 500 m de là et de la dune de Cestas à 3 km plus loin.

Les lagunes de Matoucat et Devant pourraient représenter des cas de transition. A Matoucat, la cuvette est très plate (photo 4), elle se trouve en Pays de Buch à 8 kms à peine du Bassin d'Arcachon, plus proche par conséquent du point de départ des vents de sable du Quaternaire. De ce fait la couverture éolienne a dû être souvent remaniée aujourd'hui on ne voit pas dans le creux de véritable tourbe mais plutôt un sable très humifère que les touradons de molinie sont en voie de coloniser.

La Lagune Devant, également peu profonde, est installée selon la carte géologique sur les alluvions a^{1a}, à 3 km de la limite du sable des Landes. L'échantillon prélevé contenait en effet quelques graves éparses, mais le sable est très éolien et surtout ne contient aucun grain NU. Cela signifie que ces sables n'appartiennent pas à la nappe a^{1a} et que les placages de sable des Landes sur cette nappe sont bien plus nombreux que ne le mentionne la carte géologique. C'est ce qu'indiquent de la même façon les sables du domaine de la Chaille à 400 m au Nord de la lagune dite „Lac des Fées” (photo 3); mais ici des faits nouveaux apparaissent sans doute en raison de sa profondeur exceptionnelle (2,70 m).

SEDIMENTOLOGIE DU LAC DES FEES

Le Lac des Fées, se trouve près du hameau de Courtille, au SE de Beutre. Il n'est pas porté sur les cartes, probablement parce que le creux s'assèche très tôt au printemps et qu'il est entièrement colonisé par la molinie. Il est rond (diamètre 40 m), dissymétrique en coupe (fig. 3); les pentes intérieures sont sensibles.

Sur la pente nord, près du bord, un trou de 1 m de profondeur, sans doute creusé pour y enterrer une bête morte de maladie (ossements, traces de chaux) montrait 25 cm de sables noirs (sol sableux très humifère) puis de l'argile à stratifications contournées, peut-être solifluée.

La dissymétrie Est—Ouest est curieusement soulignée par la végétation : pins et fougères viennent au ras du bord occidental ; un énorme chêne avec sous-bois d'ajoncs et bruyères couronne le bord oriental surélevé.

Au point le plus profond nous avons creusé un trou de 70 cm ; on y voit 25 cm de sol noir, tourbeux, contenant beaucoup de sable et quelques graviers, puis en dessous, jusqu'à 70 cm, des alternances de sable blanc et de tourbe très sableuse avec une proportion importante de galets.

Dans le matériel extrait (environ 1/10 de mètre cube) nous avons recueilli 157 galets de 6 à 57 mm, représentant à l'estime les 2/3 du total, les plus petits ayant pu échapper. 3% à 4% seulement n'étaient pas quartzeux (1 galet d'apparence microcristalline, 5 galets sédimentaires silicifiés). Les plus gros, émoussés et globuleux, ont une médiane de 30 mm pour leur plus grande longueur (L). Ils correspondent exactement à la description des graviers amygdalaires faite par Mme Malvesin-Fabre (19).

Toutefois l'échantillon prélevé présente des particularités morphoscopiques variables suivant trois tranches dimensionnelles. Nous les avons résumées dans le tableau V.

Tableau V

Tranche de dimensions m/m	Nombre de galets	Intacts	Recassés	Eolisés	Nombre de galets corrodés
25 < L < 57	29	45%	55%	33%	10
20 < L < 25	37	27%	63%	48%	6
6 < L < 20	85	19%	81%	54%	0

On constate que les petits galets sont beaucoup plus cassés que les gros et que l'éolisation est presque proportionnelle au pourcentage de cassure. De fait ce sont presque toujours les faces cassées qui sont éolisées, surtout pour les galets inférieurs à 25 mm.

Si la corrosion est difficile à interpréter par elle-même, la disparition de galets corrodés aux dimensions inférieures à 20 mm est également significative. Tout se passe comme si les fractions dimensionnelles inférieures à 25 mm représentaient des débris de graviers amygdalaires, à des stades divers de destruction. Pour le moins on peut conclure que les galets ont été recassés antérieurement à la phase d'éolisation qui est celle de la mise en place du sable des Landes.

La présence de ces galets épars dans le sable et dans la tourbe de la

cuvette pourrait certes s'expliquer par l'action des mêmes vents qui les ont polis. On peut admettre, vu leurs dimensions modestes, qu'ils aient été poussés jusqu'à la dépression par le vent soufflant sur une lande gelée, comme une patinoire. Mais il est permis aussi d'invoquer une trituration sur place par les variations de pressions dues à l'évolution du noyau de glace dans un pingo.

L'analyse de la fraction sableuse montre un mélange de grains RM (diamètre moyen 0,7 mm) fortement dépolis et de grains NU dominant aux petites dimensions (diamètre moyen 0,4 mm). On trouve quelques gros grains non-usés et ceux qui sont ronds-mats montrent un peu d'émoussé-luisant sous le matage; ils ne proviennent pas d'une action directe du vent sur des grains non-usés, comme c'est le cas pour les sables nivéo-éoliens de la côte de Peyrot. Le mélange de grains très différents correspond donc à un mélange de deux stocks sédimentaires distincts, en l'occurrence a^{1s} et a^{1a} .

Seul, à notre connaissance, un brassage par cryoturbation peut réaliser, en pays de plaine, un tel mélange d'éléments pris à des dépôts superposés, puis soumis à des actions clastiques et à un polissage éolien — au moins pour les galets — à l'occasion d'un passage à l'air libre.

De toute manière la morphoscopie des sables et galets des clots et lagunes landais implique sans équivoque l'action combinée du vent et du gel; aussi supportent-ils la comparaison avec les autres formes de pingos fossiles signalées en Europe Occidentale récemment.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Le tableau VI réunit d'une part les principales caractéristiques morphologiques des lacs, lagunes, mares, viviers et autres pingos supposés; d'autre part, quelques données sur les paises et sur les pingos actuels de l'Arctique, extraites de la littérature ou d'observations personnelles inédites au Groënland. Afin de confrontation, le tableau comporte aussi quelques indications sur les exemples de formes très différentes qui ont été évoquées: pseudo-dolines, dépressions fermées de caractère polygénique.

On peut en tirer trois remarques générales:

I. Toutes les formes de mares décrites en Europe Occidentale entrent dans les catégories de dimensions rencontrées actuellement parmi les pingos de l'Arctique. C'est moins exact pour les hauteurs que pour les autres dimensions, mais il va de soi qu'un pingo qui se dégrade perd de sa hauteur.

A ce titre on voit immédiatement que les pseudo-dolines du Bollenwald

Traits caractéristiques des lagunes et des autres dépressions enfermées, des pingos et paises actuels

Localisation (altitudes)	Documents utilisés*	Diamètres en m		Hauteur des formes actuels ou des bourrelets en m		Profondeur des cuvettes en m		Pentes		Formes				Densité/km²	
		extrêmes	fréquents	moy.	max.	moy.	max.	intérieu- res	extérieu- res	rondes %	ovales %	quadrangulaires %	irrégulières %	moy.	max.
ARCTIQUE en général Pingos — tertres de toundra	J. Tricart (26) d'après: Leffingwell Porsild Grigoriev	5—200 (1000 m rares cas)	30—60	12—25	80		5—6		20—30°						
NORD CANADIEN Pingos à l'Est du delta du Mackenzie	J. K. Stager (25) photos aériennes									71	20	0	9		
GROENLAND, Côte Est, Randbolvalleys Pingo fonctionnel	un cas cité dans G. C. Maarleveld (18) photo aérienne	> 150	> 60 ^a	30					35—37°	100	0	0	0	rares—Porsild (22)	
Côte Ouest, Eqip Kugssua alt. 10 m Pingo subactuel	un cas observé Boyé 1948	90	50 ^a	20—25		3—4		concaves plus faibles	20—25° convexes	100	0	0	0	seul rencontré dans l'Ege	
PAYS BAS du Nord alt. 10—20 m Petits Lacs	G. C. Maarleveld, J. V. Van den Toorn (18)	6—300	100—200							I** 47	21	0	32 ^g	0,7	5—7
										II** 71	16	0	13	0,5	4—7
ARDENNE — Belge alt. > 500 m Viviers	A. Pissart (21)	15 à > 200	15—150	> 2 ^b	5 ^b		2,30 ^d	concaves	convexes	majorité	sur les pentes		5 ^e		
PLATEAU de BRIE alt. 100—150 Mares	A. Cailleux (6)	3—80	3—5; 20—40	0	0	1—5		20—30*		majorité			10 ^e	2—8 ^c	20—35 ^e
LANDES de GIRONDE Landes du Médoc alt. 20—40 m Lagunes	mesures Boyé fle Carcans carte du C ^e G ^e 1875	10—100	10—15 25—30 60—70		0,40 ^b (un cas)	0,6—1	2,70 ^d		très faibles	60	26	0	14	1—2	
Environs de Bordeaux alt. 45—70 m	photos aériennes I.G.N., 1950							10* (max. mes)		69	25	0	6	2—3	5—6
Sud du Département alt. 60—90 m	fle La Teste SE carte E. M. (minute)				1 (un cas)					44	26	0	30 ^f	0,6	8—10
SJAELLAND — Danemark Mares	A. Cailleux (5)	10—35	20 (médiane)		traces de bourrelets (façons cul- turales ?)	1	2,50	40* (75% des cas)		41		29	15 (triangu- laires)	5—6	16
Paises	A. Cailleux (9) d'après: Łoziński Lundqvist Sharp	7—20		2—7											
BOLLENWALD, près du Lac de Constance Pseudo-dolines	E. Weidenbach (27)	longueur: 2—6	largeur: 1—3	0	0	1—2	2,50	fortes		0***	25***	0***	75***		
HAUTES—PLAINES, Nouveau—Mexique, U. S. A. Dépressions fermées	Sh. Judson (16)	8—10 à > 1600	700—800	6—7 ^c	15 ^c	0,4—7	15—20	5—6° (max.)		26***	21***	0***	53***	0,12	

* les nombres en italique renvoient à la bibliographie
** comptages M. Boyé sur la Carte des Pays-Bas au 1 : 50 000 de 1932, feuilles: I — Beilen,
moitié Ouest, II — Heerenveen, moitié Est
*** pourcentages calculés par M. Boyé d'après les figures des auteurs
Nota: les blanc indiquent non la valeur zéro, mais l'absence de donnée

a — diamètre du cratère
b — hauteur du rempart ou bourrelet
c — „ des dunes existant sur les bords orientaux de certaines cuvettes
d — épaisseur de tourbe, mesurée
d' — profondeur totale, dont 0,70 m d'épaisseur de tourbe
e — renseignements obligeamment communiqués par M. Pissart
f — dont 6% de lacs à berges orientées
g — pourcentage comportant 45 lacs à cuvettes multiples, chacune des cuvettes étant ronde
ou ovale

sont bien plus petites et les dépressions du Nouveau-Mexique bien plus grandes que les creux abandonnés par les pingos.

On voit aussi que les *palses*, monticules de terre à noyau de glace, fréquents dans les régions arctiques et subarctiques sont de dimensions plus modestes. On sait (cf. bibliographie, in 9) que les palses exigent des climats froids ou frais mais humides (Laponie suédoise, Islande, toundra sibérienne). Au mieux, pourraient en être les mares de Brie de 3 à 5 m et les clots landais de la catégorie 10—15 m.

II. Les densités, au moins en Europe, sont du même ordre — 1 à 6 lagunes par kilomètre carré — compte tenu des documents et des méthodes statistiques utilisés.

Le contexte indique que trois facteurs principaux commandent les variations de la densité: 1° un mauvais drainage sur pente faible ou nulle; 2° la nature des sols selon qu'ils sont plus ou moins argilo-sableux ou limoneux; 3° le degré hygrométrique de l'atmosphère ambiante.

A cet égard la rareté des pingos au Groënland pose un problème, mais on constate qu'ils sont encore plus rares sur la côte ouest, la moins froide et la plus humide, que sur la côte est longée par la banquise. En règle générale, l'ambiance climatique la plus favorable semble être celle des périodes froides et à précipitations faibles qui accompagnent les phases de régression des Inlandsis.

III. Les pourcentages de formes dans l'Arctique actuel et dans le Quaternaire européen concordent étroitement. Ils sont nettement distincts de ceux offerts par les exemples de pseudo-dolines ou de dépressions polygéniques.

Certains pourcentages aberrants s'expliquent aisément: les 30% de formes irrégulières dans le Sud du département de la Gironde tiennent au document utilisé; il y a bien 6% de lagunes à berges orintées qui constituent un problème particulier, mais pour le reste il s'agit de cuvettes coalescentes. Les cartes topographiques ne retiennent que les contours des plans d'eau sans se préoccuper de leur bathymétrie. Les 29% de mares plutôt quadrangulaires signalées par M. A. Cailleux (5) dans Sjaelland tiennent aux déformations des bords de cuvettes par les façons culturelles des hommes dans un pays de culture intensive.

Les formes rondes ou ovales apparaissent donc comme un caractère distinctif de valeur générale, commun aux pingos fonctionnels et aux lacs ou mares qui en sont les vestiges les plus durables.

Par ailleurs, le tableau fait apparaître des différences de détail entre les diverses formes fossiles d'Europe Occidentale; elles contribuent à englober les lagunes landaises dans une série évolutive.

Comme les mares de Brie, les lagunes sont généralement moins grandes que les viviers des Hautes-Fagnes ou les lacs des Pays-Bas. Leur situation plus méridionale suffit à l'expliquer; de même que leur éloignement par rapport aux inlandsis quaternaires. Il y a eu des glaciations dans le Massif Central et les Pyrénées, mais les glaciers ne sont pas sortis de la montagne: les toundras aquitaines étaient sûrement moins rudes que celles de l'Europe du Nord.

Pourtant les mares de Sjaelland sont plus petites; y-a-t-il contradiction? M. A. Cailleux mentionne que l'agriculteur s'emploie à les effacer autant qu'il le peut; il fait aussi observer que Sjaelland a été libérée des glaces tardivement (Daniglacial, —11 000 av. J.C.), alors que l'inlandsis scandinave accélérât sa retraite par suite du réchauffement du climat. Cailleux précise qu'il n'a pas trouvé de mare en Suède moyenne: „d'où le glacier s'est retiré aux environs de —7 000 av. J. C. Le climat était alors devenu doux et leur formation avait cessé” (5). Or la période de formation des lagunes landaises — celle des sables éoliens — semble au contraire avoir connu une récurrence du froid; ce qui expliquerait leurs dimensions plus fortes.

Toutefois les pentes intérieures des cuvettes sont 2 à 4 fois plus faibles dans les Landes qu'en Brie ou au Danemark. Sjaelland et le plateau briard sont plus argileux ou limoneux — matériaux qui conservent mieux les formes — tandis que le plateau landais est en surface très sableux et le sable s'étale très vite dès qu'il est dégelé. On remarque d'ailleurs aisément que les lagunes installées sur la nappe des graviers amygdalaires, en moyenne plus argileuse, ont des pentes plus fortes (5° à 10°) que celles sur sable des Landes (moyenne évaluée: 3°).

Il est également probable que la manière dont les noyaux de glace ont fondu a été différente. On peut supposer qu'en Brie, et au Danemark, relativement plus septentrionaux, et plus continentaux, les noyaux se soient conservés plus longtemps à l'état de glace fossile, sous des limons, même après la cessation d'activité des pingos. Au contraire, dans les Landes plus océaniques, soumises à des invasions d'air tiède et humide dès le Mésolithique, la fonte aurait été plus brusque et se serait produite alors que les vents chassaient encore des masses de sable susceptibles d'estomper les formes.

La seule objection possible à l'hypothèse que les lagunes proviennent de pingos est l'absence de bourrelets périphériques vraiment nets; mais elle ne soutient guère la discussion.

Nous avons montré que la genèse des cuvettes est incontestablement liée au gel du sol et que, pour des raisons de dimensions il ne peut s'agir

de simples paises. D'autres actions périglaciaires peuvent façonner des cuvettes: pseudo-karst de gélivation ou hydrolaccolithes. Nous avons eu l'occasion de décrire des formes de ce type sur la côte occidentale du Groënland, dans l'Ata Sund Nord-Oriental (4, pp. 101 et 108). Leurs caractères sont trop différents pour expliquer les lagunes.

Le pseudo-karst de gélivation entaille directement la roche cohérente en place, à condition qu'elle soit très gélive, comme les schistes — ce qui n'est pas le cas des matériaux détritiques et spécialement du sable. Les cuvettes pseudo-karstiques ne sont étanches que lorsque le sol est gelé; au Groënland, elles se vidangent presque instantanément dès que l'isotherme 0° migre en profondeur au printemps. En outre sur les lèvres de l'effondrement on relève des indices de microtectonique et dans le fond on voit des amorces de galeries suivant les plans de clivage; mais elles sont habituellement encombrées de blocs gélivés. Il n'y a donc rien de commun avec les cuvettes des lagunes.

Les hydrolaccolithes, par contre, peuvent donner des vasques rondes ou ovales très semblables; mais leurs formes sont souvent plus ou moins quadrangulaires ou dissymétriques, par exemple en fer-à-cheval. Tel est le cas que nous avons étudié à Tassiussaq (photo 8), au bord d'une baie presque entièrement fermée par les moraines latérales du glacier Equip Sermia. Tous les auteurs s'accordent à en faire un cas particulier de coupole de glace du sol, liée à un ravitaillement en eau par une source; d'où le nom de *Quelleiskuppe* que leur a donnée M. Porsild (23). Par suite on les trouve soit aux pieds de reliefs bordés d'éboulis, de moraines ou autres accumulations de décharge ayant collecté les eaux infiltrées en amont — c'est le cas de Tassiussaq — soit dans des bassins de caractère artésien (cf. 26, p. 134). On en connaît même des sources thermales: par exemple celle de la station de recherches arctiques à Godhavn, dans l'île de Disko.

Or le plateau landais n'a pratiquement pas de pente et ne présente aucun caractère artésien.

Il semble donc que la principale différence entre les lagunes sans bourrelet des Landes et les viviers à remparts des Hautes-Fagnes soit due à l'altitude. Dans l'Ardenne, au-dessus de 500 m, il est probable que les pingos sont restés fonctionnels plus longtemps. M. Pissart (21, carte p. 128) montre que la densité des creux diminue entre les courbes de niveau 550 et 500 et qu'au-dessous, le phénomène disparaît complètement.

Ainsi on aurait en Belgique des pingos résiduels tandis qu'en France le stade de l'inversion de relief serait atteint.

Clots et lagunes ne sont que des microformes dans le paysage landais; mais le catalogue des types de lacs d'origine périglaciaire s'en trouve enrichi

d'autant. Quand les recherches palynologiques viendront préciser les nuances des climats froids qui ont présidé à la formation de lentilles de glace du sol, non seulement l'existence de pingo pourra se confirmer mais encore les géomorphologues disposeront d'un élément de diagnose précieux, parmi d'autres. Mares et lagunes, avec ou sans bourrelet, permettront de reconstituer, selon les divers états de dégradation rencontrés, la paléo-géographie des toundras quaternaires et même d'évaluer le degré d'évolution morphologique que ces paysages ont subi depuis les dernières glaciations jusqu'à nos jours.

Leur très grand nombre et leur répartition en Europe Occidentale, avec variation du type suivant l'altitude et la latitude en font un phénomène d'intérêt géographique général.

Bibliographie, p. 54

Je désire remercier ici tous ceux qui ont bien voulu, dans ce travail, m'aider de leurs conseils, des renseignements qu'ils m'ont fournis et des critiques qu'ils ont apportés à mes résultats. Je remercie spécialement mes maîtres bordelais, MM. les professeurs de géographie L. Papy et H. Enjalbert, de leurs encouragements et de leurs avis compétents pour tout ce qui touche au domaine des Landes de Gascogne. Je tiens à exprimer ma gratitude à Mr. l'Ingénieur en Chef Géographe Daniel, chef du service de la photogrammétrie à l'Institut Géographique National, pour l'aimable autorisation qu'il m'a accordée de publier certaines photographies aériennes typiques. Je me plais à souligner la collaboration confiante entretenue avec mon collègue belge, Mr. A. Pissart par un échange de précieuses informations. Je ne veux pas oublier tous les paysans de la lande que j'ai interrogés et dont les réponses spontanées m'ont si souvent éclairé.

Mais j'ai une dette de reconnaissance toute particulière à l'égard de mon maître et ami A. Cailleux: c'est lui qui a éveillé mon attention sur le problème des pingos fossiles d'Europe Occidentale, consacrant beaucoup de son temps à examiner mes résultats et m'ouvrant avec libéralité sa bibliothèque personnelle. Qu'il trouve ici le témoignage de mon affectueuse gratitude.

Enfin je me fais un devoir de dédier ce travail à la mémoire de Mr. Malvesin-Fabre, Professeur d'Anthropologie à la Faculté des Sciences de Bordeaux. Bien que je n'aie pas été de ses élèves, il m'avait chaleureusement accueilli dans le laboratoire de palynologie qu'il commençait d'organiser; c'est à lui que je dois d'avoir découvert l'intérêt, pour mes recherches, d'un document comme la carte du Conseil Général de la Gironde de 1875.

Bordeaux, août 1957

Table des illustrations

Figures

	Page
1. Les Landes de Gascogne. Carte de repérage	30
1. dunes côtières actuelles; 2. les „Landes” à recouvrement de sables éoliens quaternaires;	
3. Landes de Gironde, secteur spécialement étudié quant aux lagunes; 4. karst de Castelialoux, enterré sous les sables éoliens; 5. limite occidentale du Massif Central; 6. front pyrénéen;	
7. limite du Département de la Gironde	
2. Divers types d'eaux dormantes aux environs de Cestas en 1875 (Extrait de la carte du C. Gén. 1875, feuille Labrède)	31
1. lagune naturelle; 2. étang de barrage; 3. vivier artificiel; 4. carrière abandonnée; les étangs, en amont de moulins, sont aujourd'hui asséchés et convertis en prairies; les lagunes de Monsalut, au milieu des pins, sont en partie comblées de sciure de bois (trace du travail de scieries volantes)	
3. Dissymétrie de la cuvette du Lac des Fées; échelle non respectée	32
4. Croquis de repérage au 1 : 300 000, d'après la Carte du Conseil Général de la Gironde de 1875 (feuille Labrède)	34
les chiffres en caractères gras indiquent le nombre des lagunes et autres pièces d'eau, par rectangle, figurées sur la carte	
5. Carte du rebord du Plateau Landais entre les ruisseaux de Saucats et du Guamort. Types de localisations des lagunes	35
1. ruisseau; 2. fossé d'assainissement; 3. route nationale; 4. figuratif du rebord du Plateau Landais (alluvions a _{1a}) au-dessus des terrasses des Graves de la Garonne (a _{1b} et a _{1c}); 5. lagunes naturelles; 6. villages; 7. lieux-dits ayant trait aux lagunes; 8. courbes de niveau (écartement: 10 m); essais de plateau et d'interfluve, au-dessus de 60 m d'altitude; lagunes plus rares entre les courbes 50 et 40; aucune pièce d'eau naturelle au-dessous de 40 m d'altitude seules y figurent les douves du château des Montesquieu à Labrède	
6. Coupe à travers le Plateau Landais et les terrasses des Graves entre le ruisseau de Saucats et le Guamort (extrait de M. A. Ladonne)	36
A-B correspond à la trace de la coupe sur la fig. 5; a ₂ — alluvions modernes; a _{1a} — cailloutis grossiers avec lentilles d'argiles de la terrasse moyenne des Graves; a _{1a} — nappe des „graviers amygdalaires” formant rebord du Plateau Landais; p — graviers pliocènes de l'Entre-deux-mers; m ²⁻¹ — falun de Lèognan (burdigalien); m _a — falun de Bazas (aquitainien); m ₁₁ — calcaire à astéries (Stampien) avec flexure à l'aplomb de la Garonne; échelle des longueurs 1 : 80 000	
7. Deux réseaux de fossés isolés aboutissant à des lagunes, au NW d'Hourtin (extrait de la carte du C. Gén. 1875, feuille Lesparre)	38
le hameau du secteur drainé (Lagunan) tire son nom du phénomène naturel; 1. lagune; 2. fossé de drainage (craste); 3. hameau; 4. écart;	
craste No 1: vers l'Etang d'Hourtin	
„ „ 2: „ les marais de Belsarieu	
„ „ 3: „ les marais de Lesparre	
8. Entrée du ruisseau souterrain de Clotte-Moron. Type d'entrée par une doline (cahüge) à St-Quentin-de Barron, Gironde, sur le Plateau de l'Entre-deux-mers	40
coupe extraite de Sèronie-Vivien	
9. Pseudo-dolines d'origine énigmatique dans des argiles Bollenwald, région du Lac de Constance, Allemagne (repris de F. Weidenbach)	40
remarque: le dessin piriforme ou coudé des dépressions, la pente générale du terrain, le petit cône de déjection entre les deux arbres	
10. Pseudo-doline en terrain argileux, Bollenwald, Allemagne. Forme en berceau, pentes intérieures très fortes	41
dessin M; A. Boyé, d'après photo prise in Weidenbach	

11. Dépressions fermées à caractère polygénique, sur les Hautes-Plaines du Nouveau-Mexique (USA) 43
 1. affleurements du „Cap Rock”, calcaire lacustre récent; 2. rebord des Hautes-Plaines au-dessus de la vallée de la Canadian River; 3. agglomération urbaine; 4. route principale; 5. route secondaire; remarquer: les terrasses des lacs de Wheatland et Watkins, la dune en croissant à l'Est de la dépression 5745
repris de S. Judson
12. Evolution polygénique des dépressions fermées du Nouveau-Mexique (USA), hypothèse de S. Judson 45

en période aride: déflation éolienne prédominante; en période pluviale: sédimentation lacustre et décomposition chimique des grès

 1. dune; 2. sol sur dune; 3. dépôts lacustres les plus récents; 4. dépôts lacustre ancien; 5. grès d'Ogallala lessivé; 6. „Cap Rock”, calcaire lacustre récent; 7. grès d'Ogallala (Pliocène); 8. soubassement mésozoïque; 9. surface de lac; 10. direction du vent
13. Fente en coin, au Pichey. Fente en coin à remplissage de sable éolisé, dans les graviers plio-quaternaires (environs de Bordeaux) 46
 1. sol; 2. graviers; F. fente en coin; dessin d'après photo A. Cailleux
14. Pingo fonctionnel au Groënland, Randbolvalleys, côte Est 47

hauteur: 30 m; diamètre de la base: 150 m; diamètre du cratère: 60 à 70 m; noter les traces d'écoulement divagant autour du pingo; dessin d'après photo Hoffer, prise in Maarleveld
15. Lagune de Lapeyre, Landes de Gironde 47

en tiretés: niveau de l'eau en été; en hachures: épaisseur de la tourbe; en pointillé: sable des Landes; échelle des hauteurs multipliée 4 fois;

 - a. haie de saules buissonnants sur bourrelet; b. „touradons”, touffes de molinie; c. eau libre; d. massif circulaire de Canne-de-jonc; e. route en remblai; f. fourres de saules, chênes et bouleaux
16. Une des Lagunes des Chaüs, Commune de Cestas. Coupe N—S, à l'échelle 49

en hachures: épaisseur de la tourbe; en hachures épaisses: niveau de la nappe phréatique dans un puits de 4 m de profondeur; a. bruyères et ajoncs; b. „touradons”, touffes de molinie; c. pelouse à graminées et carex, inondée l'hiver; d. zone des joncs; f. pinède

Photographies

1. Types de Lagunes dans les Landes de Gironde 32
 - A. lagune „Les Cuies”, Grande Lande au SW du Las: type de lagune isolée, ronde (diam. 80 m); dans le sable, rides éoliennes orientées: NNW—SSE au Sud de la lagune, NE—SW dans le quart NE du cliché
 - B. lande du „Puits de la Route” (NE de Salaunes): marécages à limites confuses et lagunes disséminées; noter: 1. les lagunes alignées, en bas à gauche, 2. un bassin creusé par l'homme, en bas au centre
 - C. lande au SE de St-Jean d'Illac: type de lagunes jumelles (diamètres de chacune d'elles: 60 à 80 m); on distingue nettement, au centre de trois d'entre elles, les massifs de joncs qui indiquent la position du creux de la cuvette
 - D. lande de Crastioux, 2 Km à l'Ouest du Temple: les ronds clairs au centre du cliché sont des excavations dans le sable, abandonnées, noter le dessin dentelé des déblais, que les labours postérieurs n'ont pas effacé

Cliches Institut Géographique National 1950, nos: 1337/1537—026 et 084; 1336/1636—259 et 381
2. La Lande à l'Ouest de Cestas (Gironde). Groupement de lagunes en essaims 32
 1. lagune „Lapeyre”, ovale (60 × 50 m); 2. trous de bombes d'avion; 3. lieu-dit „le Rousset”; 4. début de drainage naturel vers l'Eau Bourde (affluent de Garonne); 5. type de lagune ronde (catégorie 25—30 m); 6. type de lagune ronde (catégorie 10—15 m); 7. carrefour de Jauge; 8. carrefour de Puch; 9. groupe des „Trois lagunes” (en réalité une trentaine); clichés I.G.N. 1950: N° 1337/1537 — 141, 142, 208, 209

3. „Lac des Fées” à Courtille, Commune de Mérignac 40
dépression ronde, profonde (2 m), dans la nappe des graviers amygdalaires; vue du Sud; elle forme clairière dans la pinède; à droite: un gros chêne
4. Lagune de Matoucat, Commune de Biganos 40
type de cuvette plate sur sable des Landes, vue de l'Ouest; formé ovale (35 × 45 m); le centre est envahi par les „touradons”, touffes de molinie; en arrière la brande: bruyères et ajoncs
5. Une des lagunes de Baris — Lande de Berron, au Nord de Brach-Médoc ... 40
lagune ronde, diamètre 40 m — vue du bord nord; étagement en anneaux concentriques de la végétation: au centre — hydrocharis, potamot etc..., sur la beïne — pelouse à carex, puis touffes de molinie („touradons”); en arrière du groupe d'enfants: bourrelet avec ajoncs nains et quelques touffes de grande bruyère
6. Même lagune, bord nord. Coupe du bourrelet (50—40 cm de haut) le long du fossé d'un pare-feu 40
à gauche: sommets des touradons; sur le bourrelet: callunes et ajoncs, quelques touffes de grande: bruyère; en arrière: la lande récemment dévastée par un incendie
7. Pingo subactuel au Groënland occidental, vallée de l'Eqip Kugssua. Ata Sund Nord-Oriental 41
1. moraine inlandisienne des plateaux; 2. moraines latérales anciennes; 3. palier intermédiaire; 4. terrasse alluviale de 35 m, associée à une plage soulevée; 5. vaste dépression due à la fusion d'un culot de glace morte (sölle); à droite: lac résiduel profond (plan d'eau au niveau de la mer); à gauche concentration de gros blocs arrondis; au centre: Pingo, en voie de dégradation, notamment par solifluxion dont on voit les coulées vers le lac et vers la dépression à blocs
8. Source de Tassiussaq-Eqe, Groënland occidental. Type de „Quelleiskuppe” 41
cuvette en fer-à-cheval; diamètre 20 m; au 1er plan: moraine ancienne du glacier Eqip Sermia, étalée par la solifluxion; la pente reste notable; au 2e plan: cuvette de la source, en contre-bas d'une terrasse de décharge torrentielle; le ruisseau qui y aboutit ne coule qu'à la fonte des neiges; au 3e plan: à gauche, blocaille à travers laquelle s'épanchent les eaux de la source; remarque: la vue a été prise en été; en hiver la cuvette est couverte d'une coupole de glace de 2 m de haut
9. „Cahuge” de chez Souan, St-Exupéry — Gironde. Aspect d'une doline typique du karst de l'Entre-deux-mers 41
doline ronde (diam. 10—20 m), profonde (2—3 m), à pentes fortes (20°—30°); toujours à sec le gouffre est à droite

PERIGLACIAL MICRORELIEF IN THE TATRAS AND ON THE BABIA GÓRA

Abstract

Investigations were conducted mainly in the Western Tatras and in the Babia Góra mountain-group in the Beskid Wysoki (the Carpathians). The predominant forms of periglacial microrelief recognized here, are: thufurs, soliflual tongues, soliflual garland terraces, rubble fields and rubble gutters, as well as structural soils, both large and miniature. These periglacial forms were found to be spread throughout the total surface of the altitudinal zone of the Tatras, up to the upper wood-limit. Apart from climatic conditions, lithological properties have also influenced their distribution. Thufurs and soliflual forms occur predominantly on bedrock consisting of sedimentary rocks (limestone, shales), while the forms and structures due to sorting (reminiscent of miniature structural soils) are underlain with crystalline schists and gneiss. The activities of man — either direct or indirect (construction of touring roads, grazing of sheep) promote the development of periglacial processes. For that reason, forms of periglacial microrelief, may be frequently encountered along touring-paths and on excessively exploited mountain pastures.

Present-day periglacial forms occur in the Tatras in association with vestiges of Pleistocene forms. Large polygonal networks are overgrown with vegetation and do not show any symptoms of vitality, while the „living” forms rather belong to the type of miniature structural soils.

INTRODUCTION

In 1946—47, the writer investigated the geomorphology of the Tatras, with the firmly set purpose to study the problem of microrelief — both glacial and periglacial — in the altitudinal ridges and kettles. A report of the results obtained was published as far back as 1947 (4). It also contained the first announcement of the discovery of structural soils, spread throughout the whole Tatras. A somewhat more detailed account of the research work performed during those years, was again published in 1950 (5). The paper contained a description of four localities exhibiting periglacial soil forms. Apart from structural soils (Krzyżne pass) some soliflual garland forms, stone-pavements and earth hummocks, scattered among rubble fields, were found to occur in this region. At that time, the author attributed these phenomena to present-day mountain climate, and fixed the lowest limit of occurrence of frost-produced forms at 2100 m elevation.

Somewhat later, J. Sekyra (21) found in the Bělské Tatras at an altitude of barely 1750 m some well-developed forms of turf-covered hummocks — so-called *thufurs* — as well as soliflual forms. Published in 1950, the paper by Sekyra, discussing these finds, successfully inaugurated a period of very fruitful periglacial research-work in the Slovakian part

of the Tatras. The investigations were conducted by J. Sekyra himself, as well as by J. Petránek (20), J. Pelíšek (18, 19), J. Ksandr (8, 9, 10) and M. Lukni (14). In 1954, J. Ksandr (9) reported already as much as 15 localities exhibiting in this part of the Tatras, forms of periglacial microrelief. Some polygonal structural soils were found to occur here, especially in the pass Lučne Sedlo near Končistá, on the Bujači Vrch in the Bělské Tatras, in the pass near Vel'ka Kopa Koprová, in the valley of Pät' Spišských Plies, below the Slavkovský Štít, as well as — under highly peculiar conditions — at the bottom of the lake Skalnaté Pleso near Lomnica. Numerous localities with soliflual garland terraces were discovered, especially in the Bělské Tatras (Bujači Vrch, Přední Jatký). This part of the mountains is also known for its typical thufurs, which were recently reported to occur also in the Slovakian part of the High Tatras. The stone-pavements described by J. Ksandr (10) and J. Sekyra (24) from the area of the Pät' Spišských Plies and from the surroundings of the Kobyli Staw, below the Gładka pass, deserve special attention. The writers also emphasize the role of neddle-ice in the formation of periglacial microrelief in the Tatras.

Considering the results hitherto obtained, one may feel encouraged to assume that the main forms of periglacial microrelief occurring in the Tatras, are already known. An essential task is now to determine the distribution of these forms, the lowest limit of their occurrence, their relation to slope-exposure and finally their dependance upon local lithological conditions and upon the activities of man.

In order to elucidate these questions, the present writer undertook several excursions¹, especially to the region of the Western Tatras. The research-work was partly sponsored by the Geographical Institute of the Polish Academy of Sciences. The present paper contains a discussion of the observations collected during these inquiries.

THUFURS

Turf-covered hummocks — called *thufurs* by Thoroddsen (26) in Island — being very wide-spread, are by now already well-known cryogenic forms.

One of the finest thufur localities known to the writer extends in the surroundings of the Gładkie Uplaziańskie, in the Western Tatras. On the gently sloping surfaces of the mountain sides and the ridges (from 0° to 15°) designated in the photogrametrical map 1 : 20 000 of the Tatras by

¹ In some of them, in 1955, prof. J. Dylik, doc. A. Dylikowa, mgr J. Gieysztorowa took part.

the name of „Karczmiska”, at 1650—1700 m there is an abundant occurrence of closely spaced turf-covered hummocks (pl. 1). They are domed and their slopes are steep, sometimes even abrupt. In outline, they are either round, elliptic, or quite shapeless. Their shape depends largely on the gradient of the ridge — or slope surface. Together with the increase of sloping, the axes of the thufurs become more elongated. Although varying in height, they practically never exceed 0,5 m. In all the places where the subsoil is more humid i.e. around the sources originating at the foot of the Gładkie Uplaziańskie slopes, these forms were observed to grow in size as well as in number.

Thufurs are built up of yellow clay containing fine-grained dolomite detritus. This material is very porous, loose and intersected by a network of tiny channels (fig. 1). Deeper downward, below the base level of the hummock, the clay is found to contain a large amount of debris and to be more compact, thereby differing considerably from the loose hummock material. The transition line between these two layers is distinctly marked, being here and there intersected by a lense-like void. The surface of the lower layer is gently convex, thus matching the outcrop of the thufur. The hummock is overgrown with grassy vegetation, whose thread-thin roots plunge deep into its interior without, however, advancing below the surface of compact clay.

In the Tatras, thufurs are very common. They occur on practically every grass-covered surface, either flat, or gently sloping, especially above 1700 m. Another thufur zone in the region of the Gładkie Uplaziańskie is on the Przełęczka near Kopa (1800 m), between the ridge mentioned above and Chuda Turnia (pl. 2). Several other localities also deserve to be mentioned: Trzydniowiński Wierch — small thufurs (0,2—0,3 m) at an elevation of 1740 m, Czerwony Wierch (transversal ridge between Wołowiec and Jarząbczy Wierch), Pyszniańska pass (1787 m). On the slopes of the Kominy Tylkowe, thufurs occur at comparatively low altitudes of about 1500 m. A low-lying zone of such forms was encountered also near the Kobylarz, above the Kotły Wielkiej Świstówki (1600—1700 m) and below the Kondracka pass, along the path leading from the Mała Łąka valley (1500 m). Thufur-hummocks occur also on the grassy benches of the Czerwone Wierchy i.e. below the Kopa Kondracka and the Małołączniak, from 1800 m upward. As mentioned already by J. Ksandr (9), large type of these forms — about 0,5 m in height — occur on the Liliowe pass.

Below the Kopa Magura and on the Karczmisko mountain pasture (above the Hala Gąsienicowa) turf-covered hummocks occur either isolated or collectively at elevations not exceeding 1560 m. In structure they

resemble the thufurs from the Gładkie Uplaziańskie which means that they are filled inside with loose, pulverulent clay and rest upon a gently convex layer of compact clay. They are confined to humid areas. Whether these forms are cryogenic — is difficult to say. In contrast to the localities described above, Karczmisko below the Kopa Magura, is a pasture ground. It is well known (6) that the trampling of grazing cattle may induce the development of forms, similar to thufurs. Some of these hummocks are associated with blocks of rock which constitute as it were the trunk of the form.

On the calcareous slopes of the Mała Koszysta (on the side of Polana Waksmundzka) thufurs appear already above 1600 m.

As concerns the origin of the Tatra thufurs, the following circumstances seem to be of importance:

1. The distribution of thufurs is largely dependant on the type of bedrock. Sedimentary rocks of either the Wierchowa (lower) Nappe or the Regle (upper) Nappe are more likely to become places of occurrence of these forms than are the crystalline rocks of the massif. This applies chiefly to soluble rocks such as dolomite and limestone. Thufurs rest also frequently on top of various shales. The reason of this fact is easily comprehensible. Dolomites and limestones are overlain with a thick layer of waste of considerable plasticity. Such material, especially if humid (in the vicinity of sources and water springs) widely varies in volume under the action of frost. Grassy vegetation readily overgrows this carbonate waste. Hence, its surface is found to be always coated with a thick turf-cover. Since the plastic material underlying the turf, readily yields to the pull of gravitation, in consequence there arise small folds and swellings of the grassy surface. These insignificant convexities constitute frequently the initial form of the thufurs, which ultimately, develop under the action of frost into typical forms. Hence, vegetation plays a considerable part in the process. The writer had opportunity to observe that in all the places where, on dry slopes, the turf cover happened to be destroyed (soil erosion) by excessive grazing, thufurs failed to occur. Humid slopes and depression which successfully resist erosion and possess a dense turf-cover (e.g. passes), exhibit typical thufur hummocks.

Therefore, thufurs may be said to avoid the main ridge of the Tatras (with the exception of the Czerwone Wierchy), because the granite-gneiss detritus does not favour their development. This does not mean, however, that these forms are entirely absent in this area. But they are poorly developed and much wider spaced within the limits of each set. Portions of soft, crystalline schists scattered among the massive, exercise a more favourable influence (Pyszniańska pass).

2. The lowest limit of the occurrence of thufurs is determined by climatic conditions. It varies however, according to the variety of rocks, descending much lower downward in dolomites and limestones than in crystalline rocks. In the former, the lowest limit of thufur occurrence coincides with the upper wood-limit (1500 m appr.), although typical forms are never encountered below 1700 m. On crystalline bedrock, thufurs occur decidedly higher upward, their lowest limit of occurrence being probably never below 1700 m. This applies also to the southern part of the Tatras (21). In the Nízke Tatras however, as reported by J. Kunský and V. Král (12) and D. Louček (13) thufurs are found to occur from 1400 m elevation upward, but were recognized by these writers as Pleistocene, i.e. fossil forms. In the Malá Fatra, however, E. Mazúr (16) observed some „living” thufurs at 1600 m. The difficulty in determining the lowest limit of occurrence of thufurs is due to two causes:

a. below wood-limit some old, periglacial, i.e. fossil thufurs may be found but are not readily distinguishable from the living ones, for, during severe winters they are also, in a certain measure submitted to slight frost-caused movements;

b. outside the present-day periglacial zone, appear some „pseudo-thufurs” i.e. forms whose development is due to the activities of animals (moles, ants, cattle). Under suitable climatic conditions, such hummocks assume a striking resemblance to thufurs, being susceptible to frost-action and retaining ground-ice for a long time in spring (6). In the Tatras, they are wide-spread. The writer observed such forms in the Przysłop Miętusi (1150 m), on the slopes of the Cyrhla and in Jaszczurówka. He therefore believes the thufurs reported by E. Mazúr (16) from the Medzihole pass in the Malá Fatra (1170 m) to belong to the same type.

3. There is a close relationship between thufurs and solifluction. Troll (27) even defines thufurs as forms of amorphous solifluction. In fact these hummocks are found to overlie soliflual tongues and terraces. Hence, they represent a secondary phenomenon with reference to this type of earth-flow. On the other hand, thufurs are themselves submitted to solifluction whose progress they frequently accelerate, thus inducing mass-movement along slope. This double role of thufurs with reference to solifluction, is indicative of their age. On the slopes of the Gładkie Uplaziańskie, youthful soliflual tongues are densely overstrewn with thufur hummocks that cling to them like warts (pl. 3). Similar facts may be observed on the slopes of the Kominy Tylkowe and the Koszysta. If solifluction is here a present-day phenomenon — as indicated by the very fresh traces of the displacement of ground-mass — the thufurs are still more modern in both origin and evolution. J. Sekyra (21) and J. Pelíšek (19)

have also established the youthful age of the thufurs encountered in the Bělské Tatras. In the Tatras, thufurs occurring above wood-limit are elements of present-day periglacial mountain conditions.

Thufurs undergo gravitational transformations and thus become a part of the soliflual forms. The process is divided into two stages. Under the influence of frost-action, small hummocks expand vertically to the slope surface. In the course of its development, the fully swollen, regular hummock changes under the pull of gravitation into an asymmetrical form, the elongation of which is in conformity with the inclination of the slope. These evolutionary stages of thufurs are presented in fig. 2. On slopes of identical gradient, all the three types of thufurs may be present i.e. straight, overturned and elongated ones, according to the age of each form.

SOLIFLUAL FORMS

In the Tatras, present-day, active solifluction may produce two kinds of micromorphic effects: soliflual tongues and garland terraces.

Soliflual tongues. Typical examples of such forms, the writer observed on the north-western slopes of the Gładkie Uplaziańskie, in the place mentioned above in connection with the occurrence of thufurs. Several tongues were found here, whose common front forms a thresholds about 1 m in height (pl. 3). Their surface is uneven, undulating, covered with thufurs. The slope gradient averages 15–20°.

On the south-facing slopes of Rzędy and Zdrapiska, in the group of the Kominy Tylkowe (on the side of the Iwaniacka pass) some long soliflual tongues occur on a bedrock of dolomites (upward portion of the slope) and shales (downward portion of the slope). The slope gradient averages 25–30°. Each tongue has an individual, arcuate front. These tongues are about 10 m in width and the height of the front may be as much as 3,5 m. The soliflual material consists of fine, clayey debris. Larger rock fragments and blocks are accumulated along the arcuate fronts. The large stones which are frequently found lying on the surface of the tongues, slide downslope much faster than does the total waste mass, as plainly evidenced by the turf ramparts that are formed in front of the stones. The lowest limit of occurrence of such tongues is at about 1470 m, right above the pass. On the slopes of the Czerwone Wierchy, there is an undulating soliflual surface, near the Małolączniak. Also the slopes of the Ciemińniak on the side of the Kamienista glacier cirques are covered with a thick soliflual mantle of downflowing waste. In the direction of the Tomanowa valley, below the ridge called „Rzędy”, large soliflual tongues are found at an elevation of 1600–1700 m.

Like thufurs, soliflual tongues are predominantly formed on a bedrock of dolomite, limestone and sedimentary shales. Apart from the examples cited, many other can be found mainly on the slopes of the Ciemniak (in the direction of the Lodowa Grota), further on the slopes of the Giewont, the Kopa Magura and the Liliowe pass. The influence of bedrock on the type of solifluction is plainly visible on the slopes of the Koszysta. In the granite and quartzite portions of the ridge, soliflual phenomena are rare and assume the shape of garland terraces (5). On limestone slopes in the direction of Polana Waksmundzka, extends a typically soliflual, folded surface, within the limits of which several down-flow tongues can be distinguished. They extend downward to 1600 m.

The type of solifluction here described constitutes a phenomenon of present-day Tatra climate. This is evidenced by the fact that soliflual tongues occur on woodless slopes and above wood-limit. Above the Iwaniacka pass (the slopes of Rzędy) the soliflual tongues extend only up to the wood-limit. This boundary distinctly divides the slope into two surfaces each of which exhibits another type of microrelief.

Soliflual garland terraces. Troll (27) recognized in the Alps and termed *Girlandenboden* some small, arcuate terraces whose thresholds are overgrown with turf, while their upper, flat surface are deprived of vegetation. However, Troll failed to draw any distinct limit between these garland terraces and other soliflual slope swellings i.e. such forms which are referred to in the German literature as *bogenförmige Rasenwülsten* or *Rasenwälzen*. According to the observations collected in the Tatras by the present writer, such a boundary certainly exists. Turf swellings are represented by the soliflual tongues described above. They are elongated according to the inclination of the slope, entirely overgrown with turf and terminated downward by an arcuate front. On the contrary, small soliflual terraces stretch horizontally across slope and their surface is deprived of vegetation. On the example of the solifluction on the Koszysta, the present writer once distinguished these forms (5). Closer attention was devoted to them by Czechoslovakian investigators, especially by J. Sekyra (21, 23), J. Pelíšek (19) and J. Ksandr (9).

Among the new localities found in the Polish part of the Tatras, the following places deserve mention.

The most conspicuous forms are encountered on the main ridge of the Western Tatras, in the region between the Pyszniańska pass and the summit of the Kamienista. Built up of gneiss and crystalline schists, this ridge is wide and horizontally convex. Garland terraces are found only along the axis of the ridge. Downward, above the Pyszniańska pass, where the slope gradient is insignificant (5°), the terraces are low and

flat. The turf treshold does not exceed 1 dcm in height. Upward, where the gradient of the ridge axis is 15° and even more, the terraces are shorter and taller (treshold 5 dcm). These tresholds are steep, sometimes overturned. The schist debris appears at the terrace surface (pl. 4); it is underlain with fine, even clayey material. The horizontal outline of the terrace surface, assumes the shape of a half-moon, whose maximum width is along the ridge axis.

Noteworthy is the fact that on the north-facing slope of the Kamienista these terraces are associated with long stripes of debris alternating with bands of grass (pl. 5). At first sight the pattern produces the impression of being a striped structural soil (*Streifenboden*). On closer examination however it turns out to be deprived of some of the features of these periglacial microforms. The stone stripes are mere prolongations along-slope of the terrace surface, while the grass beds merge into the turf tresholds of the ridge garlands (fig. 3).

Among the other garland-soil localities occurring in the Polish part of the Tatras, special mention must be made of the slopes of the Czerwone Wierchy. Below the Kopa Kondracka there are some isolated terraces with tall turf ramparts. Such a rampart acts as a dam, that arrests the waste sliding from above. In several places the rampart is broken and a stripe of waste extends below the terrace.

Similar forms the writer observed also on the south-facing slope, below the Świnica. Near the Krzesanica there are some small but beautifully developed terraces (pl. 6) whose surface is mantled with fine debris.

Results of research work in the Alps (25, 27) have largely contributed to the elucidation of the origin of garland terraces. The investigations by J. Sekyra (21, 23) and J. Ksandr (9) have raised this problem and marked a new advance toward the solution of the origin of these forms. There can be no doubt that soliflual surfaces folded horizontally to the direction of movement, i.e. vertically to the inclination of the slope, represent the initial terrace form. Downslope movement is violent in all the places where seasonally frozen ground persists in spring within the bedrock of the soil. Such are the conditions prevailing on the ridges of the Western Tatras. In winter, snow on the crests is scarce (winds) and the soil becomes deeper frozen than on the slopes. Therefore, in early spring when the slopes are still wrapped in a thick mantle of snow, the crests are deprived of snow-cover. Such a situation occurs most frequently in April. Toward the end of April 1949, the writer visited the crest between the Pyszniańska pass and the Kamienista and found here positively polar conditions of development of periglacial processes. Sekyra (23) reports similar conditions from the crest of the Vel'ka Kopa Koprová and regards them as

the cause of the existence of „living” cryogenic forms, among which also miniature structural soils.

In trying to reconstruct the evolutionary cycle of garland terraces, J. Ksandr (9) presumes that at their initial stage of development, transversal fissures are formed, which determine the situation of the terrace threshold. This supposition has not however been confirmed since. The garlands on the Kamienista (as well as some other examples known to the writer) afford, evidence of the fact, that soliflual uprolling of the turf above a firm, frozen subsoil sufficiently accounts for the origin of these forms. As evidenced by their shape which is arcuate downward the thresholds are unmistakably due to gravitation and not to the formation of fissures.

Generally the surfaces of garland terraces lack vegetation. This is one of the characteristics of a certain stage of development which the writer would be ready to define as the stage of maturity. Sekyra (21, 23) and Ksandr (9) enumerate several causes of these changes, especially the action of wind and needle-ice as well as the effects of the interference of sheep and man. It is undeniably a striking fact, that garland terraces occur in all the places where either naturel or artificial conditions prevent the normal growth of the turf cover. The principal destroyers of that cover are sheep and tourists. This explains why these forms occur predominantly in excessively exploited pasture grounds and along touring paths. The garland structures near the Pyszniańska pass occur just under such conditions.

Destruction of the turf cover facilitates the development of two natural processes which are: the penetration of frost action deep into the ground and ablative downwash. The coarser debris on the terrace surfaces are largely due to upthrust of stones. Hence, in the vertical profile of the cross-cut terraces, the subsurficial layer is found to be abundantly supplied with waste. The phenomenon displays all the characteristics of the development of so-called stone-pavements which represent a certain type of structural soils in which the migration of stones proceeds by way of upthrust from below on to the surface. The action of slope processes is promoted by the considerable humidity of the soil. The surface of the terraces being closed up, easily retains rain- and melt-waters within its limits thus forming separate pools which Sekyra (21) correctly compares to the inundated terrace-like rice fields. The terrace surface is frequently found to be covered with a thin layer of slime deposited by these sporadically stagnant waters. Under such conditions, frost action must be naturally very rapid. On the humid and bare surfaces, needle-ice produces devastating effects by displacing stones and stripping off the edges of the turf.

Downslope runoff represents another process that contributes to the evolution and modification of garland terraces. It is worth noting, that while the role of frost processes in the development of these forms is well known, that of runoff-waters is not yet satisfactorily elucidated.

As regards the action of surficial runoff-waters, there exist in the Tatras two extreme slope types: a) turf-covered slopes, which are not subject to the action of runoff-waters, b) slopes furrowed by grooves and gutters which being deprived of turf cover constitute surfaces of intensive eroding water action. Slopes of the first type, when possessing some waste, become surfaces of soliflual downwash. On slopes of the second type, mass-movement fails to occur, the fine waste being removed by water-flow.

Slopes exhibiting garland terraces occupy an intermediary position between both the types mentioned above. Gravitational mass-movements (solifluction) are here assisted by the activity of ablative waters. If the vegetation happens to be completely destroyed by either natural agencies (frost, wind) or artificial means (activities of man, whether direct or indirect) garlands are not being formed and soil erosion becomes the sole ruling factor. But in those places where the turf is partly preserved, the slope becomes covered with terrace forms.

Turf bands assume the role of protecting belts, by arresting the masses set into motion by solifluction and down-flow. The thresholds frequently overhang, which shows that the impact of these masses is here continuous. Rain- and melt-waters trickle down the surface, thus penetrating from one terrace down to another, but the turf zones prevent the full development of their naturel erosive power. If the terraces occur on the ridge — as e.g. on the crest between the Pyszniańska pass and the Kamienista — runoff-waters avoid them, flowing on their sides and penetrating thus on to the slope. On the Kamienista slope, the stone-stripes described above represent such gutters submitted to the action of runoff-waters. This slope is — both morphologically and genetically — reminiscent of the well-known places of intensive soil erosion in the Tatras, for example the slopes of the Kamienista cirques, near the Ciemniak, or the slopes of the Jaworzynka. Naturally, the stone-stripes are not only channels of water escape. In all the places where vegetation has been removed, the waste slides down without the assistance of water, under the pull of gravitation alone, in the same manner as in debris fans.

Evidence of the combined activity of solifluction and downwash is afforded by the amazing phenomenon of the diagonal pattern of the waste gutters on the Kamienista slope (fig. 3). Solifluction, operating on the main ridge gradually shifts the garland forms downward, along the slope axis. Thus, the heads of the downwash gutters become also displaced,

i.e. deviated from their situation and made to adopt a diagonal position on the slope.

As a result of the activity of rain- and melt-waters, the turf rampart of the terrace may be violently broken. The half-fluid waste mass flows then outside its edges, and accumulates either on a lower terrace, or — when a normal, grass-covered slope extends below the turf treshold — a fan of waste spreads on the terrace surface. Such terraces destroyed by erosion, the writer observed on the slopes of the Kopa Kondracka (pl. 7).

MOVING RUBBLE FIELDS

Ever since Łoziński's time (15) are Carpathian rubble fields (*golo-borza*, *rubble sheets*, *Felsenmeer*) known to be typically periglacial phenomena. The same can be said of the Tatra rubble fields which are — paradoxically enough — very little known, although, in contrast to other Carpathian mountain groups, the Tatras are one of the areas whose morphology has been most thoroughly investigated. Hence, the problem of Tatra rubble fields still requires special studies, covering the totality of the phenomenon, especially the distribution and the movement of rubble slope covers. In connection with the latter question the author collected, mainly in the Western Tatras, some observations, which he thinks appropriate to include into the present discussion.

Łoziński (15) thought the Carpathian rubble fields a „dead” phenomenon, belonging to the Pleistocene periglacial period. Klimaszewski (7) agrees with him, but remarks that still to-day, large stones migrate down steep slopes. This amplification of Łoziński's theory, by recognizing the rubble fields of the altitudinal mountain zone as phenomena due to present-day periglacial conditions, seems of importance and applies chiefly to the Tatras, as it does not always gain confirmation in the lower Carpathian groups, even in the Babia Góra, as will be demonstrated below. Youthful movements of the Tatra rubble fields are evidenced by both their form and their relation to vegetation.

In the Tatras, rock-rubble assumes two different shapes, which are: a) rubble lobes, b) rubble gutters.

Lobes of stones and blocks are wide spread throughout the entire slope surface, e.g. below the Jarząbczy Wierch (pl. 8), the Wołowiec, the Starobociański Wierch, the Kaminista. The lobes begin upslope along a wide surface of the bare summit rocks. Downward, they become narrower, assuming generally the shape of regular tongues. The arcuate, concave tips of these tongues, may be indicative of recent gravitational displacements. They are aggraded, forming tresholds of some several meters in height. Beautiful stone tongues are found on the north-facing slope of

the Suchy Kondracki. They are about 10 m in width. Their fronts being closely spaced, form a regular festoon-line extending across slope at 1700 m elevation. It seems worthy of note that block-thresholds appear only in front of the tongues, while the bulk of the forms, being overgrown with vegetation, produces the impression of a decaying phenomenon. Similar stone tongues occur also on the west-facing slope of the Jarząbczy Wierch.

Evidence of movement is afforded by the following characteristics:

1. the upward portion of the slopes and the mountain summits in the Western Tatras are as a rule free of rubble. Weathering bedrocks appear here at the surface, thus constituting the source from where the sliding blocks are derived. This evidence has been emphasized by Klimaszewski (7), in connection with the Carpathian rubble;

2. some of the slopes, e.g. the west-facing slope of the Jarząbczy Wierch, as well as the north- and south-facing slopes of the Suchy Kondracki — are cut by furrows due to the effect of erosive action on the bands of soft material, which generally consist of shales. The rubble sheets that are spread on the slope, above these furrows, terminate at their line (pl. 9). The down-sliding debris naturally fills the furrows which represent a serious obstacle, that prevents the down-slope movement of large stones. Several portions of the furrows are filled with stones and in those places alone, can the rubble fields extend below the furrow-line. As suggested by the writer's observations, these furrows are not periglacial forms. They must have probably originated during the climatic phase when the slopes were overgrown with vegetation and mechanical weathering was of lesser importance, the predominant morphogenetic role being that of oversaturation with water. The furrows were formed probably during the postglacial climatic optimum, perhaps also during the last interglacial. The rubble fields are a secondary phenomenon with reference to the furrows. Their formation and their spread were initiated during the period of intensified periglacial conditions, that lasts until to-day. That is why the slope furrows gradually disappear. Anyhow, the association of these facts affords evidence of the mobility of rubble fields;

3. between the Wołowiec and the Jarząbczy Wierch, near the pass Niskie, there are some structural soils (described below) which probably date back to the Pleistocene periglacial period. They consist of blunt, severely weathered stones. Some fresh stone rubble, composed of sharp-edged stones encroach upon them. A difference in the aspect of the debris present in both these rubble sheets, is plainly visible. The present-day mobile rubble overlies the Pleistocene rubble;

4. the surface of the rubble fields is frequently found to overtop the shrubs of dwarf mountain pine. These shrubs undoubtedly arrest the

downward movement of debris and blocks, thus causing them to pile up. The phenomenon is conspicuous in all the places where the movement of rubble was artificially accelerated by the activities of man (pasture, touring-paths) for example in the Kotły Kamieniste (pl. 10).

Stone rubble gutters represent a second form of stone movement, that is frequently the result of the activity of runoff-waters and avalanches. Rubble gutters extend much lower downward than the mobile rubble sheets. In the cirques and nivation niches of the Western Tatras they are of common occurrence. Down-slope, at the outlet of the gutter a debris fan is usually formed.

In connection with the discussion of mobile rubble sheets, attention must be attracted to the migration of isolated stones along the Tatra slopes. This is not a periglacial phenomenon in the strict meaning of the term, for cryogenic processes do not play any predominant part in this transfer. The most typical examples of such blocks, the writer observed on the slopes of the Ciemniak, especially on the side of the Kościeliska valley, as well as on the slopes of the Kominy Tylkowe. The velocity of movement is evidenced by the huge earth-ramparts that stretch in front of the stones and by the long grooves extending behind. The movement is conditioned by both the considerable steepness of the slope and the properties of the bedrock. Migrating stones are found to occur on slopes that are built up of dolomite limestone, especially of marls and shales.

STRUCTURAL SOILS

Structures and microrelief forms of that type are due to the frost-caused sorting of material of different grain-size. In the Tatras there are two types of such forms: large ones and small ones.

1. The writer found a new locality containing large structural soils, which correspond in both size and age to those already known to occur on the Krzyżne pass, on the Polish side, and on the Lučné Sedlo, on the Slovakian side. This new locality extends along the ridge of the Western Tatras between Jarząbczy Wierch and the Niskie pass. At 1920 m of elevation the ridge is cut by a diagonal furrow, which, widening gradually encroaches upon the north-facing slope. Both the walls and the bottom of the furrow exhibit polygonal forms, surrounding concave, grass- and moss-covered hummocks (pl. 11, 12). These rather shapeless polygons average 0,5—3,5 m in diameter. The largest occur downward near the furrow bottom, the smallest — on its slopes, whose gradient is 25°. The debris bands encircling the grass-covered islands, are built up of stones which, at the surface, are weathered and overgrown with lichen.

One of these islands was cut to a depth of 60 cm. It revealed the following sequence of layers:

- 0—25 cm turf-soil, with a distinct humus and elluvial horizon containing fine waste
- 25—50 cm debris and small boulders (15 cm in diameter)
- 50—60 cm fine waste.

As shown by the cross section the centre of the structural fields does not contain any of the larger stones that appear at their border. The field debris is loose, thoroughly washed, free of fine-grained soil particles.

This polygonal network does not show any traces of fresh changes. It produces the impression of a petrified, immobile structural pattern. The surficial layer differs strikingly from the material below. The surface is overstrewn with large stones, blunt and weathered. In the centre the material consists of sharp-edged, fine-grained debris. This testifies to sorting and frost pressure. However, these processes operated under conditions which certainly differed from those prevailing to-day. At the time of their operation, the debris of the structural fields must have contained a considerable percentage of earth waste, that was capable of retaining water. Under present-day conditions, frost-processes would be inapt to cause sorting of the material, especially to separate large boulders from the debris mass. During that period, cryogenic disturbances ceased, rain-water having removed all the fine particles contained in the soil. The only thing left on the spot, is a framework composed of coarse boulders and debris that has preserved the features of a frost-produced structure.

As mentioned above, youthful rock debris, due to present-day weathering encroaches, from upslope, upon the old, Pleistocene surface.

2. Following Troll's suggestions (27), closer attention has lately been devoted to so-called miniature structural soils, i.e. to such forms of sorted material which do not exceed 1—2 dcm in diameter. Miniature forms were described by Sekyra (23) from the Vel'ka Kopa Koprova in the Tatras.

Throughout the area investigated by the present writer nowhere has he encountered any miniature soil forms. Nonetheless, the fine debris lying within the garland terraces was found to be frequently sorted in a manner reminiscent of these forms. For instance, on the ridge terrace of the Kamienista and even on the Pyszniańska pass, the crystalline schist debris is undoubtedly shifted by frost-action, as evidenced by the position of the plates, which are either vertically or diagonally set, having been thrust out by either upward or lateral pressure. Similar facts can be observed on the slopes and the summit of the Krzesanica. This change in the position of

the plates might be due to melt-waters. But the effects of the activity of melt-waters are easily recognizable, the stones being then arranged into bands, according to the inclination of the surface.

Frost action is most intensive in the furrows of the Tatra summits and slopes (pl. 13). They were described by Młodziejowski (17) who failed, however, to pay any closer attention to nivation and cryogenic processes, operating within their limits. These furrows are filled with snow for a long time in spring and even in summer. Round the edges and at the base of the snow-patches, fluctuations of temperature across the freezing point are frequent. Together with the considerable degree of moisture contained in the material, such fluctuations are productive of rapid structural changes within the subsurficial soil layers. This leads to the formation of structures of the stone-pavement type, that are characterized by a thick layer of rock-debris overlying the soil surface. In several places, patterns emerging among the debris afford evidence of lateral displacement of stones.

Such phenomena the writer observed in the furrows extending between the Suchy Kondracki and the Kopa Kondracka, in the Pyszniańska pass and on the Wołowiec. Here, in a wide furrow, having the shape of a closed hollow (west of the summit) there are some conspicuous agglomerations of gneiss debris, forming something like islands amidst the soil which is bare of vegetation.

It seems worthy of note that the effects produced by this process can be found at relatively low altitudes. So, for instance, in the Western Tatras, on a small side-ridge, known from the map under the name of Czerwony Wierch (between the Wołowiec and the Jarząbczy Wierch) there is a whole system of furrows. One of them, on the northern side of the ridge contains a small lake at about 1760 m elevation. Around the lake, there are some remnants of frost heaved debris and turf which are upthrust and destroyed by the action of needle-ice (pl. 14). Here also one may encounter agglomerations of debris in the shape of irregular ramparts, and on the slopes — small depressions and elongated stone bands between tufts of vegetation. The totality of the form containing the lake is a small nivation niche, laterally corroded and widened by the action of frost and snow. It seems striking that, at a reduced elevation, considerably below the level of the main Tatra ridges and summits, cryogenic processes may produce any fresh, probably annual changes.

Such ridges that have been stripped of their vegetal cover by wind-action, constitute a special area of operation of these frost-agencies. Loose debris sheets are commonly encountered on both the south- and the north-facing side of the main ridge of the Western Tatras. Frost-caused mo-

vements are here often due to the presence of needle-ice. J. Sekyra (23) - observed in the Tatras some miniature soils due to such conditions.

It must be furthermore remembered that the activities of man largely facilitate the process of frost-caused sorting. Like in the case of garland terraces, the destruction of vegetation along touring-paths promotes the movement of stones within the soil. Hence, structural soils and similar forms are found to occur predominantly along such paths.

PERIGLACIAL PHENOMENA ON THE BABIA GÓRA

The summit of the Babia Góra (1725 m above sea level) is covered with a rubble sheet of coarse sandstone blocks which is regarded as a classical example of a Carpathian rubble field. Łoziński (15) defined it as Pleistocene *Felsenmeer*. Klimaszewski (7), however, believes periglacial weathering and mass movements to be still active here to-day. Furthermore, the latter author attributes an important role to rain- and melt-waters which by „washing the debris material thus maintain it in a state of freshness and prevent the formation of a waste cover”. This applies naturally to the fine debris, that protects the rock against the action of mechanical weathering².

The Babia Góra is an elevation built up of Magura sandstone, underlain with schists. The sandstone slopes gently southward, hence the south-facing slope of the mountain is more faintly inclined than is the north-facing one. On the latter there are huge forms due to land-slides and old land-falls. In the upward portion of the slope which is very steep, there are some huge niches due to slides and nivation, the walls of which are susceptible to weathering. At the base of the land-falls some debris fans are formed.

The south-facing slope of the Babia Góra consists of a series of steps, which in spite of the structural contours resemble altiplanation terraces. Rock-rubble fields deprived of vegetation occur on the steep thresholds separating the steps from each other. The surface of the steps has a faint gradient (2—5°) and is overlain with a thick layer of soil debris with isolated stones rising above. Vegetation is scanty. The highest threshold is formed by the summit dome of the Babia Góra, that is overstrewn with large blocks.

Although rather modest, the observational data collected by the writer

² The first who paid attention to structural soils on the Babia Góra was J. Pelíšek (Poličkovité půdy v oblasti Babie Hory, Orava). The author informs about polygonal forms occurring at an elevation of 1550—1700 m, westward from the main summit. These forms are 2—4 m in diameter. During my research works I did not find such forms.

afford evidence of frost-caused movements of waste within the summit portion of the Babia Góra. So, for instance, right below the summit, east of the triang. occur some garland terraces 30 cm in height, 2—3 m in width. They are produced by solifluction operating on the surface inclined northward that passes below into the abrupt, north-facing slope of the Babia Góra. The debris material contains fine, pulverulent particles together with a considerable amount of sandy waste. On the terraces, appear tufts of vegetation.

In spite of a thorough search for structural soils on the almost level surfaces of the terraces occurring in the upslope portion of the mountain (1600—1700 m alt.) — the writer found only one place, on the uppermost step of the east-facing side which exhibits some circular rings somewhat reminiscent of periglacial structural soils. These rings are 3,5 m in diameter. They occur right above the debris treshold.

Another form of microrelief, occurring both on the subsummit terrace surface and in the west-facing part of the summit of the Babia Góra are shallow gutters in which the sandstone boulders are arranged in a manner resembling that of frost-caused structures. The sandstone plates are here often set vertically, although they were upthrust by lateral pressure. These forms are somewhat reminiscent of the gullies described from the Nízke Tatras by J. Kinský (11) who calls them *puklinové závrtové strouhy*. In fact, such phenomena are not frost-caused, for, at the bottom of the gutter there is a fissure affording a drainage outlet to surface waters. The vertical position of the sandstone plates, which is generally regarded as the effect of lateral pressure exercised by the upfreezing waste mass, may be due in this case to some entirely different cause. As a matter of fact it is due to the gravitational sliding of the plates down into the fissure, which became widened by water action. Such phenomena are of common occurrence in the Tatras, the Karkonosze and all the places where stone rubble overlies split rocks. The stone stripes on the Babia Góra may have originated in such a manner. Therefore they can not be regarded as typical periglacial forms.

Hence, the Babia Góra with its summit rock rubble is an area showing a few traces of „living” periglacial phenomena. But the only unmistakable examples are the soliflual garland terraces (1700 m alt.) which alone afford evidence of rapid mass movement of waste.

Whether the rock rubble on the Babia Góra migrates downward, according to Klimaszewski's assumption (7) — is not yet quite clear. This remark does not apply of course to the debris fans at the base of the north-facing slopes, which are not in fact typically periglacial forms. Two circumstances considerably inhibit, if not entirely exclude any possibility

of downward movement of the rubble. These are: the terrace pattern of the south-facing slope and the removal of fine material from the boulder cover by either wind or water action.

The rock debris on the thresholds separating the individual terraces from one another, slides downward under the pull of gravitation. However this occurs only in a few places and in short segments of the threshold. The movement has no possibilities of wide-spread development, for the base of each thresholds — being at the same time the surface of the next downward terrace — is owing to its faint inclination absolutely immobile. The summit of the Babia Góra forms a dome consisting of huge sandstone blocks, which do not undergo any changes. It should be remembered that this summit is surrounded by the wide, flat surface of the uppermost sub-summit terrace owing to which any movement of the boulders is rendered impossible. This summit conveys the impression of some once destroyed building, the ruins of which seem to be completely dead. As mentioned above, some traces of movement may be detected in the fine-grained waste alone, whose surface is very reduced. Despite Klimaszewski's statement (7) the present writer is inclined to believe that the removal of waste by wind and water action does not promote, but rather inhibits the process of periglacial denudation, as evidenced by the fact, that traces of movement can be detected in fine-grained waste alone (soliflual garland terraces). If the slope be steep enough — as it is the case in the Tatras — long and free of terrace-like obstacles — dry rubble may be displaced downslope. But in all the places where these conditions fail to occur, fine-grained masses which retain water are more likely to promote downward movement of waste. The rubble on the Babia Góra, being continually outwashed by rain-waters arrested the progress of periglacial slope processes in the same manner as the outwash debris on the Tatra ridges led the extinction of activity in structural soils. Hence, the waste-covers on the Babia Góra are largely vestiges of Pleistocene periglacial events. Present-day periglacial conditions have left their record in all the places where fine-grained, pulverulent waste was preserved on slopes of a suitable gradient i.e. one exceeding at least 10° and situated above 1500 m in altitude.

GENERAL REMARKS

Periglacial microrelief in the Tatras is extremely complex and heterogeneous. It is composed of such forms due to the frost-caused upthrust and sorting of boulders, as: structural soils, thufurs and gravitational slope forms (solifluction with its complete set of types). In the past, inves-

tigators used to discover and describe some localities with periglacial phenomena in the Tatras. Such approach to the problem does not seem to be the right one. One may say without any exaggeration, that the total surface of the Tatras rising above wood-limit, is a periglacial surface. Everywhere throughout the area, forms may be distinguished which are either due to frost action operating on the rock or else represent the product of its weathering. Hence, symptoms of periglacial conditions are here wide spread.

It must be emphasized that the Tatra periglacial relief is far from being uniform in age. Forms due to present-day periglacial conditions occur here together with remnants of Pleistocene periglacial forms. The problem has been very pertinently formulated by J. Sekyra (23). The present writer is also inclined to doubt, whether the large forms of structural soils can be regarded as the effects of modern climate. This type of periglacial phenomena due to frost-caused sorting of material, requires such climatic conditions like those reigning in Polar regions. Such conditions nowhere occur in the Tatras, which do not show any traces of permafrost. The large polygons of structural soils (several meters in diameter) are here as a rule overgrown with vegetation and their soil levels are undisturbed. The structural soils described above from the Western Tatras, are fossil forms. Those occurring on the Krzyżne pass (2120 m alt.) in the High Tatras, the present writer has once defined as present-day forms. Now, he is inclined to revise this statement. The age of these structures is still an open problem, the solution of which depends on research carried out during spring-time when these forms are „alive”. No such investigations have been undertaken until now.

Recent observations in the Western Tatras permit to define one of the causes responsible for the extinction of frost-produced sorting within the soils that originated during the Pleistocene. This cause must be attributed to the removal of fine-grained particles from the waste material. The process is due to increased precipitation during the postglacial period and to the decay of permafrost.

Ever since the disappearance of this absolutely impervious layer, the hydrological conditions prevailing on the ridge and in the pass underwent a change. Together with this change in climatic conditions the stagnant waters which, until then, filled the ridge furrows and spread on the flat surfaces, thereby maintaining the soil in a fluid state — percolated easily into the open fissures of the bedrock. Thus, the waste became outwashed and all processes of frost-sorting ceased to operate. This applies not only to the Tatras but to all the rubble fields occurring in other Carpathian mountain groups, for instance on the Babia Góra where the arrangement

of the boulders affords evidence of the previous existence of structural soils.

The only actually active cryogenic processes operating in the Tatras are frost-caused upthrust of stones and needle-ice. This explains the formation of pavements. They are especially conspicuous on some of the garland terraces and in small rocky depressions filled with soil and thereby retaining rain-waters. By shoving the waste apart, needle-ice gives rise to miniature patterns of structural soils. According to Sekyra (23) these processes do not penetrate very deep into the soil, whereby they differ from the large Pleistocene polygons. The present writer finds this difference strongly marked. In the present-day miniature structural soils and pavements, the process of sorting affects only a thin layer (not over 5—10 cm, maximum 30 cm in thickness), whereas in Pleistocene soils it extends about 1 m downward, sometimes even deeper.

When speaking of structural soils in the Tatras and of their lowest limit of occurrence, one should always bear in mind the difference between the deep, Pleistocene fossil forms and the small shallow present-day forms. The former were recognized earlier. Although, since the time of their formation they underwent severe destruction, they have until now retained all the features of typical forms. The latter, being despite their freshness not typical, are difficult of recognition and therefore not sufficiently known. Both these structural types, differing so widely in age, have each another lowest limit of occurrence. The writer thinks that what he once believed to be the lowest limit of occurrence of structural soils (2100 m) still requires verification even in relation to so-called large Pleistocene polygonal networks. The latest finds in the Western Tatras (1920 m) show that forms of that type may occur as much as 200 m below the limit previously assumed. Present-day frost sorting operates throughout the total surface of the mountain zone, that rises above wood-limit. This area affords possibilities of vertical and even horizontal sorting of the weathered debris. The process results in the production of forms which are more or less reminiscent of miniature structural soils.

According to Troll's definition (27) the lowest limit of occurrence of large structural soils in the Alps is 1800—2000 m in the outer-zone and 2000—2200 m in the centre of the mountains. But according to the same author, miniature forms are supposed to occur in the Alps much higher upward (above 2700 m) for only at such elevation, fluctuations of temperature across the freezing point are frequent enough to induce the process of regelation, which plays so important a role in the formation of soil structures. The detailed studies by G. Furrer (2) in the Swiss Alps, seem to confirm Troll's conclusions. Networks of miniature soils occur

here much higher upward than the normal i.e. large polygons. G. Höhl (3), while investigating periglacial phenomena in the Gurktaler Alps, reached somewhat different conclusions. Frost-sorting was found by him to occur everywhere above wood-limit. Miniature forms produced by short-lasting frost action i.e. those arising within a few days, occur here below the limit of typical polygons of large diameter.

A similar situation can be observed in the Tatras. On the support of Sekyra's (23) observations and of the data collected by himself, the present writer is inclined to believe that the occurrence of miniature structures due mainly to the action of needle-ice in the soil, extends very far downward, almost as far as the wood-limit. These forms are no typical Alpine „miniature structural soils”, but — as mentioned above — such forms which resemble them in aspect and are identical in origin. Hence, in the Tatras, the lowest limit of occurrence of such shallow, frost-caused forms should be carefully distinguished from that of the large structural soils which are rather vestiges of the Pleistocene.

Thufurs and soliflual microrelief constitute a set of periglacial forms the development of which requires frost-processes of a lesser intensity than does that of the structural soils. Gravitation being a very essential factor in the emergence of these forms, cooperates the process of cryogenic movement. Therefore, thufurs are found to be dependant not on climatic conditions alone but also on the kind of waste as well as on its degree of plasticity and fluidity. Thus the relationship between thufurs and the character of bedrock may be regarded as established. The same applies also to soliflual forms.

All these data lead to the recognition of a peculiar phenomenon. Thufurs and soliflual ramparts are likely to descend downslope in the exact measure in which the conditions of bedrock promote their formation. The lowest limit of their occurrence i.e. their climatic boundary turns out to be a relative notion. Anyhow it varies widely according to the geological structure of the area. Therefore, the forms described occur comparatively low downward, right above wood-limit (1500 m) but mainly on a bedrock of readily weathering sedimentary rocks, dolomites, limestones, and slates. Dylikowa (1) reports the occurrence of traces of present-day solifluction from the Turbacz mountain group at 1200 m elevation. The present writer thinks that the flysch rock of which the Turbacz is built up, largely promotes the action of such processes. This probably accounts for the low situation of soliflual forms on the slopes of the Turbacz.

A special problem is that of the influence — whether direct or indirect — of the economic activities of man on the development of periglacial processes. As well known, the response of soil to the action of climatic

processes varies according to whether this soil is or is not overgrown with vegetation. By rarefying or simply destroying the vegetal cover throughout the altitudinal zone of the Tatras, the activities of man become a factor that is apt to modify the development of periglacial processes. As a general result they accelerate the action of frost within the soil. This is best exemplified by the formation of garland solifluction and even by that of pavement soils. Needle-ice appears most frequently along touring-paths. Here also occur the most striking instances of stone upthrusts, down-slides of bluffs and other similar elements of destruction due to the development of ice crystals. Excessively exploited pastures, where the vegetation is partly destroyed, are likely to become terrains of powerful frost-caused upheavals. Furthermore they initiate the last stage of slope destruction thus inducing the formation of erosional grooves and furrows (soil erosion).

Considering the totality of periglacial phenomena occurring in the Tatras, the writer still wants to emphasize the following points:

1° Cryogenic processes prevail to-day throughout the entire altitudinal zone of the Tatras, extending down to the upper wood-limit (1500 m). They act upon the uppermost layer of waste, altering its structure and leading to the formation of characteristic forms of microrelief. The predominant forms of present-day periglacial origin are: thufurs, soliflual tongues and terraces, sheets and stripes of mobile rock rubble as well as forms composed of frost-sorted debris (miniature structural soils).

2° The variety of the structures and soil forms produced by periglacial climatic processes depends on the nature of the waste i.e. on that of the rock. Miniature forms due to sorting arise most frequently in fine-grained debris of crystalline schists (chlorite, mica), that are present in gneiss, whereas thufurs and soliflual forms are related to sedimentary rocks, limestones, dolomites and silty slates. The kind of rock favouring the development of particular forms of microrelief may locally shift the limit of their occurrence lower downward (*extra-zonal* localities — as termed by Troll, 27).

3° The activities of man decidedly accelerate the development of periglacial processes in the Tatras. Destruction of vegetation in the mountain pastures due to both excessive grazing and the passage of tourists, facilitates the penetration of frost-processes into the soil, increases the effects of needle-ice, reduces the resistance of waste to the action of frost-sorting, of gravitation, and of solifluction.

List of illustrations

Figures

	Page
1. Cross-section of the thufur on the Gładkie Upłaziańskie	59
1. turf; 2. pulverulent loose loam with roots; 3. empty space; 4. compact clay with boulders	
2. Deformation of thufurs in dependence upon the inclination of slope (I) and upon their age (II)	62
3. Situation of the garland terraces and stone stripes on the ridge and on the slope of the Kamienista Mt.	65

Plates

1. Thufurs on the Gładkie Upłaziańskie. A dissected hummock in the foreground	64
2. Thufurs on the Pod Kopą pass (Western Tatras)	64
3. Gładkie Upłaziańskie. A soliflual tongue with thufurs on it	64
4. Garland terraces on the slope of the Kamienista Mt.	64
5. Stone stripes on the northern slopes of the Kamienista Mt.	65
6. Miniature garland terraces on the slopes of the Krzesanica Mt. (Czerwone Wierchy)	65
7. Kopa Kondracka. A stone stream below a broken garland terrace	65
8. Lobes and tongues of rubble on the slope of the Jarząbczy Wierch	72
9. Erosional furrow on the slope of the Jarząbczy Wierch with down-sliding rubble	72
10. Mobile rubble field arrested by the dwarf mountain pine	72
11. Structural soils on the Niskie pass between Wołowiec and Jarząbczy Wierch. General view	72
12. Structural soils on the Niskie pass	73
13. Kopa Kondracka and Kondracka pass (in the foreground). Ridge furrows and pieces of turf torn off by frost and wind can be seen	73
14. The small ridge Czerwony Wierch near the Wołowiec. Destroyed turf and rubble patterns due to frost action	73

Translation by T. Dmochowska

PERIGLACIAL SLOPE DEVELOPMENT IN THE ŚLĘŻA MASSIVE

Summary

Abstract

The paper contains a description of periglacial and pre-periglacial covers and deposits, that are wide spread throughout the Ślęża massive. The writer tries to interpret their significance in the history of the landscape. Erosional surfaces were found to have their counterparts in accumulative surfaces. As a result of the various climates under which the geomorphic processes were operating, the slopes are polygenic in character. In the present-day discordant landscape of the massive, those of the external features that are best preserved, are attributed to the periglacial environment of the Baltic glaciation.

The observations discussed in this report were collected during field-mapping for the Morphological map of Poland. The periglacial covers that had been recognized already by earlier investigators (2, 8, 11, 24), were found to be wide spread. On the evidence of these periglacial covers and of the deposits, which are both Tertiary and Quaternary, a rough reconstruction of the evolution of the Ślęża massive landscape (718 m a.s.l.) is attempted in this report.

Investigations covered the gabbro-granite bulk of the massive i.e. the mountain Ślęża and the three hills that constitute its north-eastern amphibolitic ramification.

Being a fragment of the Silesian Pra-Sudeten, the Ślęża differs in morphology from the adjacent Wałbrzych Sudeten and Sowie Mountains, where extensive erosional planations predominate, whereas in the Ślęża massive, the main elements of relief are abruptly inclined slope surfaces.

Observation of the Ślęża mountain slopes reveals a difference in the pattern of their profiles (fig. 1). The gabbro slope is convex and the granite one, concave. This is probably due to differences in the lithological conditions within the bedrock of each of the synchronically evolving slopes.

Rubble fields, predominantly of gabbro, cover the mountain slopes of the Ślęża. Gabbro blocks and debris extend down-slope as far as 1,5 km from the outcrop of the gabbro. The morphology of the slope is diversified by numerous slope planations, rock-walls and tors, chiefly gabbro one, and warps. At the base of granite slope occur some corrasional troughs (7). Such disharmony in the landscape of the massive is due to the fact

that its particular elements originated under the widely differing climates of the Tertiary, the Ice Age and the Holocene.

Huge stone- and block accumulations constitute a striking characteristic of the morphology of the east-facing slopes of the Ślęża (pl. 1). L. Finckh (8) defines them as terminal, stadial moraine. Schott (24) does not think this interpretation correct but fails to give any detailed explanation of the morphogeny of these rubble fields. On the support of the observations discussed in the present report, these forms are held to be modified warps. What in L. Finckh's geological map is called „moraines”, extends in fact upward beyond the line marked in the map. Alone, the composition of structure undergoes a change. The rubble field becomes a blocky-clayey cover, overgrown with woods. Such structure was that of the total warp form. But with the time, the clayey-pulverulent material was removed, mainly, as it seems, by water action. Thus, the blocks lying in the shallow slope gullies became exposed. The blocky material of the warps is derived from the sub-summit walls. In outline, many of them are reminiscent of warp cirques. Similar minor forms, that may be nival niches are found to occur throughout the hills that form the amphibolitic ramification of the Ślęża.

In both the south- and the west-facing slopes of the massive, rocks are abundant and constitute the main source of debris supply (fig. 4). The covers as well as the correlated deposits afford evidence of polycyclic development of the area in question. As shown by the profiles of borings, Tertiary deposits closely encircle the massive (fig. 2). Quaternary deposits and covers rest on rocky slopes and on Tertiary deposits at the base of the Ślęża. The synthetic profile of the base is as follows: loess-like clay, typically loessy in grain-size, 0,5—2,5 m in thickness; boulder clay and glaciofluvial ranging from 2 to 30 m in thickness; Tertiary clays and sands interbedded with layers of brown coal, over 30 m in thickness; solid rock. Locally, clays and solid rock are interbedded with gravel. As indicated by this profile, after the period of powerful denudation and erosion that is recorded by the base gravels, conditions changed completely. Geomorphic processes operated under the warm and humid conditions of the Miocene. The climatic conditions under which denudation and erosion proceeded during the Pliocene, were approximately those of to-day (6).

Both the top deposits and the Pleistocene covers are due to the action of glacial and periglacial processes. In origin as well as in age they are found to be related to the deposits and covers of the massive. The latter are wide spread, predominantly on slopes.

Evidence shows that the covers of the Ślęża massive were dependant on its composition, both morphological and geological. Most extensively

spread are the gravitational covers that became enlarged by the material derived from the outcrop of the gabbro (pl. 2). In composition, these covers are either blocky, blocky- and detrital-clayey or clayey-pulverulent.

Among the blocky covers, some primary and some secondary ones may be distinguished. The primary covers rest on flat surfaces close by the walls and tors that supplied the material. The secondary ones emerged from the blocky-clayey covers after the removal, by wind- and water action, of all the fines they contained. Such covers occur predominantly on steep slopes. Large portions of the slopes are overlain with detrital-clayey covers that became overgrown and stabilized by woods. Clayey-pulverulent covers occur in the downward portions of the slopes. They are derived from either the blocky-clayey covers or from the slope waste, and were probably deposited by water. The loess-like clays are a decalcified eolian product.

The composition of the covers and deposits occurring in the massive, was studied in numerous exposures and borings. The distribution of the most important ones is given in fig. 2.

At the base of the massive, at 200 m elevation, the morainic and the glaciofluvial deposits were found to be overlain, near the slope, with a clayey-detrital rubble field, clayey colluvials, and farther outside with loess-like clays (pits 1, 2, 3).

In pit 4, in the pass of Tąpadło, the soil was found to be underlain with a sandy, periglacially disturbed boulder clay. Blocks derived from the adjacent slope, rest on the surface.

Interesting evidence was afforded by the investigatory geological boring that had been performed earlier in the almost horizontal slope planation occurring at 525 m elevation. It was found to contain: loose gabbro-rubble at the top, underlain with disturbed morainic clay in the top (av. 6 m), overlain with chemical gabbro-waste (av. 1 m). This new situation of the boulder clay, that is not presented in the map, seems to be of importance. Hitherto, on the evidence of a few erratics (11, 24 and others), the extent of the upward limit of the ice cap on the Ślęża was supposed to lie at 500 m elevation. The comparative thickness of the boulder clay in situ (av. 5 m) testifies to a much wider extension. The solution of the still open problem whether the Ślęża was a nunatak or was submerged by ice masses would greatly help to elucidate the development of the landscape of the massive (4, 11, 24).

The search for some traces of ice sheet on the slopes dominating the planation mentioned above, failed to yield any positive results.

In pit 6 that was performed on the planation at 645 m elevation and

deepened with a hand screw down to 7,25 m, the pattern is as follows: clayey-pulverulent soil is underlain with slope-till (0,6 m) and a layer of chemically weathered gabbro (6,5 m). This waste was not pierced. On the surface of slope planation, are scattered gabbro blocks and stones averaging 1—3 m in diameter. The centre of the slope planation is deprived of block cover. Blocks and stones are accumulated at the base of a large gabbro tor to the west, and also east, below the summit wall of the Ślęża. The periglacial rubble field did not originate on the surface of slope planation but migrated from the tor and the wall. The gradient which is 1° in the central part of the slope planation was sufficient to promote mass movement of the till along permafrost. It was however too faint to induce the migration of large blocks, that became displaced at $1\text{--}2^\circ$ (fig. 4).

The total absence of ice-sheet material on the almost level slope planation the glaciotectonically undisturbed top of the chemical waste and the exceptionally well developed, abrupt, almost vertical summit walls of the Ślęża go to prove that the summit of the massive was a nunatak and therefore was exposed to destruction during both the glacial and the periglacial periods.

Further data concerning the transformations of the massive were yielded by pit 7 (fig. 2). It was executed in an old gravel pit, that is formed in the remnant of a kame terrace at 360 m elevation. The soil was found to be underlain with: disturbed morainic clay, containing local debris at the top (1,35 m), glaciofluvial material predominantly sandy (8,30 m), rock debris with slope-till (0,90 m), reddish, amphibolitic waste (0,10 m), and, lower downward, amphibolitic rock (fig. 5). Four main stratigraphic levels may be distinguished here: the amphibolitic slope, exhibiting waste that dates from a period previous to the Middle Polish glaciation, the fossil periglacial cover, Middle Polish glaciofluvial material, and, in the top portion, a younger periglacial cover. The morainic boulder clay that sheets a large portion of the slope surface, lies close by the remnant of the kame terrace. Comparison of the slope profiles that are preserved under the kame terrace and the boulder clay, with the profiles of bare slopes, reveal only some minor changes in the morphology of the adjacent slopes. Later, prevailed transportation of material from the eroded upward portion of the slopes. Blocks invaded the boulder-clay as well as the gabbro- and granite slopes. The slope covers became, in their majority, stabilized by woods.

There is a certain regularity in the distribution of the periglacial slope covers. Stone and block covers occur in the uppermost portion of the slope. Lower downward, the covers are detrital-clayey and at the base

they are clayey-pulverulent. Finally, they consist of loess-like clays. This is due to the gradual comminution of material during transit.

Entirely different is the pattern of the large slope gutters and modified warps. At the base of the supplying wall, partly on its surface and within the warp-cirque, huge stones are deposited. Lower downward the cover is blocky-clayey. Still farther downward, this cover passes in to a block cover whose surface is deprived of clayey particles. Below such block cover, a flat fan of fluvial accumulation may be frequently encountered. Its top portion is already Holocene.

Investigation of both the covers and the correlated deposits as well as of the morphology of the slope permitted to distinguish several evolutionary stages of the polygenic slopes of the Ślęża massive. Under the warm, humid climatic conditions of the Miocene were formed the slopes which, in the less resistant granite assumed a concave shape, reminiscent of the synthetic profile that is so characteristic of warm, humid climate (12). During the Pliocene, in particular during the Upper one, there was a further development of slopes under a climate that was much like that of to-day. Data that would permit to picture the landscape of the Ice Age proceeding the Middle-Polish glaciation, are unfortunately lacking. Anyhow it must have been a period of severe denudation.

By their mode of sedimentation, both the morainic clays and the glaciofluvial material that were found to occur at the base and on the slopes of the massive indicate, that after this period of glaciation, the slopes underwent only some slight modifications. However in several centres periglacial processes operated intensively. Such are the rocky walls of the Ślęża massive and the tors. Outlined during the Tertiary, stripped off their waste cover during the glacial period, they supplied during the periglacial one, large quantities of blocks and debris. The primary rubble field on the Ślęża was formed under the tundra conditions of the Baltic glaciation. Apart from it, two other rubble horizons of different age, can be distinguished. One of them may be tentatively attributed to the Warta stage and the lowest one to the original Middle Polish glaciation. The fine particles contained in the covers are derived from the old chemical waste of the glacial deposits and from the pulverulent periglacial waste. During the periglacial period, the slope planations that became stabilized under the old waste as well as the boulder clay from the Middle Polish glaciation, remained inactive. Hence they represent the oldest elements of the massive. The lower, accumulative part of the slope, where the geological surface matches the topographical one, constitutes its youngest element. There still remains the problem of present-day slope processes throughout the massive. They seem to be most competent in all the places where the

primitive landscape became modified by the activities of man. The solution of this problem has now been undertaken by the Faculty of Physical Geography of the Wrocław University.

References cited: p. 90

List of illustrations

Figures

	Page
1. Slope profiles in granite and gabbro compared	82
1. Tertiary and Quaternary loose deposits; 2. granite slope; 3. gabbro slope	
2. Sketch showing the distribution of covers on the older bedrock of Ślęża massive	82
1. Holocene fluvial deposits; 2. loess-like clay chiefly on glacial material; 3. sandy-clayey cover on granite bedrock; 4. glaciofluvial deposits; 5. block cover; 6. cover of blocks, debris and clay; 7. rock walls; 8. tors; 9. moraine of the Middle Polish glaciation; 10. limit of granite outcrop; 11. limit of amphibolite outcrop; 12. limit of gabbro outcrop; 13. limit of warp; 14. streams; 15. deep boring; 16. pit; 17. line of cross-section; 18. quarry	
3. Face of the quarry in granite waste on the NW slope of Mt. Ślęża	84
1. pulverulent soil; 2. detrital-clayey cover 3. amphibolitic rubble; 4. granite waste	
4. Section through the top of Mt. Ślęża and the slope planation at an elevation of 645 m (section III, compare fig. 2)	87
1. block cover; 2. clayey cover; 3. gabbro waste; 4. shattered gabbro rock; 5. gabbro; 6. direction of block movement; 7. pit no 6	
5. Geological profile through the kame terrace and its bedrock on the NE slope of Mt. Ślęża	88
1. sand at the foot of the quarry; 2. pulverulent soil; 3. debris; 4. displaced morainic clay; 5. gravel; 6. sand; 7. slope-till; 8. amphibolitic waste; 9. amphibolitic rock	

Plates

1. Blocks at the foot of a tor on the east-facing slope of Mt. Ślęża	88
2. Summit wall of Mt. Ślęża seen from the pass at an elevation of 645 m (western exposition)	88

Translation by T. Dmochowska

STRUCTURES PERIGLACIAIRES DANS LE BASSIN DE LA DESNA MOYENNE ET LEUR IMPORTANCE POUR LA STRATIGRAPHIE ET LA PALEOGEOGRAPHIE

Sommaire

Dans le bassin du cours moyen de la Desna, sur le segment Briansk—Novgorod Severski apparaissent des structures périglaciaires dans quelques niveaux correspondant à différentes périodes glaciaires. Les perturbations qui se sont produites dans le fond des dépôts quaternaires et, en partie dans les roches du soubassement correspondent à la poussée du glacier du Dnièper. Le maximum de cette glaciation laisse des structures de gel dans le fond de la partie fossile du sol. Les sables pulvérulents, ressemblant au loess, proviennent de la période de la glaciation valdaïque. Se basant sur la méthode de recherches concernant la structure périglaciaire, on a distingué deux séries de ces dépôts. La série inférieure correspond aux conditions climatiques froides et sèches du temps de la poussée de la glaciation et de son maximum; quant à la partie supérieure — elle correspond à la période de retrait du glacier valdaïque. L'auteur croit que les structures périglaciaires peuvent servir d'important critère pour tirer des conclusions de nature stratigraphique et paléogéographique.

Parmi les nombreuses méthodes employées par les géomorphologues et les géologues soviétiques dans l'étude des terrains périglaciaires on prend également en considération aujourd'hui les perturbations structurales des dépôts causées par l'action du milieu périglaciaire. L'auteur les a prises également en considération en travaillant à sa „Paléogéographie de l'époque du jeune paléolithique dans le bassin du cours moyen de la Desna". La découverte des traces d'anciens processus périglaciaires présente une grande importance aussi bien pour la stratigraphie que pour l'établissement des conditions dans lesquelles vivait l'homme du paléolithique tardif. Les recherches étaient faites dans le bassin du cours moyen de la Desna, entre Briansk et Novgorod Severski. La longueur du segment étudié du Nord au Sud dépasse 150 km (fig. 1). La Desna possède ici une large vallée bien formée qui constitue la frontière naturelle entre le Plateau de la Russie Centrale de l'Est et la Polésie à l'Ouest.

Pour définir l'âge relatif des stations et pour réunir des données paléogéographiques, il fallait établir la stratigraphie des dépôts quaternaires sur le Plateau dans les limites duquel, sur la rive droite de la Desna, se trouvent les stations du paléolithique tardif. Le soubassement y est constitué par des formations crétacées (craie, marne, craie marneuse) et au sud par des sables du Tertiaire. Dans les dépressions de la surface du soubassement apparaissent des dépôts plus anciens datant d'avant la poussée

du glacier du Dniéper. Le plus souvent ce sont des roches altérées du soubassement et des restes d'anciens sols fossiles. Ces dépôts n'ont pas encore été étudiés exactement. Au-dessus d'eux gisent des sables fluvio-glaciaires de la période de la poussée du glacier du Dniéper, vient ensuite la moraine du Dniéper. Des dépôts fluvio-glaciaires répondant à la période de la regression du glacier recouvrent la moraine. Ce sont des sables avec galets de roches cristalliques se transformant en sables fins limoneux ressemblant parfois au loess. Au-dessus se trouve un niveau bien formé de sol fossile daté de l'interglaciaire du Dniéper. Le glacier (maximal) du Dniéper a été le dernier sur ce terrain. Dans la période de la glaciation valdaïque ce terrain se trouvait à 300—400 km au Sud de la tête de la calotte glaciaire. Il entrait donc déjà dans la zone périglaciaire de cette glaciation.

C'est à cette période qu'on attribue la déposition de sables limoneux ressemblant au loess, dont l'épaisseur arrive jusqu'à 10—12 m. Dans le fond de ces dépôts, c'est-à-dire à 0,5—0,6 m au-dessus du niveau du sol fossile dniépro-valdaïque, on a constaté dans de nombreux affleurements une série humifiée de sables limoneux dans lesquels il manque de niveaux génétiques de sols tout à fait nets. De petites couches humifiées apparaissent aussi isolément dans la masse même des matériaux loessiques.

On a observé dans les plus anciens dépôts sous-morainiques provenant de la période d'avant la glaciation du Dniéper des traces de processus de gel. Dans la paroi d'un petit ravin encaissé dans le versant droit de la vallée à une distance de 2—3,5 km au sud du village Puchkari (photo 1) apparaissent:

1. sol à l'épaisseur 0,7 m;
2. sables limoneux d'un gris jaunâtre ressemblant au loess; le fond de la série s'incline vers la vallée à un angle de 10° . Là, apparaissent de minces lentilles de limon humifié (restes du niveau érodé du sol fossile dniépro-valdaïque). L'épaisseur de la série 2,7 m;
3. moraine — limon d'un brun verdâtre avec cailloux de roches cristalliques s'incline vers la vallée à un angle de 15° , épaisseur 1,2 m;
4. sables quartziques sous-morainiques d'un gris clair à grains diversifiés, inclinaison de la série $10\text{--}15^\circ$, épaisseur 1,4 m;
5. série irrégulièrement stratifiée composée de petites couches et de lentilles d'argile marneuse verdâtre ou bien de débris de marne de 1—4 cm de diamètre ainsi que de limon humifié et de sable. Les petites couches et les lentilles sont fortement déformées et courbées. L'épaisseur moyenne des petites couches et des lentilles est de 8—10 cm, leur longueur de 15—18 cm. Le sable contient une petite addition d'humus, le limon est fortement humifié. Dans les couches humifiées apparaissent souvent des morceaux de charbon de bois. Le fond de la série est fortement perturbé.

Les perturbations prennent la forme de langues, de petits plis, de petit charriage et des ploiements des couches. L'inclinaison de la série 4—6°, épaisseur 0,4 m;

6. débris de craie avec des intercalations d'argile marneuse de couleur verdâtre, épaisseur 0,3 m.

L'affleurement découvre l'ancien versant de la vallée de la Desna sur lequel se sont déposés les matériaux de la glaciation du Dniéper, puis des sables limoneux ressemblant au loess. Les couches 5 et 6 (photo 2) gisant sur l'ancien versant de la vallée portent de visibles traces de cryoturbations qui ont notablement transformé la couverture primitive de sol. Ce qui attire l'attention c'est la présence dans le fond d'intercalations de débris de craie et de marne en forme de lentilles déformées.

Ces faits témoignent de l'existence sur ce terrain d'une zone périglaciaire dans la période de la transgression du glacier du Dniéper. C'est à ce moment que se sont développés d'intenses processus qui ont transformé la couverture des dépôts quaternaires d'une épaisseur minime et qui en partie ont touché les roches du soubassement. C'est ainsi que s'explique entre autres la présence dans les dépôts des débris de craie et de marne. Le mouvement solifluctif des masses qui dans les conditions de gel et de dégel périodique a provoqué l'écoulement de gravitation sur le versant et le mélange des matériaux doit être considéré comme un des plus importants processus.

Les perturbations remarquées dans le ravin sur le versant gauche de la niche Moslov Rov s'écoulant à 1 km au sud du village de Puchkari dans la rivière Desna fournissent un autre exemple témoignant des processus de gel dans les matériaux submorainiques. Sous les sables fluvio-glaciaires submorainiques d'une épaisseur de 2,9 m et de 2,7 m gisent en forme de moraine des sables submorainiques d'un gris clair et des sables limoneux avec des intercalations teintées d'oxydes de fer et de manganèse. La série de sables fluvio-glaciaires submorainiques possède une épaisseur qui ne dépasse pas 0,3—0,4 m. De petites couches irrégulières de 3—5 cm d'un sable fin limoneux d'un bleu clair y apparaissent souvent. Ces sables recouvrent une craie humide et peu compacte.

Dans ce même affleurement, sous la moraine, se dessine une structure en forme de poche. Sa largeur dans la partie supérieure atteint 2,5—2,7 m, sa profondeur ne dépasse pas 1,5—1,6 m (fig. 2). Au milieu, jusqu'à la profondeur 0,7 m, pénètrent de petites couches de 2—3 cm de sables d'un gris clair et de sables gris limoneux séparées par des intercalations de sable d'un brun roussâtre. Plus bas se trouvent des intercalations déformées de sables limoneux gris et d'un gris sombre alternant avec des lentilles irrégulièrement perturbées de sable fin, jaune fortement teinté par endroit

d'oxydes de fer. A gauche de la poche s'encaisse verticalement un coin. La largeur du coin en haut atteint 15—20 cm, sa longueur 1,2—1,3 m. Il est rempli de sables d'un jaune gris et de sables limoneux. Le coin se termine par une profonde fissure.

Le caractère des déformations décrites témoigne de l'existence d'intenses processus de gel dans des conditions climatiques très rudes. De semblables phénomènes sont connus par ailleurs sous le nom de marmites d'involutions. Il est possible que ce genre de phénomènes se produisant dans les sables fluvio-glaciaires submorainiques avaient lieu dans la période d'un accroissement de gel sur ce terrain. Dans ces conditions, dans le sable saturé d'humidité et dans le sable limoneux qui à un certain moment a été enclavé entre la série supérieure en partie congelée et la roche calcaire du bas, raide et moins humide, se produisaient de fortes tensions ayant pour conséquence finale la transformation de la structure primitive des matériaux.

Les faits présentés concernent les plus anciennes traces des processus périglaciaires sur ce terrain, traces qui se rattachent à la poussée du plus gros glacier du Dniéper. Après le retrait du glacier dans l'interglaciaire, sur le terrain de la Desna moyenne se développaient les processus de la formation des sols. Il s'est formé une couverture de sol aux niveaux génétiques de sol bien développés. Le sol forme le fond de la série de dépôts ressemblant au loess. Dans la partie sud de la région étudiée p. ex. près du village d'Arapovitchi et dans la partie du nord, aux environs de Briansk sont connues des coupes dans lesquelles le sol fossile possède un profil bien distinct et atteint une épaisseur au-dessus de 1,5 m. On n'a pas remarqué au sud de perturbations distinctes dans le sol, elles apparaissent par contre au nord de la région, surtout près de Briansk.

La situation stratigraphique du sol fossile est visible sur le terrain de la briqueterie près de Briansk. La paroi de l'affleurement se trouve dans la partie supérieure du ravin. A cet endroit l'interfleuve s'élève à 40 m au-dessus du niveau de la Desna (fig. 3, photo 3). On voit dans l'affleurement, sous le sol d'un mètre d'épaisseur une série homogène de sables limoneux calcaires d'un brun gris de 4,5 m d'épaisseur ressemblant au loess. Plus bas se trouve un niveau de limons avec une addition d'humus. On n'y voit pas de niveaux génétiques de sol distincts et bien formés; l'épaisseur de la série est de 0,8 m. Plus loin gisent les sables limoneux d'un gris jaunâtre et ressemblant au loess; ces sables dans la partie inférieure ont une nuance verdâtre; l'épaisseur de la formation est de 0,9 m. Le sol fossile aux niveaux génétiques nettement marqués forme la base de cette série.

Dans le sol où la partie supérieure est érodée se signale distinctement

le niveau humifié A. Vers le bas les particules humifiées sont moins nombreuses et ce niveau passe en zone de lessivage A_1 représentée par un sable fin limoneux d'un gris clair. Plus bas gît le niveau illuvial B de 2,5 m teinté en rouge par les oxydes de fer.

La majorité des auteurs, conformément à l'opinion de B. M. Danichin (1), classe le sol fossile parmi le type de sols gris de forêts. Cependant la parution dans le sol des traces d'anciennes taupinières rend cette définition douteuse. La genèse du profil de sol définitivement élucidée quand seront achevées les recherches en laboratoire qui sont en cours.

Le sol fossile interglaciaire ne possède pas toujours un aussi „simple” profil. Aux environs de Briansk on a observé dans plusieurs points des déformations du type de gel. Les déformations de ce genre apparaissent p. ex. sur la paroi d'un affleurement de 10 mètres dans la partie supérieure du ravin sur le terrain de la briqueterie précédemment mentionnée. La partie supérieure du niveau humifié est presque intacte, la partie inférieure est, par contre, nettement transformée (fig. 3). Par ci par là, dans la partie inférieure se signalent des ramifications d'épaisseur différente (de 1 à 5—6 cm) dirigées vers le bas et prenant la forme de petites veines tourdues ou de langues étirées jusqu'à 0,3 m. Les perturbations les plus distinctes apparaissent dans les sables limoneux d'un gris clair (niveau A_1). De cette zone pénètrent dans le niveau d'humus situé plus haut (fig. 3, photo 4) des langues ondulées atteignant la longueur de 0,5 m et inclinées souvent à l'angle de 45°. La largeur de la base de la langue oscille dans les limites de 7—8 cm. La limite extérieure, dirigée vers le haut est bien distincte, la limite intérieure, l'est moins. A l'intérieur des langues se signale une stratification parallèle au contour de la forme. Ordinairement le sable limoneux „pur” d'un gris clair s'amasse le long des bords de la langue ou bien dans sa partie de tête, plus épaisse.

Sur une autre paroi de l'affleurement, au niveau A_1 apparaissent bien nettement des déformations onduleuses et le mélange des matériaux. Les sables limoneux d'un gris clair et les sables limoneux avec addition d'humus forment des paquets bien distincts ayant 0,3 à 0,5 m de dimension. A l'intérieur des paquets se dessinent d'irrégulières¹ lentilles produisant l'impression de petites couches pressurées (photo 5).

Dans le sol étudié on a constaté encore une propriété de texture qui mérite l'attention. Sous le niveau d'humus dont la limite est inégale, mais bien distincte gît le sable limoneux avec addition d'humus et des intercalations déformées de sable limoneux d'un gris clair. Les limites entre les couches respectives sont faiblement marquées. Une poche remplie de sable limoneux avec addition d'humus (fig. 4) va du fond du niveau A_1 et s'entaille dans le fond de la forme cunéiforme. La largeur de la poche

dans le haut s'élève à 0,55 m, la profondeur à 0,7 m. Les limites de la forme sont distinctes, mais elles ne sont pas bien nettes. La poche s'encaisse dans le niveau B d'un rouge brun; son bout est émoussé et a 8 à 10 cm de larguer. C'est une forme qui rappelle plutôt la fente en coin.

Les perturbations décrites qui ont eu lieu dans le sol fossile interglaciaire sont très intéressantes et énigmatiques aussi bien au point de vue de leur caractère que de leur âge. Un fait mérite d'être souligné: la partie supérieure du niveau d'humus du sol reste intacte. Il en est de même avec la série superposée des sables limoneux ressemblant au loess et le niveau humifié qui ne portent aucune trace de perturbation. Les perturbations font également défaut dans le niveau B du sol. Il en résulte que seul a été perturbé le niveau A₁ du sol et les parties adjacentes. On n'a aucun doute sur le caractère de ces déformations ni sur celui des formes qui rappellent des coins. De même, le fait que les processus de gel y étaient très intenses n'est pas douteux. Une question se pose pourtant: pourquoi ces processus n'ont-ils englobé que la couche du sol qui se trouvait à la profondeur de 0,5 à 1—1,3 m. Il semble que ce genre de phénomène singulier ait pu avoir lieu dans des conditions d'une profonde congélation du sol. Il arrivait peut-être que la couche supérieure momentanément dégelée à une profondeur de 0,8 m à 1 m, gélait de nouveau. Il se formait alors entre deux couches gelées, à la profondeur de 0,5—1,0 m, une zone de fortes tensions dans laquelle se produisaient les déformations de gel.

Il est difficile de fixer l'âge de ces déformations. Le caractère des perturbations permet d'admettre que pendant leur formation existaient sur le terrain étudié les conditions périglaciaires. On ne peut rapporter ces phénomènes à la période primaire de la glaciation valdaïque pendant laquelle s'est déposée la série loessique située plus haut. A cette époque la limite du glacier passait à une distance de 800—1000 km plus au nord, en conséquence les conditions climatiques n'étaient pas trop rudes. Il est permis d'admettre que ce genre de processus de gel avaient lieu pendant le stade moscovite maxima de la glaciation du Dniéper. La calotte glaciaire se trouvait alors à une distance de 300—350 km au nord de la zone périglaciaire des environs de Briansk et les rudes conditions climatiques qui y régnaient favorisaient le développement des formes de gel. Pour résoudre définitivement ces problèmes, il est indispensable de faire d'autres recherches qui peuvent être limitées à des travaux de laboratoire étant donné qu'on a pris en terrain deux monolithes avec du sol. Les dimensions de ces monolithes s'élèvent à $1,5 \times 0,6$ m.

Au-dessus du sol fossile gît la plus jeune série de dépôts quaternaires sous forme de sables limoneux ressemblant au loess. Les études faites

sur la structure et la composition avec d'autres formations permettent de définir l'âge de ces dépôts comme correspondant à la glaciation valdaïque. Les études minutieuses de la série des dépôts contenant les niveaux de culture du paléolithique tardif ont facilité la distinction de deux horizons. Le premier — inférieur, essentiel, est formé de sables limoneux calcaires homogènes privés de stratification. R. V. Fiedorova a trouvé dans ces dépôts les pollens des plantes des steppes froides (*Gramineae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*), outre cela on a trouvé dans une éprouvette un nombre considérable de pollens de la *Betula nana* — ce qui montre qu'il y régnait de rudes conditions de toundra. La fine granulation, l'homogénéité et la calcacité de cette série prouvent qu'elle se formait dans des conditions climatiques sèches, dans la période où les processus du ruissellement de surface et d'accumulation ont été brusquement arrêtés. Les données obtenues des analyses de pollens montrent que les conditions dans lesquelles se déposait le niveau inférieur avaient un caractère toundro-steppique froid. Telles étaient les conditions dans la première moitié de la glaciation quand la poussée du glacier atteignait progressivement son maximum et était le plus près de la région étudiée de la zone périglaciaire.

La partie supérieure de la série de dépôts loessiques, beaucoup plus jeune, recouvre les versants de vallées où le niveau du sol fossile du Dniéper était souvent érodé. Sur l'interfleuve ces dépôts reposent sur la série inférieure. L'épaisseur de cette couverture diminue peu à peu. Les dépôts de cette série sont décalcifiés, souvent stratifiés et renferment les pollens des plantes arborescentes du climat tempéré: sapins, frênes, chênes, tilleuls etc. classifiés par R. V. Fiedorova. La façon dont gisent les matériaux, la présence des pollens de plantes montrent que le climat qui existait dans la période où cette série se déposait était plus humide que dans la première moitié de la glaciation. A ce moment les processus d'érosion et d'accumulation deviennent plus forts. Les pollens des plantes du type tempéré font leur apparition. C'est le moment du retrait du glacier.

Ce qui mérite l'attention, c'est le fait qu'entre les deux séries apparaissent des structures de sol gelé qui témoignent que les conditions climatiques étaient très rudes. Les déformations signalées lors des creusements effectués pour la construction des magasins à Briansk (rue Krasnoarmejski Bolchak, v. fig. 5) sont très intéressantes. Sous le sol d'une épaisseur 0,3—0,4 m gisant horizontalement apparaissent des limons noirs humifiés dont la limite inférieure est irrégulière. Par endroits l'épaisseur du limon arrive à 0,4—0,5 m. Il faut supposer qu'ici le sol actuel est en contact direct avec le sol fossile. Plus bas se trouvent des sables limoneux stratifiés ressemblant au loess d'une épaisseur moyenne 1,2—1,4 m avec

des intercalations sombres de limon et des lentilles de sable fin. L'épaisseur des intercalations varie de 1 à 2 cm. La stratification disparaît vers le bas. Les intercalations sablonneuses apparaissent principalement dans la partie supérieure de la série. La différenciation marquée dans la disposition des matériaux témoignent de l'intensité croissante des processus d'accumulation.

La série supérieure des sables limoneux stratifiés ressemblant au loess et répondant à la seconde moitié de la glaciation passe brusquement dans la série des formations homogènes ressemblant au loess situées en-dessous et provenant de la première moitié de la glaciation. Dans ces formations apparaissent des taches teintées par des composés du fer et des limons d'une nuance verdâtre. Dans la partie supérieure ces matériaux ont une teinte verdâtre pénétrant jusqu'à 10—12 cm en profondeur. Ce phénomène s'explique par des processus de sol. La série loessique des matériaux apparaissant dans l'affleurement de la partie supérieure du ravin sur le terrain de la briqueterie présente des traits analogues. Dans cet affleurement on voit nettement le passage d'une série dans l'autre. La manière dont gisent les matériaux se présente de façon intéressante.

La limite entre les séries des limons ressemblant au loess stratifiés et non stratifiés passe horizontalement au milieu de la paroi occidentale et orientale et en partie de la paroi sud des creusements. Dans la partie sud-ouest et sud-est ainsi qu'au milieu de la paroi sud et dans la paroi nord de droite se dessinent des formes cunéiformes (fig. 6). La profondeur moyenne de ces formes atteint 1—1,2 m, la largeur en haut 1,5—2,0 m. De cette façon les sables limoneux stratifiés produisent des poches dans les matériaux situés au-dessous. Ces poches s'amincissent vers le bas et prennent un aspect de cônes. Dans la partie inférieure les poches sont remplies de matériaux stratifiés. Les couches se disposent conformément au contour de la forme (pendage 30—60°). La valeur de l'inclinaison diminue vers le haut. Plus près du milieu des poches, les couches présentent un contour onduleux. Au centre de la forme apparaissent des intercalations de limons non stratifiés s'amincissant vers le bas. On voit nettement ce genre de disposition des matériaux dans la poche cunéiforme sur la paroi nord du creusement (fig. 6). Au milieu de la poche, à l'intérieur de sables limoneux, stratifiés, ressemblant au loess, se dessine posé verticalement un bloc de limon très compact, d'une teinte verdâtre. Les dimensions de l'intercalation $1 \times 0,6$ m.

La façon dont les poches sont remplies, la stratification perturbée, les intercalations verticales de limon compact et verdâtre enfin l'aspect cunéiforme de la poche indiquent l'origine de gel de ces formes. Elles se sont produites dans des fissures de gel remplies de marne humide, de

restes de plantes et de glace (limon verdâtre au centre). Grâce aux processus de nivation, ces fissures ont été peu à peu élargies et remplies d'eau par moments (stratification à la périphérie des formes). Ce processus a été très bien décrit par A. I. Popov (7).

Une preuve plus convaincante de l'action des processus de gel est la fente en coin dans la partie orientale du creusement (fig. 7). Sa longueur atteint 1 m, sa largeur en haut 0,5—0,6 m. Au milieu apparaît un limon compact d'un jaune sale, vers le bas il devient plus gros et plus clair. L'intercalation de limon de 0,45 m de longueur a une largeur de 0,3 m en haut et s'amincit peu à peu vers le bas. Plus bas se trouve une intercalation de sable limoneux vert-clair, nuancé de brun, d'une épaisseur 0,4 m. Cette intercalation s'amincit également. Le noyau de la fente en coin se trouve dans le limon vert tapissant les parois de la forme. Du milieu partent de petites veines sinueuses, amincies aux bouts, teintées de brun par des oxydes de fer. Ces veines n'atteignent pas le milieu de la fente. Il s'agit, sans nul doute, d'une fente en coin. Du côté opposé, sur la paroi occidentale de la fosse, se dessine une autre fente en coin, moins nette. Ces formes marquent la direction d'une ancienne fissure de gel allant de l'est à l'ouest. Au commencement la fissure était remplie de matériaux provenant de la surface (limon verdâtre) qui contenaient différents restes organiques, ensuite elle a été remplie d'eau et de glace. La pression de la glace sur les parois de la fissure causait d'autres déformations. De nombreuses fentes en coin se produisaient et elles apparaissent actuellement sous forme de petites veines teintées par des composés du fer.

Les fissures plus anciennes ont été élargies et sont bien développées (p. ex. sur les parois nord et ouest), les fissures plus récentes étant encore dans le stade de formation (sur les parois est et ouest) ont été comblées à la suite de l'accumulation par eau. La fosse découvre heureusement un fragment du polygone formé dans la période où toute la superficie a été morcelée en blocs (7) par un réseau de fissures.

V. I. Gromov (4) en décrivant la station Bugorok du paléolithique supérieur, fait allusion à la parution des fentes en coin dans la partie supérieure des formations loessiques.

Les structures de sol gelé étudiées n'ont pu se former que dans des conditions climatiques extrêmement rudes ayant eu lieu probablement dans la période où se déposaient les loess valdaïques. Ces conditions correspondent au maximum de la glaciation valdaïque dont la zone périglaciaire arrivait jusqu'au terrain étudié.

Les structures périglaciaires de la période valdaïque dans le bassin de la Desna apparaissent non seulement sur l'interfleuve, mais également dans les dépôts alluviaux. Le découverture dans la butte témoin sur la terrasse

d'inondation de la Sudosti, affluent de la droite de la Desna appartient aux plus intéressantes stations où les structures de gel possèdent une situation stratigraphique et géomorphologique particulière. La butte témoin (photo 6) se dresse près de Sapytchi sur la terrasse d'inondation à la hauteur de 2—2,5 m, à la distance de 2 km de la rive droite et de 1 km de la rive gauche. La largeur de la butte témoin atteint 25 m, sa longueur — 35 m, l'inclinaison des versants 35—40°. Cette forme possède une surface plane de 20 × 15 m de dimension, il s'élève de 8 m au-dessus de la terrasse et de 10—11 m au-dessus du niveau de l'eau. Sur la rive gauche de la vallée, en face de la butte, se dessine le second niveau de la basse terrasse composé de sables homogènes d'un gris jaune et d'un gris jaunâtre et de sables pulvérulents. La hauteur de la terrasse arrive à 12—15 m au-dessus du lit de la rivière.

La construction géologique de la butte témoin diffère nettement des alluvions homogènes du second niveau de la basse terrasse (fig. 8 photo 7). A partir d'en haut gisent ici successivement:

1. sol contemporain d'une épaisseur 0,3 m;
2. sables limoneux d'un gris jaune ainsi que des sables à grains moyens et à gros grains d'un gris jaune; la quantité des petites couches sablonneuses augmente vers le bas; la limite inférieure est nette et passe horizontalement, l'épaisseur 1,6 m;
3. limon sablonneux sombre, d'un gris vert alternant avec un sable fin quartzique d'un gris clair. L'épaisseur moyenne des petites couches 1—2 cm, plus rarement 4 cm. Dans les petites couches argileuses apparaissent par endroits des traces d'humus et des restes carbonisées de plantes. La structure de cette série est digne d'attention, la stratification est perturbée, elle porte des traces de changement de cryoturbation. Par endroits les couches alternent et forment des lentilles. La limite inférieure est perturbée, les petites couches pénètrent dans la zone située en-dessous, l'épaisseur de la zone perturbée ne dépasse pas 0,45 m;
4. sables quartziques d'un gris clair à grains variés, stratifiés obliquement et horizontalement avec des insertions d'argile marneuse d'un vert clair avec une addition considérable, surtout dans la partie supérieure, de gravier et de galets de roches cristalliques. L'épaisseur visible de la série 6,45 m.

La butte témoin est constituée, comme il résulte de la description, de deux séries alluviales différentes. La série supérieure est représentée par des sables homogènes d'un gris jaunâtre stratifiés horizontalement et des sables limoneux. La série inférieure-essentielle est constituée par des sables quartziques d'un gris clair avec des insertions d'argile marneuse d'un gris vert avec galets de roches cristalliques. L'épaisseur perceptible

des matériaux formant la butte arrive à 6,5 m c'est-à-dire que la hauteur de son plafond au-dessus du lit de la rivière s'élève à 9 m.

Selon l'analyse d'autres découverts et profils on a établi que la série inférieure des matériaux c'est une alluvion de l'ancienne terrasse qui s'élevait à 9—12 m au-dessus du niveau des rivières Sudosti et Desna. Pendant la formation de la seconde basse terrasse, plus jeune, ce niveau était tronqué et remblayé. L'analyse des pollens de la série d'accumulation lacustre des dépôts apparaissant aux environs du village Posudytchi, faite par E. Azykova indique que la déposition des matériaux correspond à toute la période dniépro-valdaïque. Le caractère interglacial des dépôts est confirmé également par l'analyse de la faune des mollusques faite par J. Starobogatov. Cependant on n'a pas établi sur cette base exactement le temps où s'est terminée la déposition de cette série.

La partie supérieure de la série inférieure, comme on le voit dans le découvert sur la butte témoin, est probablement la surface de l'ancienne terrasse d'inondation. La quantité grandissante des matériaux argileux et la parution dans les dépôts de petites couches d'humus et de restes de plantes confirment cette supposition. Cette surface a subi de fortes déformations causées par le gel du type de la cryoturbation (photo 8). En admettant que l'accumulation des matériaux de cette série s'effectuait dans l'interglaciaire dniépro-valdaïque et prenant en considération les cryoturbations qui y apparaissent, nous arrivons à la conclusion suivante: la déposition du complexe actuellement remblayé a été terminée dans le milieu de la glaciation valdaïque. A ce moment le glacier avait atteint son maximum et se trouvait très près du terrain étudié. Les conditions climatiques qui y régnaient favorisaient la naissance de fortes déformations du sol gelé. Vu son caractère et sa situation géomorphologique, il faut considérer la partie supérieure des sables d'un gris jaune stratifiés horizontalement comme une alluvion de la seconde basse terrasse. Cette série tronquait partiellement la formation remblayée de la terrasse d'inondation et a été déposée probablement pendant les crues périodiques des rivières au moment de la formation de la seconde basse terrasse. La parution de cette série au-dessus des dépôts cryoturbés au moment du maximum de la glaciation valdaïque confirme la conclusion basée sur d'autres données que la période de la formation de cette terrasse correspond au milieu de la glaciation valdaïque.

Le profil étudié illustre admirablement l'importance des structures périglaciaires pour les conclusions de la nature stratigraphique.

Il résulte des descriptions présentées que les perturbations de gel dans la zone périglaciaire du glacier valdaïque apparaissent sur l'interfleuve et dans les vallées. Sur l'interfleuve prédominent les déformations du

type de fentes polygonales dans les vallées — les cryoturbations. Ce genre de différenciation s'explique par le degré différent d'humidité du sol conditionné par la situation géomorphologique du terrain.

Dans une courte notice l'auteur mentionne d'une façon très générale les structures périglaciaires dans le bassin de la Desna moyenne. Ces structures apparaissent sur plusieurs niveaux correspondant à différentes glaciations.

La zone périglaciaire de la glaciation valdaïque présente un tableau plus complet du développement. Sur le terrain étudié s'est déposée à ce moment une série de formations semblables au loess. Se basant sur les méthodes: stratigraphique, lithologique, paléobotanique et sur la méthode concernant l'étude des structures périglaciaires, on a distingué deux complexes de dépôts. Le complexe inférieur s'est formé dans des conditions climatiques des steppes froides qui ont freiné les processus d'érosion et d'accumulation. L'extension maxima du glacier vers le sud répond à une période de développement intense des structures de sol gelé. La partie supérieure répond à la période de la regression graduelle du glacier, de l'intensification des processus d'érosion et d'accumulation et de la parution des éléments d'une flore de climat tempéré.

A leur tour les données stratigraphiques permettent de tirer des conclusions concernant l'âge relatif des dépôts et la détermination des conditions paléogéographiques des stations du paléolithique tardif conservées dans les formations valdaïques ressemblant aux loess.

Sur l'exemple du bassin de la Desna moyenne, on voit que la zone périglaciaire subissait au moment de la glaciation une évolution définie. Se basant sur les observations et les données de la littérature on peut parler de deux étapes essentielles de l'évolution dans la zone périglaciaire. La première étape va depuis le commencement de la glaciation jusqu'à son maximum. Une aridité croissante et un climat froid caractérise cette étape. Le rôle principal incombe au processus de nivation et en partie à la solifluction. Dans la période de la plus grande extension du glacier vers le sud, dans la zone périglaciaire se constitue un relief propre aux terrains de climat continental, rude, sec et sans neige. C'est alors que se forment différents types de fissures de gel, des sols polygonaux etc.

La seconde étape correspond à la phase de la disparition de la calotte glaciaire. Dans la zone périglaciaire le sol gelé disparaît graduellement, tandis qu'apparaissent à côté des processus de solifluction des processus d'érosion et d'accumulation. Le développement de ces processus remodele le relief et transforme la disposition existante des matériaux.

Les deux étapes citées du développement du relief diffèrent quant au caractère différent des processus qui s'y déroulent.

Bibliographie, p. 108

Table des illustrations

Dessins	Page
1. Terrain des recherches	94
1. limite de la glaciation valdaïque; 2. limite de la glaciation du Dniéper	
2. Perturbations de gel des dépôts submorainiques dans le ravin Mosolov Rov	97
1. moraine; 2. intercalations d'un sable limoneux bleu clair dans du sable fin gris clair; 3. craie	
3. Tête du ravin sur le terrain de la briqueterie à Briansk (schéma de la constitution de la série quaternaire)	99
1. sol; 2. sable gris-clair; 3. sable limoneux gris-brun avec des composés de fer; 4. sables limoneux ressemblant au loess d'un gris jaunâtre; 5. limon humifié; 6. limon contenant une faible quantité d'humus; 7. limon d'un vert jaunâtre; 8. limon rouge-brun; 9. sable d'un gris jaunâtre; 10. limon gris brun avec débris de marne	
4. Esquisse schématique du sol fossile dans la partie supérieure du ravin sur le terrain de la briqueterie près de Briansk.	100
1. sables limoneux ressemblant au loess d'un jaune gris à nuance verdâtre; 2. limon humifié; 3. limon avec faible addition d'humus; 4. sable limoneux jaunâtre; 5. limon rouge brun; 6. sable limoneux; 7. limon vert-clair marneux; 8. limon vert sombre marneux; 9. limon gris-brun; 10. marne verte; 11. taupinière	
5. Block-diagram schématique de la fosse de la rue Krasnoarmejski Bolchak à Briansk	101
1. sol; 2. limon humifié; 3. sable limoneux ressemblant au loess d'un gris jaunâtre; 4. sable limoneux ressemblant au loess gris brun stratifié; 5. limon vert clair à nuance jaunâtre; 6. limon vert	
6. Schéma de la paroi ouest (1) et de la paroi nord (2) de la fosse	102
1. sol; 2. limon humifié; 3. sable limoneux ressemblant au loess gris brun; 4. sable limoneux ressemblant au loess gris brun stratifié; 5. limon vert clair à nuance jaunâtre; 6. limon vert	
7. Fente en coin, paroi est de la fosse près de Briansk	104
1. sol; 2. limon humifié; 3. sable limoneux ressemblant au loess gris brun, stratifié avec intercalations de sables limoneux gris clair; 4. sables limoneux ressemblant au loess d'un gris jaunâtre; 5. limon vert clair à nuance brune; 6. limon vert; 7. limon vert clair à nuance brune; 8. petites veines brun sombre teintées par des composés de fer	
8. Butte témoin sur la basse terrasse de la rivière Sudosti, vis-à-vis du village Saptychi	106
1. sol; 2. sables limoneux jaunâtres; 3. sable gris clair quartziques avec galets de marne et de roches cristalliques; 4. limon gris vert; 5. argile claire, verte, marneuse; 6. restes de plantes carbonisés	

Photographies

1. Vue générale du découverturement dans le ravin au sud du village Puchkari	104
2. Déformations de gel des couches submorainiques dans la paroi du ravin au sud du village Puchkari	104

3. Vue générale du découverturement de la tête du ravin sur le terrain de la briqueterie près de Briansk	104
4. Cryoturbations dans le niveau A_1 du sol fossile dans la tête du ravin sur le terrain de la briqueterie près de Briansk	104
5. Cryoturbations dans le niveau A du sol fossile dans la tête du ravin sur le terrain de la briqueterie près de Briansk	105
6. Vue générale de la butte témoin sur la terrasse d'inondation de la rivière Sudosti ..	105
7. Vue générale de l'affleurement	105
8. Déformations de cryoturbation des couches dans la partie supérieure de la kutte témoin sur la terrasse d'inondation de la rivière Sudosti	105

Traduction de S. Lazarowa

SOME REMARKS ABOUT CHANGES IN THE NOMENCLATURE APPLIED IN THE RUSSIAN LITERATURE

Abstract

As a result of the argument which has been going on for several years in the USSR on the problem of scientific terms in cryopedology, some changes have been introduced into the formerly used terminology. There is a tendency to discard older designations and to replace them by new ones closely corresponding to the notion in question. These changes concern the following terms: *merzlotá* (frozen ground), *suhaya merzlotá* (dry frozen ground), *vechnaya merzlotá* (perennially frozen ground), *sezonnaya merzlotá* (seasonally frozen ground), *degradaciya merzloty* (degradation of frozen ground), *deyatelny sloj* (active layer), *nulevaya zavera* (zero screen, freezing point), *merzlotovedeniye* (cryopedology).

Frozen ground and different related notions have aroused a lively argument that has been going on for a couple of years in the Russian literature. Many authors criticized the terms used at present pointing to their lack of sense and logic. Much attention has been given to the causes of introduction of all inadequate terminology in scientific literature.

The beginnings of cryopedology in Russia date as far back as the pre-revolutionary period and are related with the development of economic life in the Far East and Siberia. As a matter of course, professional terms used by the local gold hunters, miners and farmers penetrated into the scientific vocabulary. Later these terms have been adopted by newcomers: engineers, architects, agriculturists and investigators, i.e. by all those who dealt with frozen ground in connection with their work. All kinds of words have been used without regard to their logical sense and, most often, even without observing the grammar rules of the Russian language. The folk vocabulary has been referred to, often by mistake, and imitated.

Thus, many casual terms penetrated into the scientific literature and after some time, by force of habit, they began to be considered as generally accepted. Further, cryopedology in Russia developed at first spontaneously, without any participation of scholars. It thus becomes comprehensible why the Russian terminology related to frozen ground contains so many obscure and ambiguous expressions.

These considerations gave an impulse to undertake works tending to put an order to the current terminology. At the Institute of Cryopedology of the Academy of Sciences of the USSR a special Terminological

Committee was created and worked for a couple of years on problems of nomenclature. At present we may speak of two stages in the work of that Committee. The first period falls within the years 1950—1953. During that time the Committee directed by Koloskov collected the terms relating to frozen ground and adopted in the literature, and described their meaning. In the second period of work, after 1953, the Committee directed by Shvecov made a critical revision of the collected terms and estimated their utility in the scientific literature. The introduction of new terms was also suggested. The materials elaborated and confirmed by the Committee were published in 1956 (9). In introducing new terms the principle was held that a scientific term should, first of all, clearly and plainly define the essential meaning of the phenomenon investigated by the given branch of science. The Committee does not consider the terms suggested as finally and definitely accepted but refers to the readers for opinions whether their introduction is appropriate. Philologists, too, were asked to take part in the controversy.

Some of the terms described in the preceding numbers of the *Biuletyn Peryglacjalny* (2, 3, 4) as general in the Russian literature, which later were discarded by the Terminological Committee and replaced by new ones, will be discussed below. The changes suggested which are presented here do not involve all the terms published by the Institute of Cryopedology (9). The rest will be discussed succesively in the further issues of our *Bulletin*.

The greatest number of critical remarks was called forth by the generally used term *merzłota* (frozen ground). Nearly all of the investigators dealing with the problem of frozen ground expressed their view-points as to whether the expression is correct or not. The word turned out to have several meanings in the Russian literature. Shvecov (9, 14), Meister (6, 7, 8), and others (10, 11) point to its ambiguity. Shvecov (9) reminds that such authors as Baranov (1932) and Tolstihin (1941) meant by *merzłota* the phenomenon of freezing of the ground together with the crystallization of the water contained. Parhomenko (1936) uses this term to define the process of ground freezing. Boch (1955) believes that *merzłota* denotes the freezing up of the ground. In the phraseological dictionary by Ushakov *merzłota* means the freezing of the ground or the frozen ground (8). The first investigators who lay the foundations of the science of frozen ground in Russia e.g. Lomonosov, Middendorf, Yachevski (9) did not use the term *merzłota*. Neither does it appear in the dictionary by Dall, published in the years 1880—82 (8). Parhomenko says that frozen rocks or rocks containing solidified water were since long ago called in Russian *ldisty*. Middendorf (1848—62) uses

the term *ledyanaya pochva*. According to Meister and Shvecov (8) the word *merzlota* meant in the language of miners and gold hunters in Siberia frozen subsoil difficult of exploitation. This term penetrated quite by chance into the scientific literature (7) probably at the break of the XIX and XX C.

As shown by this exchange of views *merzlota* has many meanings and is not a proper term. As such it does not possess the qualities necessary for a scientific designation. For the reasons above the word *merzlota* has been placed in the group of inappropriate terms in the index of important terms referring to cryopedology (9). Instead of *merzlota* the term *merzlyi* should be used. Such idioms as: *merzlaya pochva*, *merzlyi grunt*, *merzlaya gornaya poroda* are correct. The term *merzlyi* should describe the soil, ground or bedrock at the freezing point or at a temperature fluctuating around it, with at least part of the contained water frozen i.e. turned into ice which gives cohesion to the rock (9). According to Sumgin (2, 13) the fact alone, that freezing up occurs in the ground is sufficient to call it *merzlota*. Nearly all the contributors (6, 8, 9, 10, 14) believe that only the presence of ice in the ground permits to call it *merzlyi* and advocate the acceptance of the above definition of this word as established by the Committee (9).

For denoting a rock, ground or soil of low temperature containing no ice the word *moroznyi* is suggested instead of the used term *suhaya merzlota* (2). The distinction made by the Committee between the terms *pochva* (soil), *grunt* (ground) and *gornye porody* (massive rocks) is correct. In the Russian literature such idioms as *ledyanaya pochva*, *merzlaya pochva*, *vechnomerzlaya pochva* are frequently encountered. In pedology *pochva* has a rather different meaning than in cryopedology. A pedologists speaking of „*pochva*” means the soil, while Middendorf, Yachevski, Sumgin and other authors interested in frozen ground most often mean by „*pochva*” not the soil but the ground underlying the soil i.e. the subsoil.

The most popular term *vechnaya merzlota* (permafrost) has been also criticized. Parhomenko (10) reminds that this term has been used for the first time by Kropotkin in 1873. Much later, owing to Sumgin, the word became popular and generally accepted in the literature. *Vech-naya merzlota* or *mnogoletnaya merzlota* (2) have been replaced by the words: *zona mnogoletnemerzlyh porod* (zone of long lasting frozen rocks) or *mnogoletnaya kriolitozona* (long lasting cryolitozone). In consequence of the changes introduced seasonal permafrost should not be called *sezonnaya merzlota* but *zona sezonnomerzlyh pochv* (zone of seasonally frozen soils) or *sezonnaya kriolitozona* (seasonal cryolitozone). The term *degradacya merzloty* (degradation of frozen ground) was also abandoned

and replaced (2) by *degradacya zon merzlyh porod* (degradation of the zones of frozen rocks) or *degradacya kriolitozony* (degradation of the cryolitozone).

The term *deyatelny sloy* introduced by Sumgin (2) and accepted without objections should be replaced by the terms *sezonnoprotaiwayushchy sloy* (seasonally thawing layer). This subject was discussed in an interesting article by Homichevskaya (1). The author holds that the „*deyatelnyi sloy*” (active layer), as understood by Sumgin constitutes the zone of seasonally thawing ground. The term *sezonnoprotaiwayushchy sloy* (seasonally thawing layer) clearly defines the phenomenon occurring in the active layer and it should, as such, become a literary and generally accepted expression.

The Committee suggests that the word used by Sumgin *nulevaya zavesa* (2) ought to be replaced by the term *gorizont izotermicheskogo teploobmena*. The final form of this term is not yet established, but its definition is decided. *Gorizont izotermicheskogo teploobmena* indicates the horizon of the subsoil which maintains for some time temperatures fluctuating around the freezing point in result of the processes of freezing and thawing. The opinions cited show that there is no reason to maintain the term *merzlotovedenye*. A short note about the replacement of this term by the word *geokriologiya* has been inserted in the „Materials to nomenclature” in the *Biuletyn Peryglacjalny* (4).

The Terminological Committee believes that *merzlotovedenye* does not define cryopedology in a satisfactory manner. The term *geocryology* is much more adequate and as such it should gain general acceptance.

The changes proposed of some fundamental terms gradually come into use. Some of the authors of articles published after 1955 use already the new nomenclature but the majority keeps to the old terms. It will probably be difficult for the Russian authors to break of the habit of using such deeply rooted terms as *vechnaya merzlota* or *deyatelny sloy*, even though the statements of the Terminological Committee are right.

References cited, p. 114

Translation by J. Rulikowska

STRUCTURES PERIGLACIAIRES DANS LES CALCAIRES TRIASIQUES AUX ENVIRONS DE TARNOWSKIE GÓRY ET DE MIERZĘCICE

Résumé

Sommaire

Aux environs de Tarnowskie Góry et de Mierzęcice (bordure nord du Bassin de la Haute Silésie) les calcaires et les marnes triasiques montrent des traces de gélivation. On y voit également apparaître les fentes en coin et autres perturbations cryogènes. Il n'est pas impossible que ces structures se soient formées pendant la glaciation baltique.

Aux environs de Tarnowskie Góry et de Mierzęcice, dans la bordure nord du Bassin houiller de la Haute Silésie, dans les bornes de la série calcaire et marneuse des couches de Gogolin (partie inférieure de Muschelkalk) apparaissent des fentes en coin et d'autres perturbations cryogènes. Dans les parties supérieures des parois des carrières on peut constater des couches détritiques qui se sont formées à la suite de l'altération des calcaires et des marnes triasiques dans le climat périglaciaire. Là, où les gros bancs de calcaires cohérents (niveau à *Pecten* et à *Dadocrinus*) étaient soumis à l'altération, la couche détritique se compose uniquement de plaques et de tablettes de calcaire dont la grandeur diminue vers le haut.

Dans les séries marneuses (couches supérieures de Gogolin) l'altération par le gel a causé la disparition de la stratification horizontale des marnes ainsi que la désintégration de fines intercalations calcaires. Les marnes paraissant dans les bornes de la couche détritique sont peu cohérentes et s'éteignent facilement.

Dans la partie est de la carrière de Żyglin, au-dessus de la série des marnes stratifiées horizontalement et des calcaires triasiques se trouve la couche qui prouve l'existence des perturbations cryogènes. L'épaisseur de cette couche est de 1,20 m. Les fragments calcaires en plaquettes et en tablettes plantés dans les marnes décomposées sont disposés en forme de plis à l'amplitude d'environ 0,5 m. Cette structure rappelle les involutions plissées décrites par A. Jahn (6). Dans la partie nord de cette carrière on a également observé de semblables formes du détritisme calcaire du type de festons détritiques (6).

Dans la partie ouest de la carrière de Żyglin, l'épaisseur de la couche perturbée dépasse 1,5 m. Au milieu des marnes décomposées apparaît un banc de 8 cm de calcaire à trochyles déchiqueté en fragments de 5—30 cm de grandeur. Dans un endroit la continuité du banc est interrompue; une masse marneuse s'est glissée par en bas en diapirs plaçant obliquement et perpendiculairement les plaques et les plaquettes calcaires sur les bords de la structure. A. Jahn (6) déterminait ce genre de formes de perturbations cryogènes comme involutions en piliers.

Dans la plus haute partie de la couche détritique apparaissent à Żyglin des formes rappelant les marmites d'invololution (6). Une de ces marmites en forme de la lettre U est remplie d'argile sablonneuse brune et de sable jaune pulvérulent. La continuité de la petite couche de détritiques calcaires tapissant la forme discutée n'a pas été rompue.

Dans les carrières à Celiny et à Żyglin on peut constater de nombreuses fentes en coin. Elles apparaissent dans les couches détritiques développées sur les calcaires à gros bancs du niveau à *Pecten* et à *Dadocrinus* (Celiny, photo 3), sur des calcaires marneux et grumeleux du niveau „du calcaire ondulé I” (*Wellenkalk*, Celiny) et sur la série de marnes et de calcaires des couches supérieures de Gogolin (Żyglin, photo 4, 5). Les fentes en coin respectives se différencient par leur grandeur et leur forme. Elles sont remplies d'argile un peu sablonneuse de couleur brune et de sable jaune fin et pulvérulent (fig. 1).

Dans la partie nord de la carrière à Żyglin on voit une fente en coin qui a subi une seconde déformation. La partie supérieure de la couche détritique a été insensiblement basculée dans la direction de l'inclinaison du versant, ce qui a causé la déformation de la fente du type de flexure (photo 5). Il n'est pas impossible que nous ayons à faire avec une faible manifestation de congélifluxion qui aurait pu avoir lieu au moment où la partie inférieure de la couche détritique (au-dessous de 60 cm) était gelée.

Les structures périglaciaires trouvées à Celiny et à Żyglin ressemblent beaucoup aux structures décrites par A. Jahn (6) des environs de Lublin, Chełm et Zamość — ce qui peut parler en faveur de leur genèse similaire. Elles se lient toutes avec la zone active du pergélisol qui aux environs de Tarnowskie Góry et de Mierzęcice s'est développée dans la série calcaire-marneuse des couches de Gogolin.

Il est difficile de définir l'âge des structures décrites, car on n'est pas arrivé à établir leurs rapports avec les dépôts quaternaires. Dans la région avoisinante de la feuille Grodziec, St. Doktorowicz-Hrebnicki (2) a distingué deux niveaux d'argile morainique séparés par une série de sables fluvioglaciaires. Les chercheurs polonais et allemands trouvaient éga-

lement dans différents endroits de la partie nord du Bassin houiller de la Haute Silésie des preuves témoignant la double glaciation de cette région (glaciation Cracovien et glaciation Varsovien I). D'après A. Jahn (7) la limite sud de la glaciation Varsovien I passe près de Gliwice „... et peut-être même encore plus au sud". Sur le territoire englobé par la glaciation Varsovien I. Jahn (7) a constaté que les formations quaternaires plus anciennes accusent des perturbations glacitectoniques.

Dans les environs de Tarnowskie Góry et de Mierzęcice on n'a pas observé de telles perturbations. Les structures périglaciaires qui y apparaissent sont bien conservées et ne sont couvertes d'aucune formation glaciaire. On peut considérer ce fait comme une indication que nous avons affaire ici avec des formes jeunes. Si on arrivait à démontrer qu'elles s'étaient formées dans la zone périglaciaire de la glaciation baltique, il faudrait admettre que les dépôts provenant de deux plus anciennes glaciations ont été lavés et entraînés par l'érosion pendant le précédent interglaciaire (Masovien II).

La présence des structures périglaciaires dans les rebords nord du Bassin houiller de la Haute Silésie peut indiquer que la surface morphologique actuelle des collines formées de calcaires triasiques a le caractère d'une surface périglaciaire — tout au moins dans certains endroits. Depuis la formation des structures décrites (éventuellement depuis la période de la glaciation baltique) l'action des facteurs de dénudation et d'érosion était très faible, car ils ne sont même pas arrivés à déloger la couche détritique fine (de 1—2 m) et peu cohérente formée dans la zone active du pergélisol.

Bibliographie p. 125

Table des illustrations

	Page
Dessins	
1. Courbes granulométriques des matériaux provenant de la fente en coin de Żyglin	123
a. argile sablonneuse brune prise de la fente extérieure; b. sable pulvérulent jaune pris de la fente intérieure	
Photographies	
1. Zone de perturbations périglaciaires à Żyglin. Involution en plis	120
2. Żyglin. Involution en piliers	120
3. Fente en coin à Celiny	121
4. Fente en coin à Żyglin	121
5. Fente en coin du type de flexure à Żyglin	121

Traduction de S. Lazarowa

ETAT DE CONSERVATION DES OSSEMENTS D'ANIMAUX RECUEILLIS DANS LA GROTTE NIETOPERZOWA * DE JERZMANOWICE

Sommaire

Comme il ressort des recherches effectuées jusqu'à présent, les dépôts des grottes en Pologne abondent d'ordinaire en débris osseux. La formation de ces dépôts doit être, au moins partiellement, attribuée aux conditions périglaciaires. Les restes osseux provenant de la grotte Nietoperzowa de Jerzmanowice ont été décrits dans le but d'étudier, d'une façon générale, l'état de conservation des ossements d'animaux révélés par les couches interglaciaires ainsi que par celles constituées dans le milieu périglaciaire. Ces dernières nous ont livré des fragments osseux fêlés et anguleux. Par contre, les ossements provenant de couches interglaciaires sont roulés et ressemblent à des outils en os. Les différences précitées ne se laissent cependant observer nettement que dans les dépôts de l'entrée de la grotte, tandis que dans parties situées plus au fond de la grotte l'état de conservation du matériel osseux se révèle à peu près homogène (les os sont fortement émoussés) et les différences entre les couches du dépôt s'effacent. Les fragments osseux recueillis dans les couches perturbées par les structures périglaciaires se rapprochent de formes provenant du Spitsbergen et décrites par Różycki.

Dans le *Biuletyn Peryglacialny* n° 5 parut la note de S. Z. Różycki sur la déformation qu'avait subie un os d'ours polaire laissé à la surface du sol dans les conditions du climat arctique. Le phénomène a été observé par l'auteur lors de son séjour au Spitsbergen. Comme il ressort de ses observations, les conditions dominant dans le milieu périglaciaire ont dû contribuer à l'apparition de fêlures et de déformations de l'objet en question. En conclusion, l'auteur constate que „Le fait qu'on a trouvé à l'état fossile dans les dépôts pléistocènes cette sorte de fragments d'os, peut, avec une grande probabilité montrer l'existence des conditions périglaciaires, même si les autres symptômes en ont été déjà effacés (9).

Les dépôts des grottes en Pologne, extrêmement riches en ossements, ont récemment révélé les structures périglaciaires bien distinctes. Celles-ci attestent l'influence notable du milieu climatique périglaciaire sur la formation des dépôts en question (3, 11). Il est à présent intéressant de savoir si l'état de conservation des ossements d'animaux peut nous conduire à formuler quelques conclusions d'ordre climatique et si l'observation du matériel osseux fossile livré par les dépôts des grottes nous permettra de constater les déformations semblables à celles décrites par Różycki dans la note précitée.

* La grotte des Chauves-souris

Les os d'animaux qui font l'objet de la présente étude proviennent de fouilles effectuées en 1956 dans la grotte Nietoperzowa de Jerzmanowice, distr. de Olkusz.

La grotte Nietoperzowa est une des plus grandes grottes du Plateau Cracovie — Wieluń. Ses couloirs, dont la longueur dépasse 370 m, sont spacieux et s'élargissent parfois pour former d'assez vastes salles. Seule la partie située près de l'entrée de la grotte est éclairée par la lumière du jour. A mesure qu'on avance vers le fond de la grotte, l'obscurité devient plus dense, et à ca. 25 m de l'entrée la lumière du jour ne parvient plus. Il n'existe qu'une seule entrée donnant sur le Sud-Est. La grotte, creusée dans la roche sur l'axe allant du Sud-Ouest-Ouest vers le Nord-Est-Est, se trouve à 440 m au-dessus du niveau de la mer. L'amoncellement de gros blocs de roche devant l'ouverture de la grotte semble indiquer que les parties voisines de l'entrée étaient autrefois bien plus spacieuses (5).

Les premières fouilles furent effectuées dans la grotte Nietoperzowa vers la fin du siècle dernier. Au cours des années 1872—1879 on y exploitait le guano des chauves-souris ce qui causa la détérioration assez considérable du dépôt de la grotte. En 1878, F. Römer explora la grotte, principalement en vue de récupérer les restes faunistiques. Dans le dépôt de la grotte, il découvrit les traces de deux couches archéologiques datant du Paléolithique supérieur (8). Les recherches archéologiques plus considérables y furent ensuite effectuées en 1918 par L. Kozłowski (6). Une exacte description morphologique de la grotte exécutée par Ciętak (2).

Le matériel archéologique et, en partie, la faune livrés par la grotte Nietoperzowa ont été l'objet de bon nombre de travaux (6, 7, 8, 10). Il résulte de ces derniers que le dépôt de la grotte comporte de très intéressants ensembles de pièces solutréennes et, peut-être, magdaléniennes. Parmi les débris osseux dominant les os d'ours des cavernes. Toutefois, la stratigraphie du dépôt de la grotte et le caractère des trouvailles archéologiques n'ont pas été suffisamment expliqués et définis.

En 1956, les fouilles ont été poursuivies dans la partie située près de l'ouverture de la grotte. Une des tranchées mesurant 4×2 m se trouvait devant l'entrée actuelle, mais déjà dans le cadre de l'amas de débris rocheux mentionné plus haut; l'autre — longue de 10 m embrassait la partie Est du dépôt de la grotte partant de l'entrée jusqu'à l'endroit où les parois du couloir s'élargissaient pour former une petite salle. Le dépôt de la grotte a été fouillé jusqu'à 5 mètres de profondeur. La roche massive n'a pas été atteinte.

Les couches (fig. 1), dégagées lors des fouilles, ont livré les débris osseux d'animaux parmi lesquels dominaient les os d'ours des cavernes. La couche 5 s'est révélée particulièrement ossifère; les ossements d'ani-

maux formant des assemblages notables se trouvaient constamment mêlés au contenu de la couche.

Sans procéder à une analyse détaillée du profil ainsi qu'à son interprétation dynamique et historique, on est pourtant à même d'affirmer, d'une façon générale, qu'il constitue un segment important du Pléistocène et qu'il apparaîtra sans doute plus complet lors des recherches à venir. Les dépôts de la grotte comportent le loess avec les structures caractéristiques sous forme de plications et de gonflement du sol (fig. 2 et 3). On y a également remarqué les traces d'une intense gélivation. L'observation de ces faits nous amène à conclure que la constitution du dépôt de la grotte a été soumise aux procès agissant dans le milieu périglaciaire. Comme les formations précitées se trouvent divisées par une série qui ne révèle aucunes perturbations de ce genre, il est à présumer que le profil représente deux périodes de domination du climat périglaciaire. Les formations reposant sur la roche de base du profil doivent être attribuées au milieu interglaciaire. Cette opinion semble être confirmée par les traces d'une intense désagrégation chimique à laquelle on doit cet état spécifique de conservation que présentent les débris rocheux provenant de trois couches inférieures de l'affleurement.

A mesure qu'on avance le long du profil vers le fond de la grotte, les structures et le matériel permettant de déterminer le caractère du milieu climatique se font de plus en plus rares pour disparaître, sans doute totalement, dans les parties plus profondes de la grotte. Cette observation demeure valable non seulement pour le loess, mais aussi pour le matériel rocheux qui, dans les parties plus profondes de la grotte, devient plus homogène ce qui rend la différenciation des couches assez difficile.

Lors des fouilles effectuées en 1956, on a pu recueillir une quantité considérable d'ossements d'animaux. La revue de ce matériel osseux de son état de conservation ont permis de formuler les constatations suivantes.

Les fragments osseux, livrés par les trois couches inférieures et par la quatrième couche, présentent les bords fortement émoussés (photo 1). Dans la littérature archéologique, les objets de ce genre ont été souvent qualifiés d'outils utilisés par l'homme (1). Toutefois, dans les gisements connus qui nous les ont fournis, aucun instrument qui aurait pu servir à la confection des semblables pièces en os n'a été trouvé. L'hypothèse que les objets en question auraient pu être produits par la main de l'homme n'est pas à soutenir, les parties roulées et polies ayant été observées non seulement à l'extérieur, mais aussi à l'intérieur des soi-disant outils. De plus, assez souvent les spécimens de ce genre, bien que recueillis en quantités énormes, n'ont jamais été accompagnés de traces du séjour de l'homme,

p. ex. la couche 4 dans la grotte Nietoperzowa, la grotte de Magura dans la Tatra (4) et autres. Les formes en question, qui nous sont connues, proviennent exclusivement de grottes et, jusqu'à présent, n'ont jamais été signalées sur les gisements ouverts.

Un tout autre état de conservation offrent les fragments osseux recueillis dans les couches qui ont été influencées par le milieu périglaciaire ou bien qui témoignaient soit directement, soit indirectement d'une formation survenue dans le milieu périglaciaire. Fort souvent ces os semblent être conservés intacts. Il est toutefois impossible de les recueillir dans cet état puisqu'ils sont en réalité fêlés et brisés. Il a été souvent rencontré des fragments d'os longs sous forme de triangles allongés, leurs bords sont de règle tranchants et non arrondis (photo 2). De par leur forme et leur état de conservation, ces os nous rappellent les esquilles présentées sur le dessin accompagnant la note mentionnée au début de l'étude (9, fig. 2). Les courbures caractéristiques des os longs ainsi que les courbures accompagnées de fêlures n'ont pas encore été observées.

Les différences entre les deux états de conservation qu'on vient de décrire sont bien distinctes et faciles à examiner. A deux reprises, on a pu observer dans le profil les ossements roulés accompagnés de débris rocheux arrondis et les ossements anguleux accompagnés de débris également anguleux. Il est curieux de voir se répéter semblables formes de fragments osseux dans les différentes couches du dépôt. Par conséquent, on en déduit qu'à côté d'autres critères employés à déterminer le milieu climatique l'état de conservation des restes osseux contenus dans les couches peut être considéré comme facteur auxiliaire.

Reste à savoir si les déformations décrites par Różycki peuvent apparaître dans les dépôts du Pléistocène. A mon avis, ceci ne peut survenir qu'à titre tout à fait exceptionnel. L'état de déformation décrit par Różycki constitue sans doute une étape du processus qui, provoquant les fêlures des os longs, les réduisait en petits débris. Seulement de tout exceptionnelles conditions d'accumulation du matériel accompagnant pourraient produire l'état de conservation des os signalé par Różycki.

En ce qui concerne l'état de conservation des débris osseux et leur apparition dans le profil, on a pu observer certaines analogies entre la grotte Nietoperzowa et celle au lieu dit „Dziadowa Skała” près de Skarżyce (3). Les couches interglaciaires de la grotte „Dziadowa Skała” ont livré les fragments osseux aux bords émoussés. Par contre, dans les couches perturbées par les structures périglaciaires, les os étaient fracturés et leurs bords tranchants. De même dans les grottes de la Suisse, de l'Autriche et de l'Allemagne, les fragments d'ossements d'animaux recueillis dans les couches interglaciaires et interstadiales présentaient les bords fortement

émoussés. Le procès d'arrondissement des os et des débris rocheux n'était pas, paraît-il, lié avec l'action de l'eau qui s'écoulait à travers la grotte, mais il était plutôt occasionné par l'eau qui suintait abondamment de la voûte de la grotte.

L'état de conservation des ossements d'animaux qui apparaissent dans les dépôts des grottes peut être considéré comme un des critères servant à déterminer le milieu climatique dans lequel les dépôts ont été formés. Toutefois, il ne peut jouer ce rôle que lorsqu'il est associé aux autres critères. Il arrive aussi qu'il n'est valable que pour une partie de la grotte. A mesure qu'on avance vers le fond de la grotte, l'état de conservation des ossements d'animaux devient de plus en plus homogène. Il en est même pour les débris rocheux arrondis. Sur les amas de débris rocheux, déblayés lors de l'exploitation du guano de chauves-souris provenant de plus profondes parties de la grotte, reposent exclusivement les débris rocheux émoussés et les os roulés.

Les phénomènes qu'on vient de décrire peuvent être d'une réelle importance pour les recherches concernant l'influence du milieu périglaciaire sur le microclimat des grottes dans les zones périglaciaires du Pléistocène.

Bibliographie, p. 134

Table des illustrations

Figures	Page
1. Coupe transversale du dépôt à l'entrée de la grotte Nietoperzowa de Jerzmanowice	129
1. sol (détruit lors de l'exploitation du guano des chauves-souris et conservé dans le profil sur la Fig. 3); 2. débris calcaires anguleux liés avec le loess d'un jaune fauve (devant la grotte et à l'ouverture d'entrée; à l'intérieur de la grotte, le loess commence à disparaître passant en formation argileuse d'un jaune fauve); 2a. restes d'une couche culturelle constituée par le loess d'un jaune foncé avec débris de charbons de bois; 3. couche culturelle solutréenne teintée de noir; 4. débris calcaires arrondis avec des lentilles de débris rocheux menus et anguleux et des ossements d'animaux; 6. formation pulvérulente d'un gris bleuâtre mêlée de débris calcaires anguleux non désagregés; 7. débris arrondis et anguleux liés avec une formation argileuse d'un rouge clair; 8. débris calcaires arrondis et désagregés liés avec l'argile rougeâtre; argile de ton brunâtre foncé avec des débris calcaires fortement et profondément désagregés; dans les couches 7—9 apparaissent les débris de charbons de bois et les pièces en silex du Paléolithique inférieur	
2. Perturbations de la couche culturelle (2a) observées dans le profil longitudinal devant la grotte	130
cf. la légende de la Fig. 1	
3. Coupe transversale du dépôt sur le terrain devant la grotte couvert de débris rocheux	133
cf. la légende de la Fig. 1	

Photographies

1. Fragments d'ossements d'animaux (surtout d'os longs d'ours des cavernes), aux bords arrondis, recueillis dans les couches 8 (n^{os} 1—4) et 4 (n^{os} 5—7) 132
2. Fragments d'ossements d'animaux livrés par les couches 5 (n^{os} 1—4) et 2 (n^{os} 5—11) 132

Traduction de J. Ruk

STRATIFIED SLOPE DEPOSITS NEAR CHODZIEŻ

Summary

Abstract

In the region of Chodzież (Great Poland) three localities with stratified slope deposits were found to occur. Distinctly marked stratification and good sorting of the material indicate that their formation is mainly due to water-action. The deposits are characterized by some plication-like disturbances and far-advanced disintegration (pulverulence). These facts show that the slope deposits were formed under periglacial conditions during the recession of the Baltic glaciation.

During detailed geomorphic investigations in the region of Chodzież (northern Great Poland), the author encountered three interesting exposures. They occur at the base of the hills of the terminal moraine, whose arcuate form extends south of the town. The deposits found in these exposures totally differ from the glacio-tectonically disturbed glaciofluvial formations and the remnants of the older bedrock, of which the hills are built up.

The deposits in question are characterized by the following features: stratification into narrow but distinct bands, the surface of truncation between the layers with internal lamination, discordant accumulation of the deposits on the bedrock formations, coincidence between dip of layers and inclination of slope, frost deformation of the layers, pulverulence (as demonstrated by mechanical analysis the majority of the material averages 0,2—0,1 mm and $< 0,01$ mm in grain-size), assymetry of occurrence (all the hill-sides at the base of which the slope formations were found, are facing NNW and NW). All these features together with the geomorphic situation of the deposits afford evidence of their erosional slope character.

In origin, the stratified slope deposits in the Chodzież region, are unmistakably due to downwash. Water action was here a decisive factor, as indicated by the pattern of stratification, the truncation surface appearing between the layers and especially by the perfect sorting of the material. Apart from downwash, congeliflual flow, that is recorded by some beautifully developed plications, must have also played a role in their formation (fig. 4; pl. 2, 3).

From the presence of plications and the pulverulence of the material, these stratified slope deposits may be inferred to have originated under

periglacial climatic conditions, i.e. during the retreat of the ice-sheet at the time of the last glaciation (Varsovien II).

References cited, p. 143

List of illustrations

Figures	Page
1. Chodzież — brick kiln „Piaskowa”. Mechanical composition of the stratified slope deposits	138
a. fine-grained material; b. coarser material	
2. Chodzież — water pipes. Mechanical composition of the stratified slope deposits	140
a. fine-grained material; b. coarser material	
3. Rataje near Chodzież. Mechanical composition of the stratified slope deposits	141
a. fine-grained material; b. coarser material	
4. Rataje near Chodzież. Stratified slope deposits	142
1. structureless coarse sands with pebbles; 2. structureless coarser sand, ferruginous, dark-brown in colour; 3. stratified silty-pulverulent deposit; 4. zone of alternating silty-pulverulent and pulverulent layers; 5. stratified pulverulent deposit	

Plates

1. Chodzież — water pipes. Stratified slope deposits, structure partly destroyed by the root system of trees	140
2. Rataje near Chodzież. Plications in stratified slope deposits	140
3. Rataje near Chodzież. Structure of stratified slope deposits. On the right hand side, visible plications	140

Translation by T. Dmochowska

CRYOTURBATE PHENOMENA IN VISTULA TERRACES IN THE REGION OF WŁOCŁAWEK

Summary

Abstract

The Vistula valley near Włocławek shows four terraces. Some minor involutional deformations are developed in the top portion of both the older terraces. Evidence afforded by the analysis of the sequence of relief-forming processes indicates that these deformations must have occurred during the last cold fluctuation of the Baltic glaciation, i.e. during the younger Dryas.

In the region of Włocławek, the Vistula valley exhibits four terraces. Both the younger terraces, whose height is 2—4 m and 4—8 m respectively, are built up of fluvial deposits of present-day accumulation.

The third terrace, whose relative height is 12—20 m consists of regularly stratified sands, mantled with a thin gravel cover. In several spots the cover is overlain with unstratified sands, averaging 1 m in thickness, many of which assume the shape of elongated dunes.

The fourth terrace, 27—30 m in height, is composed of coarse, regularly bedded sands. Upward, they decrease in grain-size and contain some silt packets. These sands are overlain with dune sands forming large parabolic dunes.

In terraces 3 and 4, cryoturbate structures are limited to the top portion of the deposits of which they are built up. Terrace 3, near Dobiegniewo was found to contain some regularly developed fold involutions that disturb the contact zone between the sandy series and the overlying gravels and coarse sands (fig. 1). The gravels exhibit numerous specimens bearing distinct traces of eolian carving. All the other localities containing cryoturbate structures were found in terrace 4.

The profile of the artificial pit dug east of the Goreńskie lake, shows the following pattern (fig. 2):

1. down to 1,30 m depth lie some unstratified, fine-grained, pulverulent sands;
2. the sands are overlain with alternating layers of sands and gray silts whose top portion exhibits small involutional deformations averaging 20 cm in amplitude. The total cryoturbate zone is 60 cm in thickness;
3. the formation passes gradually into the underlying stratified sands.

The total profile constitutes the top portion of the accumulational series, that forms the fourth terrace. The sands of the first layer are eolian in origin.

Cross-section through the longitudinal dune south of the Goreńskie lake, revealed another locality containing periglacial structures, whose geological profile shows the following pattern (fig. 3):

1. down to 3,90 m depth — dune sands;
2. from 3,90 m to 5 m — stratified sands of various grain-size which at about 0,50 m from the top are interbedded with a layer of silts. Being severely disturbed, these silts form a number of either amorphous or columnar involutions which are shown in figures 4 and 5. The maximum amplitude of the deformations is 40 cm;
3. from 5 m to 6,80 m — regularly stratified narrow bands of fine-grained sand.

Layers 2 and 3 constitute the top of the fluvially accumulated series. Discordance between layers 1 and 2 is due to deflation.

Still another locality showing cryoturbate structures was found to occur at the base of the moraine plain. Its profile (fig. 6) reveals 0,60 m of black humus soils, partly deposited by water and underlain with some structureless dark clays, 60 cm in thickness. The contact line between the clay layer and the underlying silty sands is involutionally disturbed. The zone of deformation is 0,80 m in thickness.

In this exposure, sands form the top portion of the accumulational series of terrace 4. However, the origin of the clays is not quite clear. The formation may be what J. Dylik (1) regards as covering formation, although it differs in composition from the formations of which the slope of the plain is built up.

The age of the frost deformations is closely related to that of the terraces, and also indirectly to that of the moraine forming the inter-valley area. This moraine dates from the Brandenburg stage of the Baltic glaciation (according to W. Szafer's nomenclature, 9). Hence, such is the lowest age limit of the terraces, while their upper age limit is marked by the period during which the surface of the third terrace was cut. In view of the Holocene age of both the lower terraces, this cutting must have occurred during the transition period between Pleistocene and Holocene.

Hence, during the time that elapsed between the Brandenburg stage and the close of the glacial period, the following morphogenetic processes must have taken place: accumulation of at least the top portion of terrace 4, its cutting, formation of the erosional surface of terrace 3 and the cutting of that terrace.

The cryoturbate level appearing in both the top portions of terraces 3 and 4 must therefore be attributed to some late glacial, cold climatic fluctuation. A precise dating of its age seems difficult, the age of the terraces themselves being not easily recognizable. Insignificant thickness of the cryoturbate level together with the absence of ice-wedges and fissures afford evidence of mild periglacial climatic conditions. Only some minor involutional forms became developed, while the slopes were submitted to the action of solifluction.

In view of these facts, the cryoturbate horizon may be inferred to have been developed during the young Dryas. The existence of permafrost at that time in Poland is evidenced by the distribution of the zones of vegetation (8) and the occurrence, in other districts of the country, of cryoturbate structures that were found in deposits corresponding stratigraphically to the younger Dryas (4, 5, 7).

References cited, p. 151

List of illustrations

Figures

	Page
1. Involutional structures south of Dobiegniewo	146
1. rosty-coloured, coarse-grained sand with gravel; 2. light-yellow, medium-grained sand	
2. Involutional structures NE of the Goreńskie lake	148
1. pulverulent sands; 2. alternating bands of fine sands and silts; 3. horizontally stratified, coarse-grained sand	
3. Cross-section through the dune south of the Goreńskie lake	148
1. dune sands; 2. alluvial sands and silts; the thick, undulating line marks the zone of cryoturbation; I, II, III — pits and dug holes	
4. Involutional structures in pit II (see fig. 3)	149
1. dune sands; 2. layer of clayey silt; 3. horizontally stratified sands of various grain-size	
5. Involutional structures in pit III (see fig. 3)	149
(explanation according to fig. 4)	
6. Involutional structures at the edge of the moraine inter-valley area	150
1. clay, olive-rosty in colour; 2. horizontally stratified sands	

Translation by T. Dmochowska

REVIEWS

J. Alexandre — Le modelé du fond des vallées secondaires de l'Ardenne au cours du Pléistocène. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1954—1955; p. B 335—352.

Vallées du bassin de l'Ourthe, dans le massif ancien ardennais. Le ruisseau de Trôsmarets a été repoussé vers l'E par des coulées de solifluxion qui n'ont affecté que son versant occidental (schistes, phyllade, quartzites). Il s'est ensuite surimposé dans la roche en place du pied du versant oriental. Ce cas est très général, car en roches homogènes, il y a toujours développement des coulées de solifluxion surtout sur le versant W. Le vallon du Chêne du Rendez-vous montre des dépôts de solifluxion épais, dans un matériel analogue, avec de petits ravins incisés dans leur masse, parallèlement au pied du versant, et qui ont été ensuite fossilisés par des loess. Ils semblent s'être moulés sur des bourrelets de solifluxion? Dans les vallons, l'engorgement par les coulées de solifluxion donne des terrasses. On y reconnaît le passage du ruisseau à des lentilles de cailloutis lavé et légèrement roulé. L'évolution géomorphologique montre les phases suivantes: remblaiement généralisé par solifluxion se terminant par dépôt de loess; entaille de ce remblaiement encore sous climat froid avec formation de nouvelles coulées de solifluxion recouvertes par un limon loessique.

Le problème de la datation de ces diverses phases n'a pas été abordé. On peut se demander si la récurrence de solifluxion toute récente, interrompant l'entaille du remblaiement périglaciaire, ne correspondrait pas à la période de la Nouvelle Toundra.

J. Tricart

J. Beaujeu-Garnier — Sur la présence de formations du type dit „périglaciaire” en Algérie Orientale. *C. R. Acad. Sci.*, 240, 1955; p. 1246—1248.

Des phénomènes périglaciaires quaternaires sont signalés. 1. Dans l'Aurès, sur le versant Nord, à la sortie des gorges de Tirhanimine. Les marnocalcaires en bancs minces du Crétacé constituent un milieu très favorable à la gélivation, qui a nourri d'importants éboulis. Les couches marneuses ont facilité leur glissement. Les débris sont très aplatis et généralement disposés sur le champ. Ils montrent des traces de cryoturbation, sous la forme des festons au contact de loupes d'argiles et de débris calcaires et de cailloux dressés, parfois en poches. Ces formations ont été mises en place par solifluxion. Elles sont strictement confinées au versant septentrional de l'Aurès.

2. En Kabylie, sur le sommet de la crête entre le Col des Chênes et le Col de Tirourda. Sur les gneiss, peu gélifs, on observe des coulées de pierres éclatées très anguleuses. Sur le Trias, à bancs argilo-marneux, des festons et des plications avec rebroussements. La trop grande pente les élimine sur les versants.

Complétant les belles observations de Barbier et Cailleux dans le Djurdjura, ces données confirment l'extension en latitude et en altitude des manifestations du froid quaternaire en Algérie. Il est dommage que les altitudes ne soient pas précisées.

J. Tricart

S. G. Botch — O nekotorykh formakh mikroreliefa svyazanykh s tayananiem sniezhnikov (Sur quelques formes du microrelief dues à la fonte des plaques de neige). *Bulleten Komissji po Izutchenyou Tchetvertitchnogo Perioda*, No 21, Moscou 1957; pp. 131—135, 4 phot.

Les observations faites en Juillet 1954 sur les plaques de neige au bord de la mer de Kara ont fourni des matériaux intéressants concernant la nivation.

Au pied d'une marche abrasive abrupte apparaissent des plaques de neige dont l'épaisseur oscille entre 1—2 et 5—6 m et qui fondent complètement à la fin de l'été. Elles sont coupées par des tunnels dont le diamètre est de 0,2—0,5 à 1,2 m et par lesquels s'écoulent les eaux de fonte. La disparition de la plaque de neige découvre sur la plage de nombreuses formes pareilles aux formes de l'accumulation fluvioglaciaire de très petites dimensions. L'auteur a distingué parmi elles des microformes rappelant des kames, des ôs, etc.

Sur l'avant terrain de la plaque de neige en retrait on a également observé des enfoncements irréguliers de petites crêtes basses formées de sables et de graviers. Ces formes ressemblent à des sols structuraux. Cependant leur formation se rattache à la fonte des blocs de neige isolés paraissant devant toute plaque de neige en retrait.

Les études des petites formes dues à la fonte des plaques de neige présentent un grand intérêt non seulement pour la connaissance du processus même de la nivation, mais elles fournissent aussi des précieuses données pour définir les conditions de la formation de certaines formes d'accumulation fluvioglaciaire.

Comme les formes d'accumulation fluvioglaciaire ressemblent beaucoup aux formes dues à la fonte des plaques de neige, l'auteur conseille une grande prudence lorsqu'il s'agit d'établir les limites des stades et des glaciations, surtout dans les régions du nord de l'U.R.S.S. qui ne sont encore que peu connues.

La dernière énonciation de l'auteur provoque certaines réserves. Il semble que, vu l'échelle, l'erreur ne soit pas possible.

A. Sadłowska

M. Boyé — Clos, lagües et lagunes de la Lande girondine. *C. R. Acad. Sci.*, 244, 1957; p. 1058—1060.

A l'W de Bordeaux, le plateau landais, de 45 m d'alt., formé de sables et de graviers superposés, est troué de nombreuses depressions fermées, ovales ou rondes, de 20 à 80 m de diamètre au maximum, parfois coalescentes, où l'eau se conserve grâce à la formation de l'halios dans les sables. Leur densité croît de 2 au km² à l'W, sur les sables, à 5—6 à l'E sur les graviers. Elles ne montrent aucune orientation prédominante conforme à la direction des vents permettant de leur attribuer une origine éolienne. L'hypothèse karstique est également à rejeter. Reste l'explication par d'anciens pingos: ces creux ont les mêmes caractères que les autres mares de pingos quaternaires déjà décrites en Europe occidentale. Dans l'une de ces lagunes, le matériel a montré un mélange de sable de divers horizons

et de galets d'autant plus fragmentés qu'ils sont plus petits, violemment éolisés. La cryoturbation, associée aux actions éoliennes périglaciaires expliquerait les caractères de ce matériel.

L'identité des caractères de ces mares et des creux de pingos incite à admettre l'explication de l'A. Ce type de forme serait donc largement répandu dans les plaines argilo-sableuses mal drainées d'Europe occidentale. Sa découverte constitue l'un des progrès les plus visibles des recherches périglaciaires récentes dans ces régions. Il reste à utiliser ces données pour les reconstructions paléoclimatiques: quelles sont exactement les conditions actuelles de développement des pingos?

J. Tricart

P. Brunet — Les terrasses de la vallée de la Drôme. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1955, no 6; p. 241—261.

La vallée de la Drôme montre une haute terrasse formée de débris de gélivation calcaires atteignant de grandes dimensions. Sa puissance dépasse 10 m et elle se raccorde à des glacis au pied des crêtes environnantes, disséquées ultérieurement en serres. Le matériel est typique: moyennement aplatis et peu émoussé dans les serres. Plus bas, on trouve trois autres nappes de matériel calcaire périglaciaire.

Le matériel des glacis et de la haute terrasse suggère un climat périglaciaire humide avec abondante solifluxion. Celui de la basse terrasse, un climat plus sec mais à gélivation plus développée. Quelques éboulis ordonnés viennent reposer sur la basse terrasse, dont la continuité topographique a été préservée. Sa pente longitudinale est très forte, ce qui amène à rejeter les raccordements avec les terrasses du Rhône proposées par D. Faucher et admises par la carte géologique.

Cette étude montre l'extension vers le Nord des glacis périglaciaires de piémont, dont d'autres exemples ont été décrits par nous dans la vallée du Buech. Elle confirme que de tels glacis, dans les régions méditerranéennes et subméditerranéennes, se sont élaborés lors des périodes froides. On rejoint ainsi les conclusions des chercheurs travaillant au Maroc, notamment de R. Raynal, qui font des glacis des formes des périodes froides et relativement humides (pluviales). Il est probable que de nombreux autres exemples en seront trouvés dans le bassin méditerranéen car ils sont une des formes plus typiques qui s'y soient élaborées lors des périodes froides.

J. Tricart

S. G. Carr, A. B. Costin — Pleistocene glaciation in the Victorian Alps. *Proc. Linn. Soc. New South Wales*, t. 80, 1955 (1956); p. 217—227.

The main purpose is to prove the occurrence of Pleistocene cirque and valley glaciers at altitude of 5400—6000 ft in the Bogong High Plains, Mt. Bogong and Mts. Loch-Hot-ham-Feathertop areas of the E-Victorian Alps. In addition various periglacial features are mentioned, particularly on and around Older (Oligocene—L. Miocene) Basalt residuals at 5800—6000 ft. On top of the basalt cappings are stone polygons and stone stripes, well vegetated and regarded as relict from a more severe former climate. Around the steep margins of the basalt there are steep „boulder runs”, which are still in motion but have vegetated margins again indicative of former more severe conditions. On gentler ground

the basalt boulders spread down as broad flat sheets (block-fields JNJ); it is not known whether any parts of these are in motion though again large areas are shrub-covered. Elsewhere on Paleozoic plutonic and metamorphic rocks there are gently sloping terrace sequences thought to have formed on the sites of former permanent snow patches. Beneath the latest-lying snow patches of today there are deep soils, which suggest that nivation processes operate but rarely nowadays.

More detailed observations of these features remain necessary and careful comparison with well studied homologues in Europe and N. America must be made e.g. are the terraces really nivation hollows or are they *golets*? But the paper testifies to a greater awareness in Australia of the periglacial system of erosion, all the more important because periglacial effects have in the past been confused with those of weak glaciation.

J. N. Jennings

C. A. Cotton, M. T. Te Punga — Fossil gullies in the Wellington Landscape. *New Zeal. Geographer*, vol. 11, 1955; p. 72—75.

Dans la région de grauwaques fortement disséquées des environs de Wellington, il existe de nombreux vallons de solifluxion, en berceau, remplis de *head*. Leur origine périglaciaire a été démontrée par les auteurs dans un autre travail. Souvent, le remplissage de *head* forme des croupes entre des ravins fluviaux typiques. Cette disposition résulte d'une inversion de relief. Le remplissage de *head* a été plus résistant que la roche en place qui s'altère facilement et, à la suite d'un changement de climat, la dissection a fait disparaître les éperons qui séparaient les vallons périglaciaires. Ces changements climatiques constituent donc une cause importante d'accélération de l'évolution des versants, comme Bryan l'avait déjà indiqué.

Cet exemple, du plus haut intérêt, ne peut constituer qu'un cas assez rare. Il suppose, en effet, une évolution du relief particulièrement rapide, possible seulement dans des roches dont l'altération chimique est spécialement aisée sous climat tempéré (comme la grauwaque néo-zélandaise?). Il faut, en effet, ce qui est paradoxal, que la roche saine résiste moins que ses propres débris, cependant plus aisément attaquables par l'altération et plus facilement pris en charge par les agents de transport mécanique. Les rapides déformations tectoniques connues en Nouvelle Zélande ont peut-être favorisé cette évolution. Quant à nous, nous ne connaissons des cas d'inversion de relief de ce genre que lorsque la formation détritique n'a pas la même nature que la roche en place (sable sur de la craie, cailloutis sur des argiles par exemple). Ces observations mériteraient d'être reprises et précisées.

J. Tricart

C. A. Cotton, M. T. Te Punga — Solifluxion and periglacially modified landforms at Wellington, New Zealand. *Trans. Royal Soc. N. Z.*, 82, part 5, 1955; p. 1001—1031.

Les environs de Wellington, formés de grauwaques, montrent un développement très général de la solifluxion, accompagné de quelques fentes en coin. Le *head* varie

de 1 m de puissance sur les hauts versants à 3—6 m au pied des pentes. Il est composé de débris de grauwaacke éclatés par le gel. Deux systèmes de coulées de solifluxion se recouvrent. Le plus ancien est plus grossier, à matrice plus résistante, contient davantage de boules façonnées par l'altération chimique. Le plus récent est riche en matrice limonneuse.

Les coulées de solifluxion ont empâté le relief de dissection, fossilisant certains ravins sur des épaisseurs atteignant 17 m. Ces remblaiements sont maintenant entaillés et disséqués. Les formes sont celles des vallons en berceau (*Dellen*) et aucun écoulement ne s'y produisait sous la couverture forestière naturelle.

La surface des grauwaackes altérées est tronquée brusquement, nettoyée (*shaved*) au contact des coulées de solifluxion.

Longue discussion de la formation des vallées en berceau que l'auteur essaie de rapprocher des théories davisienne et cycliques.

Ce travail constitue la première contribution étendue à l'étude des actions du froid quaternaire en Nouvelle Zélande. La similitude avec l'Europe Occidentale et centrale est frappante, malgré la latitude plus faible de 7 ou 8°. Par la discussion de la formation des vallées en berceau, il présente un intérêt général, et c'est ce qui nous fait regretter son tour parfois trop théorique et certaines lacunes importantes (travaux français notamment) dans la bibliographie.

J. Tricart

J. Destombes, A. Jeannette, R. Raynal — Rôle des processus périglaciaires dans la formation des dayas de la région de Boulhaut (Meseta côtière marocaine). *C. R. Acad. Sci.*, t. 245, 1957; p. 1736—1738.

Les dayas, cuvettes naturelles qui accidentent la surface de la Meseta du Maroc atlantique, sont localisées soit au contact des schistes et des bancs de quartzites paléozoïques soit dans les formations limono-caillouteuses du Villafranchien continental, qui recouvrent la pénéplaine. Le diamètre de ces dépressions varie de quelques mètres à plus d'une centaine; leur profondeur n'excède pas 5 à 10 m. Des amas de pierraille anguleuse, disposés en polygones, en encombrant le fond; dans le cas des dayas taillées directement dans le Primaire, les versants disparaissent sous des coulées de blocs. Des limons et des croûtes ferrugineuses recouvrent ces dépôts et un sol noir s'est développé en surface. On attribue ce relief à des phénomènes de gélivation et de solifluxion qui intervinrent au Quaternaire ancien et engorgèrent un réseau hydrographique en voie de constitution sur la pénéplaine soulevée et rajeunie.

Des phénomènes périglaciaires peuvent surprendre à priori à cette latitude et dans une région côtière. D'autres hypothèses ont avancées: karstification, déflation éolienne; l'examen d'un grand nombre de cas particulier s'oblige à rejeter ce genre d'explication. L'hypothèse périglaciaire est celle qui rend le plus clairement compte de l'ensemble des faits observés. On note que ces formes n'apparaissent avec netteté qu'à une quarantaine de km de la côte et à partir de 300 m d'altitude environ. D'autre part les témoins d'un climat particulièrement froid et humide au Quaternaire ancien existent dans diverses régions du Maroc (pluvial salétien).

R. Raynal

R. Fridman — Généralité des phénomènes périglaciaires würmiens sur le littoral et les îles de Charente-Maritime. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6^e, t. 7, 1957; p. 585—596.

Un head généralisé de 0,2—1 m d'épaisseur couvre les calcaires marneux, très gélifs. Son déplacement, sur une région très plate, se limite généralement à une sorte de colluvionnement. Des festons ont été observés à Ré et à Oléron. A la pointe des Minimes, près La Rochelle, une croute d'évaporation de 2 cm plombe le head. Elle indiquerait la succession d'un climat sec au climat humide ayant permis la solifluxion. Le head est raviné par une nappe de graviers siliceux à sables fortement éolisés, semblant former un épandage. Elle tronque parfois des festons et comble les vallons sans y montrer un triage meilleur que sur le plateau. Parfois une altération rouge affecte le head sous sa base. On y trouve de très gros éléments transportés sur des pentes très faibles. Par endroits, des dunes et des cailloux éolisés se trouvent à sa surface. Ils sont surmontés par d'autres dunes, récentes. Les dunes anciennes sont rousses ou fauves, avec du matériel très dépoli. Les dunes récentes le sont beaucoup moins et plus claires. Toutes ces formations appartiendraient au Würm dont elles représenteraient des épisodes successifs: aucun paléosol ne les interrompt.

Ces intéressantes observations complètent utilement les données signalées jusqu'ici pour le Centre-Ouest de la France. On notera que les formes de froid intense manquent.

J. Tricart

J. Grimbérieux — Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1954—1955; p. B 267—286.

Dans la partie crayeuse de la Hesbaye, la densité des vallées sèches est voisine de la densité des vallées drainées dans les régions voisines sableuses et argileuses, ce qui incite à penser que des vallées se sont développées sur un sol imperméabilisé, sous conditions périglaciaires. Ces vallées sont tapissées de loess, d'autres, au contraire, entaillées dans le loess et postérieures à lui. Cela exclut l'hypothèse de J. Büdel pour expliquer leur formation (solifluxion plus intense du côté où le vent abandonnait le loess). Elles sont dues en partie à un ruissellement sur périgelisol. Une étude statistique portant sur 153 vallées montre que 65% ont leurs versants raides du côté E, SE ou N et seulement 16% orienté de manière inverse, le reste étant symétrique. Ce sont surtout les vallées NNW-SSE qui montrent l'asymétrie la plus accusée et les vallées en milieu argileux et sableux qui sont asymétriques, au contraire, dans leur portion de tête à peine enfoncée dans le plateau. Cette asymétrie s'explique par l'exposition. Le versant doux est encore celui sur lequel la neige met le plus temps à fondre actuellement. Le versant raide serait donc davantage sapé par les eaux de ruissellement.

Cette étude confirme entièrement celle de A. Gloriod et J. Tricart sur des vallées analogues en Artois. Il est dommage que l'auteur n'ait pas effectué la comparaison. Il nous semble qu'une plus intense solifluxion autour des taches de neige contribue à expliquer l'asymétrie au moins autant que le sapement de l'adret dégelé. Les eaux de fonte de neiges qui empruntaient ces vallons avaient, en effet, très souvent un écoulement fort lent, peu actif.

J. Tricart

A. Guilcher — La plage ancienne de la France (Asturies). *C. R. Acad. Sci.*, t. 241, 1955; p. 1603—1605.

Au pied d'une falaise constituée par des quartzites très diaclasés et des schistes, une surface d'abrasion marine, avec polis caractéristiques, s'étend à la cote 5—6. Elle est recouverte par des caillots marins qui sont eux-mêmes surmontés par des coulées de head, constituées par des débris de quartzite anguleux dans une matrice limoneuse.

Le niveau de la plage permet de la dater du bas-monastirien (ouljien, normannien), donc de l'interglaciaire Riss-Würm. Les coulées de head seraient ainsi würmiennes.

Cette intéressante observation montre que le climat würmien a été suffisamment froid, sur la côte espagnole du Golfe de Gascogne, pour permettre un large développement de la gélivation et de la solifluction. Dans le Roussillon, à la même altitude, sur la côte niçoise, nettement plus au N, nous n'avons observé que des manifestations périglaciaires d'altitude. Il semble donc que la limite méridionale des phénomènes périglaciaires au niveau de la mer s'infléchisse vers le S le long des côtes atlantiques. Nous pensons que l'on pourrait expliquer ce fait par le refroidissement résultant, dans le Golfe de Gascogne, des glaces dérivantes, qui devaient y être beaucoup plus importantes que dans la Méditerranée. Il serait intéressant de préciser ce point, notamment par la recherche systématique des blocs susceptibles d'avoir été transportés par des radeaux de glace.

J. Tricart

L. E. Hamelin — Les tourbières réticulées du Québec—Labrador subarctique: interprétation morpho-climatique. *Cahiers de Géographie de Québec*, no 3, 1957; p. 87—107, 2 fig., 2 phot., 1 tabl.

Description minutieuse des tourbières réticulées qui sont fondamentalement une zone marécageuse subdivisée en mares et en lanières végétales. Les tourbières réticulées ont un tracé soit rectiligne soit concentrique. On les trouve dans la péninsule Québec-Labrador à l'intérieur d'une zone située au nord du 50° et plus vaguement limitées par le 55°. Signification morphoclimatique du phénomène: il existe dans les régions mal drainées; il correspond à un optimum dans l'épaisseur de la „tourbe”; il existe largement au sud de la zone du permafrost et dans une région abondamment enneigée. C'est un phénomène récent mais pas toujours contemporain; par son âge il correspond au refroidissement antérieur à l'époque actuelle. Une association de processus, dont l'un ou l'autre peut dominer localement, explique la formation de ces tourbières: solifluction sub-aquatique, assemblage de buttes nomades de végétation, déchirement de la couverture végétale par des lentilles internes de glace, déplacements d'une matière aussi malléable que la tourbe, englacement différentiel des mares et action nivale.

Etude originale où l'on trouve à l'oeuvre, pour marquer le modelé, des processus périglaciaires et des comportements proprement végétaux. L'hypothèse, hardie, a besoin d'être vérifiée, corrigée et complétée par des monographies de détail (l'une d'elles est en cours). Bibliographie abondante. En dehors de la région considérée, l'A. signale des tourbières réticulées dans les Alpes, au-dessus de 2400 m. Apparemment, l'interprétation canadienne ne saurait leur être appliquée sans adaptation.

L. H.

S. P. Kachurin — Wsiehda li termokarst yavlayetsya priznakom degradacii mnogoletney merzloty (Is thermokarst always a proof of the degradation of long lasting frozen ground?). *Materyaly k osnovam ucheniya o merzlyh zonah zemnoy kory*, vyp. 2, Akad. Nauk SSSR, Moskva 1955; p. 25—33.

It is generally believed that the phenomenon of thermokarst results from the process of degradation of permafrost, in the area of its occurrence. The author does not question this principle, but he cites numerous cases where thermokarst phenomena are accompanied by the aggradation of permafrost.

Kachurin discusses the notion of „degradation of permafrost”. He says that Sumgin (1932—37) explains it as due to a change of the physiographic conditions which brought an increase of the ground temperature. Thus the ground ice began to melt and thermokarst forms developed.

Kachurin describes thermokarst forms from three different localities. The regions chosen lie along one meridian but in different climatic zones. The Selemjynski region is situated at the southern limit of the area of permafrost, at 52° N lat. The second — Lena—Aldan region at 62° N lat. belongs to the Yakutya country, and the third one — the Yana—Indygirka region lies in the tundra zone, at 71° N lat. Thermokarst occurs in all three regions notwithstanding their different climatic conditions. In the Yana—Indygirka area thermokarst forms occur together with the evidence of aggradation of permafrost. In the southernmost region they are very common but the aggradation of permafrost is observed there only under exceptionally favorable topographic and microclimatic conditions. The Lena—Aldan area lies in a middle position. In Yakutya the formation of thermokarst phenomena is related to the economic activities of Man. The degradation of permafrost is a local and temporary phenomenon.

On the basis of numerous observations made himself or taken from the literature the author concludes as follows: 1° thermokarst forms occur in the zone of permafrost both in its southern and northern parts; 2° the existence of ice lenses near the top of the perennially frozen ground is the main condition necessary for the development of thermokarst phenomena. The vegetation cover, topography and other local factors favour the persistence of homogeneous ground ice. The increase of ground temperature is the second essential condition of the development of thermokarst; 3° contemporary thermokarst forms occur beside old ones all over the area; 4° in the far North thermokarst phenomena and the aggradation of permafrost occur together. The development of thermokarst in this area is said to be due to the existence of fissures in the rocks, to erosion and solifluction. In the South thermokarst is common, while the development of permafrost rarely occurs; 5° most often the economic activities of Man are the cause of the development of thermokarst forms. Under natural conditions the melting of ground ice and the formation of subsidence forms, independent of the process of degradation of permafrost, is due to the change of the climate. The summer increase of temperature causes the thickening of the active layer and the melting of ice lenses that exist in it; 6° the occurrence of thermokarst cannot be a sufficient proof that degradation of permafrost is going on.

Kachurin does not believe that thermokarst is always a proof of degradation of permafrost. If we want to establish whether the process of degradation is acting, we must collect data concerning the thermic conditions of the ground and the economic activities of Man. Only the increase of ground temperature under natural conditions permits to state that the permafrost is undergoing degradation.

From what has been said above it is evident that the principle generally accepted in

world literature needs correction. Discussing the problem of thermokarst we should consider different factors influencing its development together with the economic activities of Man. It cannot be explained only by the degradation of permafrost.

J. Olchowik-Kolasińska

A. Melik — Kraska polja Slovenije v Pleistocenu (Les polje karstiques de la Slovénie au Pléistocène). *Slovenska Akad. Snanosti i Umetnosti*, C. IV, 7, Inst. Geogr. no 3, Ljubljana, 1955; 162 pages.

Dès 1935, l'auteur avait avancé l'idée que le modelé du fond des poljés, avec leurs plaines alluviales étendues, argileuses ou caillouteuses, était le résultat de changements climatiques et non d'une évolution karstique simple en milieu tempéré. Il apporte aujourd'hui des preuves nombreuses et des précisions à cette hypothèse. Les principaux faits sont condensés, poljé par poljé, dans le résumé français.

En conclusion générale, A. Melik montre que les périodes froides ont provoqué l'installation d'un système morphogénétique périglaciaire, caractérisé par une importante accumulation détritique qui mit en place, dans le fond des poljés, des nappes d'alluvions et, sur leurs flancs, des éboulis. Une intense solifluxion s'accompagna d'un important alluvionnement des petits cours d'eau superficiels tandis que l'abaissement de la température freinait les processus karstiques. Les apports de débris obstruèrent nombre de gouffres absorbants et conduits. Des nappes de sable, de galets et d'argile furent étalées sur la surface du fond certains poljés tandis que d'autres étaient transformés en lacs. Parfois, les eaux montèrent assez haut pour déborder dans d'anciens gouffres qui furent remis en service.

Les formes pliocènes furent ainsi fossilisées. La morphogénèse postglaciaire se borne à l'entaille de quelques canyons peu profonds et à la formation de quelques dolines et gouffres absorbants de médiocre importance. L'essentiel du modelé des fonds de poljé reste donc périglaciaire.

J. Tricart

C. Mingasson — Observations sur l'influence hydrologique de la neige dans l'est du Canada. *Cahiers de Géographie de Québec*, no 3, 1957; p. 75—87.

L'auteur étudie 27 rivières situées à l'est du méridien 85 et au sud de la Baie d'Hudson. Il cherche d'abord: 1. Par calcul les coefficients de nivosité des débits printaniers (17 à 35% selon les cas). 2. Puis, il date le début de la crue nivale. Plus on va vers le nord plus elle est tardive (variant du début à la fin d'avril). 3. Enfin l'auteur examine les valeurs du coefficient mensuel de débit du mois principal de la crue nivale. Elles se fixent entre 2 et 3 (maximum 4, 64) mais elles peuvent descendre à moins de 1,50 par suite de la pondération lacustre. Le mois maximum s'échelonne de mars dans le sud de la zone étudiée à juin dans le nord. En général, les valeurs considérées dans cet article sont plus faibles que celles enregistrées sur les fleuves russes.

Les chiffres présentés ici sont intéressants mais ils doivent être interprétés avec prudence. D'abord, il s'agit de valeurs moyennes qui ne s'appliquent pas automatiquement à toutes les rivières situées dans cette zone. Plus précisément, dans 1 — il s'agit de coeffi-

cients de nivostité des débits printaniers, chiffres qui sont légèrement inférieurs aux coefficients de nivostité des débits annuels. Ces valeurs sont aussi des approximations puisqu'elles ont été calculées à partir des débits nivo-pluviaux de ces mois. Dans 3 — il faudrait probablement ajouter à la cause lacustre de la pondération, l'évaporation directe de la neige.

L. E. Hamelin

S. Nishimura — Some peculiar features in the periglacial regional domaine of Japan. *Geogr. Rev.*, vol. 30, no 9, 1957; p. 14—15. Abstract of papers presented to IGU regional conference Japan, Aug.—Sept. 1957 (in Japanese).

Nishimura discussed briefly the features of periglacial phenomena in Japan and stressed the fact that the so-called *strukurbodengrenze* was much lower comparing with the average height of world. He pointed out that the subnival zone in Japan was characterized by the following agency: 1. nivation, 2. snow patch erosion, 3. solifluction and out-washing by melt water. The petterened grounds in Japan belong to miniature forms (30—50 cm) and to medial form (1—2 m). By the intense solifluction during the glacial ages, mud flow levee, block stream and asymmetrical ridges have originated. Though no field evidence is cited, these opinions may be important. In the inland area, the *strukurbodengrenze* becomes lower, and he believes the fact to be influenced by the transitional climatic condition between the Polar and the tropical. The last opinion, however, is in opposition with Kobayashi's.

The difference of daily or seasonal solifluction theory of Troll can not generally be applied for this fact and also for the formation of patterned ground of Japan.

K. Kobayashi

J. A. Pihlainen, R. J. E. Brown, R. F. Legget — Pingo in the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 67, no 8 1956; pp. 1119—1122, 4 figs., 1 pl.

Les auteurs de la notice ayant en vue la nécessité de rassembler des matériaux qui pourraient servir à l'approfondissement de la science actuelle sur les buttes du genre pingo, présentent un matériel précis d'observation d'une de ces formes se trouvant à l'est du delta de Mackenzie. D'après ces auteurs, sur les territoires du Canada du Nord, dans les régions décrites (69°02'N et 134°25'W) se trouvent de nombreuses buttes type pingo à différents stades de leur évolution. Ce sont des formes rondes ou ovales, souvent avec des incisions de la partie supérieure dont l'écartement est labiatiforme et avec un enfoncement cratériforme au milieu. Dans le développement ultérieur l'enfoncement cratériforme s'élargit et s'assèche par l'une des incisions et la forme prend l'aspect d'un cordon bouclé.

Le pingo décrit a la forme d'une butte conique à base ovale. Sa hauteur relative au-dessus de la plaine de toundra qui l'environne est de 30 m (100 pieds), et la longueur du grand axe est de 170 m (560 pieds). Presque au milieu se trouve un enfoncement circulaire de la forme d'un cratère de 9 m de diamètre, au milieu duquel il y a un petit lac allongé 9 m × 3 m, dont la profondeur est de 45 cm (18 pouces). Toute la forme dans la partie supérieure est coupée par quatre sillons allant sous des angles à peu près droits, dans le sens des quatre

points cardinaux. Ces sillons partent de l'enfoncement cratériforme central et leur longueur allant du nord vers la droite était successivement de 22 m, 100 m, 15 m et 10 m. Les parties supérieures incisées s'élevaient de 5—10 m au-dessus du niveau de l'eau dans l'enfoncement central et de 25—30 m par rapport à la plaine environnante. La largeur des sillons dans leur fond de 1—2 m et leur pente interne de 35°—45°.

Le forage effectué dans l'enfoncement cratériforme jusqu'à la profondeur de 10 m, a confirmé, sous une couche d'un mètre de sable marneux gris-noir avec des restes organiques, le gisement de glace blanche avec des bulles d'air. Plus profondément cette glace prenait une structure en lamelles. Dans le second forage effectué à l'extérieur, au pied de la forme, on a constaté un sable gris, plus bas un fin sable marneux brun avec des parties organiques décomposées jusqu'à la profondeur de 9 m.

La température à différentes profondeurs était le 30 Juin 1954 (13 jours après le forage) dans la première ouverture de $-2,0^{\circ}\text{C}$ à la profondeur d'environ 75 cm et de $-4,7^{\circ}\text{C}$ à la profondeur de 8 m. Le minimum dans cette ouverture a été noté à la profondeur 4—5 m ($-5,3^{\circ}\text{C}$). La mesure effectuée le 29 Août 54 a constaté une légère hausse de température, respectivement de $+0,8^{\circ}\text{C}$ à $-4,2^{\circ}\text{C}$ au fond. Les observations répétées l'année suivante (15 Août 1955) ne différaient pas essentiellement des résultats de la mesure précédente.

On a joint à la notice la photographie du pingo étudié, butte distincte sur le fond de la plaine de toundra ainsi que quatre dessins représentant successivement: la localisation du pingo sur le fond de l'esquisse de la carte du delta de Mackenzie, le dessin perspectif de la forme tenant compte de ses éléments et des incisions, les courbes des conditions thermiques dans l'ouverture de forage aux trois dates d'observation citées, ainsi que la projection horizontale schématique et les coupes transversales de la forme. Les auteurs signalent qu'au voisinage du pingo étudié s'en trouvent deux autres: à une distance de 100 m une butte de même type de 2 m de hauteur et de 20 m de diamètre et à 300 m de distance une butte de 5 m de hauteur et de 30 m de diamètre. Les deux buttes présentent des fissures dans les parties supérieures.

Il faut constater que le matériel d'enregistrement fournit au lecteur une bonne description de la forme et ainsi la notice remplit le rôle que les auteurs lui ont assigné. Comme ils le supposaient, c'est sans aucun doute la première description si détaillée d'un pingo de l'Amérique du Nord. Il est regrettable que les matériaux détaillés se rapportent uniquement à l'une des trois buttes. Il serait également bon de fournir pour la comparaison les conditions thermiques de l'air pendant la prise des températures du sol. Les recherches ultérieures concernant cette sorte de formes devraient tendre à donner une plus grande quantité de descriptions pour servir aux comparaisons. Elles devraient également présenter des recherches structurales plus minutieuses et une étude exacte des échantillons des matériaux rocheux.

M. Dorywalski

A. Pissart — L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 79, 1956; pp. B 119—131.

The plateau Hautes Fagnes in the Ardennes was found to exhibit a quantity of small ponds occurring in depressions that are generally circular in shape and range from 15 to 150 and even 200 m in diameter. They are closed up by ramparts averaging 2—5 m in height. In the direction of surface inclination these ramparts are usually dissected. Such forms occur, as a rule, on gently sloping surfaces, that lack organised drainage. In the Hautes Fagnes, they never descend below 500 m.

Small relief forms of that type, which are generally shallow and filled with peats, were hitherto attributed to anthropogenic causes. They were believed to be remnants of some old fish ponds, palafites and terramaræ. As demonstrated by palynologic investigations, however, the origin of these ponds can by no means be due to anthropogenic causes, the infilling peats being much older than the Preboreal period. In consideration of this fact, the author associates the development of these enigmatic forms with those hillocks, that are usually designated by the Eskimo term: *pingo*. The formation of these peculiar periglacial forms was favoured by such conditions as: plain relief, the absence of valleys and reduced runoff which promoted the growth of ice at the centre of the pingo, the altitudinal situation above 500 m providing suitable, cold climatic conditions. The present-day depressions were formed through the degradation of the pingos in which, owing to the melting down of the ice, the relief became up-turned. A depression was left at the place of the hillock ice centre that had melted away. As a result of subsidence and congelifluction, the earth-mass coating the ice-centre was brought to form the ramparts that encircle the present-day depressions. The shape of these ramparts was further remodelled by congelifluction, operating on both their inner and outer parts. At the same time, the escape of water that accompanied the melting down of the ice-mass, cut drainage channels in the direction of inclination. As evidenced by archeological finds, many of the *viviers* have been further modified by prehistoric men.

Pissart's work is a valuable contribution to the knowledge of small, closed-up concave forms. Nowhere has so much attention been devoted to this type of Pleistocene periglacial relief forms as in Belgium and Holland, where even two generations of such forms were recognized and correlated with two different periods of glaciation. Pissart's work attracts attention to a problem which, in other countries, has been hitherto rather neglected. Nevertheless, this work can not be said to constitute a model of method. Except for the discussion of actual data, both morphographic and situational, the whole reasoning is merely based on analogies. Particularly astounding seems the complete absence of any detailed investigations of the geological structure. Some more precision in terminology might also be expected. In the foot-note, p. B 126, the author quotes a long list of terms which are by him treated as synonymous. In fact, however, many of them refer to quite different types of periglacial forms and structures.

J. Dylik

Ernst Schönhals — Gesetzmässigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 3, 1953; p. 19—36, 13 dessins et 1 table dans le texte.

La vallée de le Labe sur le segment allant de Předměřice, au nord, à Dalany, au sud, forme la nette limite de le parution du loess. A l'ouest de cette vallée s'étend une région loessique qui arrive au segment méridien de la vallée de la Bystrice. Plus loin le loess ne forme plus de manteau continue et dans le segment de la Bystrice allant dans le sens du parallèle, il apparaît sur ses deux bords. Un grand lobe de loess se trouve du côté droit de cet te rivière, la dernière région de loess continue adhère au côté occidental de la Cidlina. L'épaisseur moyenne des loess dépasse légèrement 1,5 m, mais souvent elle atteint 10 et même 20 m. Le manteau loessique s'est formé dans le Würm III, mais il y a ici également de plus vieux dépôts de ce genre contenant du sol fossile. L'auteur ne fait de recherches détaillées que dans les loess les plus jeunes.

La composition granulométrique des formations étudiées n'est pas la même dans

toute la région, mais elle change suivant la position. L'auteur distingue quatre régions de faciès. Tout près du rebord occidental de la Labe s'étend un faciès de sables éoliens (*Flugsandfazies*) d'une largeur d'environ 500 m. Vers l'ouest il passe en faciès du loess à varves (*Bänderfazies*). C'est ici qu'apparaît le loess calcifère à proprement parler avec des petites lamines de sable. La quantité de ces lamines ainsi que leur épaisseur change à mesure qu'on s'éloigne de la Labe. La largeur maxima de la région couverte des matériaux décrits ci-dessus est de 700 m. Ensuite apparaît *Übergangfazies* qui est caractérisé par une assez grosse granulation du loess même, ainsi qu'une petite quantité de menues lamines de sable. Enfin commence le faciès du loess typique (*Normalfazies*). Dans le voisinage des vallées de la Bystrice et de la Cidlina paraissent de nouveau des matériaux plus gros.

L'auteur est d'avis que le loess est d'origine éolienne. La vallée de la Labe fournissait les matériaux de sédimentation qui en étaient chassés par les vents d'est. Cette opinion semble surtout confirmée par l'absence du loess à l'est de la Labe. De plus les nombreuses analyses granulométriques qu'on a faites fournissent des courbes typiques pour les sédiments éoliens.

Schönhals n'exclut pas l'origine fluviale du loess. Cependant si une pareille mise en place avait lieu, ce ne pouvait être qu'en très petites quantités. Le loess fluvial aurait donc déjà subi l'érosion, car du côté droit de la vallée on n'en a nulle part constaté la présence.

On peut donc considérer que les plus jeunes loess du Wurm sont d'origine éolienne. Les apports fluviaux, surtout ceux de la Labe, mais également ceux de la Bystrice et de la Cidlina ont fourni des matériaux pour leur sédimentation. Par endroits les loess présentent une grande abondance du CaCO_3 .

L'opinion de l'auteur en général paraît juste et suffisamment prouvée. Pourtant la question de l'épaisseur du loess n'est pas claire. On n'a pas présenté les conditions topographiques dans lesquelles apparaissaient ces formations à grandes épaisseurs (10—20 m). On n'a pas fait non plus d'études structurales. On peut supposer que de telles recherches aboutiraient à la différenciation génétique des formations loessiques.

A. Sadłowska

J. P. Schwobthaler, H. Vogt — Aspects de la morphogénèse plio-quaternaire dans le Bas-Rhône occidental. *Bull. Soc. Languedoc. Géogr.*, t. 26, 1955; p. 13—59, 67—126.

Les cailloutis fluvioglaciaires du Quaternaire ancien comportent de nombreux galets, gélivés et éolisés in situ. Les loess sont souvent soliflués et mêlés de cailloutis de gélivations; ailleurs ils alternent régulièrement avec eux, ce qui permet de montrer que cailloutis de gélivation et loess sont contemporains et non dûs à des périodes froides successives de climat différent. Ces complexes loessiques forment des glacis plus ou moins lavés par les eaux de ruissellement au pied des escarpements de calcaire gélif, notamment de l'Hauterivien. Simultanément, le vent mêlait des grains de sable éolisés à ces formations. On peut distinguer trois périodes froides quaternaires. Celle du quaternaire ancien est antérieure à une puissante altération en sols rouges. La stratigraphie des deux périodes froides les plus récentes est malaisée et plusieurs épisodes secondaires ont pu se produire. De toutes façons, la dernière période froide est postérieure à l'encroûtement calcaire qui caractérise certains cailloutis car cette croûte, la carapace, est gélivée. Le Quaternaire ancien est caractérisé surtout par l'éolisation, Le Riss montre la superposition à peu près régulière de loess à des cailloutis de gélivations et aurait eu le climat le plus rude. Le Würm semble avoir été moins rude. A toutes les époques, l'éolisation est très forte, ce qui est à mettre en re-

lation avec la position de la région (mistral renforcé), au Würm, l'action du ruissellement est beaucoup plus grande que sous les climats plus septentrionaux.

Excellente étude régionale, qui constitue un précieux jalon pour nos reconstitutions des paléoclimats quaternaires méditerranéens.

J. Tricart

Władysław Szafer — Flora utworów soliflukcyjnych w Wadowicach (summary: Flora from solifluctional sediments at Wadowice). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 100: *Z Badań Czwartorzędu w Polsce*, t. 7, Warszawa 1956.

L'auteur présente les résultats des études faites sur les vestiges de la flore et de la faune provenant des formations de solifluxion de Wadowice. Szafer y a déterminé plusieurs genres et espèces de plantes à graines et de mousses. Parmi les plantes à graines prédomine l'élément arctico-alpin et quant aux mousses c'est l'élément subarctique et boréal qui est le plus abondant.

Il faut lier les formations de solifluxion dont on a extrait les vestiges de la flore avec l'influence de la dernière glaciation (Varsovien II). Les pollens dont la présence a été constatée et qui proviennent d'arbres différents, entre autres du sapin, montrent que la solifluxion de Wadowice se rattache à une période un peu plus chaude de la dernière glaciation.

L'auteur compare les formations de solifluxion de Wadowice avec celles de Krościenko sur Dunajec et constate qu'elles sont nettement analogues. Des recherches ultérieures, faites sur le territoire de la Pologne et ayant pour but de découvrir des dépôts semblables permettraient d'obtenir des données plus précises pour l'étude de la flore et du climat périglaciaire dans la Grande Plaine et dans les Carpathes.

Les recherches concernant les dépôts périglaciaires et leur contenu de vestiges fossiles de la faune et de la flore sont de même largement effectuées à l'étranger. Les résultats obtenus par les auteurs de l'URSS (K. Markov et ses collaborateurs) méritent d'être mentionnés.

Les recherches périglaciaires se développant dernièrement si bien, en Pologne exigent de plus en plus des données palynologiques. Elles rendront possible l'étude non seulement de la flore et du climat périglaciaire mais en même temps elles éclairciront les problèmes de la stratigraphie des dépôts périglaciaires.

H. Gawlik

M. Ters — La terrasse fluvio-périglaciaire de la Vie, en Vendée. *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, 1955, no 249—250; p. 62—74.

Dans le massif Armoricaire, la Vie est bordée par des restes de terrasses à profil transversal concave indiquant de puissants apports latéraux par coulées de solifluxion. La puissance de la nappe est de 2—5 m. Sa pente est beaucoup plus forte que celle du talweg (0,1% en moyenne contre 0,02) et elle plonge sous les formations fluvio-marines littorales. A la base prédominent les matériaux soliflués locaux, sans aucune éolisation des sables, avec un très mauvais classement du matériel (courbe granulométrique très étalée). L'émousée des galets de schiste et granite est très faible, voire nul. Au dessus viennent des sables, mieux classés, puis des argiles sableuses également plus homométriques indi-

quant un triage appréciable par l'eau. Enfin, au sommet retour à un matériel grossier hétérométrique. Le limon provient non de la désagrégation des schistes mais de l'altération kaolinique des feldspaths. Au Château de Vie, 3 fentes en coin ont été observées dans la masse du remblaiement, remplies de sable éolisé. Elles ont les caractères décrits par Popov, et indiquent que le fond de vallée a formé, lors de la genèse de la nappe, une plaine alluviale arctique marécageuse. Les bourrelets marginaux des fentes en coin indiquent que la couche qui les recouvre s'est déposée lorsque le sol était gelé, donc que les fentes en coin sont bien intra-formationnelles. Elles dessinent un réseau approximativement orthogonal. Deux phases de creusement et de remblaiement ont succédé à l'édification de cette nappe, ce qui incite à la dater de l'avant dernière période froide.

Excellente étude lithologique, accompagnée de courbes cumulatives et de diagrammes polaires granulométriques, qui montre l'énorme extension des terrasses climatiques, jusqu'aux abords même du littoral.

J. Tricart

Jean Tricart — Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, Paris 1956; 40 pp., 3 maps.

In 1949, A. Cailleux published a map of the traces of periglacial Quaternary found in France¹. In 1952, he presented to the Congress in Washington, three manuscript maps of which one contained present-day periglacial phenomena, the second — young Pleistocene ones, and the third — a few periglacial facts of the older Pleistocene, occurring at Villafranchien, Günz and Mindel. Since that time, however, has periglacial research in France advanced with remarkable rapidity. The store of accumulated evidence has grown considerably and the scope of general studies has become broadened especially as regards the methods of dating fossil traces of periglacial environment.

For the Congress at Rio de Janeiro in 1956 has Tricart elaborated three maps of the periglacial facts occurring in France, and provided them with a fairly extensive text containing both their description and interpretation together with a discussion of the methods applied to dating. One of these maps deals with the older Quaternary, the second presents phenomena from the Riss period and the third is devoted to Würmian periglacial traces.

Among the traces of periglacial environment, those of the older Pleistocene are least known. Nevertheless, do the data at hand, though scanty permit to draw some general conclusions. Such processes as congelifluction, gelivation, eolian erosion, and loess accumulation were found to have been operative throughout the total area of France down to the Mediterranean coast. As France lay outside the limit of dense woods must the limit of the periglacial phenomena of that period be sought farther southward, somewhere in Italy or Spain. The climate as revealed by the characteristics of the periglacial structures, must have been at that time rather moderately cold and humid.

In contrast, was the Riss period characterized by severe frost. This is evidenced by such periglacial phenomena as the huge *grève*-like covers of the frost-produced waste, the wide spread of ice-wedges, extending from the Vendée down to the region of Lyon. This considerable number of periglacial facts, Tricart still reconsiders as hardly sufficient. He therefore believes that, investigations being as yet only fragmentary and owing to the difficulty of making distinctions between the particular deposits (for example, slope de-

¹ A. Cailleux — Carte des actions périglaciaires quaternaires en France. B.S.C.G.F., Paris 1949.

posits that were formed during Riss and remodelled during Würm), many of the Riss localities may have been presented on the map of Würm. In the map of the Würmian periglacial traces, the author has introduced only those that have been thoroughly investigated and whose age is established beyond doubt. Naturally, the most diversified of the three maps is that of the Würmian periglacial phenomena which are represented by deposits, frost-caused dislocations and relief forms. Eolian sands are known to be frequently underlain with pavements containing wind-worn stones. Among the slope formations have three main facies been distinguished: mud congelifluction, *éboulis ordonnés* and gravitational landslides. Alluvial deposits, very large and well-developed are of common occurrence. This is decidedly due to the abundant supply of lateral material. In these valley deposits, terraces were rarely formed. More often are the beds themselves incised and the periglacial Würmian deposits which usually fill the valley floors are overlain with some Holocene flood deposits. Periglacial structures are scarcer, and wedges — extremely rare. These facts the author attributes to a relatively mild climate. Polygonal structures occur in Charentes and in the region of Nîmes. Most common are plications and involutions (of the type of Jahn's amorphous involutions). According to Tricart, the origin of these structures is not associated with the existence of permafrost but due to changes in volume resulting from the accumulation of ice within silty formations.

The relief of a large part of France underwent transformations due to the action of periglacial morphogeny during Würm and the foregoing cold periods. The slightest effects of this morphogeny are found in the Aquitanian basin, the Alps and the Jura. No systematic investigations were as yet conducted in the Pyrenees. Low ramparts, with obliterated valleys are characteristic of the Parisian basin. The major valleys exhibit huge *grève* covers. Assymetry of valleys of the „warm” type, is frequent. The Saone plain consists of large *glacis* derived from the Burgundian upland, and of characteristic fans of frost-produced waste. In Causses, the karst valleys become strikingly smoother. This is due to the influence of gelivation, congelifluction and periglacial chemical weathering.

The abundant occurrence of wedges, festoons, plications, involutions and injections proves that, at sea level, the climate of Würm must have been severely cold. North of the line Bordeaux—Lyon, the ground was deeply frozen in winter. Congelifluction operated throughout the total area. The prevailing wind directions were W and SW. The NW part of France, from the Vendée to the Ardennes, was characterized by exceptionally violent storms. The area Charentes—Bordelais was a zone of transition. In this region congelifluction was replaced by *éboulis ordonnés*. This is indicative of a milder climate. The pattern of Aquitaine seems somewhat puzzling as the widespread congelifluction and the assymetrical valleys found in Armagnac afford evidence of a very rough climate. The explanation may be either that these traces are pre-Würmian or that the vicinity of the Ocean and the predominance of cyclonic circulation from the West, were responsible for a rougher climate.

In connection with the differentiation of periglacial traces in the sequence of time, which Tricart's work presented in so detailed a manner the author discusses at length the methods of dating. Analysis of the formations due to weathering, of the effects of pedogeny and of the geomorphic features is, according to him, a matter of prime importance. For example, red soils containing anhydrous hematite, calcareous concretions (due to intensive precipitation of CaCO_3), the hardening up of loess and breccia reveal the existence, in the area of Mediterranean France, of a climate which — except for the Riss period — was hot with a distinct season of aridity. In the Riss-Würm interglacial the abundant occurrence of ferruginous crusts shows that at that time, the conditions of pedogeny only slightly differed from those of the Holocene. The main difference is in the fact, that this

was a long-lasting and much warmer period. This would account for chemical weathering being more advanced and the related slope processes, much better developed.

Pre-Riss fluvial erosion having been very violent, the remnants of old-Pleistocene alluvial covers are extremely rare. They usually form elevated terraces, that are difficult to identify. In the majority of cases, they are separated from the younger terraces by deep cuts which sometimes extend down to the bedrock. In several instances the valleys are not cut into the younger Pleistocene. Therefore the Riss and Würmian alluvial covers are superimposed. In the upward portions of the valleys both these covers are frequently coalescing.

Thanks to Tricart's achievement is France to-day in possession of a most complete picture of the differentiation in both time and space of her periglacial environment. Apart from the remarkable, personal contribution of the author, this is largely due to the multiplicity of detailed studies conducted in France by a number of investigators. It is to be regretted that the author has made no attempt to present in his map — if it were only in that of the Würmian period — the particular morphoclimatic regions and to determine the general style of modelling in each of the single districts of France. Another criticism may be made as regards terms. Some terms, for example *involution* and especially *plications*, are used without sufficient precision and it does seem possible to agree with the author when he says that involutions may be formed in the absence of permafrost. The criterion of ice-wedges as climatic index is, in principle, quite correct. However in Tricart's presentation, the assumption fails to be satisfactorily documented. For, as well-known, there exist various categories of wedges. For example, shallow, annual wedges are not associated with permafrost. Neither are they indicative of very severe periglacial conditions. The knowledge of the climatic environment of the particular periglacial structures does seem to be as yet quite satisfactory. Therefore the conclusions regarding old climatic conditions, when reached on the evidence of these structures, do not seem as yet quite reliable.

J. Dylik

Konrad Wiche — Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. *Mitt. d. Geogr. Ges. Wien*, Bd. 95, H. 7—12, 1953; p. 143—146, illustr.

On the basis of the latest publications and the results of his own field observations the author discusses the problem of origin and age of calcareous slope breccias in the, Eastern Alps.

There is a certain controversy of views among different authors as to the formation and age of these deposits. It is generally believed that the slope breccias developed in the Pleistocene times in one of the interglacial stages. This opinion is confirmed by their elevated situation (1000—2000 m), petrographic character and paleobotanical data. The suggestion that some of the breccias are of prepleistocene age did not gain many supporters as lacking sound argumentation.

There are also several different interpretations of the origin of these deposits. The opinion prevails that their development is due to climatic conditions but some authors maintain, as Paschinger has done lately, that the breccias developed as a result of tectonic movements. The author criticizes this opinion and presents a number of arguments against it. The controversy between Paschinger and Wiche is going on, on the case of the classic exposure of slope breccias at Höttingen near Salzburg.

Paschinger does not believe the breccias to be of climatic origin. He says that the

formation of such a large mass of rock debris produced by mechanical weathering is possible only in an arid climate with precipitations not exceeding 250 mm per annum. There was, however, no such climate in the Alps during the interglacial periods. The possibility of frost weathering causing the accumulation of the breccia is also regarded by Paschinger as doubtful on the support of contemporary meteorological data.

These considerations led Paschinger to the conclusion that the formation of the breccias was caused by interglacial tectonic movements which uplifted the calcareous series of the Inn thrust-sheet and pushed it 300 m in respect to the underlying series. Thus, many precipitous cliffs were formed at whose base accumulated lots of angular rubble fallen from the rock face during the tectonic movements. The thesis of Paschinger is confirmed by the fact that the breccia occurs only at the scarps of thrust tectonic units and never in their central parts nor in other mountain groups of different tectonic character.

According to Wiche, Paschinger's conception is erroneous because: 1° calcareous breccia occurs in all the mountain groups of the Alps, whatever their tectonic character, provided that the lithological type of the bedrock is suitable; 2° intense mechanical weathering may occur also in semi-arid conditions; 3° the argument that contemporary frost action is not very efficient in the zone of accumulation of slope breccia is not sufficiently valid, as it is based on data referring to air temperatures instead of ground temperatures.

The author believes that the breccia formed as a result of intense mechanical weathering under semi-arid conditions. On the basis of paleobotanical and pedological data Wiche concludes that during the interglacial period the Alps had a climate similar to that of the Atlas of to-day, due to the shift of the trade-wind zone to the North. It was a semi-arid climate with a high range of temperature which often, in the cool season, fell below the freezing point. Such conditions meant intense mechanical weathering caused by insolation in summer and by regelation of subtropical type in autumn and spring. The wasting rock surfaces receded rapidly and at their bases developed surfaces of truncation covered by huge screes of weathered debris.

The lack of congeliflual structures, the persistence of the surfaces of truncation which appear as a result of slope recession and the absence of any traces of corrasional remodelling indicate — according to the author — that the slope breccia really represents fossil scree.

At the beginning of the interglacial period the zone of mechanical weathering was situated at the base of the mountains. Later, as the climatic conditions grew milder, it shifted up to the higher parts of the Alps.

The author does not deny that there are also other breccias constituting fossil congeliflual rubble streams, but they occur much lower and bear traces of intense migration of material.

Similar slope deposits are known to the author from the High Atlas. They differ from the alpine breccias in better preservation, more elevated situation, evidence of very intense congeliflual transportation and corrasional remodelling of slopes. The author believes that this breccia represents fossil congeliflual covers dating from the last pluvial period.

The conclusions presented by Wiche about the age and origin of the slope breccia in the High Atlas do not arouse any doubt. The evidence of the interglacial age and of the climatic origin of the alpine breccia is also convincing, although some of the author's theses may seem not quite sure.

The author did not emphasise enough the periglacial character of the alpine breccias, although such is the significance of the facts presented here. The alpine slope breccias developed in the alpine periglacial zone of mechanical weathering. As the climate grew

milder in the interglacial period this zone migrated to more elevated parts of the mountains. If, as prove the arguments cited by Wiche, the climate of the interglacial period was warmer and more arid than at present, then — such is the logical conclusion — the zone of periglacial weathering lay higher during the climatic optimum than to-day, at least above the zone where slope breccias occur.

The above conclusion does not agree with the thesis of Wiche which says that part of the breccia from Höttingen, the so called „white breccia” accumulated in the optimum phase of the interglacial stage as a result of combined frost and insolation weathering. In the light of the facts cited by the author it seems more probable that the material forming the breccia dates from the early phase of the interglacial period, because at that time the zone of intense periglacial weathering could actually be identical with the area of occurrence of the breccia. If this conclusion proves right it would be necessary to reflect whether indeed the alpine breccias represent fossil scree. In the light of the arguments cited it appears that they should rather be regarded as slope covers of the kind of *grèzes litées*. The bedding which is parallel to the slope points to such a conclusion. This is most conspicuous in the oldest and in the youngest portions of the deposit, but — judging from the words of the author — also quite common in the „white breccia” believed to represent a typical scree. Such an interpretation agrees with the remaining morphological facts: the absence of traces of corrasion, of congeliflual structures and of convex profiles left after the recession of slopes.

The article by Wiche is a valuable contribution to the geomorphological literature. The modern methods of investigation and the thorough description of the whole morphological environment give sound support to every conclusion and are particularly worth emphasizing.

T. Klatka

Karel Žebera — Výsledky výzkumu kvartérních sedimentů v Předmostí u Přerova na Moravě za rok 1952 (Zusammenfassung: Die Ergebnisse der Durchforschungen von Quartären Sedimenten in Předmostí bei Přerov in Mähren im Jahre 1954). *Antropozoikum*, 3, 1953; pp. 139—170, 5 dessins dans le texte, 2 hors texte, 4 photos, résumés russe et allemand.

K. Žebera a présenté de très intéressants résultats de recherches géologiques faites en 1952 dans la région de la station paléolithique connue de Předmostí en Moravie.

Předmostí est le gisement paléolithique la plus grand parmi ceux qu'on a découverts jusqu'à présent; c'est pourquoi il est bien connu aussi bien dans la littérature tchèque qu'étrangère. Cependant les recherches faites jusqu'à présent n'ont pas déterminé la stratigraphie des dépôts contenant des traces de l'industrie paléolithique. L'auteur a donc décidé de faire des recherches géologiques détaillées et de dresser le levé topographique du socle ainsi que des parois loessiques qui l'entourent.

En 1952 on a effectué ici une excavation du profil des dépôts quaternaires jusqu'à 5,5 m de profondeur. A la surface gît l'horizon de sol holocène, autochtone A. Cet horizon repose sur un horizon d'humus A subfossile, allochtone. En dessous apparaît un horizon brun B et ensuite l'horizon de base C, loessique. Au fond de la partie loessique se distingue très nettement une série de congélifluxion qui dans la paroi sud se compose de trois horizons et dans la paroi est de quatre. L'horizon de congélifluxion supérieur est formé par du loess brun lehmifié gisant sur un loess allochtone. Les deux zones de congélifluxion inférieures sont représentées successivement par de l'argile loessique d'un rouge-brun

et par l'horizon B légèrement déplacé de la série loessique inférieure. Dans la partie inférieure du loess qui se trouve en haut, dans l'argile rouge-brun ainsi que dans la partie supérieure du loess lehmifié, qui se trouve au fond, apparaissent de nombreux débris de calcaire dévonien altéré provenant de la colline Hradiš'tko. C'est de là que provient également terra rossa qui colore en rouge l'argile loessique du troisième (à partir du haut) horizon de congélifluxion.

Dans les deux les plus anciennes zones de congélifluxion apparaissent fréquemment des outils de la période moustérienne. Les instruments sont généralement en quartz, quelques uns sont en quartzite et en radiolarites; on n'a pas trouvé d'instruments de silex.

L'auteur rattache la formation du loess du fond au premier stade de Wurm, l'argile loessique de congélifluxion brun-rouge ainsi que le loess allochtone superposé au second stade et l'horizon supérieur de congélifluxion, ainsi que le loess de la partie supérieure au plus jeune stade de Wurm.

Les instruments moustériens dans les zones de congélifluxion les plus basses apparaissent évidemment sur une couche allochtone. Selon l'auteur le déplacement des instruments n'est pas grand. Il n'est pas impossible que certains instruments dans l'horizon de congélifluxion les plus bas puissent même se trouver in situ.

Les résultats des recherches à Předmostí sont importants. C'est pour la première fois qu'en Moravie on a constaté directement sur le terrain la place d'un habitat moustérien et qu'on en a fixé la position stratigraphique. Jusqu'à ce moment-là les recherches n'avaient pas déterminé la stratigraphie des dépôts pléistocènes à Předmostí. Une cause importante cet état de choses c'était que les autorités avaient mis les recherches typologiques sur une mauvaise voie et que les recherches étaient faites superficiellement et à l'aide d'un outillage mal approprié. On admettait alors, sans raison valable, qu'en Moravie la culture moustérienne ne s'était pas développée et en conséquence des instruments, différents du point de vue typologique, avaient été attribués à la culture aurignacienne et magdalénienne. Le manque de connaissance des phénomènes de congélifluxion constituait également une des causes des conclusions erronées concernant la stratigraphie du gisement de Předmostí. Ce n'est que les recherches faites en 1952 sous la direction de l'auteur qui ont démontré qu'à la suite du déplacement du type de congélifluxion les différents horizons des cultures se trouvaient très près l'un de l'autre et souvent même étaient tellement mêlés que les plus anciens gisaient sur les plus jeunes. Les anciens savants ignorant la nature des processus de congélifluxion rattachaient différents horizons stratigraphiques et culturels en un seul horizon.

K. Žebera considère qu'à la lumière des recherches géologiques détaillées faites sous la direction, on peut constater qu'à Předmostí se développait l'industrie paléolithique d'une manière continue à partir du moustérien jusqu'au magdalénien inclusivement. Evidemment le lieu d'habitation n'était pas toujours strictement le même. Les objets culturels apparaissent dans différents endroits et dans différents horizons stratigraphiques. On ne peut les paralléliser que dans le cas où l'on connaît exactement la structure géologique des dépôts.

On a procédé aux recherches géologiques à Předmostí avec beaucoup de soin et de minutie. Elles constituent un exemple parfait de la façon moderne dont on doit effectuer des recherches en terrain et cette seule raison suffirait à les faire remarquer. Il est évident que les conclusions stratigraphiques sont très précieuses, mais il semble que le mérite principal de l'auteur est d'avoir attiré l'attention sur la grande importance de la connaissance des processus périglaciaires et particulièrement de la congélifluxion pour les études concernant les cultures paléolithiques.

T. Klatka

BIBLIOGRAPHY

S. Fukai — Studies of the glaciated landscape in the Tateyama mountains. *Jour. Fac. Education*, no 5, 1956; p. 1—15, plates (in Japanese with English abstract).

Fukai recognized many evidences of solifluction in the Tateyama Range of the North Japan Alps. Turf-covered solifluction terraces are on the north-eastern slope of Tengu-daira. Active terraces are in the middle part of Jigo-kudani and Raicho-daira, and on a gentle slope of morainic mound in the Tsurugi glacial cirque.

Miniature patterned grounds occur at Nokkoshi of Jigoku-dani, and on Suzurigaike at the top of Mt. Jodo. He is convinced that the formation of patterned ground may virtually be affected by the early snow ablation and so that by the desiccation of soils. The writer is an excellent field geomorphologist and his records are valuable.

K. Kobayashi

M. W. Gradwell — Soil frost studies at a high country station — 1. *N. Z. Jour. Sci. Techn.*, B, vol. 36, no 3, 1954; p. p. 240—257.

Abstract: In Marlborough, New Zealand, at 950 m. altitude, in depleted tussock grassland, ground freezing penetrates to 8 cm. during winter. Four ice forms are: 1. vertical needle ice, 2. flat horizontal lenses, 3. small granular crystals, 4. continuous interstitial ice. Only small scattered ice crystals occur under plant cover of any kind. Since heavy ice needle formation is confined to bare ground patches these needles can damage mature plants only by exerting an overturning action on them from the side. Maximum growth of needle ice appears to be favoured by exposure to sunlight sufficient to promote a partial thaw during the day. It also requires a loamy soil of good water holding capacity and a site not too well drained. Where most fully developed ice needles can exert a very powerful effect in preventing the establishment of young plants on bare ground. The programme of work is designed to obtain more detailed information concerning the mode of action of frost in the soil, which might permit a better assessment of its contribution to vegetation depletion and soil loss.

M. T. Te Punga

M. W. Gradwell — Soil frost studies at a high country station — 2. *N. Z. Jour. Sci. Techn.*, B, vol. 37, no 3, 1955; p. 267—275.

Abstract: Further observations have been made of ground ice forms and soil temperatures in depleted high country tussock grassland at an altitude of 950 m to 1500 m in

Marlborough, New Zealand. 8 cm of snow was sufficient to protect the underlying soil from overnight freezing and needle ice formation. Snow also protects underlying frozen ground from extremely low temperatures. Needle ice was commoner on sunny than on shady aspects in mid-winter. On the shady faces, this type of ice was seen only in the form of short needles present for a day or two when the soil refroze following a spell of warm weather and a general ground thaw. Needle ice was observed to tear grass roots on the uphill side of turf remnants. This form of ice also frequently heaved small rosette plants of less than 4 cm diameter. Diurnal ranges of temperature at 2,5 cm depth in unfrozen soil were approximately halved where the soil was covered or shaded by tussock. This insulation apparently accounts for the absence of needle ice from ground so protected.

M. T. Te Punga

J. Himi — Methode in observation and description of patterned ground. *Tohoku Chiri* (Extra), 1956; p. 13—13 (in Japanese).

This short paper may be said that it is rather a paper on philosophy than a paper on science.

K. Kobayashi

M. Hoshiai, K. Kobayashi — A theoretical discussion on the so-called „Snow Line”, with reference to the temperature reduction during the last glacial age in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr. Transaction*, vol. 28, 1957; p. 61—75.

This was the first paper in Japan to estimate theoretically the reight of the snow line by means of considering the regimens of snow and ice 'at the level of the snow line. The height of the present snow line over the Japan Alps was discussed from meteorological view-point. Owing to the lack of meteorological data, the discussion was made unwillingly to be theoretical. Basing the assumption, we are able to estimate the amount of depression of subnival zone during the glacial ages, to establish the conception of the so-called snow line, more meteorological observations should be made at many places of the world.

K. Kobayashi

S. Kaneko — The asymmetrical ridges of the northern-Trans-Tateyama Range. *Geogr. Rev.*, vol. 29, no 8, 1956; p. 470—484 (in Japanese).

Kaneko ascribed the origination of asymmetrical ridges of the northern Ushiro-Tateyama (Trans-Tateyama) Range to the joint structures of rocks. This opinion, however, would be wrong.

K. Kobayashi

K. Kobayashi — A short report on the history and the Pleistocene geology of the Matsumoto Basin and its adjoining mountains. *Jour. Shinshu. Univ. Japan*, no 4, 1954; p. 87—98.

The occurrence of stone stripes on the erosion surface at the level about 1800 m was noted.

K. Kobayashi

K. Kobayashi — An introduction to the periglacial or subnival morphology in Japan. *Jour. Shinshu. Univ. Japan*, no 3, 1955; p. 23—38, pls. 3.

This was the first paper on the periglacial morphology of Japan. Patterned grounds were considered mainly from the view-point of climatic and vegetational conditions. The paper also referred to the „2 or 3 layered structure” of the patterned ground of Japan.

K. Kobayashi

K. Kobayashi — Nature in the Japan Alps. Tokyo 1955; 270 pages (in Japanese).

This book contains a chapter that concerns the periglacial phenomena in Japan. This was the first that the periglacial features of Japan was outlined.

K. Kobayashi

K. Kobayashi — Asymmetrical ridges in the Japan Alps. *Geogr. Rev. Japan*, vol. 29, no 8, 1956; p. 484—492 (in Japanese with English abstract).

In the Japan Alps, the main ridges with elevations of more than 2 500 m, have shown a marked modification by the climatic influences since the glacial ages. The origination of asymmetrical ridges may be explained from the following facts and assumptions: 1. as it has been said, snow accumulates on the more protected eastern slope on the lee side of the prevailing wind; 2. west wind is effective in promoting ablation of snow on the windward side during the ablation season; 3. less snowy western slope on the windward side of the prevailing wind has evidently been subjected to solifluction; 4. stone stripes are frequent on the cryo-planated flat surface of the western slope.

K. Kobayashi

K. Kobayashi — Preliminary report of the patterned ground on Ontake Volcano, Central Japan. *Jour. Fac. Liberal Arts and Sci., Shinshu Univ.*, no 4, 1956; p. 11—27, 5 plates.

Far larger are the polygon and the stripes on an old pond of Ontake Volcano. The sorted polygons there, reach up to 2,5 m in diameter. Such large-sized polygons as these

might have originated from the drenched soil condition in which the motion of subsoil became more active. Some samples from mollisolic fine-grained subsoil were mechanically analysed.

K. Kobayashi

K. Kobayashi — Wonders of Mountains. Tokyo 1956; 134 pages (in Japanese).

Though written as a popular book, the systematic explanation on the climatic and periglacial morphology in the Japan Alps is rather fully made. There has been recognised an extensive even surface on the mountains with the altitudes of more than 1 500 m in the central part of Japan. This has been assigned to the erosion surfaces of fluvial origin. The writer explained that the landscape with such low relief had originated from the intense altilianation, especially during the repeated glacial ages.

K. Kobayashi

K. Kobayashi, M. Hoshiai — Late Pleistocene and modern snow lines in Japan. *Chikyu Kagaku* (Earth Science), no 21, 1955; p. 1—7 (in Japanese with English abstract).

The heights of glacial cirques in Japan were extensively surveyed and listed. From the data obtained from aerological soundings, they attempted an estimation of the height of the present snow lines over the Japan Alps. The 0°C — isotherm for summer months was taken as an indicator of snow line. This conception, however, may not be nearer the truth. A revised conception and its application were presented in the paper of Kobayashi and Hoshiai (1957).

K. Kobayashi

K. Kobayashi, Y. Mori, T. Harada, S. Kawachi — Glacial and postglacial deposits in some cirques of the Central Japan Alps, with references to their historical significances. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 63, no 736, 1957; p. 9—25.

Glacial cirque on Mt. Komagatake in the Central Japan Alps, was studied, the age of glaciation was also identified. Besides these, the occurrence of patterned ground on the flat ridges and the splendid block stream originated during the last glacial (Komagacial) were noted. As to the formation of the *Schuttkegel* at the foot of cirque walls, an opinion was presented.

K. Kobayashi

M. Miura — Nivation-landscape in the mountainland of Akita prefecture. *Tohoku Chiri*, vol. 9, 1955; p. 8—13 (in Japanese).

The protected slopes of the prevailing wind in the mountains of middle altitudes of Akita prefecture have been subjected to severe nivation. In contrasts, the western slopes remain original land surface and reveal asymmetrical ridges. The writer has made an excellent observation in the snowy region of Akita prefecture.

K. Kobayashi

M. Miura — Research for the nivated landscapes by means of examining the distributions of residual snow bank. *Tohoku Chiri* (Extra), vol. 9, 1956; p. 8—9 (in Japanese).

Residual snow banks on the windward slopes are rather simple, homogeneous and less in amount. But on the eastern protected slopes, residual snow banks are complicate and not homogeneous in their distribution.

On the eastern slopes, snow banks show generally linear and spotted distribution and have introduced such various landforms as cirque-like hollows, kniferidges, gullies and pinacles.

It is important to recognise that the features shown in the distributions of snow banks should be the result of the present landscape, but on the other hand, the former should originated from the latter.

K. Kobayashi

S. Sako, S. Kawachi, S. Fujiki, K. Kobayashi, M. Inagaki, M. Chine — Notes on the splendid polygons on Mt. Tomuraushi. *Chikyu Kagaku* (Earth Science), no 36, 1956 (in Japanese with English abstract).

A splendid sorted polygon was found in the shallow depression (1840 m in altitude and at 43,5°N, 142,8°E) on the ridge near Mt. Tomuraushi in Hokkaido. The polygons have the diameter ranging from 1,0 to 1,5 m. This sort of the polygon which may be referred to the polar type, can be occurring side by side with the so-called tropical type on the mountains in Japan. Water in the ground is probably an essential element in determining the size of the polygons in the region of middle latitude. Some special kinds of patterned ground are also illustrated. Subaqueous polygon at the bottom of a pond of Kikkoike on Mt. Tateshina is shown.

K. Kobayashi

Y. Sasa — Stone polygons and stone stripes found in the Samukaze (Kampu) Volcano, Northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 60, no 711, 1954; p. 533—534 (in Japanese).

Sasa gave an account of the occurrence of polygons and stripes on Mt. Kampu (in Lat. 39°56' N) in Akita prefecture. The peculiarity is on the fact that these patterned grounds are situated at the level of only 340 m in height. According to his illustration, there is something of doubt whether the ground is really of periglacial origin or not.

K. Kobayashi

G. R. Stevens — Solifluxion phenomena in the Lower Hutt area. *N. Z. Jour. Sci. Tech.*, B, vol. 38, no 4, 1957; p. 279—296.

Abstract: In the Hutt Valley distinctive solifluxion features appear to be related to altitude, slope gradient, and the presence in the topography of Kaukau Surface remnants. A high-level type of solifluxion occurred on more or less horizontal remnants of the Kaukau Surface at altitude above 1000 ft. (305 m); here the movement of regolith particles was

dominantly in a vertical sense. Towards the margins of the surface remnants, however, lateral (i. e. down-slope) movement gradually predominated and *coulées* of soliflual debris, dells and „head” — filled gullies were developed. At lower levels (arbitrarily below 600 ft. (180 m) thaw-water streams probably assumed local importance and a type of soliflual-debris deposit partly water-sorted is recognized. Probable congelifRACTate fans are also described.

M. T. Te Punga

M. T. Te Punga — Fossil ice wedges near Wellington. *N. Z. Jour. Sci. Techn., B*, vol. 38, 1956; p. 97—102.

Abstract: Wedge structures from Kaitoke, near Wellington, are described and discussed. They are interpreted as fossil ice wedges, and are therefore regarded as indicating perennially frozen ground. Brief reference is made to honeycomb structure in the Wellington district.

M. T. Te Punga

M. T. Te Punga — Periglaciation in Southern England. *Tijd. Kon. Nederl. Aard. Gen.*, 74, no 3, 1957; p. 400—412.

Abstract: The following relict periglacial features of Southern England are discussed: fossil ice wedges, involutions, „crude” honeycomb structure, frozen ground in pipes, altiplanation terraces, solifluxion deposits, block fields and block streams, joints opened by frost action, ventifacts, and loess. Twostoried cliffs, dry valleys, large-scale superficial structures, and the general character of the relict periglacial landscape are also considered briefly. In Southern England the last periglacial episode ended less than 10 000 years ago.

M. T. Te Punga

D. D. Wilson — The northern continuation of the Canterbury Plains, Canterbury, New Zealand. *N. Z. Jour. Sci. Techn., B*, vol. 37, no 2, 1955; p. 126—131.

Abstract: The junction of the Canterbury Plains and the uplands shows an unbroken gentle profile. The Canterbury Plains are aggradational, formed during an ice advance; the uplands are gently sloping. The gently rounded junction is due to periglacial solifluxion and deposition of loess during the last Glaciation. This marginal feature can be used to distinguish Canterbury Plains from later surfaces, and, with additional criteria, from earlier surfaces.

M. T. Te Punga