

Jan Dylík, Anna Dylíkowa

Łódź

COMPTE-RENDU DES EXCURSIONS
DU 19 AU 30 SEPTEMBRE 1958

19 septembre. *Les environs de Łódź : Stoki—Sikawa—Stryków—Nowostawy—Jabłonów—Tadzin.* Président : M. Maarleveld. Directeurs : M. Dorywalski et M. Dylík.

Stoki. Les coupes présentées donnent une idée de la structure géologique de l'escarpement du Plateau de Łódź. Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires: argiles morainiques, sables, limons et argiles à varves ont subi une poussée (photo 1) pendant la glaciation de Riss; c'était probablement pendant le stade de la Warta. Les valeurs de pendages de couches atteignent pour la plupart 70° et parfois même 80° ou 90° . Les directions des couches oscillent autour de l'azimut N 110° c'est-à-dire elles sont à peu près parallèles à l'escarpement du Plateau de Łódź. Cette relation, bien nette, entre la structure géologique et la morphologie témoigne sans doute en faveur de la genèse glacitectonique de l'escarpement. Un glissement „tectonique” trouvée dans l'argile morainique en peut servir de preuve. Les processus glacitectoniques agissaient dans le même sens que l'accumulation des nouvelles séries de dépôts, qui tronquent parfois les couches redressées. Dans certaines parties de l'escarpement la poussée englobe aussi des argiles et des sables miocènes et pliocène (Dąbrówka-Strumiany).

Sikawa. Exemple de couches redressées de sables, de limons et d'argiles dans la zone de l'escarpement du Plateau. Les dépôts disloqués forment une anticline dont l'axe est orienté vers N 110° c'est-à-dire conformément à l'escarpement. Les pendages atteignent de 40 à 60° . Dans le noyau de l'anticline se trouve de l'argile morainique qui prend part aux déformations glacitectoniques aussi bien que des séries stratifiées de limons, de sables et d'argiles.

Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires redressés par la glacitectonique ont été ensuite soumis aux processus de l'érosion périglaciaire. Les matériaux stratifiés ont été tronqués ou courbés sous forme de fauchages des

têtes de couches. Les dépôts tronquant toute cette série anticlinale contiennent de l'argile morainique avec de gros blocs, des sables et des limons. Ces matériaux ne présentent aucune structure, parfois on peut quand même y retrouver des paquets de sables, limons ou graviers stratifiés ou bien des parties avec texture „en trainées”. Les trainées sont orientées conformément à la surface de tronquement et sont en même temps à peu près parallèles à la pente du versant actuel.

La coupe de Sikawa révèle un fragment de la structure géologique du versant; ce sont des dépôts de la glaciation de Mindel ou de la phase plus ancienne de Riss. La poussée glacitectonique correspond probablement au stade de la Warta qui englobait le terrain en question. Pendant la période de vive action des processus périglaciaires liés à la glaciation de Wurm, les versants de la zone antérieurement soumise aux déformations glacitectoniques se sont trouvés sous l'influence de l'érosion. La structure géologique actuelle des formes et le relief ressemblant aux aplatissements du type de pédiments, en sont le résultat.

A. L. Washburn¹: The problem of differentiating clearly between structures due to solifluction (or congelifluction) and those due to ice-push at this location appears to be critical. In the absence of a clear distinction, it would seem that the role of periglacial processes here is uncertain.

J. Dylik: I can agree with Mr. Washburn's opinion concerning the difficulties in distinguishing between the structures due to ice-push and those attributed to congelifluxion and developed in the form of outcrop-bending. It is rather not clear and thus not absolutely sure. In my opinion, however, it is not the same case in the other parts of the exposure and even some meters farther to the south. There is a distinct limit between the glacio-tectonic structures and the overlying mantle of congelifluxion formation which has been, at this place, investigated in detail.

Stryków. La coupe se trouve dans le versant de la vallée de la Moszczenica traversant ici l'avant-pays de l'escarpement. Elle est située à 100 m au-dessous des collines culminantes de l'escarpement. L'argile morainique qui constitue aux environs de Stryków une couverture continue d'une épaisseur de 2 m, présente souvent des structures de congelifluxion. C'est probablement de l'argile morainique du stade de la Warta provenant des parties supérieures de l'escarpement et déplacée dans le milieu périglaciaire correspondant à la glaciation de Wurm.

¹ Presque tous les participants ont pris part aux discussions suivant les démonstrations des sites visités, mais ce ne sont que M. Alexandre, M. FitzPatrick, M. Maartenveld, M. Raynal, M. Sekyra et M. Washburn qui ont envoyé leurs remarques.

Nowostawy. Le profil dans le versant de la vallée de la Mrożyca. Dans les sables fins et dans les limons à litage périodique, nivéo-éoliens ou nivéo-fluviales s'est développée une fente en coin² d'une longueur de 3 m. Ces dépôts sont des témoins d'un climat froid mais périodiquement humide qui créait des conditions favorables à la déposition de matériaux transportés par le vent ou par le ruissellement. La fente en coin coupant la série en question prouve que le climat devenait de plus en plus froid et sec; ces conditions ont provoqué le développement d'une crevasse si bien accentuée.

La fonte du coin de glace et le remplissage progressif de la crevasse par les matériaux du voisinage le plus proche indiquent un rechauffement du climat.

Au-dessus de la série mentionnée de sables et de limons à litage périodique on retrouve une couverture de sables pulvérulents contenant quelques grains plus grossiers. Dans la partie inférieure de cette couverture il y a ségrégation de pierres. Le dépôt de couverture constitue une série, en principe sans structure; on y peut, quand même, déchiffrer dans la partie inférieure des traces de „traînées”. Il faut probablement considérer cette partie inférieure de la couverture comme correspondante à une nouvelle reprise du froid accompagnée d'abord de congélifluxion et ensuite — au fur et à mesure de l'assèchement du climat — d'érosion éolienne et de déflation. Ces oscillations s'expriment par une zone de dépôts présentant des traces de congélifluxion sous forme de traînées et des ségrégations de pierres qui constituent une espèce de pavage de déflation ou d'érosion en général.

Jabłonów. La coupe présente un fragment du versant de la vallée de la Mrożyca. C'est un versant regardant l'ouest, érodé actuellement par la Mrożyca. La structure géologique du versant prouve une alternance de l'accumulation de la rivière avec les processus de versants³.

Les dépôts de versants possèdent un litage périodique. Les couches de limons et de sables se répètent à un rythme prononcé. Les pendages des couches sont dirigés vers l'axe de la vallée. Certaines séries de couches présentent des déformations parfois très accentuées, développées sous forme de plications. La surface occupée par ces dépôts de versants n'est pas grande; on ne les trouve plus au-delà d'une distance de 25 m du lit actuel de la rivière. Leur largeur non plus n'est pas considérable.

² J. Dylik — Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956.

³ J. Dylik — Rhythmically stratified periglacial slope deposits. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.

Les dépôts de versants descendaient parfois jusqu'au fond de la vallée où ils se mêlaient aux alluvions de la rivière. Dans la coupe analysée on reconnaît l'imbrication de ces deux formations; les dépôts fluviatiles y sont représentés par des sables et des graviers présentant un litage caractéristique pour la sédimentation de la rivière.

Les graviers et les sables stratifiés sont déposés par les rivières péri-glaciaires, les séries de versants englobent les matériaux dûs à l'ablation des versants. Ces matériaux descendaient non seulement jusqu'au fond de la vallée mais parfois aussi jusqu'à la rivière elle-même étant donné qu'elle était glacée pendant quelques mois. Les dépôts stratifiés de versants pourraient donc s'accumuler sur la glace dans le lit de la rivière. Pendant les crues estivales les formations fluviatiles s'accumulaient à leur tour au-dessus des séries de versant. L'été était la saison du sapement des versants et d'une activité considérable des mouvements de masses. Les perturbations observées dans la zone de contact des dépôts fluviatiles et des dépôts de versants en présentent un témoignage.

Vers l'amont du versant les formations fluviatiles disparaissent en cédant place aux formations de versants. Au fur et à mesure de l'assèchement du climat les processus de versant s'éteignent. La fente en coin est une preuve d'un milieu climatique plus rude.

Dans la partie supérieure du versant on retrouve une couverture de sable avec cailloux, sans stratification. L'épaisseur de cette série atteint 1,5 m. Le même sable remplit l'intérieur de la fente en coin. Le remplissage de la fente en coin accompagné de la fonte de glace, ainsi que le développement de la série de couverture, avaient eu lieu dans une nouvelle période de rechauffement du climat et d'augmentation de l'humidité.

Des dépôts pareils sont typiques pour la plupart des vallées dissymétriques aux environs de Łódź. Ils caractérisent les versants raides regardant vers l'ouest ou vers le sud-ouest; on les trouve surtout au-dessous des replats de versants.

A. L. Washburn: Here, as in some other exposures, it seems to me that perhaps the *sables litées* might be explained as fluvial deposits of overbank floods rather than as deposits of *grèzes-litées*-type origin.

J. Dylik: The explanation of the formation in question as having been deposited by overbank floods is rather difficult to admit. Among other reasons the most outstanding one is that the analogous formations have been stated in corrasional valleys and in depressions of the ancient lakes where there is no possibility to assume the existence of any rivers.

Tadzin. Le profil présente une coupe longitudinale du versant gauche de la vallée de la Mrozyca dans la zone de l'escarpement du Plateau. Le

rebord de la vallée forme une ligne sinuée. Les parties supérieures du versant sont relativement raides; leur pente atteint de 8 à 10°. Après quelques mètres on apperçoit une diminution de pente; le versant devient plus doux, la pente ne dépasse pas 1,5 à 2°. C'est sur ce replat qu'on peut observer bien souvent des îlots qui du côté de l'interfluve présentent la même forme de versant. La partie inférieure du versant constitue une terrasse inclinant directement vers la rivière.

Dans le soubassement du terrain représenté sur le profil on rencontre des dépôts fluvioglaciaires dans lesquels s'emboîtent d'anciennes formations fluviatiles sous la forme de sables et de limons. En résultat des processus d'aplanissement et de recul du versant parallèle lui-même la série fluvioglaciaire et les anciennes formations de terrasses ont été tronqués. On considère l'identité des inclinations des buttes témoins et des versants de la vallée comme preuve de recul du versant parallèle à lui-même. La surface d'aplanissement est recouverte d'un manteau de dépôts de versants: sables et limons. Ce manteau présente la plus grande épaisseur dans les parties les plus basses de la surface d'aplanissement.

Le profil de Tadzin sert d'exemple de l'aplanissement périglaciaire du versant qui s'est développé en conséquence du recul du versant parallèle à lui-même, en portant de la terrasse vers le rebord de la vallée.

20 septembre. Les environs de Łódź: Mogilno—Wilanów—Witów.
Président: M. Alexandre. Directeurs: M. Chmielewski, M-me Dylkowa, M-me Kolasińska, M-lle Sadłowska.

Mogilno. La carrière de marne de Sénonien supérieur se trouve dans l'axe de la dépression du Crétacé⁴. A la profondeur de 2 mètres environ on y peut retrouver une limite très nette entre la roche saine, présentant des fissures dans sa partie supérieure et la zone de dépôts qui englobent des sables, des argiles à blocaux d'origine scandinave mêlés de débris de marnes. Toute cette série présente un mélange de matériaux mais on y peut observer de temps en temps des cailloux marneux rangés en festons. Au-dessus on retrouve des sables qui par endroits s'enfoncent dans la zone précédente sous une forme ressemblant aux fentes en coin. Il y a de fentes qui se bornent à la zone de matériaux mélangés et il y en a d'autres qui atteignent ou même dépassent la limite de la roche saine.

⁴ A. Sadłowska, J. Jersak — Struktury peryglacjalne w opoce kredowej w Mogilnie (résumé: Structures périglaciaires dans la roche crayeuse de Mogilno). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 1, 1954.

Dans ce dernier cas les fentes atteignent une profondeur de 5 m. L'intérieur de fentes est rempli de sable mais à la limite de ce remplissage avec la zone voisine on observe une bande de matériau argileux. Aussi bien les sables que ce matériau argileux sont parsmés de gravier ou même de cailloux.

Toute cette zone des fentes est recouverte d'un horizon de pierres (*Steinsohle*) on n'y a pas trouvé de cailloux éolisés. Au-dessus il y a une couverture de sables avec des traces de stratification. Les sables remplissant le fentes ressemblent aux sables de couverture.

Les festons formés de débris marneux semblent avoir été produits en résultat de processus de cryoturbation dûs à la dernière glaciation. Quant aux formes ressemblant aux fentes en coin il faut être prudent en interprétant leur genèse. Il faut les considérer plutôt comme des formes dues au processus carstiques. Les coupes horizontales qui démontrent toujours des cercles fermés témoignent en faveur de cette opinion. L'examen détaillé de débris rocheux prouve que toutes les particules dans les parois des fentes sont émuossées.

J. Alexandre: Etant donné le contour circulaire des dépressions remplies de marne et de limon, je pense que l'hypothèse des cheminées de dissolution doit être préférée à celle des fentes en coin. D'autre part, bien que ces cheminées datent manifestement du Quaternaire, il n'est pas prouvé que la décalcification intense du substratum marneux ait le même âge. Les dérangements mécaniques dûs au climat périglaciaire (cryoturbation) qui ont affecté la partie supérieure de la roche en place, ont pu se „surimposer”, sans la modifier, à une altération chimique antérieure.

R. Raynal: Les poches remplies de sables, limons et galets peuvent être attribuées à des processus combinés de morphogénèse karstique et périglaciaire (fentes en coin). Si leur forme prête à discussion, elles occupent néanmoins dans la stritification la place habituelle des fentes en coin de la région de Łódź: chronologiquement entre les phénomènes de cryoturbation et le dépôts des limons ou sables supérieurs à galets.

A. L. Washburn: In view of the circular ground plan of the ice-wedgelike structures, an ice-wedge origin seems unlikely.

Wilanów. La coupe présentée se trouve sur le versant nord-ouest d'une colline dans la zone de l'escarpement du Plateau. On y observe un horizon de blocaille glaciaire contenant des pierres jusqu'à 30 cm de diamètre. La surface des dépôts glaciaires est incliné de 8° vers le nord-ouest⁵.

⁵ J. Olchowik-Kolasińska — Struktury kongeliflukcyjne w okolicach Łodzi (summary: Congeliflual structures in the region of Łódź). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.

Directement sur la blocaille glaciaire s'est développée une formation périglaciaire c'est-à-dire les dépôts de versants à litage périodique. Leur épaisseur ne dépasse pas 2 m. Les couches alternantes de sable et de limon démontrent dans la partie supérieure de cette formation des perturbation qui s'accentuent de plus en plus vers la haut en formant un passage progressif à la zone de congélifluxion. Les dépôts de congélifluxion atteignent une épaisseur de 2,5 m. On y trouve beaucoup de pierres fortement altérées et fissurées parmi lesquelles il y a des pièces éolisées. Les mesurages des grands axes des pierres indiquent le mouvement du matériau vers le nord et le nord-ouest. Dans les limons et le sables de congélifluxion on a trouvé des traces de sol fossile. L'analyse pollynique de ce sol démontre une prédominance d'arbres comme p. ex.: *Betula nana* et *Betula pubescens*.

La couverture de congélifluxion est développée en lobes orientés vers nord-ouest et inclinés conformément à la surface actuelle. La coupe révèle la structure fluidale du dépôt. La formation de congélifluxion est recouverte de sables pulvérulents avec des cailloux. Cette série ne présente aucune structure.

R. Raynal: Dans la partie supérieure de la coupe, les horizons 2 et 3 sont affectés par des phénomènes de cryoturbation mineure. Les galets de l'horizon 1 indiquent par ailleurs un ruissellement assez abondant. Tous ces faits inciteraient à rapporter les formations situées au-dessus du sol fossile au Tardi-glaciaire (Dryas?). Du reste les formations analogues dans les coupes de la même région (p. ex. Nowostawy) sont postérieures aux fentes en coin.

Witów. La coupe est située sur le versant extérieur d'un arc dunaire. La structure de la dune analysée présente ici, comme ailleurs aux environs de Łódź, deux séries principales: inférieure — due aux vents dominants nord-ouest et supérieure — due aux vents sud-ouest.

Les fouilles archéologiques menées pendant quatre ans à Witów ont abouti à la découverte de 3 ensembles culturels: le tardenoisien, le swidérien et le „witovien”, englobés dans de différentes couches de la dune⁶.

Les couches organiques découvertes à la base de la dune et à son sommet ont permis de placer là son développement dans une période allant de la fin de l'interstadiaire Bølling jusqu'au début de la phase sub-atlantique. Les deux séries de la dune sont séparées par un sol fossile contenant dans sa partie supérieure une couche à pièces „witoviennes”. Le charbon de bois de cet horizon, daté par C¹⁴ permet de préciser l'âge

⁶ M. Chmielewska, W. Chmielewski — Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, distr. de Łęczyca. Dans ce volume, p. 133.

de cette couche comme celui de l'Allerød tardif. La première phase du développement des dunes due aux vents nord-ouest se déroulait donc pendant le Dryas inférieur depuis Bølling jusqu'à Allerød; la seconde phase, due aux vents sud-ouest correspond au Dryas supérieur.

J. Alexandre: Les recherches entreprises à Witów constituent un très bel exemple de l'entr'aide fructueuse que peuvent se prêter la morphologie et la préhistoire.

21 septembre. Rudunki—Daszyna—Chodecz—Bugaj—Biskupin—Toruń.
Président : M. Markov. Directeurs : Mme Dutkiewiczowa, M. Dylik, Mme Dylikowa, Mme Klatkowa.

Rudunki. La coupe présentée se trouve à une distance de 10 km au nord de Łódź dans la zone de l'escarpement du Plateau. Le versant analysé d'une vallée sèche démontre dans sa partie inférieure une rupture de pente. En aval de la rupture la pente devient plus en plus forte et atteint 7°.

Les dépôts glaciaires: sables, argiles à blocs et graviers présentent des traces très nettes d'une poussée glacitectonique. Les valeurs de pendages oscillent de 55° jusqu'à 85°, les directions des couches de N 100° jusqu'à N 140°.

La formation supérieure d'une épaisseur de 3 m environ présente un intérêt particulier. Les têtes des couches des graviers et des sables redressés verticalement sont couchées conformément au versant actuel forme de fauchages. A la profondeur de 1,5 m et de 2,5 m les sables et les graviers sont coupés par deux veines remplies de matériau très varié: de formations argileuses et pulvérulentes avec galets et même gros blocs de 1 mètre de diamètre. Toute cette série est mal triée sans traces de stratification; c'est plutôt une structure à traînée, en principe horizontales mais révélant par endroits des perturbations de type de plications.

En partant du point de rupture de la pente les dépôts deviennent plus homogènes, surtout sableux avec de nombreuses traînées ferrugineuses. La limite entre ces deux types de dépôts est très nette.

L'analyse du caractère des dépôts et de leur structure permet de tirer quelques conclusions concernant la nature des processus et la chronologie.

La série superficielle jusqu'à 3 m de profondeur est déplacée le long du versant par suite du développement de la congéfluxion. Les veines

horizontales sont dues au crevasses de gel effectuées dans les graviers. Elles sont remplies par une masse comportant des matériaux de différent calibre. Les sables ferrugineux observés au-dessus de la rupture de pente présentent une combinaison de formations de versants dues au ruissellement et de dépôts de l'accumulation effectuée le long de l'axe de la vallée pendant les périodes de dégel.

Sables, graviers et argiles morainiques du soubassement on été déposés pendant le stade de la Warta, le dernier stade glaciaire sur le terrain étudié. Le même glacier a provoqué une poussée glaciectonique des dépôts. Il faut donc considérer les phénomènes périglaciaires observés à Rudunki comme correspondant au milieu climatique périglaciaire dû à la glaciation wurmienne. Il est probable que les processus périglaciaires se sont développés sur les versants d'une vallée creusée antérieurement, peut-être à l'époque interglaciaire.

Les dépôts de la partie inférieure du versant, définis comme dûs au processus développés au moment du dégel, correspondant probablement à la fin de la dernière glaciation.

J. Alexandre: Je propose une autre explication pour les laies horizontales de sable fin et de sable argileux, situés dans la partie inférieure de l'affleurement. Selon moi, l'interruption par ce matériel fin des couches redressées de la moraine de poussée ne serait pas dû à un déplacement relatif de la masse supérieure. En effet, les lits plus grossiers affectés par la glaciectonique se prolongent régulièrement au-delà de l'intrusion" sableuse. Si l'on tient compte d'une part, que cette dernière va en s'amincissant progressivement de la gauche vers la droite et que, d'autre part, la partie la plus épaisse se termine par un contact net avec la couche de sable graveleux qui lui est perpendiculaire, on peut faire appel à la succession suivante: développement d'une fente en coin temporaire dans un matériel fluvio-glaciaire puis poussée exercée par le glacier amenant la fente en coin dans une position horizontale.

R. Raynal: La coupe ne nous semble pas montrer un emboîtement net de la vallée en berceau dans la topographie périglaciaire wurmienne: le passage des formations de solifluction des interfluves aux formations de ruissellement des versants paraît progressif. L'ensemble du paysage pourrait traduire, à notre avis, la transition du maximum wurmien au Wurm récent; l'enfoncement se serait produit à mesure que le climat serait devenu plus humide (Cf. fig. 11).

A. L. Washburn: The origin of the upper bed (3), cutting the inclined layers, poses an interesting problem. The suggestion that the bed might represent an overturned ice-wedge cast with the top of the

ice-wedge structure on the left seemed reasonable on the basis of the exposure we saw. However, it does not conform to the structure shown in the diagram of the cut as of August, 1955, which shows the structure flaring to the right rather than narrowing as would be expectable for the base of an ice-wedge. An origin by injection of mobile fines during ice-push or frost action, and the melting out of an ice lense (rather than ice-wedge) with *pari-passu* filling by mobile fines seem to be more likely possibilities.

Daszyna. La route de l'excursion descend du Plateau de Łódź jusqu'à Ozorków, où on commence à traverser l'immense Pradoline Berlin—Varsovie. Le premier arrêt est à Daszyna, un village situé dans une chaîne de collines qui domine la pradoline du côté nord.

La coupe qui se trouve au point culminant d'une colline, montre une série des formations glaciaires dont les couches sont inclinées jusqu'à 80°. Il s'agit sans doute d'une moraine de pussée. Cette moraine est considérée comme une forme provoquée par la dernière oscillation d'inlandsis du stade de la Warta. Après ce dernier des plus importants accidents de l'avant-dernière glaciation (Riss) il y avait bien des changements climatiques qui à leur tour ont influencé aussi bien les formations que le relief. Parmi les phénomènes climatiques fossiles les plus fréquents et les plus marquants se trouvent les vestiges différents du périglaciaire. C'était à Sławęcin, dans la même chaîne de collines à distance d'une vingtaine de km à l'ouest qu'on a trouvé des fentes en coin magnifiques atteignant presque 4 m de profondeur⁷. Les phénomènes périglaciaires visibles dans les coupes de Daszyna et de Sławęcin, pour ne pas mentionner d'autres, présentent les manifestations géologiques de la morphogenèse périglaciaire, qui probablement présidait à plusieurs reprises au développement du relief.

En descendant quelques vingtaines de mètres vers l'est on rencontre une surface particulière parsemée de blocs fortement éolisés. Les blocs ont été mis à jour grâce l'exploitation des matériaux pierreux pour la construction de la route d'état. On a enlevé une couverture superficielle jusqu'à une mètre environ en tirant des cailloux. De cette façon le champ observé ne présente maintenant qu'une partie des blocs. Le site considéré nous fait poser deux questions intéressantes⁸: celle de la morphologie des cailloux façonnés par le vent et celle concernant la formation qui entoure les éologlyptolithes et son importance pour le modelé du

⁷ A. Dylikowa — Kliny zmarzlinowe w Sławęcinie (summary: The ice-wedges at Sławęcin). *Bulletyn Peryglacjalny*, nr 3, 1956.

⁸ J. Dylik — The loess-like formations and wind-worn stones in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 3, Łódź 1951.

terrain. Les surfaces des blocs démontrent très fréquemment presque tous les détails de leur morphologie c'est-à-dire des faces et des arêtes, des trous de choc, des cupules et des cannelures. Les mesurages du sens de arêtes des cupules et des cannelures n'ont pas permis d'en déduire la direction des vents dominants. L'éolisation a eu lieu sans doute avant la mise en mouvement des blocs. Dans la coupe précédente, au sommet de la colline on a observé une couche de blocaille. On peut suivre cette couche sur une vingtaine de km dans la partie la plus haute de la moraine terminale de Kutno. A Daszyna la couche de blocaille et fortement redressé et au point culminant de la colline elle affleure à la surface. Probablement dans le climat périglaciaire aride et froid qui suivit directement la retrait du glacier les blocs ont été soumis aux processus d'éolisation. Puis, pendant une période périglaciaire plus humide et moins rude avec laquelle il faut

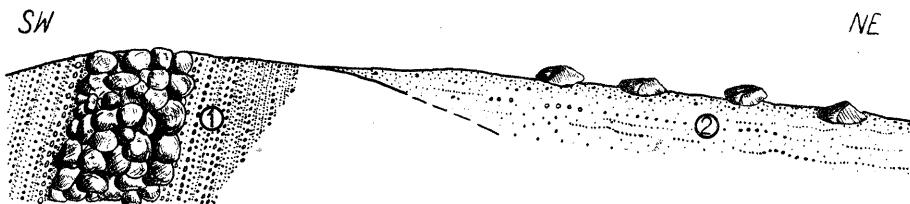


Fig. 1. Daszyna. Profil schématique

1. moraine de poussée: amas de pierres, graviers, sables; 2. dépôts de versants avec éologlyptolithes

peut-être lier les traces de congélifluxion, très fréquentes sur les versants de la moraine, les blocs déjà éolisés ont été empâtés dans une masse boueuse de sables et de limons qui coulait le long de la pente. On a trouvé des traces de ce type surtout sur les versants sud de la moraine de Kutno (fig. 1).

R. Raynal: Deux remarques à faire:

1° les faits locaux semblent indiquer la succession de 2 phases périglaciaires: la première, sèche, correspond à l'éolisation et aux fentes en coin; la seconde, humide, aurait provoqué la solifluction et les coulées de blocs. En réalité d'après les autres coupes de la région de Łódź il y aurait eu une phase de congélifluxion et de cryoturbation humide avant l'apparition des fentes en coin. Cela ferait donc en tout 3 phases: une froide et humide, puis une froide et sèche, et enfin de nouveau une froide et humide. L'ensemble serait le maximum wurmien. Après quoi viendrait le rechauffement temporaire de l'Alleiod, puis le Dryas supérieur (Tardi-glaciaire).

2° L'encroûtement brun des blocs éolisés montre une convergence intéressante avec les milieux arides. En effet deux facteurs existent en commun: la sécheresse et des oscillations thermiques très violentes.

A. L. Washburn: Information on the long-axis orientation of the boulders might help to decide the manner in which they were deposited in their present location. There appeared to be no compelling evidence that they were necessarily distributed by congelifluction.

J. Dylik: Etant donné les blocs empâtés dans les matériaux fins et en vue que dans leur position primitive ils étaient dépourvus de matrice je ne vois aucun autre agent de transport excepté le mouvement des masses dans le milieu périglaciaire. Je suis d'accord cependant avec M. Washburn en ce qui concerne les mesurages de la disposition des blocs.

La déduction de M. Raynal sur la succession des phases de la période wormienne est tout à fait logique mais je ne suis pas persuadé d'en avoir observations suffisantes.

Entre Daszyna et Chodecz l'excursion a parcouru les confins de la région du stade de la Warta et elle s'est approchée de celle de la dernière glaciation. On a donc eu l'occasion de faire quelques remarques sur la „limite morphologique” qui sépare les régions réouvertes de calottes glaciaires wormiennes de celles qui n'ont subi que des glaciations antérieures. C'est surtout la présence de lacs et de leurs bassins qui est le trait le plus frappant dans la région de la glaciation la plus récente. Mais outre ces deux-là il y a d'autres traits caractéristiques qu'on peut rencontrer presque partout. En général les versants au nord de la zone limite sont plus courts et plutôt convexes. Au contraire, les versants au-delà de l'extension maximale de la dernière glaciation ont des formes plus longues et ce sont les parties concaves des profils qui y dominent. De la même façon les formes des vallées plus distinctes et étroites dans la région wormienne s'opposent aux formes évasées et molles caractéristiques pour la région de glaciations antérieures, où de plus, les vallons secs et les vallons en berceau sont tellement fréquents qu'ils déclinent du caractère du relief.

Chodecz. C'est le premier arrêt au-delà de la limite morphologique. Le paysage est fortement accidenté, plein de collines et de bassins de lacs. La coupe considérée se trouve au rebord du bassin du lac de Chodecz. On y voit une formation fluvioglaciaire disséquée par une fente en coin de profondeur de 3,5 m environ (fig. 2, photo 6). A la formation fluvioglaciaire on attribue l'âge du stade de Poznań (Francfort), d'où l'hypothèse que c'est la période du stade de Poméranie qui a formé des conditions favorables au développement de la fente de glace. Le remplissage s'est accompli probablement dans une période plus chaude postérieure, peut-

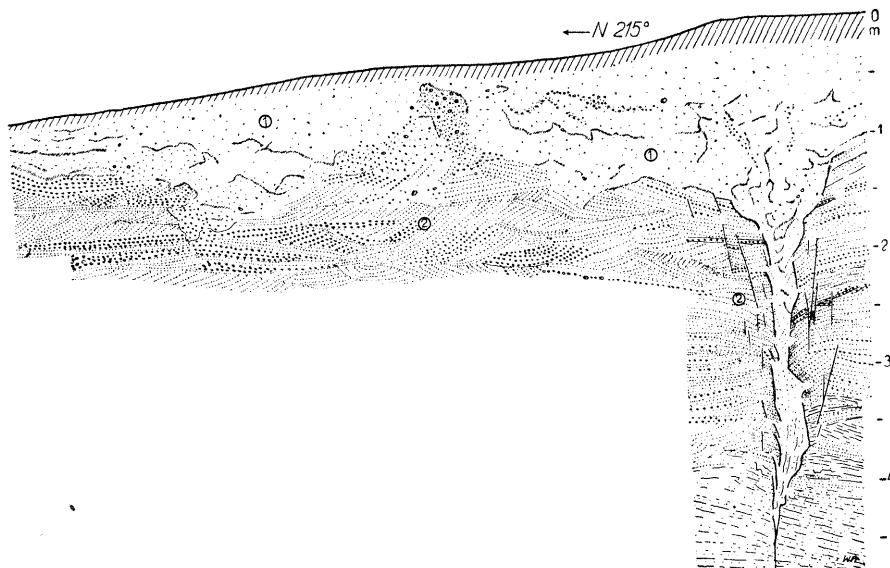


Fig. 2. Chodecz. Fente en coin

1. zone de cryoturbations: graviers, trainées ferrugineuses, traces du sol d'Ussel; 2. graviers et sables fluvoglaciaires, stratification croisée

être dans celle du Bølling. Les dépôts de couverture visibles au sommet de la coupe, considérés comme tardiglaciaires, sont composés de deux parties, celle du Dryas inférieur et celle du Dryas supérieur, séparées par un sol fossile, probablement d'Allerød.

Bugaj. La coupe présente un vallon fossilisé périglaciaire. La forme est encaissée dans le fluvoglaciaire. Au fond du vallon il y a le même matériau fluvoglaciaire démontrant une pseudo-stratification. Cette formation est recouverte par une autre composée de paquets sableux et argileux fortement cimentés. La présence, en outre, de débris calcaires très altérés sert de preuve d'une formation allochtone. Il s'agit évidemment de congéfluxion qui a collaboré avec les processus du ruissellement.

Biskupin est une des localités archéologiques les plus connues en Pologne grâce à la découverte d'une bourgade appartenant à la période de Halstadt D de la civilisation lusacienne (550—400 ans avant notre ère). Cette bourgade c'est développé sur une péninsule du lac de Biskupin.

La première bourgade à un plan ovale était fondée sur une île. Elle était entourée d'un rempart à une épaisseur de 3 m, hauteur de 6 m et longueur de 463 m et possédait une porte dans la partie sud. La surface occupée par la bourgade atteignait 2 ha.

Une rue de 3 m de largeur suivait le rempart du côté intérieur. 12 rues parallèles passaient la bourgade dans le sens est—ouest et devant la porte il y avait une place de 360 m². Les maisons de bois se touchaient l'une à l'autre par pignons. La bourgade englobait 106 maisons à une surface de 80 m² chacune (photo 7).

Grâce aux qualités de la tourbe les parties inférieures des constructions du rempart, des maisons et des rues se sont parfaitement conservés, de même que les objets d'usage de tous les jours produits de la matière organique.

Aux environs de Biskupin on a découverte plusieurs dizaines de localités archéologiques qui permettent de suivre l'évolution de l'habitat de cette région en partant du Dryas inférieur jusqu'à XIII siècle. Les traces de l'habitat atteignent ici une concentration rarement observée ailleurs.

22 septembre. Toruń—Więcbork—Kamień Krajeński—Wieżyca. Président : M. Kádár. Directeur : M. Rossa.

L'itinéraire traversait deux unités principales du relief: la pradolíne de la Noteć entre Toruń et Nakło et la zone de sandres de moraines terminales poméranaises dans la région entre Nakło et Wieżyca. C'est un paysage caractéristique de la morphogenèse glaciaire; on y observe partout une conformité de topographie et de structure des formes. Le milieu périglaciaire du Dryas inférieur et supérieur n'a produit que des manifestations géologiques. On retrouve souvent des zones d'altération d'une épaisseur de 0,5 à 1 m dont les sommets présentent des festons (photos 8 et 9). Parmi les dépôts périglaciaires de versant on observe une alternance de ruissellement et de congéifluxion. Ces dépôts ne forment pas de couvertures continues. Les processus d'éolisation ont laissé des éologlyptolithes parmi lesquels il y a parfois même des cailloux à facettes. Les éologlyptolithes sont fréquents dans les horizons caillouteux au-dessous des dépôts de versant. Les structures périglaciaires sont représentées surtout par des fentes en coin; elles sont relativement courtes, larges et présentent un fond plat⁹.

Więcbork, Kamień Krajeński. Les deux coupes présentées donnent une idée de la structure des formes glaciaires. Le profil de Wię-

⁹ L. Pierzchałko — Periglacial phenomena in northern Poland. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 4, 1956.

bork représente la structure d'une moraine terminale¹⁰. La carrière près de Kamień Krajeński permet de comprendre la dynamique des eaux subglaciaires qui déposaient des os (fig. 3, 4).

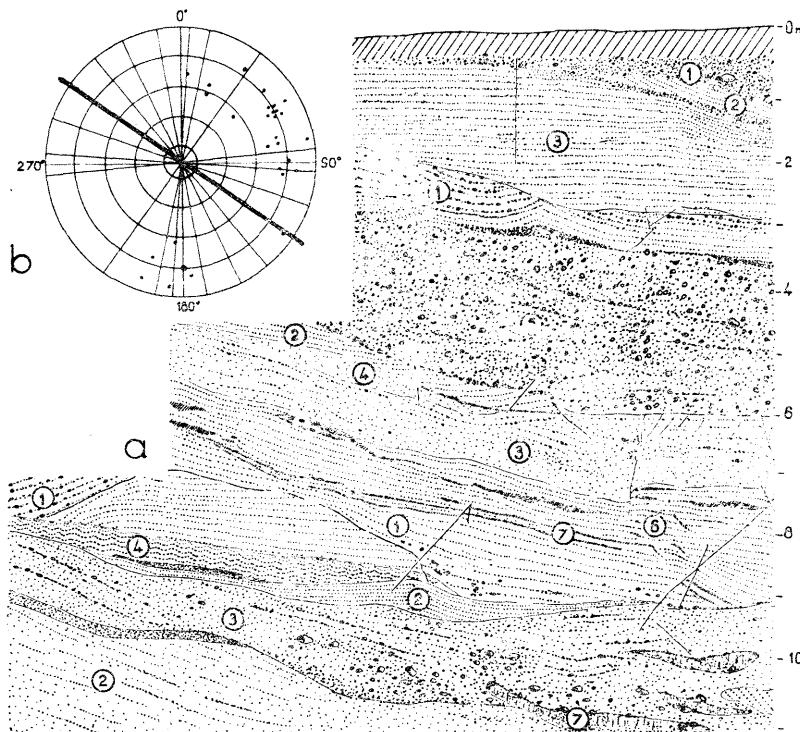


Fig. 3. Więcbork. Moraine terminale

a: 1. sables grossiers et graviers avec cailloux; 2. sables à grain moyen et sables grossiers; 3. gravier fin et grossier; 4. sable fin et à grain moyen; 5. gravier grossier avec cailloux; 6. sables à grain moyen avec lentilles du gravier; 7. limons sableux
 b: axe morphologique et axes structuraux

Au nord de Chojnice les participants de l'excursion ont eu l'occasion de prendre connaissance d'un ensemble de formes dues à la dégradation de la glace morte. Ce sont des dépressions un peu allongées et irrégulières, toujours isolées et sans drainage (fig. 5). Leur longueur varie de quelques centaines de mètres jusqu'à plusieurs kilomètres; la profondeur, par rapport au terrain environnant, atteint une vingtaine de mètres. Certaines de ces dépressions sont remplies de lacs.

¹⁰ R. Galon — Formy polodowcowe okolic Więcborka (summary: The moraine landscape in the neighbourhood of Więcbork, Bydgoszcz District). *Studia Soc. Sci. Torunensis*, vol. 1, nr 5, Toruń 1952.

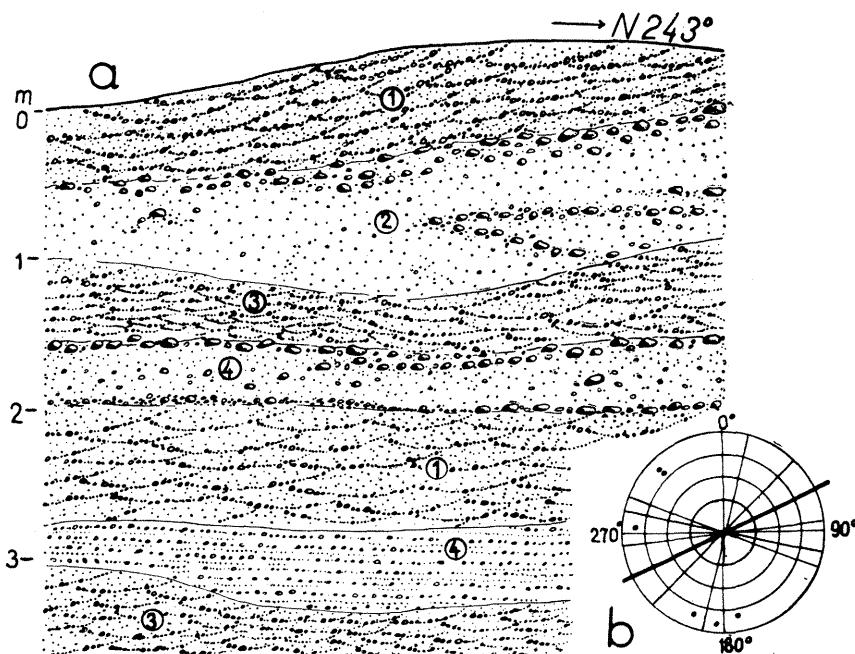


Fig. 4. Kamień Krajeński

a: 1. sables à grain moyen; 2. graviers avec cailloux; 3. sables à gros grain; 4. graviers avec petits cailloux

b: axe morphologique et axes structuraux

Les profils géologiques et l'exemple d'un jeune paysage glaciaire ont permis de comprendre les contrastes en relief et en structure existant entre le terrain de la dernière glaciation et des glaciations antérieures. Les observations faites pendant la route ont donné l'idée du rôle du climat périglaciaire dans l'évolution du relief des régions situées au sud de la dernière glaciation.

A. L. Washburn: The *Stossmoräne* (at Więcbork) certainly shows disturbed bedding, but nothing that might not be interpreted as collapse structures in a kame. Based on this one exposure, therefore, I would question whether the feature is necessarily a *Stossmoräne*.

It seems to me the thin, till-like debris cover might be due to till moving off of glacier ice rather than being a periglacial slope deposit laid down some distance from the ice (Kamień Krajeński)¹¹.

¹¹ J. H. Hartshorn — Flowtill in southeastern Massachusetts. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 69, 1958; pp. 477—482.

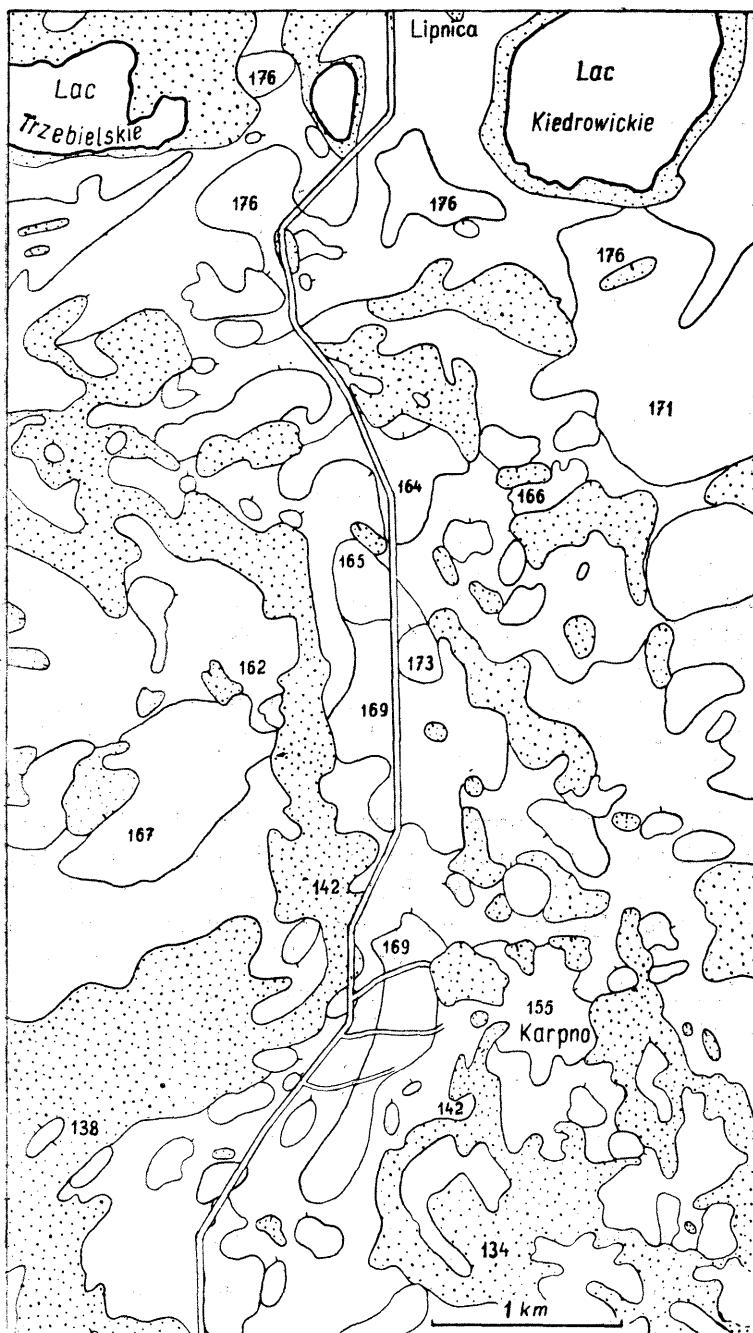


Fig. 5. Lipnica. Formes dues à la dégradation de la glace morte

23 septembre. Wieżyca—Grodki—Gąski—Warszawa. Président : M. Raynal. Directeurs : M. Dylak, Mlle Michalska.

Grodki. Une carrière dans une petite colline nous offre la possibilité d'observer des structures périglaciaires développées dans les matériaux grossiers. La coupe présente tout en bas une formation fluvioglaciaire à stratification croisée. Vers le sommet on y voit des couches qui ont été soumises à la cryoturbation. La question se pose de préciser le caractère du phénomène désigné comme cryoturbation qui est un terme très large et plutôt équivoque. Puisqu'il s'agit ici plutôt de dérangement des couches graveleuses en place que de mouvements de masses, nous sommes inclinons à considérer les structures périglaciaires comme résiduelles, c'est-à-dire comme des involutions.

R. Raynal: La coupe présente les effets de 2 phases successives de congelifluction: 1° une phase principale (horizon inférieur), 2° une phase plus récente, moins accusée, où la congélfliction se combine avec des processus de ruissellement.

A. L. Washburn: I agree with Hövermann that the use of „gebunden” and „frei”, in distinguishing between the type of frost action associated with the structureless upper material and that with the involutions of the lower material, is undesirable in view of the prior application of these terms to solifluction associated, respectively, with and without vegetation¹².

Gąski. Le profil représenté coupe une colline de sables fins, limons et argiles à varves reposant sur l'argile morainique constitue le soubassement du terrain. Les dépôts étudiés dûs à la sédimentation dans un bassin lacustre à l'avant-pays du glacier présentent au milieu de la coupe une surface de discordance. Les séries inférieures sont fortement perturbées et forment des festons et des involutions en poteaux ou bien des involutions amorphiques. La série supérieure se compose de limons stratifiés.

On attribue l'âge des perturbations considérées comme périglaciaires à la phase tardive de l'interstadiaire précédant le stade de Mława de la glaciation du Riss¹³.

¹² J. Büdel — Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. *Erdkunde*, Bd. 2, 1948; pp. 22—53, especially p. 31.

¹³ Z. Michalska — Struktury peryglacialne w osadach zbiornika interstadialnego w Gąskach koło Ciechanowa (Summary: Periglacial structures in the sediments of the interstadial natural reservoir in Gąski near Ciechanów). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 5, 1957.

J. Alexandre: L'allure particulièrement complexe des involutions et le fait que celles-ci soient développées dans une argile à varve, doivent faire envisager d'une façon sérieuse l'hypothèse de plissements intraformationnels lors d'un glissement sous-lacustre des sédiments.

A. L. Washburn: Subaqueous sliding should be considered as a possible origin for some of the structures, as suggested by Johnsson and Hövermann. This exposure, as many of the others we saw, is most unusual in the opportunity it affords for detailed study, and features known to be of subaqueous origin and the Gąski structures could be compared in detail and similarities and differences evaluated.

24 septembre. Warszawa—Pogorzel—Królewski Dwór—Lublin. Président : M. Fitz Patrick. Directeurs : Mme Dutkiewiczowa, M. Dylik, M. Maruszczak.

Pogorzel. Une carrière au sommet d'une colline peu élevée présente un certain nombre de fentes en coin développées dans la formation graveleuse fluvioglaciaire qui forme la masse principale du profil (fig. 6)

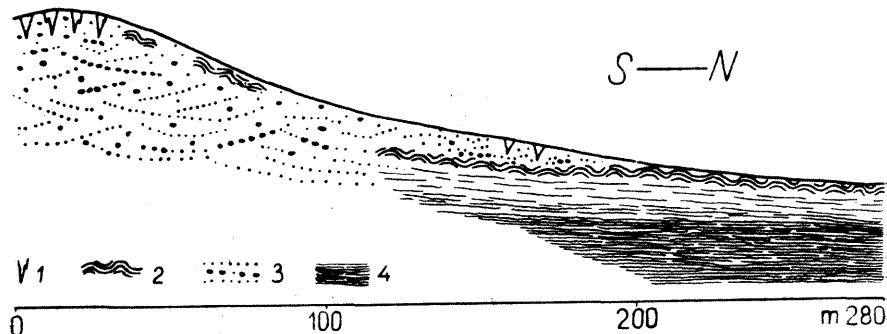


Fig. 6. Pogorzel. Profil schématique

1. fentes en coin; 2. zone de congéliluxion; 3. sables et graviers fluvioglaciaires; 4. limons et argiles à varves

Quelques coupes exécutées sur le versant du monticule permettent de lier le profil considéré à une autre qui se trouve au contre-bas et ne montre que de l'argile à varves. Le profil complet se présente donc comme suit: tout en bas il y l'argile à varves qui plus haut font place aux limons bruns; la couche limoneuse est recouverte par une formation particulière composée de matériaux différents de limon, d'argile et de sables avec des cail-

loux, sur cette formation reposent des sables stratifiés qui à leur tour sont tronqués par les graviers supérieurs (fig. 7).

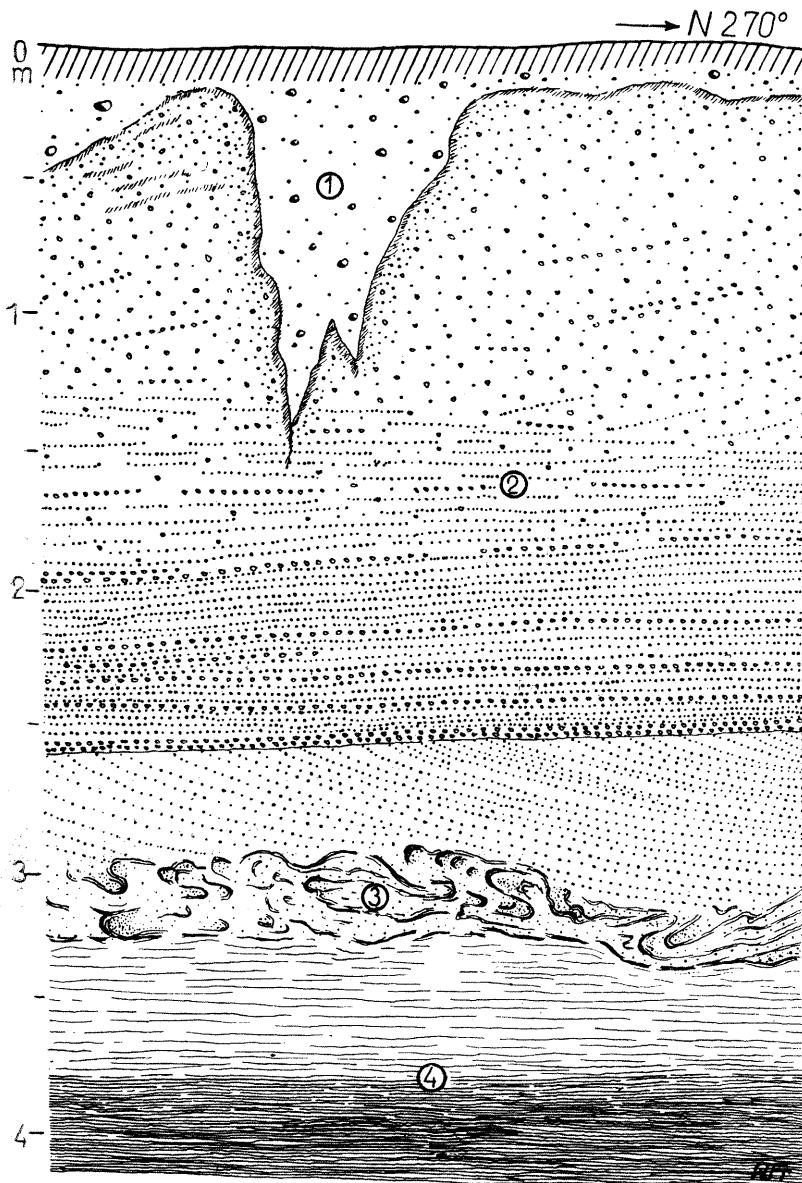


Fig. 7. Pogorzel. Deux zones périglaciaires

1. sables pulvérulents, graviers et cailloux jusqu'à 5 cm; 2. graviers et sables fluvioglaciaires; 3. zone de congéfluxion: sable avec cailloux, limons et argile; 4. limon et argile à varves

Le profil de Pogorzel révèle deux horizons périglaciaires séparés par des formations glaciaires. De la situation géographique résulte l'âge du stade de la Wärta pour la formation fluvioglaciaire d'où on peut déduire que les fentes en coin sont postérieures à Riss. Quant au dépôt de congéfluxion on peut le considérer comme une formation anapériglaciaire de la seconde phase du Riss.

E. A. FitzPatrick: The phenomena demonstrated here do not seem to be frost wedges but appear to result from pedogenic processes.

A. L. Washburn: I was not convinced that the two horizons thought to be associated with periglacial activity of two different glacial stages could not have developed during a single stage or even substage. It seems to me that changing sedimentation conditions with a laterally shifting proglacial stream might result in repeated exposure of glaciofluvial deposits to intense frost action during a single climatic episode.

J. Dylik: The horizontal sections made in this area testify that we have here true ice-wedges which in their turn influenced a stronger activity of pedogenic processes (fig. 8).

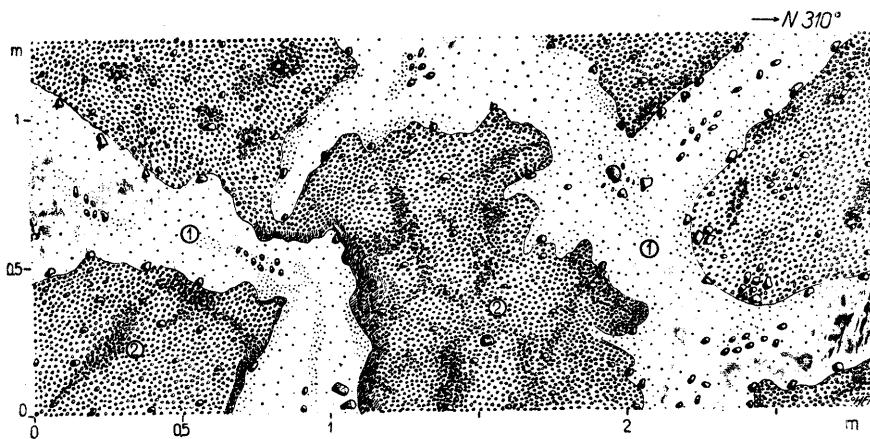


Fig. 8. Pogorzel. Coupe horizontale des fentes en coin

1. sable avec cailloux remplissant la fente; 2. graviers fluvioglaciaires

As to the objection made by Mr. Washburn I cannot reject it completely in view of the absence of any organic formations which could be attributed to a warm period. But the existence of more than 2 metres' thick glacio-fluvial deposits between the periglacial horizons as well as traces of weathering visible in the congéfluxion layer suggest the idea that these are rather manifestations of two cold periods.

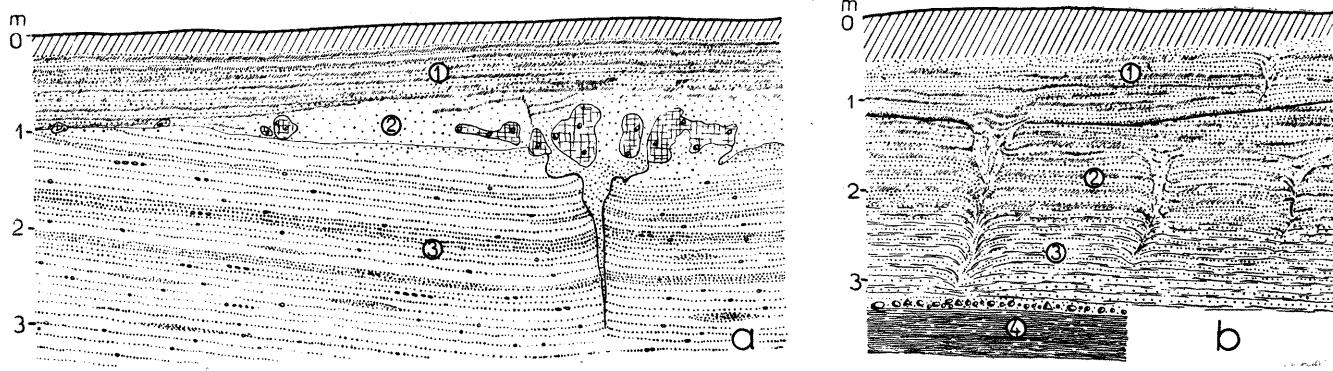


Fig. 9. Environs de Lublin. Structures périglaciaires dans les sables à litages périodiques

- a. Królewski Dwór: 1. sable à litage périodique; 2. zone de congélefluxion: sable, limon, paquets d'argile; 3. graviers fluvioglaciaires
- b. Kręźnica: 1. sable à litage périodique, supérieur; 2. sable à litage périodique, inférieur; 3. sable fin et limon à litage périodique;
4. brèche argileuse

Królewski Dwór. La formation fluvioglaciaire occupe la partie la plus basse de la coupe. Au sommet de ce dépôt on voit une fente en coin, tronquée et recouverte en discordance d'une formation de congéfluxion composée de sables, de limons et de paquets d'argile. Enfin, tout près de la surface actuelle, gisent des sables à litage périodique¹⁴.

La coupe de Królewski Dwór, bien qu'elle n'est pas profonde, présente un grand intérêt grâce à la suite des phénomènes périglaciaires indiquant au moins trois périodes froides. Mais c'est la formation de sables à litage périodique qui mérite la plus grande attention. Il s'agit de la formation recouvrant les surfaces bien étendues d'un manteau mince excepté sur les versants où son épaisseur augmente surtout dans les parties les plus basses. La formation en question présente une catégorie de formation de couverture et notamment la plus fréquente et le plus importante. Le caractère périglaciaire de cette formation est parfaitement documenté par la présence de structures périglaciaires aussi bien dans ses parties inférieures et supérieures que dans sa partie centrale (fig. 9). Les plus fréquentes parmi ces structures sont les fentes de gel. Les sables à litage périodique correspondent sans doute, aux formations dites nivéo-fluviales ou nivéo-éoliennes en Belgique et aux Pays-Bas.

Les environs de Lublin¹⁵. Le loess correspondant à la dernière glaciation recouvre dans la région étudiée les interfluves, les versants et les terrasses. Les profils montrent les loess de terrasses qui présentent surtout en bas une stratification nette presque horizontale, caractéristique pour la sédimentation des hautes eaux. Les dépôts du loess sont intercalées de nombreuses couches de sable qui disparaissent vers le sommet de la terrasse. Dans la série inférieure et centrale du loess on observe des fissures de gel qui sont syngénétiques à l'accumulation du loess. Au-dessous de la série du loess il y a des sables fluviatiles révélant une stratification croisée.

La pause séparant la période de l'accumulation du sable de celle du loess ne devait être longue. Par endroits on peut même suivre une certaine intercalation de ces deux séries; cette observation permet d'attribuer l'âge des sables et du loess à la même période glaciaire. La pause mentionnée s'est manifestée par les cryoturbations détruisent la continuité des couches.

La déposition du loess fut suivie par une phase de creusement et d'érosion. Les processus ont provoqué l'évolution d'une terrasse d'érosion, plus basse qui n'a plus de couverture de loess ou bien elle n'en possède que des petits îlots. Les surfaces recouvertes de loess furent dissé-

¹⁴ J. Dylik — Coup d'œil..., 1956, l. c.

¹⁵ D'après les matériaux fournis par M. Maruszczak.

quées au fur et à mesure de l'évolution des vallées actuellement sèches. Les profils géologiques démontrent les surfaces d'érosion tronquant des loess et des sables qui céderont la place aux dépôts de versant (fig. 10, 11).

L'évolution du réseau des vallées sèches au dépens de la couverture de loess, et l'accumulation des dépôts de versant correspondent au Wurm tardif.

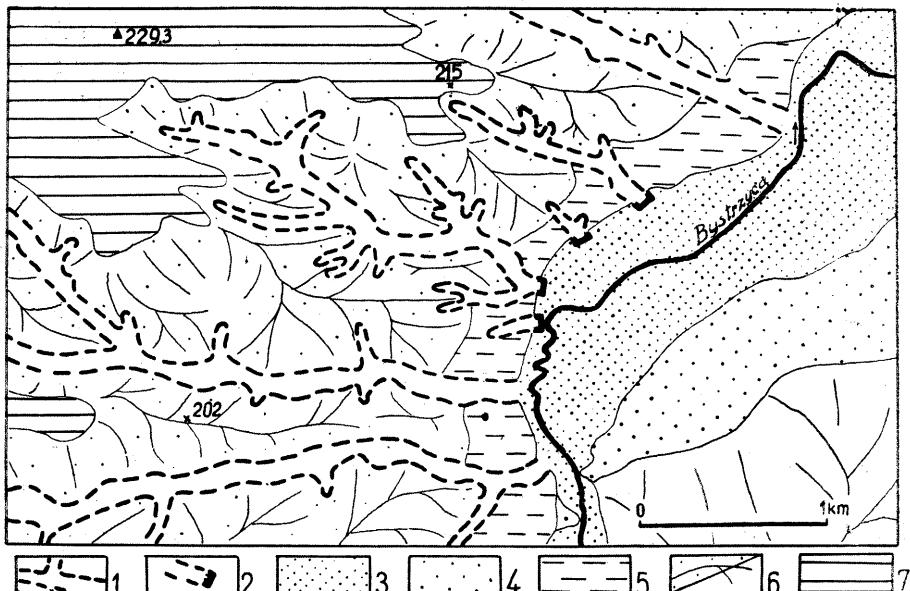


Fig. 10. Environs de Lublin. Fragment de la carte géomorphologique
 1. vallées sèches (fin de la dernière glaciation); 2. embouchures des vallées sèches suspendues au-dessus de la terrasse d'inondation; 3. terrasse d'inondation (Holocène); 4. terrasse basse inférieure (sans couverture loessique); 5. terrasse basse supérieure avec une couverture loessique (maximum de la dernière glaciation); 6. versants des vallées sans loess et avec loess (formes préglaciaires remaniées au Pléistocène); 7. niveau d'interfluve avec une couverture de loess

A. L. Washburn: The exposure in the tributary valley to the Bystrzyca showed a vertical structure interpreted as of ice-wedge origin (extreme left of exposure). However, the normal relations were inverted in that the structure narrowed upward rather than downward. Also, unlike other exposure we saw (although occurring in place elsewhere, as in Alaska) the adjacent bedding seemed to be „upthrust” rather than „down-sagged”. It seems to me the structure might have originated by upward squeezing from below, possibly as the result of compaction, rather than being of ice-wedge origin.

A neighbouring deposit showed, from top to bottom, loess, *grèzes litées*, solifluction (congelifluction) deposit (Wurm III?), and an eroded

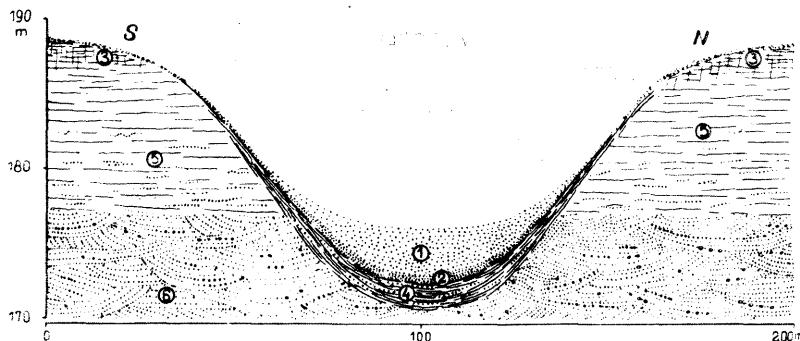


Fig. 11. Environs de Lublin. Coupe transversale d'une vallée seche

1. sol éluvial (Holocène); 2. humus in situ (Holocène); 3. horizon illuvial; 4. dépôt de versants (fin de la dernière glaciation); 5. loess avec intercalations sableuses et des cryoturbations syngénétique (maximum de la dernière glaciation); 6. sables fluviatiles avec graviers à stratification oblique, cryoturbés dans la partie supérieure; le sommet de cette zone est par endroits détruite par l'érosion

surface on crossbedded sands. I gather dating was not based on paleontological evidence, but that the crossbedded sands were believed to be of fluvial rather than glaciofluvial origin, mainly because of the character of the bedding and the size of the stones. Based on this one deposit, however, I would question this distinction between fluvial and glaciofluvial deposits. Also, I wonder whether the „congelifluction deposits” could not be due to some other form of mass-wasting as, for instance, slumping from a cut bank following the lateral shifting of the stream that deposited the underlying material. This comment, as well as many others, is necessarily based on observing only a single exposure in an area rather than a number of exposures that might help to distinguish between various possible interpretations.

25 septembre. Lublin—Rejowiec—Zakręcie—Izbica—Tarzymiechy—Tereszpol—Sandomierz. Président : M. Corte. Directeurs : Mme Dutkiewiczowa, M. Dylik, M. Maruszczak.

Rejowiec-Pawlów¹⁶. La partie nord-est du Plateau de Lublin présente un paysage des buttes témoins. Certaines elles sont dues à la craie et aux marnes secondaires, les autres démontrent les sables et les grès miocènes au-dessous d'un soubassement de marnes ou les dépôts pléistocènes couvrent les roches tertiaires ou secondaires (fig. 12).

¹⁶ D'après les matériaux fournis par M. Maruszczak.

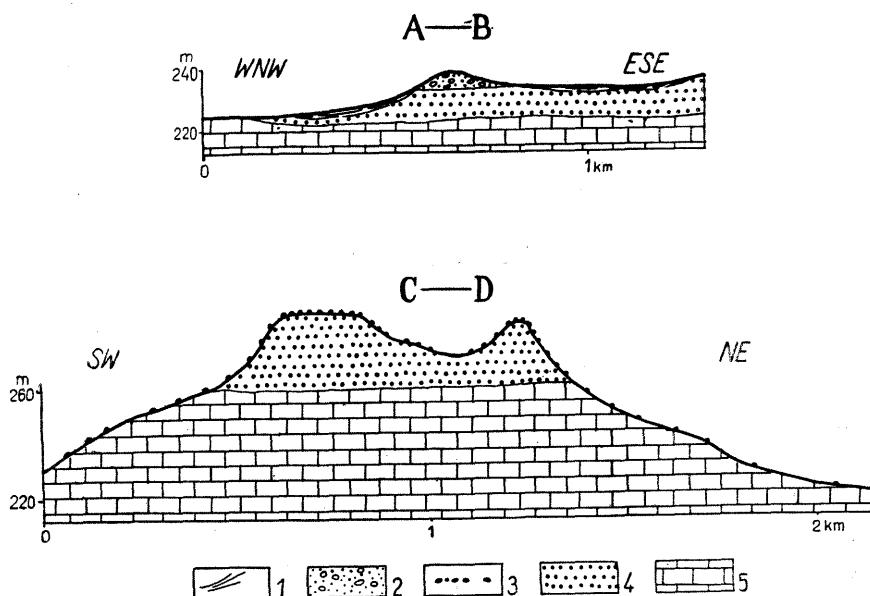


Fig. 12. Rejowiec — Pawłów. Profils géologiques des buttes témoins, A—B (pléistocènes), C—D (miocènes)

1. sables de versants à litage périodique avec horizon des graviers et des cailloux erratiques en haut; 2. sables et graviers fluvioglaciaires; 3. débris du grès sarmatiens in situ et les blocs glissés le long des versants; 4. sables et argiles miocènes avec des cryoturbations dans la zone supérieure; 5. marnes du Crétacé

Le profil étudié se trouve au nord de la gare à Rejowiec dans une colline de dépôts glaciaires dûs à la glaciation Riss au moment de son extension maximale. Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires échappés à l'érosion postérieure affleurent au sommet et sur les versants de la colline. Les sables et argiles miocènes sous-jacents portent les traces d'une poussée glactectoniques. Les formations glaciaires et miocènes sont tronqués par une couverture de sables de versant qui présente dans sa partie inférieure une couche mince de graviers et de cailloux nordiques mêlés à des silex, parfois fortement fissurés ou même cassés. La couverture de sables est considérée comme due au stade tardif du Wurm.

Un autre exemple d'une butte témoin fut présenté au sud de la gare de Rejowiec. Ce sont des formes dues aux sables miocènes. Leurs sommets ont une surface plate appartenant à un niveau d'aplanissement du plus haut du Plateau de Lublin, attribué au Sarmatiens supérieur ou au Pliocène inférieur. Cette surface tronquait ici les sables ainsi que les grès qui ne sont représentés actuellement que par des blocs isolés sur les versants.

Les versants à une pente forte n'offraient pas de conditions favorables au développement d'une couverture de versant.

Les sables miocènes recouvrent un soubassement de marnes crétacées. Ce soubassement démontre à son tour au moins deux surfaces d'aplanissement. La surface supérieure ne possède pas des dépôts de couverture mais directement au-dessous de cet aplatissement dans les vallées diséquant les versants on observe des séries de sables à litage périodique. La surface inférieure, plus étendue passe progressivement aux niveaux de terrasses.

Zakrécie: Le point d'observation se trouve dans une vallée dissymétrique sur son versant doux regardant le nord (fig. 13). On y voit dans une petite carrière des sables à litage périodique qui reposent sur les loess. Une grande fente en coin d'une profondeur de 4 m, accompagnée d'autres

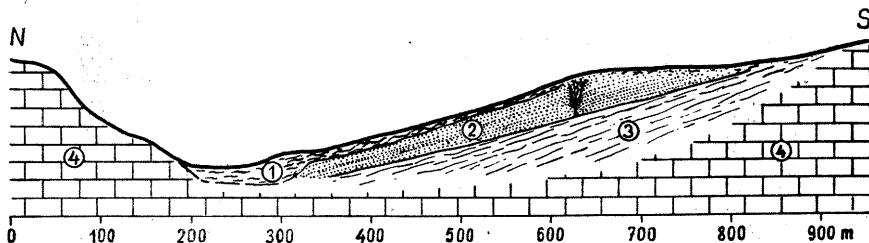


Fig. 13. Zakrécie. Profil d'une vallée dissymétrique

1 dépôts actuels de ruissellement et des eaux de fonte; 2. sables à litage périodique; 3. marnes du Crétacé.

plus courtes, dissèque toute l'épaisseur de la formation sableuse et se prolonge dans le dépôt du loess (fig. 14; photo 10). Toutes les deux formations de couverture s'amincent vers l'amont, où sur la surface plate légèrement inclinée les marnes du Crétacé sont mises à jour. Au contraire le versant opposé, plus raide est tout à fait dépourvu de formations de couverture et les marnes y affleurent à la surface.

Le phénomène de la dissymétrie de la vallée est en rapport très étroit avec la distribution des formations de couverture qui n'existent ici que sur le versant doux. De ce fait on peut déduire que c'est la dissymétrie des processus de versant qui a provoqué le développement dissymétrique de la vallée. Les versants regardants le nord se montrent comme des surfaces soumises à l'action de processus morphogénétiques plus actifs et plus intenses, grâce, sans doute, à la succession plus fréquente de cycles gel—dégel.

R. Raynal: La dissymétrie des vallées est un fait interzonal. On la retrouve dans les régions subtropicales à hiver bien marqué. La dis-

symétrie N—S se double souvent d'une dissymétrie W—E. Le versant en pente douce est toujours celui qui est affecté par un ruisseau diffus et non brutal (fonte plus lente de la neige = exposition au nord; ou côté

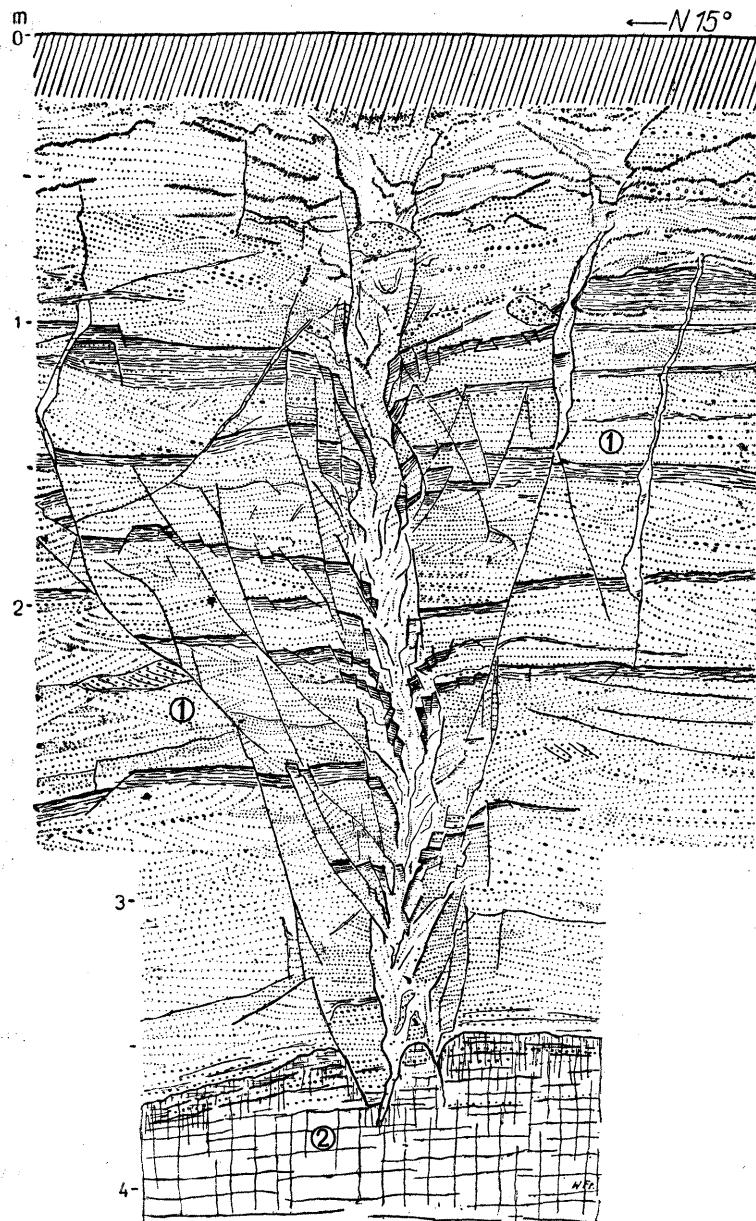


Fig. 14. Zakrécie. Fente en coin

1. sable à litage périodique avec grèzes dans la partie supérieure; 2. loess

sous le vent = exposition à l'est, cas le plus général en Europe et en Afrique du Nord).

Izbica. Dans une carrière sur le rebord de la terrasse du 20 m de Wieprz on a profité de l'occasion pour étudier le rapport entre les dépôts loessiques et les sables qui les recouvrent. Les derniers gisent sur la surface tronquée du loess et ils démontrent un pendage de couches parallèle à la pente du versant. Il s'agit donc de transport latéral c'est-à-dire d'une formation de versant et notamment de dépôts de couverture du type de sables à litage périodique.

Nous allons voir plus loin que la formation de couverture en question constitue des dépôts correlatifs à beaucoup de processus morphogénétiques qui se sont succédé sur une terrasse.

A. L. Washburn: The relation of the brown color to grain-size in some of the beds here (and in some other places), and whether or not the weathering responsible for the color occurred *in situ* seem to be unanswered questions that might bear on the origin of the deposit.

Tarzymiechy. La rive abrupte de la rivière Wieprz près du village Tarzymiechy, bien connu de la littérature¹⁷ présente un profil magnifique du Pléistocène composé presque exclusivement de formations périglaciaires. Il s'y agit de dépôts de la terrasse de 20 m où on a distingué deux zones de structures périglaciaires: l'une inférieure comprenant des involutions et des fentes en coin et l'autre, supérieure qui présente une série bien imposante d'involutions d'une épaisseur de 3 m. Entre ce deux zones on voit une série épaisse de 6 à 7 m de formations fluviatiles déposées dans les conditions d'un climat froid et sec.

Ces zones périglaciaires appartiennent toutes deux à la période froide correspondant à la glaciation rissienne puisque selon les analyses polyniques et malacologiques l'âge des formations interglaciaires sous-jacentes est Mindel—Riss. L'existence des deux zones contenant des structures périglaciaires bien marquées, peut être considérée avec grande probabilité comme due à deux phases de la période froide rissienne.

Pendant Wurm la terrasse a été soumise au modelé périglaciaire qui en transformant la surface de cette forme a créé de nombreuses vallées

¹⁷ A. Jahn — Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 Zamość (summary: Materials to the Quaternary geology of the northern part of the map sheet 1 : 300 000 Zamość). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.

A. Środoń — Flory plejstoceńskie z Tarzymiechów nad Wieprzem (summary: Pleistocene floras from Tarzymiechy on the river Wieprz). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 69, 1954.

J. Dylik — The periglacial structures at Tarzymiechy and their significance for the morphogeny and stratigraphy of the Quaternary. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 3, 1956.

en berceau. Parmi les formations corrélatives de dernier système d'érosion périglaciaire la plus importante est celle de congéfluxion. Le premier arrêt dans le village Tarzymiechy nous a donné l'occasion d'étudier les traits de structure et de texture typiques pour cette formation. Il y avait donc des plications et des paquets de matériaux transportés évidemment à l'état gelé. On a constaté aussi une grande hétérogénéité du matériau en y trouvant de l'argile morainique, des sables de différent calibre, des graviers et même des cailloux faut nordique que locaux.

A. L. Washburn: Another wonderful exposure! I am not sure that (3) in the reproduced section is a normal ice-wedge structure. The domal aspect of the beds in the immediate vicinity of the structure near its base, and the sharply upturned layers adjacent to the basal portion of the structure, are suggestive of some disturbance from below. It would be interesting to know whether the doming is a small-scale feature, or perhaps large enough to have caused dilation and cracking of the former surface below bed (4); if the latter, possibly the structure might be due to such cracking rather than to contraction by extreme cold. Bed (7), it seems to me, could perhaps result from overbank floods rather than having a *grèzes litées*-type origin. The dating of the various beds of the section would seem to be somewhat problematical in the absence of more fossil evidence.

Tereszpol¹⁸. Le relief étudié appartient à la zone de l'escarpement de Roztocze (fig. 15, 16). Cette zone à une morphologie complexe, c'est développée grâce à une faille séparant l'effondrement sub-carpatique des Plateaux de la Pologne méridionale. C'est en même temps une grande ligne tectonique entre le bouclier précambrien de l'Europe orientale et la zone plissée de l'Europe occidentale.

Le relief présente une empreinte d'érosion bien que l'origine de cette zone soit due à la tectonique. Le remaniement du relief tectonique date probablement du Pliocène mais la phase principale d'érosion correspond au Pléistocène. Les dépôts glaciaires de Mindel ont été presque complètement détruits. On n'en trouve que des graviers et des blocs nordiques, dispersés sur les versants.

Les traces du remaniement périglaciaire se manifestent sur les surfaces aplaniées de Roztocze et des buttes témoins à l'avant-pays de l'escarpement. Ce sont des couvertures rocheuses de gélivation présentant parfois des structures dues au gel. On suppose l'existence de cercles de pierres mais l'analyse détaillée de ces formes est très difficile à cause du labourage des champs.

¹⁸ D'après les matériaux fournis par M. Maruszczak.

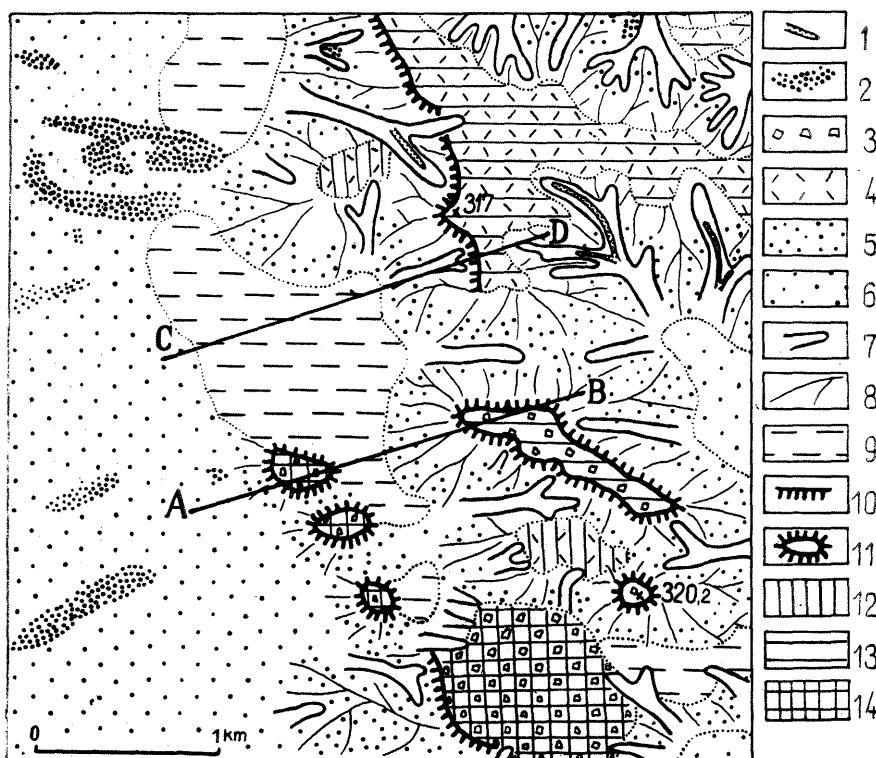


Fig. 15. Escarpement de Roztocze aux environs de Tereszpol. Fragment de la carte géomorphologique

Formes postglaciaires: 1. ravin; 2. dunes

Formes et dépôts périglaciaires: 3. couverture de sables et de débris calcaires et gréseux in situ; 4. débris calcaires in situ; 5. couverture des sables, argiles et de débris rocheux sur les versants; 6. couvertures sableuses des plaines d'accumulation et des fonds des vallées sèches; 7. niche de dénudation

Formes préglaciaires remaniées dans le milieu périglaciaire: 8. versants; 9. pédiments; 10. escarpements d'érosion conditionnés par la tectonique; 11. buttes témoins

Formes préglaciaire peu remaniées dans le milieu périglaciaire: 12. niveau d'érosion de l'escarpement; 13. niveau structural de l'escarpement; 14. niveau d'érosion d'interfluve de Roztocze

Sur les tronçons raides des versants de buttes témoins il y a une mince couverture de débris rocheux mêlés de sable. Vers le bas, la pente devient plus douce et en même temps la couverture gagne une épaisseur considérable. Les matériaux rocheux se groupent dans les couches inférieures des couvertures tandis que les parties supérieures comportent exclusivement des sables. Aux pieds des versants s'étale une plaine d'accumulation de sable.

Les versants d'une hauteur considérable présentent des profils plus complexes. Les parties supérieures (*Steilhang*) ont une pente dépassant 30°; les roches y affleurent à la surface ou parfois elle sont recouverte

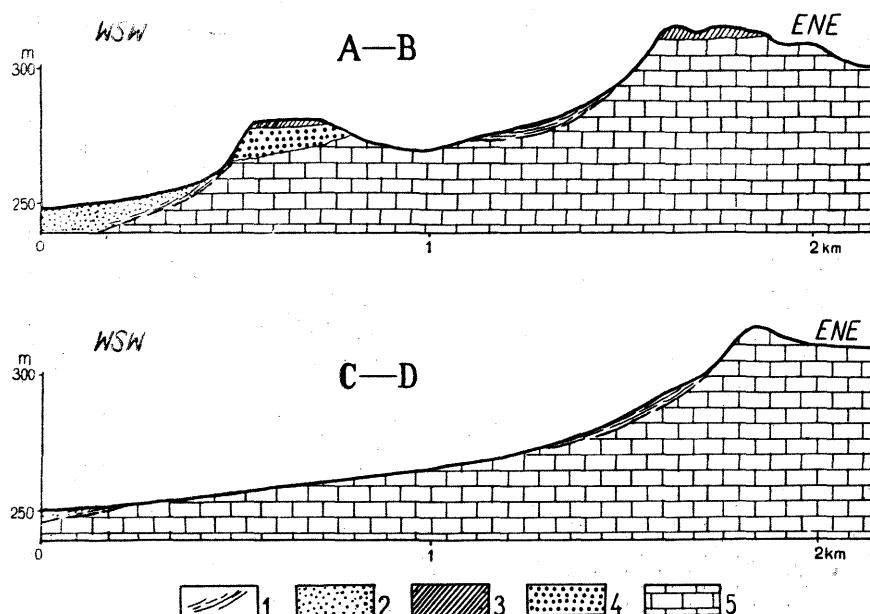


Fig. 16. Profils transversaux de la zone de l'escarpement de Roztocze aux environs de Tereszpol

1. couvertures sableuses, argileuses et couvertures de sables mêlés de débris rocheux; 2. couverture sableuses; 3. calcaires et grès miocènes; 4. sables miocènes; 5. gaize du Crétacé

d'une mince série de débris en mouvement. Au-dessous de la partie raide du versant la pente devient plus douce, d'ordre de quelques degrés (*Hal-denhang*). Les dépôts de couverture sont ici continus et présentent une épaisseur considérable. On y peut discerner deux séries d'accumulation: l'une supérieure, contenant des sables et des argiles mêlés de graviers et de cailloux et l'autre inférieure — argileuse. Cette argile inférieure atteint 8 m et remplit une vallée fossile, assez profonde, disséquant le versant. L'argile peut être attribuée à une phase climatique plus humide. Il faut souligner qu'elle ressemble au loess argileux.

La genèse de cette argile n'est pas tout à fait claire. Il est probable qu'elle est due à l'altération des marnes mais on peut supposer aussi que c'est une formation du délavage du loess. Il faut remarquer cependant qu'aux environs du profil étudie on n'a trouvé nullepart du loess non altéré.

Aux pieds du versant comportant les dépôts de couverture s'étend un vaste aplatissement du type pédiment qui passe graduellement dans une plaine d'accumulation. Cette plaine correspond quant à la genèse et quant à l'âge aux terrasses des vallées fluviatiles du Plateau de Lublin.

R. Raynal: La partie du versant qui est constituée par une surface d'érosion correspond à un ruissellement diffus, mais peu chargé (la charge principale ayant été abandonnée plus haut): c'est là un fait général à travers les différentes zones climatiques, jusque dans le subtropical. Mais dans ce dernier cas la portion considérée du versant peut s'hypertrophier jusqu'à former un glacis de plusieurs km de long: précisons que dans les exemples que nous connaissons il s'agit d'une morphologie fossile, contemporaine de périodes froides et plus humides que l'époque actuelle. Au delà vers l'aval commence un nouveau compartiment de terrain où le ruissellement se charge de nouveau, à cause de la diminution de la pente et de l'arrivée du matériel apporté longitudinalement par la vallée elle-même. Nous considérons les pédiments, non comme originaires d'une phase pré-glaciaire, mais comme liés au milieu périglaciaire lui-même; ils en représentent un élément topographique (cf. fig. 15).

A. L. Washburn: The section was interpreted as showing two slope deposits separated by a surface of transportation (*Abtragungsfläche*) and representing, as I gathered, two different episodes of mass-wasting. However, the deposits were of dissimilar material and I saw no evidence negating the possibility that they might be of dissimilar origin and might possibly represent two different depositional processes.

26 septembre. Sandomierz—Żurawica—Opacie Doly—Bieliny—Św. Katarzyna. Président: M. Hövermann. Directeurs: M. Dylak et M. Klatka.

Żurawica. Le profil étudié dans la coupe de Żurawica est typique pour toute la région du plateau de Sandomierz—Opatów. Tout en bas il y a une formation graveleuse qui à son tour est recouverte de formation de loess bien complexes. Directement sur les graviers repose une masse loessique brune et rougeâtre au sommet de laquelle on voit une couche d'humus d'une épaisseur considérable (photo 12). La plus haute partie de la paroi dépassant 5 m montre le loess clair en traînée. Mais cette formation n'est pas uniforme dans toute sa masse. On y observe de petites couches grisâtres humifères qui à maintes reprises, surtout dans la partie la plus basse, sont intercalées entre les couches du loess (fig. 17).

La coupe de Żurawica nous montre deux loess d'âge différent. La formation rougeâtre présente du loess altéré donc une partie du même sol fossile qui se montre dans la couche humifère la plus profonde et la plus épaisse. Du fait que la formation altérée est profonde il faut admettre

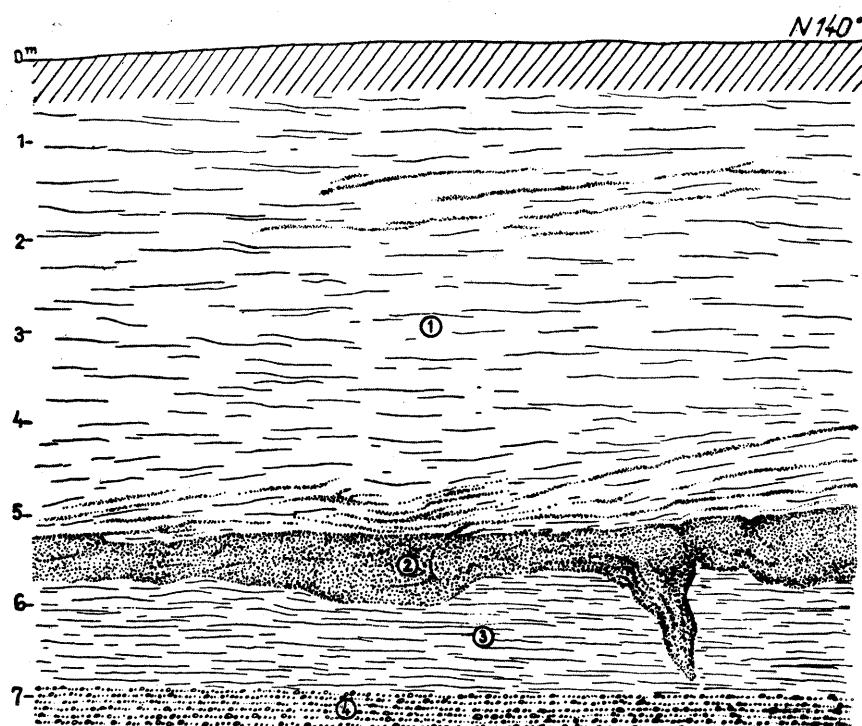


Fig. 17. Stratigraphie du loess aux environs de Żurawica

1. loess clair avec traînées du sol; 2. sol fossile, en partie perturbée; 3. loess altéré, brun-rouge; 4. graviers

une période assez chaude et d'une longue durée. On suppose que c'est l'interglaciaire Eemien ou l'interstade Aurignacien.

Le témoignage des minces bandes humifères intercalées entre ces couches du loess supérieur est tout à fait différent. Les horizons altérés y font défaut et les petites couches d'humus, parallèles aux couches du loess se raccordent à la pente du versant et ne représentent pas de sols fossiles en place. Il s'y agit de matériaux remaniés et entraînés par les processus de versants comme congéfluxion et surtout ruissellement. Cette observation nous amène au problème de l'origine des formations de loess et même cela nous fait douter de la théorie éolienne pure, étant donné que toute la formation porte les traces de processus de versant.

R. Raynal: La présence d'un horizon de sol rubéfié constitue un élément très intéressant de la coupe. On estime d'ordinaire que les terres rouges sont liées à un climat à oscillations thermiques et pluviométriques assez fortes, et comportant une saison chaude (type méditerranéen). En

Europe occidentale beaucoup de sols rouges fossiles ont été attribués à l'interglaciaire Mindel—Riss. En Afrique du Nord il existe des sols rouges qui datent de certaines périodes „pluviales” (fortes précipitations temporaires, mais avec une saison chaude dans l'année). La stratigraphie de la coupe indique la succession suivante: phase fluvio-glaciaire, puis réchauffement, puis rafraîchissement et enfin installation d'un climat périglaciaire.

Opacie Doły. La coupe se trouve sur la rive gauche d'une gorge de la Świślina dans un endroit où le pli paléozoïque perce une couverture secondaire en formant une île dolomitique et calcaire dans un terrain du grès bigarré. La région en question est en dehors du maximum de la glaciation du Riss.

La surface du pli possède des dépressions karstiques remplies de terra rossa qui présente des traces du déplacement et contient une quantité considérable de débris du grès bigarré. Cet horizon est surmonté d'une série pléistocène de 18 m dont la partie inférieure contient un loess gris d'une épaisseur de 5 m. Cette couche longue de 50 m, constitue un fragment de l'ancienne couverture. C'est un loess argileux, présentant des horizons de Ca et des poupées fortement mineralisées. Le sommet est tronqué par des couches limoneuses de différentes teintes et par endroits par un horizon caillouteux de congélifluxion englobant des débris anguleux du grès bigarré, du calcaire et des galets scandinaves. Les matériaux fins sont réduits de sorte que toute cette couche a plutôt le caractère d'un pavage. La situation de ce dépôt sur le versant, l'absence de triage et le contenu de débris anguleux du grès bigarré témoignent en faveur du processus de congélifluxion.

Plus haut, à une profondeur de 10 m de la surface se trouve une série de sables jaunes et rouges. On y remarque des pendages inclinés vers la vallée, les petites couches à formes de lentilles, les débris du grès et une remarquable quantité des matériaux pulvérulents. Tous les traits mentionnés prouvent que la série en question est due au ruissellement.

A une profondeur de 6 m de la surface on retrouve le troisième niveau de congélifluxion composé des argiles, des sables et des pierres, recouvert d'une série des sables de versant englobant une couche du loess de la même teinte que le loess supérieur. Au-dessus c'est la dernière formation du profil en question; c'est le loess supérieur d'une épaisseur dépassant 3 m, contenant un horizon des poupées.

L'évaluation de la chronologie des dépôts n'est pas encore tout à fait précise. Il résulte de la situation géographique que la sédimentation des formations pléistocènes a eu lieu pendant la glaciation Riss, notamment

au stade de la Warta. Mais d'autre part on peut admettre aussi le développement de toute cette série pléistocène au Wurm. La comparaison du loess inférieur avec les loess anciens des autres localités polonaises permet de considérer la première interprétation comme juste parce qu'il y a une assez grande différence entre le loess inférieur de Opacie Doly et ceux de Żurawica p. ex. Une forte minéralisation des pouées calcaires, la présence de concrétions ferrugineuses et de l'horizon de Ca indiquent une altération assez avancée. Sans doute ce n'est que l'horizon B qui s'est partiellement conservé et il diffère des horizons du loess altéré, étudié ailleurs.

Deux horizons de congélifluxion, sables de versant et loess supérieurs appartiennent sans doute à la dernière glaciation.

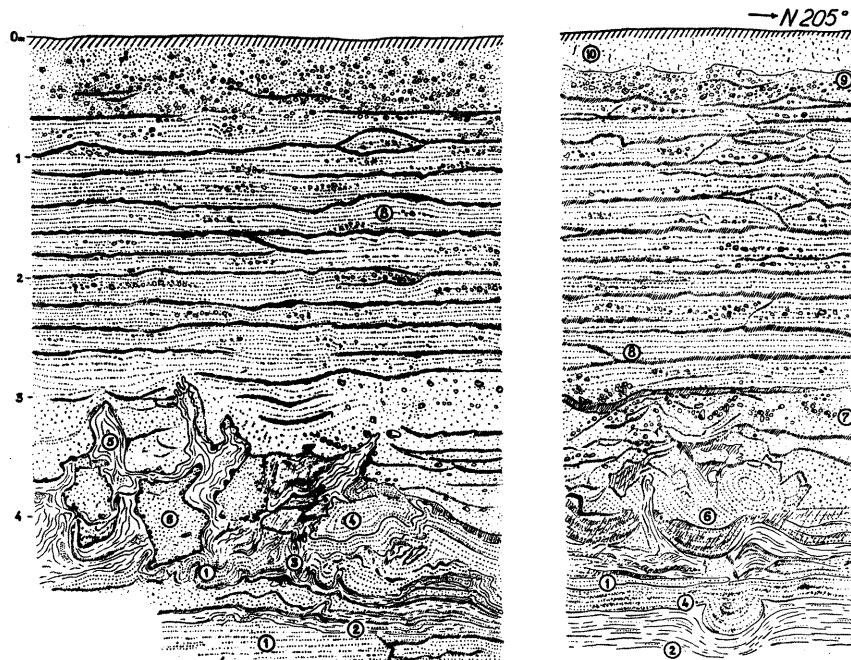


Fig. 18. Bieliny. Sommet des dépôts de terrasse dans la vallée de la Belnianka
légende dans le texte

Bieliny. C'est le profil d'une terrasse fluvioglaciaire de 11 mètres de la Belnianka (fig. 18). A une profondeur de 5 m on y retrouve des sables stratifiés à grains moyens (1) qui sont tronqués en discordance par des sables de même calibre mais imbibés de fer. La série suivante entre 5 et 3 mètres, englobe des limons (3, 5), des sables grossiers (4, 6) et des

cailloux, en principe anguleux (7). Toute cette série est fortement perturbée par les processus périglaciaires qui y ont détruit complètement la structure originale. C'est un exemple de congélifluxion. On y peut discerner des paquets de sables clairs (6), entourés de cailloux et empâtés ensuite dans une masse limoneuse.

Au-dessus de la série congélifluée reposent des sables de calibre différent et des graviers fins contenant des lentilles riches en cailloux anguleux. Toute cette zone présente des traînées ferrugineuses. Dans sa partie supérieure les débris anguleux (9) dominent; leur surface est inégale et présente des „poches“ remplies de matériau pulvérulent.

La série de congélifluxion est considérée comme un horizon d'une grande importance. Il sépare deux ensembles différents d'accumulation et représente à son tour la surface de la terrasse. Le lit de la rivière fluvioglaciaire était à cette période fortement encaissé. Des dépôts de congélifluxion d'une telle épaisseur et tellement typiques ne pouvaient se développer ni sur une surface affligée par les crues, ni sous une couverture permanente d'eau.

L'étude du terrain étant encore inachevée, la question de stratigraphie est difficile. Les sables fluvioglaciaires de la base peuvent être considérés comme correspondants à la glaciation Mindel. L'encaissement des eaux fluvioglaciaires peut être attribué à la fin de cette glaciation où bien seulement à la phase tardive du stade le plus ancien de la même glaciation. La congélifluxion peut donc à son tour représenter la glaciation Riss ou un stade plus jeune de Mindel. La même interprétation peut servir à l'explication des sables du sommet de la terrasse. La présence de lentilles de débris anguleux prouve le développement de processus du transport latéral de versant. La stratification horizontale témoigne d'une nouvelle reprise du transport longitudinal. En somme, excepté la zone périglaciaire la terrasse s'est développé en voie d'accumulation dans le lit de la rivière

En conséquent on devrait attribuer l'horizon de congélifluxion aussi au Mindel. Cette interprétation paraît la plus logique bien qu'elle en soit pas suffisamment certaine.

La même terrasse de la Belnianka présente à Nowa Huta des sables jaunes de calibre moyen, horizontalement stratifiés, présentant des bandes ferrugineuses, tronquées par une couverture de dépôts de versant. Dans une coupe près de la route vers Podłysica on retrouve le contact de cette couverture, englobant de l'argile et des débris rocheux, avec du loess. La position stratigraphique de cette couverture est donc claire. Elle représente une phase périglaciaire initiale, correspondant au Wurm. La couverture détritique à Nowa Huta est tout à fait différente de celle qui a été décrite à Bieliny. Il y aurait donc le problème d'une lacune entre les phé-

nomènes périglaciaires de Mindel (de Bieliny) et ceux de Wurm (de Nowa Huta). Ce problème reste ouvert.

A. L. Washburn: In the absence of fossils and buried soil horizons, the dating of the various parts of the deposit appears somewhat insecure. Because of the numerous possibilities for erosion and deposition at any one site, I question with Markov whether it is safe to conclude that all major glacial climatic fluctuations are probably recorded in a deposit, even though its base is known to be preglacial and its top, postglacial.

27 septembre. Św. Katarzyna—Łysa Góra—Jędrzejów (visite d'une collection privée d'anciens chronomètres et pendules)—Klemencice—Raclawice—Parkoszowice—Topola—Kraków. Président: Mlle Tivy. Directeurs: M. Dylik et M. Klatka.

Łysa Góra. C'est un des plus grands champs de pierres de l'Europe Centrale, connu dans la littérature grâce aux travaux de Łoziński¹⁹ comme exemple du faciès périglaciaire de la désintégration.

Le terrain examiné se trouve dans le voisinage du sommet de la Łysa Góra au versant nord, à une altitude de 545—585 m (fig. 19). Le versant présente deux tronçons à une inclinaison de 26—27° séparés par une zone inclinée de 0—12°. Les parties raides correspondent aux affleurements de quartzites tandis que les parties moins inclinées correspondent aux schistes du Cambrien moyen. Tout le versant est recouvert d'un manteau très épais de blocs de quartzite ce qui efface les limites lithologiques. Dans la zone du replat la couverture détritique est sans doute moins épaisse. L'existence de la forêt en peut servir de preuve.

Les blocs de quartzite sont anguleux et présentent d'habitude des formes rhomboédriques correspondantes au réseau de fissures et aux surfaces de clivage.

Le champ de pierres s'est développé en résultat d'une désintégration très intense liée à un transport des blocs en aval du versant. Il faut considérer les champs de pierres de cette région comme une forme morte parce que le climat actuel n'offre point de conditions favorables à la gélivation. En outre on ne trouve aucune trace de mouvement du matériau. Le champ de pierre est donc tout à fait stabilisé; les blocs sont recouverts de lichens qui appartiennent aux espèces correspondant au milieu climatique

¹⁹ W. Łoziński — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. C. R. XI Int. Géol. Congr. Stockholm 1910, 1912.

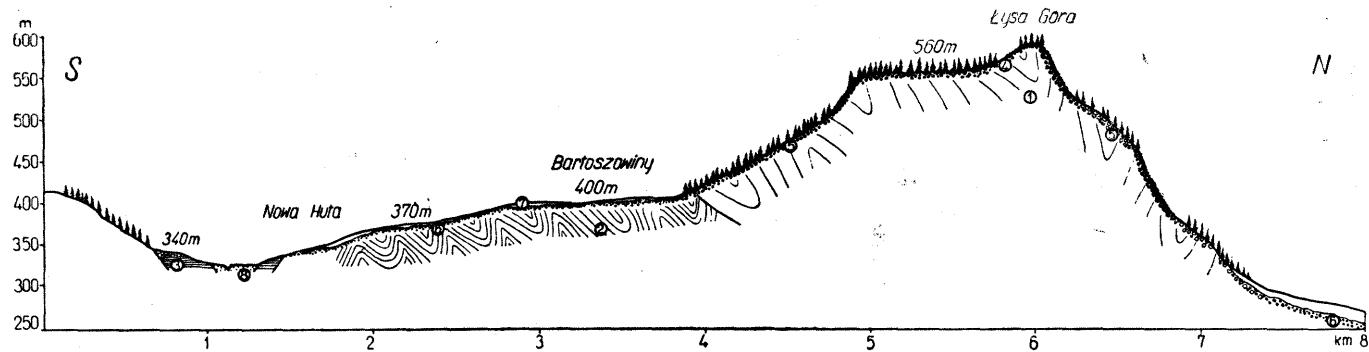


Fig. 19. Profil transversal de Lysogory

1. quartzite du Cambrien moyen; 2. schistes et quartzites du Cambrien inférieur; 3. sables de terrasses; 4. champs de pierres; 5. couverture des gros blocs; 6. couverture détritique; 7. loess; 8. dépôts des fonds des vallées actuelles: limons et graviers

plus froid que les conditions actuelles. On observe aussi partout le développement de la forêt qui envahit progressivement le champ de pierres et on n'a trouvé nulle part des traces du développement de la surface rocheuse au dépens de la forêt. Ces deux faits servent de preuve de la stabilisation des blocs.

Une de plus importantes preuves du caractère fossile de la blocaille résulte de son rapport au loess. Les processus provoquant le développement de champ de pierres ont dû s'éteindre au début de l'accumulation du loess. Le loess indique la limite supérieure de l'âge des champs de pierres et définit en même temps les conditions climatiques de leur développement. Il faut donc attribuer le génèse des champs de pierre à la phase océanique du climat périglaciaire qui offrait des conditions favorables à la désintégration très intense et au transport des débris sous forme de coulées de blocaille. La présence d'abord du détritus argileux des schistes et dans la phase tardive du loess favorisait les processus de congéfluxion.

Du fait qu'on observe les champs de pierres dans quelques horizons on peut tirer la conclusion qu'ils se sont développés aussi bien dans la zone périglaciaire du Wurm que pendant celle du Riss.

R. Raynal: Coulées de blocs — ce phénomène périglaciaire paraît le plus souvent lié à 2 facteurs combinés: 1° macrogélivation et 2° une pente déterminée. On le trouve fréquemment dans les montagnes hercyniennes d'Europe, et aussi en Afrique du Nord au-dessus d'une certaine altitude. Dans tous les cas nous avons personnellement étudiés la coulée de blocs, qui est fossile, a bénéficié, lors de sa mise en place, d'une matrice fine: mais cette dernière a été ultérieurement découpée. Actuellement la plupart de ces formations paraissent bloquées, sauf des retouches locales dues à des ruptures d'équilibre.

A. L. Washburn: Although the available evidence clearly suggests that this famous block field is not in movement, it would be desirable to establish accurate control points that could be rechecked after a period of years, in order to obtain instrumental data on the subject.

Klemencice, Racławice, Parkoszowice. Il y a déjà quelques années qu'on a reconnu en Pologne une formation tout à fait comparable aux éboulis ordonnés ou grèzes litées français. C'est la coupe de Klemencice qui en a donné un des meilleurs exemples (fig. 20; photo 14). Dans toute la coupe du fond jusqu'à la surface on voit des grèzes qui forment une suite de couches intercalées d'autres formations. La couche intérieur ressemble le plus aux grèzes litées de France. Dans cette couche épaisse d'un mètre et demi à peine on trouve des cailloux anguleux de taille égale de granulométrie analogues. On peut rencontrer une formation pareille

dans la partie inférieure du profil à Parkoszowice, près de Michów. Elle y repose aussi directement sur un soubassement de marnes sénoniennes²⁰.

D'après la situation des grèzes litées on pourrait considérer cette formation comme attribuée à la première période froide en Pologne. Il y a cependant des faits qui n'admettent pas une telle déduction. Dans toutes les deux couches correspondantes, à Klemencice et à Parkoszowice

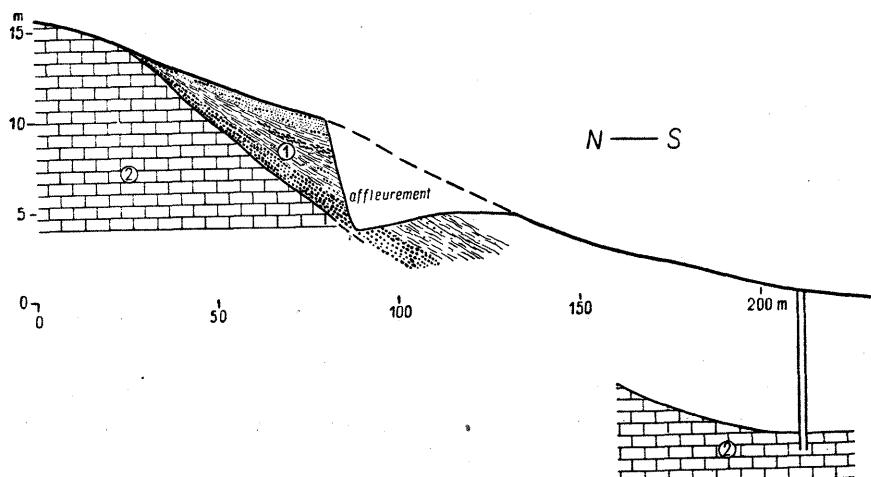


Fig. 20. Klemencice. Situation topographique des dépôts de versants

1. dépôts de versants; 2. marnes sénoniennes

la masse dominante de grèzes marneuses est mêlée de cailloux cristallins y compris des galets et des particules anguleuses nordiques. Ce sont là des traces indéniables d'une formation glaciaire remaniée et antérieure aux dépôts de grèzes litées en question. Pour le moment une datation plus exacte est à peine possible en dehors de l'extension maximale de la glaciation rissienne, la formation considérée ne peut pas être postérieure au Riss.

Les formations reposant au-dessus de la couche basale de grèzes litées ne sont guère moins intéressantes. On y voit une succession de dépôts alternants de loess avec des intercalations de minces bandes de grèzes, de formations de grèzes litées plus épaisses, de sables et de sols fossiles.

C'est la formation de loess intercalée de petites couches grèzeuses qui présente le plus grand intérêt du point de vue de la sédimentologie en touchant même le problème toujours un peu vexant de l'origine du loess. La conclusion qu'il n'y avait pas de différences décisives dans le

²⁰ J. Dylik — Rhythmically stratified slope waste deposits. Dans ce volume, p. 31.

mode du transport des grèzes litées et celui du loess nous semble inévitable. On peut la déduire du mode de succession des petites couches de loess et de celles de grèzes (photo 15). Dans tous les deux cas il s'agissait de processus de versant dans un certain degré de congélifluxion et surtout de ruissellement. Une telle façon de poser la question concernant l'origine des dépôts de loess n'autorise point à éliminer totalement le transport éolien de matériaux loessiques. Il y a bien des évidences d'une forte activité du vent dans des conditions climatiques périglaciaires, c'est vrai, mais de l'autre côté on voit augmenter des faits fournis par les études sédimentologiques qui nous font distinguer le processus primitif d'un transport éolien des autres, c'est-à-dire des processus qui ont définitivement ramassé les matériaux loessiques en créant des formations plus ou moins épaisses.

Les autres phénomènes dans les coupes étudiées fournissent bien des évidences de changements climatiques et, grâce à cela, ils rendent un service considérable au constructions stratigraphiques. Nous allons montrer certaines manifestations des périodes plus chaudes pendant lesquelles les processus de versant ont interrompu leur actions. Etant donnée cette stagnation toutes les surfaces d'interfluves ont été soumises à une altération plus ou moins intense. Nos profils présentent au moins deux groupes de faits qui sont dus à l'altération chimique ou biochimique.

Les matériaux marneux des grèzes litées étagées à plusieurs horizons présentent un différent état de conservation des particules rocheuses. Il y a des horizons contenant des fragments frais et durs et il y en d'autres qui ne contiennent que des fragments rocheux tout à fait pourris. D'après la répartition du contenu de CaCO_3 dans les horizons respectifs on peut supposer l'existence de quatre périodes froides, séparées de trois périodes plus chaudes dont au moins deux avaient une importance considérable. On peut leur attribuer deux horizons de sol fossile trouvés à Klemencice et à Parkoszowice.

J. Alexandre: L'alternance des strates fines et plus grossières de cet affleurement présente une analogie rigoureuse avec les grèzes litées que j'ai déjà pu observer en Europe Occidentale. Dans celles-ci, les lits contenant les particules les plus fines sont également chargés d'éléments relativement plus gros et dont la position (orientation et inclinaison) dans la matrice est quelconque lorsque le pente n'est pas trop forte.

R. Raynal: 1° Les grèzes litées sont des formations typiquement périglaciaires; elles apparaissent ici en interstratification avec le loess, les dépôts de ruissellement et les horizons de congélifluxion. 2° La coupe montre deux ensembles de formations froides séparées par une phase d'érosion et de pédogénèse (Interglaciaire principal?). 3° Comparées à cel-

les que l'on observe dans des régions situées à plus basse latitude, ces grèzes comportent des galets moins grossiers. Dans les montagnes du Sud de l'Europe ou d'Afrique du Nord les grèzes litées ont été élaborées à la faveur de saisons très contrastées, faisant alterner la fonte rapide de la neige avec les phénomènes de gélification et de congélation: dans ce cas un ruissellement assez violent peut entraîner des débris plus volumineux.

Les grèzes litées se trouvent à Parkoszowice en interstratification intime avec le loess. Il s'agit donc d'un phénomène périglaciaire plutôt caractéristique des périodes relativement sèches, au ruissellement diffus et intermittent. Cela concorde bien avec leur grand développement dans les montagnes les moins arrosées de la zone méditerranéenne.

Topola. Une paroi coupant le versant de la vallée de la Nidzica présente encore une fois un profil du Pléistocène où les périodes froides ne sont manifestées que par les formations périglaciaires (fig. 21).

La partie la plus basse de la coupe est occupée par des galets et des graviers stratifiés et ce sont les roches nordiques qui y dominent. Selon la morphoscopie des particules il s'agit ici d'une formation fluviatile, peut-être interglaciaire. Ce dépôt est recouvert de limons horizontalement stratifiés. Les couches de limon sont dérangées et on observe que les amplitudes des contorsions augmentent vers le sommet de la formation qui, enfin, est coupée par des fentes en coin. Autrefois il y en avait une qui atteignait une profondeur considérable de 2,5 m (photos 16 et 17).

On considère les limons comme une formation lacustre déposée dans des conditions climatiques qui devenaient des plus en plus rigoureuses jusqu'au maximum manifesté par les fentes en coin.

Une couche de galets calcaires bien émoussés répose sur les limons décrit ci-dessus. Des fentes en coin sont remplies de même matériaux. Cette formation, doit être attribuée selon toute probabilité à une période plus chaude, comme peut-être aussi une épaisse série d'humus qui s'étale au-dessus de la couche calcaire. Ce n'est pas cependant sûr, puisqu'il y manque un sous-sol altéré et l'analyse polynique y fait défaut. La partie supérieure de la coupe est une couverture de loess d'une épaisseur de 4 à 5 m.

Quant à la datation nous ne pouvons qu'esquisser une chronologie vague selon laquelle les limons auraient l'âge du stade de la Warta, la couche des galets calcaires et probablement l'humus fossile correspondaient à l'interglaciaire Riss—Wurm. Pour la formation de loess resterait donc l'âge wurmien.

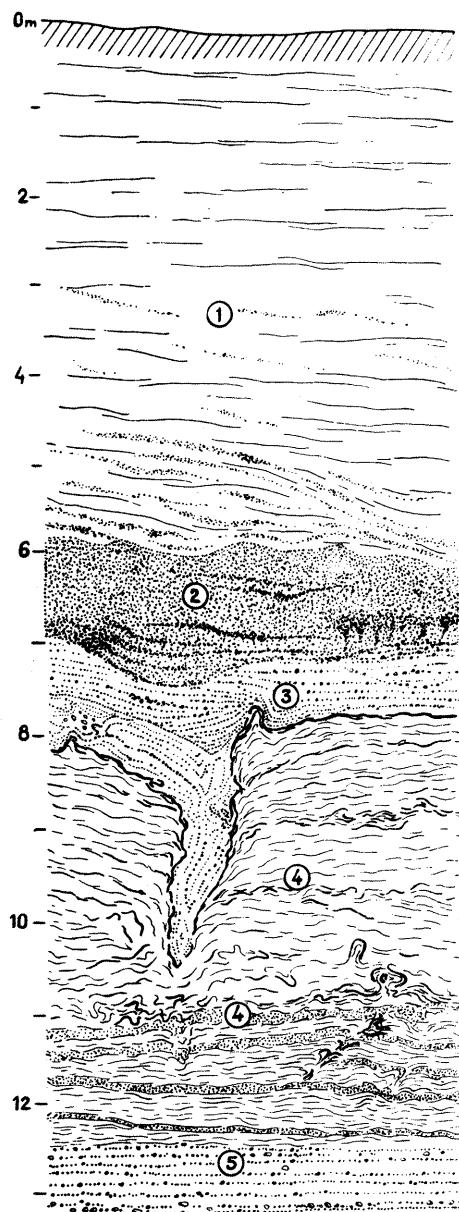


Fig. 21. Carrière de Topola

1. loess clair, en trainées; 2. sol fossile; 3. gravier calcaire stratifié; 4. limon brun-verdâtre; 5. gravier stratifié; prédominance des grains calcaires, mais on y trouve aussi un certain nombre de roches nordiques

28 septembre. Kraków : déposition de la couronne à la tombe de Professeur Eugeniusz Romer ; visite de la ville. Président : M. Czekalski.

29 septembre. Kraków—Gruszowiec—Dobra—Lipowe—descente des chutes du Dunajec en radeaux de Czorsztyn à Szczawnica—Zakopane. Président : M. Sekyra. Directeurs : M. Środoń et M. Starkel.

Gruszowiec—Dobra—Lipowe²¹. La vallée de Gruszowiec sert d'exemple d'un ensemble périglaciaire de formes dans les Beskides aux environs de Limanowa. Dans les parties supérieures des versants c'est-à-dire dans la zone des champs de pierres ce sont les niches de corrosion qui se sont développées bien nettement. Plus bas on passe vers un glacis à pente plus faible dû à l'érosion où alternaient tantôt les processus de solifluxion, tantôt ceux du ruisseau. Au-dessus du glacis on retrouve la zone d'accumulation où s'imbriquaient les processus fluviaux et ceux de solifluxion. Tout en bas on reconnaît des accents holocènes de formes dûs surtout à une augmentation du creusement.

Les coupes de Dobra et Lipowe démontrent l'alternance des dépôts de solifluxion avec du transport longitudinal pendant la dernière glaciation. Les pauses de sédimentation, observées dans les séries de solifluxion correspondent probablement aux périodes interstadiaires.

J. Alexandre: La masse caillouteuse qui apparaît dans la partie droite de l'affleurement (Lipowe) et dont l'origine fluviatile a été mise en cause par M. Kádár (cailloux anguleux) a quand même subi les effets du triage de l'eau courante, comme en témoignent les petits arrondis de schiste que j'ai découvert dans la matrice.

Selon mon avis, l'allure fortement inclinée des lits réguliers de cailloux noyés dans le complexe argileux inférieur, proviendrait du fait que tout cet ensemble ne serait rien d'autre que le résultat de l'altération de la roche en place. Le fait est mieux observable à quelques mètres en aval : les bancs schisteux étant retournés à l'état d'argile tandis que les quelques lits plus résistants sont réduits à l'état de cailloux plus ou moins arrondis, placés dans le prolongement l'un de l'autre, par l'intermédiaire des diaclases.

²¹ M. Klimaszewski — Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts. *Bull. Acad. Polonaise Sci., Sér. chim., géol., géogr.*, t. 6, no 5, 1958.

L. Starkel — Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). Dans ce volume, p. 155.

R. Raynal: Les périodes périglaciaires aboutissent à l'élaboration de glacis-terrasses d'accumulation par interstratification des dépôts de pente (congélifluction, ruissellement diffus) et de vallée (matériel fluvial). Plus l'action périglaciaire est forte, et plus les versants l'emportent dans la morphogénèse (au moins dans les petites vallées). Dans ce cas on peut pas séparer la terrasse proprement dite du versant: l'ensemble a, en profil transversal, une pente souvent très forte.

Les périodes d'interstade doux et humide favorisent le travail du cours d'eau principal, d'où des dépôts de crue emboités dans les formations complexes évoquées ci-dessus: ils constituent une terrasse horizontale (ou plusieurs successives).

30 septembre. Zakopane—Kraków—Brzozowica—Łódź. Président: M. Johnsson. Directeur: à Brzozowica Mlle Gilewska.

Brzozowica. La coupe due à l'exploitation du charbon présente une série pléistocène de 40 mètres d'épaisseur ²². Les dépôts remplissent le lit préquaternal de la Przemsza, creuse dans les schistes carbonifères.

Directement sur le soubassement carbonifère reposent de gros graviers, bien émoussés d'une épaisseur de 2—3 m. Ils contiennent des matériaux locaux et constituent peut-être une série préglaciaire. Vers le sommet de cette série les traces de gélivation se manifestent assez nettement.

Sables et graviers fluviatiles d'une épaisseur de 10,7 m correspondent à la phase anaglaciaire de la glaciation Mindel. On y a trouvé des lentilles de la tourbe contenant de la flore du Dryas et des structures cryogéniques.

Au-sommet de la série précédente, outre les sables, on a reconnu des graviers avec des débris calcaires provenant des coulées de solifluxion. Au-dessus de cette formation se trouvent des sables et graviers fluvioglaciaires d'une épaisseur de 4,7 m couverts à leur tour d'un lambeau d'argile à varves. Les dépressions à la surface de l'argile sont remplis de dépôts morainiques d'une épaisseur de 2,5 riches en matériau local correspondant à la glaciation Mindel.

Une courte période de recession du glacier de Mindel s'est manifestée par une série fluvioglaciaire de 1,9 m, accumulée sur une surface érodée

²² S. Gilewska — The Pre-Warta Interstadial at Brzozowica near Będzin. Geological characteristics of the profile. *Bull. Acad. Polonaise Sci., Sér. chim., géol., géogr.*, vol. 6, no 1, 1958.

de la formation précédente. Le contenu de la flore et des os de mamouth indiquent un climat subarctique.

Une nouvelle reprise du glacier, peut-être celle du Mindel, a déposé des argiles à varves grises, épaisses de 8—10 m. Elles sont superposées par un lambeau des sables ferrugineux correspondant à l'interglaciaire Mindel—Riss et recouvrant une surface d'érosion. Les dépôts glaciaires du Riss, c'est-à-dire argiles morainiques et sables se sont conservés dans le même niveau mais en dehors du profil étudié.

Les dépressions creusées sur la surface des argiles renferment des sables fluviatiles, avec des lentilles de la tourbe datée comme interstadiaire précédent le stade de la Warta.

Le stade de la Warta apporte une nouvelle série de sables, limons et graviers, reposant sur l'interglaciaire et disséqués à l'interglaciaire d'Eems.

La suite pléistocène se renferme par des dépôts fluviatiles et des formations de versant d'une épaisseur dépassant 10 m, correspondant au Wurm. On y peut discerner de gros graviers, des couvertures de solifluxion comportant des sables et argiles et même une série de matériaux éoliens.

La couverture holocène est représentée par des limons et des sables.

Remarques générales

E. A. FitzPatrick:

1. The presence of so much sand of fairly uniform texture is a surprise and causes one to wonder whether it is definitely of glacial origin. The presence of erratics in places which are of Scandinavian origin attempts one to draw the conclusion that the whole mass may have come from the same place but without definite mineralogical evidence it seems rather hasty to make such conclusions. Is it possible that much of the sand is merely reworked miocene or pliocene deposits deposited in middle Poland?

2. Examination of the Lublin Plateau after the meeting suggests that much of the soils there which have been called loess may in fact be fossil soils formed by the weathering of the cretaceous limestone. The evidence for this is the heavy texture (silty clay) and the profile morphology which suggests weathering in situ rather than material having been deposited by any transporting agency. It is possible that ice may have passed over this area by its erosive power was too small to remove the pre-existing soil which would of course have been consolidated by permafrost. With regard to the precise age of the soil it would appear that it is preglacial. The only evidence which I can give is the colour which is reddish and

yellowish brown. Since tropical conditions (not even mediterranean) are the only ones which produce red soil colours then these soils may have been produced when conditions were entirely different. Here it will only be possible to find a solution by careful mineralogical investigation of the soil.

3. Why do the glacial drifts have different colours? What does the red of Riss and particularly of Wurm mean? Does it indicate the nature of the previous top soil such as is the case in parts of Scotland where the old red soils can be found?

G. C. Maarleveld: As to the fine and so interesting exposures I want to remark that we got a very good impression of the deposits in Poland, but it is impossible for me to say: it is so or so. What I said during the excursion was only an idea and an attempt to compare the deposits in Poland with the deposits I know from Western Europe.

So it is possible that in many places the upper layer dates from the Younger Dryas time. For example Jabłonów:

1. Your sable de couverture is perhaps our Younger coversand with an admixture of solifluxion material.
2. Your limons is perhaps our \pm Older coversand (Würm III)
3. Your sable fluviatile stratifié is perhaps our niveo-fluviatile (\pm Würm II — first part of Würm III).

Then I believe there is a transition from the Older coversand to the Younger loess (=the upper part of the loess). Beneath this eolian part you find in a loess-profile layers with solifluction, and so on = the niveo-fluviatile part or your sable fluviatile stratifié in the vicinity of Łódź.

At Pogorzel there are no or only few ice-wedges in the profile. Possible it is another periglacial phenomenon or only developed by a pedological process (A₂ and B horizon).

The bleached layer in the dune near Witów we call in the Netherlands Usselo-layer or Allerød-layer. Prof. Dr. H. de Vries (Groningen), was kind enough to date the charcoal: Witów 10 815 \pm 160 years. So that is 8 855 B. C., the end of the Allerød time and has the same age as the charcoal found in the Netherlands in that layer²³.

R. Raynal: Environs d'Ostrowiec. Deux remarques faites à propos du paysage dans le loess:

1° La plupart des petites vallées comportent un emboîtement de formes. Des versants soliflués se terminent vers l'aval par un replat situé au-dessus d'une basse-terrasse; celle-ci paraît exclusivement fluviatile

²³ C. C. W. J. Hijszeler — Late-glacial human cultures in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, N. S., 19 Jaarg., 1957.

(Holocène?), alors que les formes antérieures sont dues à la combinaison des processus de versant et du fond de la vallée.

2° Erosion du sol: sur les versants tournés vers le sud, rills; sur les versants tournés vers le nord, coulées de solifluction (à cause de la plasticité du matériel qui, par suite de l'exposition, demeure gorgé d'humidité plus longtemps).

J. Sekyra: A Stoki et à Sikawa à côté des phénomènes dûs à la poussée glacitectonique des processus de cryotectonique ce sont inscrits eux aussi. Les phénomènes cryotectoniques ne sont pas provoqués par une pression directe ou indirecte du glacier sur les formations de son avant-pays; ils se développent dans le mollisol. C'est dans le mollisol qu'on observe toute une série de failles, flexures, horsts et d'autre formes dues à l'inégalité de congélation du mollisol. Il est évident qu'entre les structures glacitectoniques il y a toute une échelle de formes intermédiaires. Les phénomènes cryotectoniques sont associés à la zone superficielle de régénération mais comme les structures glacitectoniques se développent dans toute l'épaisseur de la masse soumise à la poussée du glacier la distinction peut devenir difficile, surtout quand il n'y a pas de différences en dimensions.

En visitant au cours de mon séjour en 1957 et pendant la réunion de nombreuses coupes à fentes en coin en Pologne centrale j'ai eu l'occasion de comparer ces formes avec celles de Tchécoslovaquie. Chez nous on considère les formations remplissant les fentes en coin comme éoliennes ce qui n'a pas lieu Pologne (p. ex. Nowostawy, Jabłonów, Mogilno, Daszyna, Chodecz, Królewski Dwór). Les arguments de la genèse éolienne sont suivants:

1. du point de vue de la granulométrie et de la morphoscopie les dépôts remplissant les fentes en coin ne diffèrent point des couvertures éoliennes des terrains voisins;
2. les formations remplissant des fentes en coin dépourvues de structures nettement accentuées; exceptionnellement on y observe des intercalations d'hydroxyde de Fe et Mn ou des phénomènes microtectonique;
3. au voisinage des fentes en coin on peut souvent retrouver des éologlyptolithes qui présentent des arguments en faveur de l'origine éolienne de la surface où les fentes en coin se sont développées.

Les sables ou les loess transportés dans un climat sec au-dessus du sol à fentes de gel se sont déposés dans les surfaces humides des polygones et grâce à une plus grande absorption (par rapport au gel) ils pénétraient à l'intérieur de ces fentes. Pourtant l'épaisseur du mollisol joue dans le processus de remplissage des fentes le rôle plus important. M. Corte qui a de l'expérience dans l'étude des fentes en coin actuelles dans les régions polaires et subpolaires, en est du même avis.

Ces faits prouveraient que le remplissage des fentes en coin par des matériaux éoliens correspond à la phase sèche, notamment celle du Pléni-glaïciaire. A mon avis on peut y classer presque, toutes les fentes en coin sans tenir compte qu'elles restent en discordance par rapport aux dépôts de solifluction et de cryoturbation. C'est une opinion basée sur de nombreuses observations faites dans le Massif Bohémien.

Certains participants du symposium (MM. Kádár, Maarleveld, Sekyra) ont exprimé leur opinion que les formations éoliennes ainsi que leurs dérivées sous forme de dépôts de versants et de dépôts fluviales possèdent le même caractère dans les autres régions de l'Europe Centrale. La question se pose de définir les formations pléistocènes du domaine entre la Baltique au nord et les Alpes et le Danube au sud. Il faut pourtant choisir des méthodes identiques qui permettraient de caractériser ces régions soumises au cours du Pléistocène aux différentes conditions climatiques du point de vue de la morphologie, granulométrie, paléoclimatologie, lithologie, paléontologie etc.

Je propose d'analyser au moyen des mêmes méthodes deux profils méridinoaux dont chacun engloberait l'étendue totale de la zone périglaïciaire au Pléistocène. Le premier de ces profils devrait suivre une ligne allant de l'Allemagne du nord (peut-être aux environs de Rostock), traversant les pradolines, les chaînes de moraines terminales, les Sudètes, la région du Massif Bohémien, Šumava, vers l'avant-pays des Alpes. Le second profil pourrait passer par la Poméranie, la Pologne centrale, les Carpates, les montagnes de Slovaquie et par la plaine Hongroise aboutir en Yougoslavie.

Il faut aussi s'entendre en ce qui concerne les méthodes de recherches:

1. il faut organiser des équipes de recherche étudiant les problèmes de la sédimentation au cours du Pléistocène;
2. ces équipes doivent choisir les localités destinées à l'analyse détaillée;
3. les recherches concerneraient au moins: a. l'étude macroscopique du profil; b. la granulométrie; c. la lithologie, paléontologie et paléopédologie; d. la géomorphologie du terrain voisin;
4. il faudrait employer les mêmes méthodes d'analyse des échantillons;
5. les résultats obtenus constituaient une aide importante dans l'étude en apportant des caractéristiques fondamentales géologiques, géomorphologiques, climatiques etc.

La carte périglaïciaire du Massif Bohémien est déjà préparée.

A. L. Washburn: My comments are necessarily one-sided because of my lack of knowledge of the areal geology in the vicinity of any given

exposure; for the most part, therefore, they are more in the nature of impressions than documented observations.

Based on experience elsewhere, however, I am in general dubious about interpreting ice-wedgelike structures as necessarily of ice-wedge origin, unless linear continuity in horizontal plan can be demonstrated²⁴.

Another problem is the difficulty, in the absence of independent evidence for extensive frost action, of distinguishing between congelifluction deposits and solifluction deposits unrelated to intense frost action. I doubt that the fact a congelifluctionlike deposit occurs on very low gradients is conclusive evidence of such origin unless other kinds of mass-wasting can be ruled out.

Finally, although most of the phenomena we had the pleasure of viewing are truly periglacial, it is worth noting, (as many others have before) that similar but contemporary phenomena in cold climates lacking glaciers (for example, the Canadian western arctic islands) are not periglacial in the true sense of the term. *Periglacial* should be reserved for features clearly associated with glacial conditions, and we need another expression, such as *cold climate*, to designate phenomena associated with cold climates but not necessarily associated with glaciers.

J. Dylík: La prédominance de sables dans les formations pléistocènes en Pologne provient d'une immense accumulation glaciaire. On ne peut pas en douter étant donné les études pétrographiques qui démontrent les roches nordiques (scandinaves) comme matériaux essentiels des toutes nos roches meubles quaternaires.

L'idée d'origine du loess exposée par M. FitzPatrick est très éloignée de tout ce qu'on pense à ce sujet en Pologne et je vois à peine une possibilité d'y répondre. Je vais constater seulement deux faits suivants: 1. presque tous les affleurements de loess démontrent les traces indéniables d'une déposition continue tels que traînées et couches; 2. la majorité des formations étudiées de loess ne repose pas directement sur les roches mères antérieures au Quaternaire, mais au contraire sur les dépôts pléistocènes glaciaires ou périglaciaires.

Je suis très reconnaissant à M. Maarleveld qui nous a présenté une comparaison des formations de couverture polonaises avec celles de Pays-Bas. Dans les faits présentés par M. Maarleveld je vois des arguments en faveur de mon explication des dépôts en question (p. ex. à Jabłonów). De même nous sommes très obligés à M. Maarleveld qui a reconnu l'horizon d'Allerød à Witów et s'est chargé de prendre des échantillons

²⁴ L. A. Yehle — Soil tongues and their confusion with certain indicators of periglacial climate. *Am. Jour. Sci.*, vol. 252, 1954; pp. 532—546.

de charbon trouvés dans le sol fossile. Grâce à l'a l'amabilité de M. De Vries nous avons les résultats de l'analyse de C^{14} qui ont précisé l'âge du sol fossile à Witów et c'est ce qui contribuere à une meilleure connaissance des sols tardiglaciaires en Pologne.

Dans les coupes aux environs de Łódź c'étaient les structures de poussée du glacier qui y constituaient les traits principaux. Mais je suis d'accord avec M. Sekyra qu'on doit attribuer une plus grande attention aux phénomènes de cryotectonique. Je dois avouer aussi que les études concernant les matériaux du remplissage des fentes en coin ne sont pas suffisants en Pologne. Le concept de M. Sekyra d'organiser des travaux en équipe sur ce sujet mérite l'attention de notre Commission qui doit s'en charger.

M. Washburn a posé la question très importante des critères possibles et nécessaires qui permettraient de reconnaître les fentes en coin fossiles et les formations de congéfluxion. Pendant l'excursion nous avons déjà constaté que c'est l'analyse des formes en trois dimensions qui nous permet de définir des fentes en coin. Le second problème, c'est-à-dire, celui de savoir quelle est la distinction des formations de congéfluxion de celles de solifluxion, disons de solifluction plus chaude, est plus difficile. Nous croyons, cependant, avoir deux points d'appui permettant de faire cette distinction. L'un des deux est le fait qui'on croit bien établi, au moins en Europe, qu'il n'y avait des processus de versant intenses que dans les conditions des climats froids. La présence d'autres traits caractéristiques du périglaciaire associés aux dépôts de pente donne l'indice plus direct d'une formation qu'on prétend être due aux processus de la congéfluxion. Parfois dans la masse d'une formation de versant on trouve des paquets des matériaux meubles comme sables, graviers, argiles qu'on ne peut expliquer qu'en admettant leur transport a l'état gelé. Ce fait nous peut servir comme exemple du procédé nécessaire qu'il faut suivre dans les analyses sédimentologiques et il représenterait en même temps la troisième catégorie de critères possibles.

Je ne peux pas partager l'opinion de M. Washburn à propos du terme *périglaciaire*. De nos jours, à mon avis, il faut s'éloigner du sens étymologique et primitif de ce terme. On doit le prendre au sens climatique et l'étendre à toutes les régions qui sont, ou ont été soumises aux conditions des climats froids.

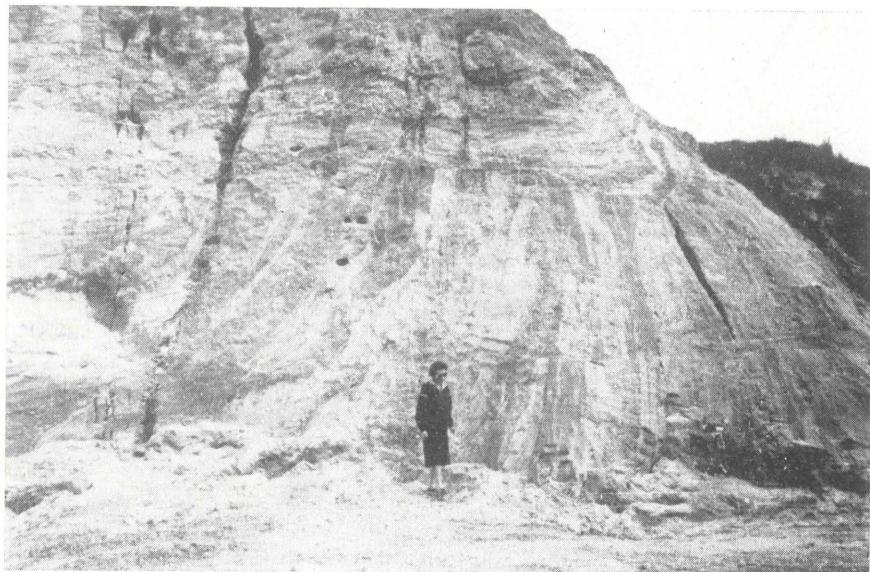


Photo de J. Dylid, 1958

Photo 1. Stoki. Moraine de poussée



Photo 2. A Wilanów

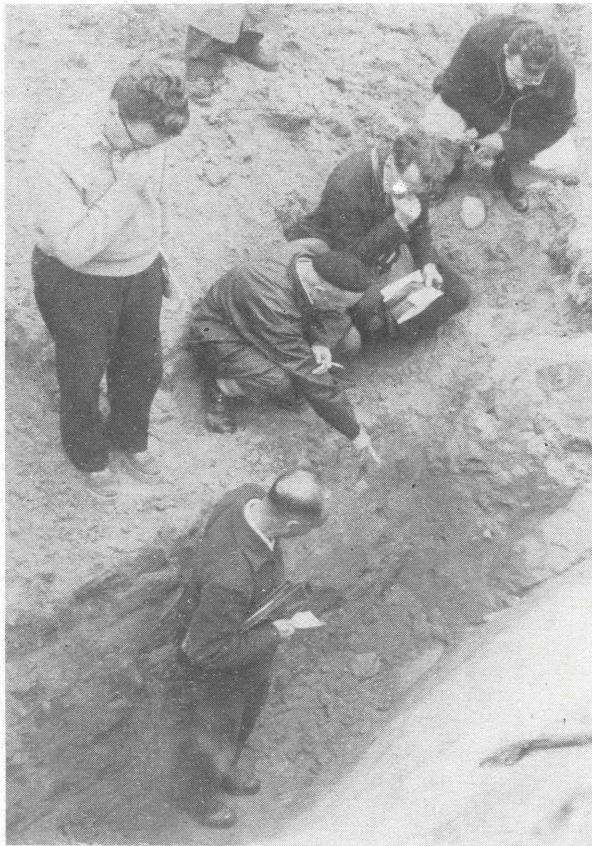


Photo 3. A Wilanów



Photo 4. Les participants de la réunion à Witów

Photo de L. Dutkiewiczowa, 1958



Photo de L. Dutkiewiczowa, 1958

Photo 5. Mlle Tivy et M. Washburn sur le champ des éologlyptolithes à Daszyna

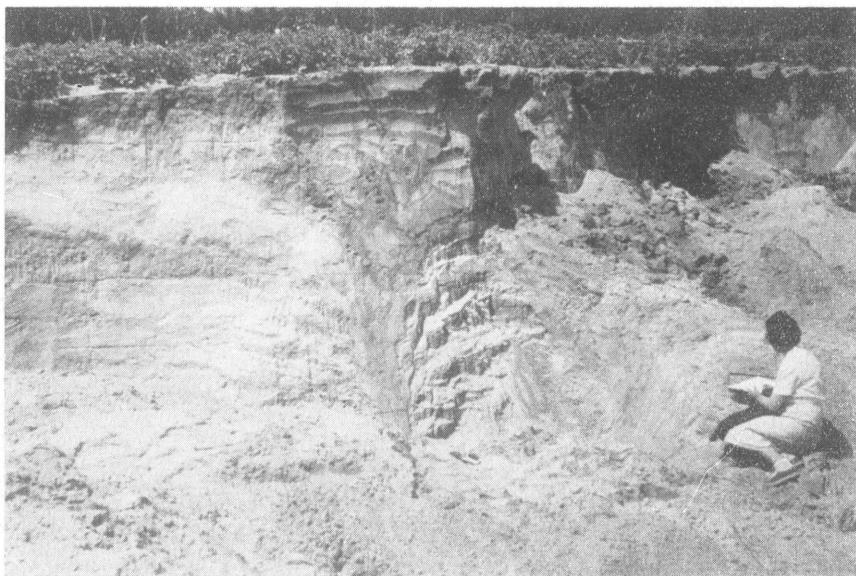
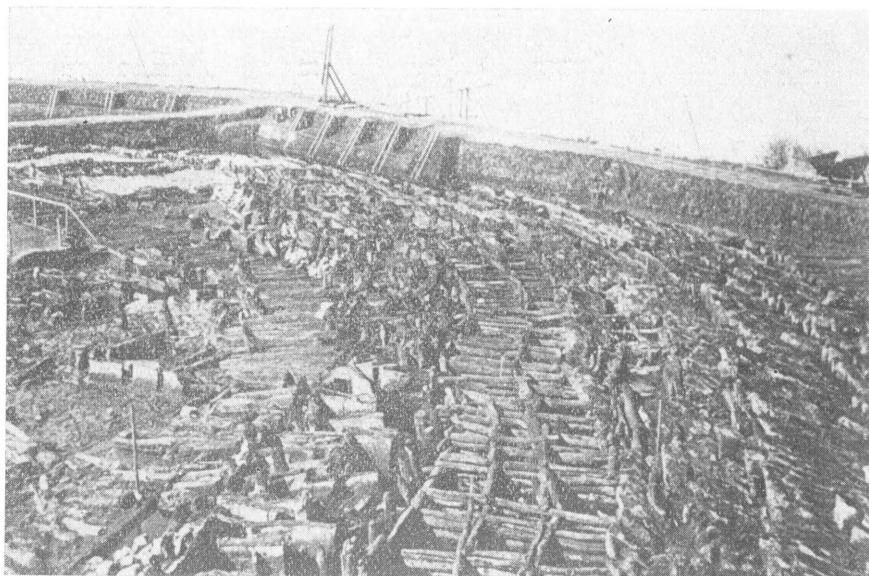


Photo de L. Dutkiewiczowa, 1958

Photo 6. Chodecz. Fente en coin



*Photo de la collection du Musée
Préhistorique de Łódź, 1945*

Photo 7. Biskupin. La partie nord-ouest de la bourgade découverte



Photo de J. Dylisk, 1953

Photo 8. Drzewiany près de Bobolice. Zone d'involutions

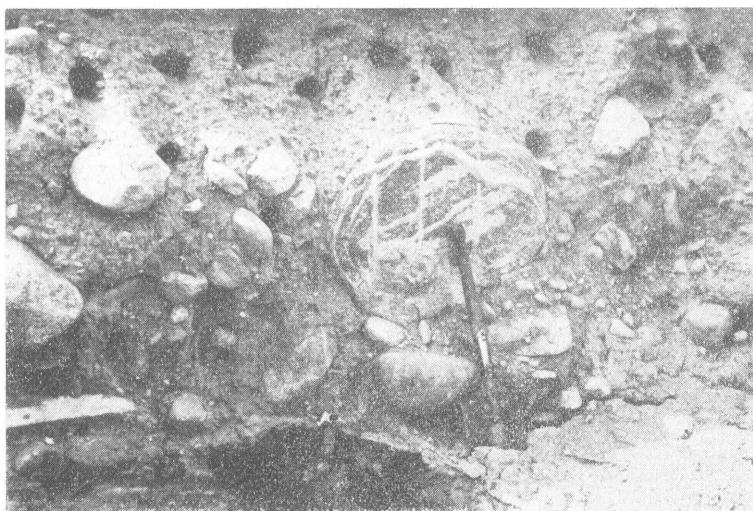


Photo de J. Dylik, 1953

Photo 9. Miastko. Dépôts périglaciaires de couverture avec éologlyptolithes

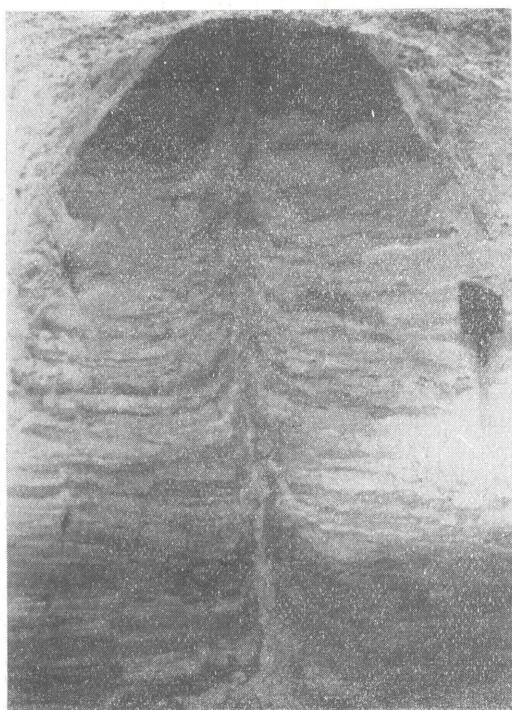


Photo de L. Dutkiewiczowa, 1954

Photo 10. Zakręcie. Fente en coin dans les sables à litage périodique



Photo de L. Dutkiewicz, 1958

Photo 11. Devant la coupe de Tarzymiechy



Photo de L. Dutkiewiczowa, 1958

Photo 12. Żurawica. Sol fossile



Photo de A. Dylikowa, 1958

Photo 13. Sur le champ le pierres au sommet de Lysa Góra

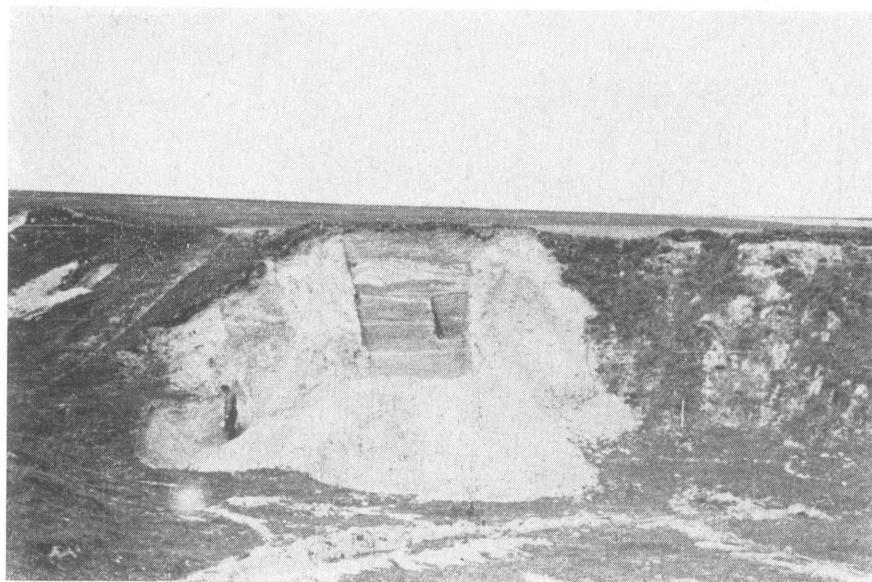


Photo de J. Dylik, 1959

Photo 14. Klemencice. La coupe dans les formations de versants

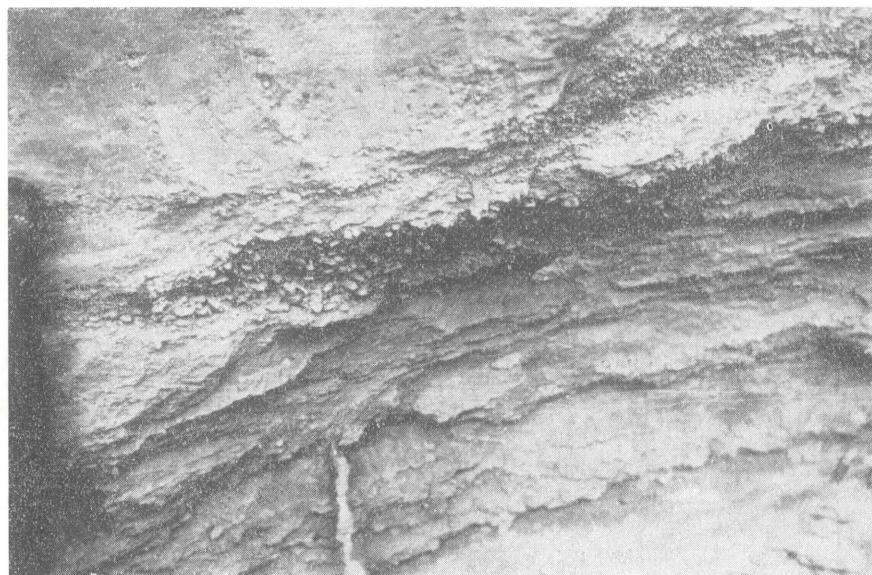


Photo de J. Dylik, 1957

Photo 15. Raclawice. Loess avec couches de débris calcaires

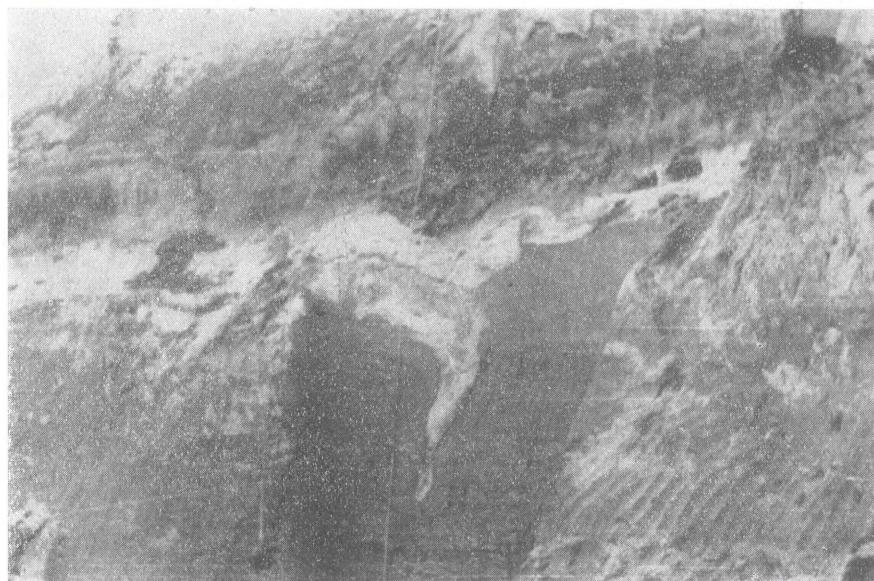


Photo de J. Dylik, 1952

Photo 16. Topola. Fente en coin

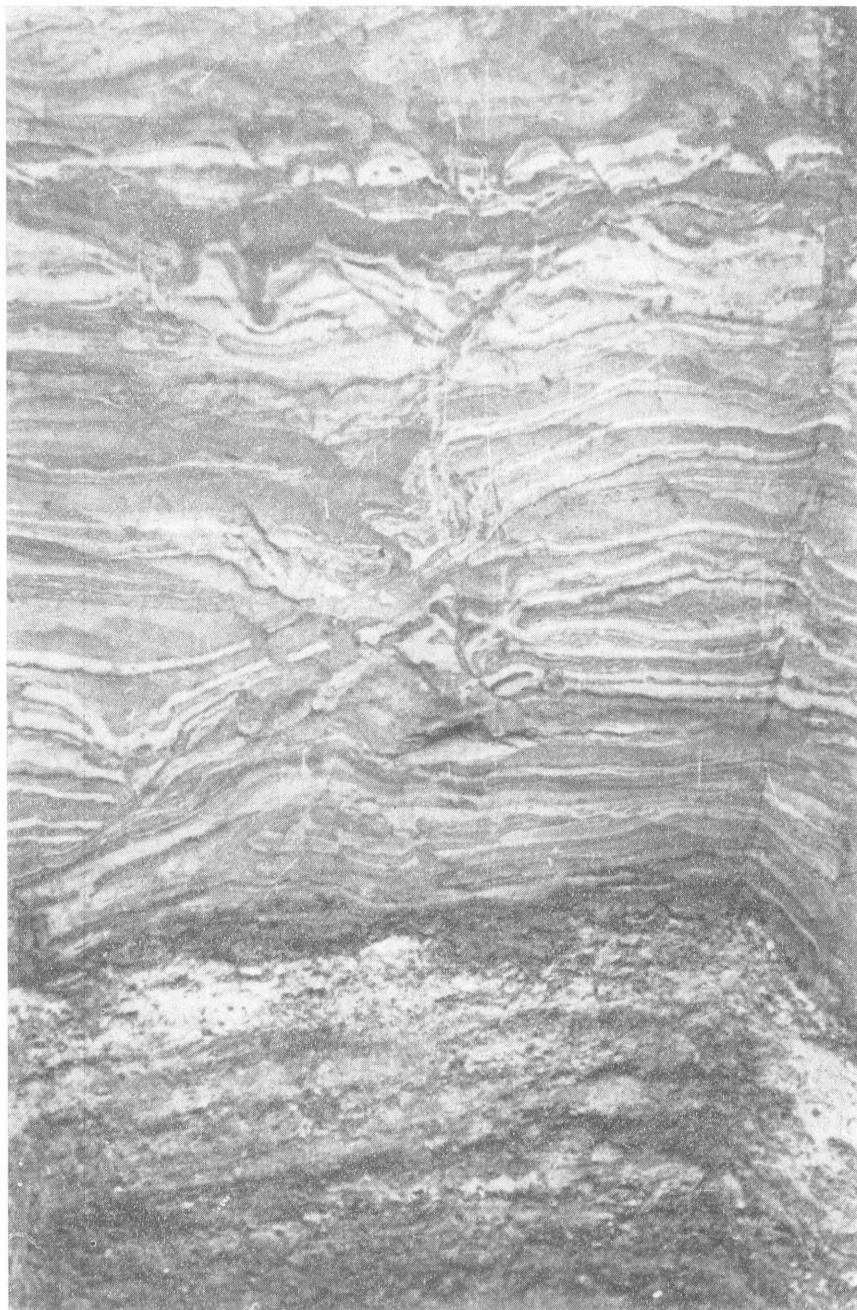


Photo de L. Dutkiewiczowa, 1958

Photo 17. Topola. Structures périglaciaires dans les limons



Photo de A. Dylikowa, 1958

Photo 18. M. Corte et M. Środoń préparant l'accès à la carrière de Dobra



Photo de L. Dutkiewicz, 1958

Photo 19. Discussion à Dobra



Photo de L. Dutkiewiczowa, 1958

Photo 20. Descente en radeaux sur le Dunajec