

Józef Jersak

Łódź

LA STATIGRAPHIE DES LOESS EN POLOGNE CONCERNANT PLUS PARTICULIÈREMENT LE DERNIER ÉTAGE FROID

Abstract

Five loess horizons separated by fossil soils occur in Poland. In the terrains which were outside of the Odra stage the loesses overlie chiefly the Cracovian (Mindel) boulder clay, whose top part was strongly weathered and decalcified most likely during the Great Interglacial. The oldest horizon — lower Older Loess — was deposited during the Odra stage. It occurs on the Lublin Upland and in the border zone of the Świętokrzyskie Mountains, being absent from the Sudetes foreland invaded by the ice-sheet of the Odra stage.

In the top of the lower Older Loess the fossil soil lessivé of the Tomaszów type developed. It is referred by the present author to the Odra—Warta Interstadial.

Upwards, there is the upper Older Loess from the Warta stage. On the Lublin Upland and in the Świętokrzyskie Mountains foreland this horizon forms continuous covers, while in the Sudetes foreland — only small patches less than 1 m in thickness.

In its top part there is a well-developed soil complex of the Nietulisko I type, whose lower part — soil lessivé — came into being during the Eemian Interglacial, whereas the upper one — chernozem — originated in the Brörup Interstadial. Both these soils occur in the east part of the Lublin Upland. In the Świętokrzyskie Mountains foreland chernozem overlies the thin and discontinuous cover of the Younger Loess I from the stage separating the Amersfoort from the Brörup.

The Younger Loess IIa and IIb originated in the climax of the last cold age both in eastern and western Poland. The lithologic properties of the older of these two horizons, i.e. of the Younger Loess IIa, as well as periglacial disturbances in this horizon provide evidence that it originated in a rather humid climate. Of all loess horizons the Younger Loess IIb is the thickest. Its accumulation was rapid and took place under severe cold and dry climatic conditions. At the same time numerous frost-fissure polygons and injection structures were formed.

These two youngest loess horizons are separated by the fossil soil of the Kormorniki type, strongly differentiated: brown arctic, gley (pseudogley) or boggy soil from the cold and humid interstadial. This soil constitutes a time counterpart of the Denekamp and Hengelo Interstadials and of the Stillfried B soil.

Les loess en Pologne forment un tapis discontinu en forme de nappes allongées à direction est—ouest (Jahn, 1956; Malicki, 1967). C'est ainsi qu'on les observe sur les Plateaux de la Pologne du Sud. Dans l'avant-pays des Karpates et des Sudètes pourtant ils

forment une zone plutôt continue bien qu'étroite (fig. 1). Il paraît que ce sont les loess des Plateaux de la Pologne du Sud et de l'avant-pays des Sudètes dont l'importance pour la stratigraphie du Quaternaire est la plus grande. Sur ces territoires il y a notamment de

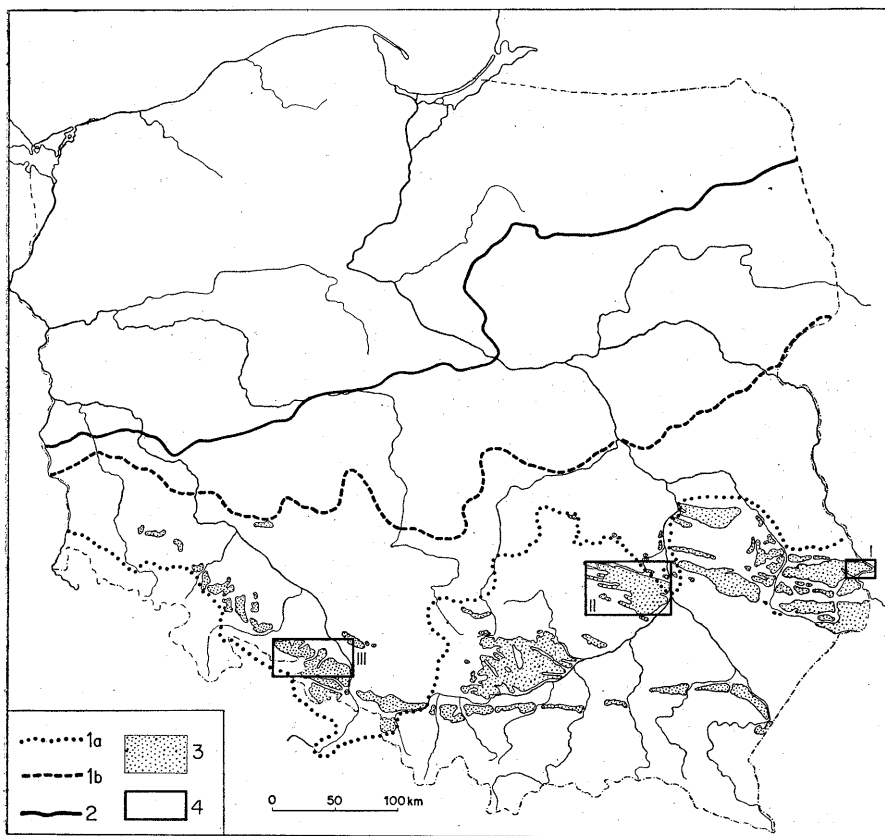


Fig. 1. Carte des extensions des Glaciations de la Pologne Centrale et Baltique et des régions de loess en Pologne (selon Różycki, 1967)

1. extension de la Glaciation de la Pologne Centrale: (a) pendant le Stade de l'Odra, (b) pendant le Stade de la Warta; 2. limite de la Glaciation Baltique; 3. régions de loess en Pologne; 4. régions de loess décrites dans cet ouvrage: I — partie Est du Plateau de Lublin, II — Plateau d'Opatów-Sandomierz, III — Bassin de Racibórz

vastes couvertures tapissant parfois des surfaces à peu près plates. C'est pourquoi ces dépôts éoliens y sont relativement peu entamés par la dénudation. De l'autre part, sur de telles surfaces les proce-

ssus de versant ont aussi joué un rôle peu important. On sait bien que ceux-ci rendent difficile une propre interprétation stratigraphique-paléogéographique, menant parfois à des conclusions entièrement fausses. De telles difficultés sont particulièrement fréquentes quand, en coupes situées aux versants, il y a de nombreux horizons humifères entre les séries de loess en trainées. Ce n'est pas toujours que de tels horizons constituent le témoignage de fréquentes oscillations chaudes et des interruptions en accumulation éolienne. Souvent il s'agit des restes d'un sol plus ancien érodé, éparpillé sur le versant et mêlé au loess de versant. En bas concave des versants, au-dessous des dépôts remaniés, parfois de quelque mètres d'épaisseur, et qui sont difficiles à distinguer des „loess plus anciens”, également remaniés, il y a des sols relativement récents — holocènes. Étant donné leur fossilisation par des séries parfois épaisses de loess, ils peuvent être confondus avec des sols fossiles pléistocènes, comme cela avait eu lieu dans la localité de Gołębice, discutée plus bas (Straszevska, Mycielska, 1961), où le sol fossile le plus jeune, sans aucun doute holocène, avait été attribué à tort au Pléistocène. Voici quelques causes pour lesquelles les conditions les plus favorables à l'étude de la stratigraphie du loess en particulier et du Quaternaire en général, sont à trouver là où les loess reposent sur des interfluves relativement plats et sur les hautes terrasses.

Dans les Karpates et partiellement aussi dans l'avant-pays NE des Sudètes les loess reposent sur des surfaces beaucoup plus accidentées. En de telles positions ils seront rarement préservés *in situ*. Dans l'avant-pays des Karpates et des Sudètes les loess s'engrenent souvent avec des limons (Cegła, 1963; Baraniecki, 1965; Rokicki, 1952; Jahn, Szczepankiewicz, 1967) très différenciés quant à la genèse et lithologie. Les dépôts dits argiles loessoïdes (correspondant aux *Staublehm* selon Fink, 1966) y sont également beaucoup plus fréquents. Ces dépôts en général minces sont très difficiles à subdiviser.

L'auteur de ces pages s'appuie avant tout sur ses propres recherches menées dans l'avant-pays Est du Massif de la Ste-Croix, c'est-à-dire sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz, sur celui de Lublin et dans le Bassin de Racibórz dans l'avant-pays des Sudètes. Sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz l'auteur mène des études systématiques des loess depuis plusieurs années déjà et dispose, pour de nombreuses coupes, d'études de terrain et de laboratoire. S'il s'agit de deux autres régions, nos propres recherches n'ont commencé qu'en 1968 (fig. 1).

LES LOESS DE LA GLACIATION DE LA POLOGNE CENTRALE (RISS)

LE LOESS ANCIEN INFÉRIEUR

Le loess ancien inférieur en Pologne se rencontre assez sporadiquement. On le connaît sur le Plateau de Lublin et dans les périphéries du Massif de la Ste-Croix et du Plateau de Miechów (Lindner, 1967a). Sur les Plateaux de Lublin et d'Opatów—Sandomierz, de cette série repose sur l'argile morainique de la Glaciation Cracovienne (Mindel), fortement altérée au sommet et entièrement décalcifiée jusqu'à la profondeur de 4 m (fig. 2). Une décalcification tellement importante est à lier probablement avec le Grand Interglaciaire (Mindel—Riss — Jersak, 1969). Sur le Plateau de Lublin ces loess, selon Mojski (1965) reposent sur des alluvions avec de la malacofaune attribuée aussi au Grand Interglaciaire (Prószyński, 1952). Le loess ancien inférieur est encore peu connu. Ce n'est qu'en partie Est du Plateau de Lublin qu'il est probablement assez fréquent et continu. A côté des coupes étudiées déjà (Mojski, 1965), à Nieledeu entre autres, nous avons constaté sa présence à Szpikołosy et Grabowiec (fig. 5) où il atteint une puissance jusqu'à 2 m. A Nieledeu l'épaisseur de cette série est de 5,1 m. Cette coupe pourtant est située en bas du versant d'un front d'éperon. Il y a ici donc une succession de dépôts d'accumulation éolienne directe alternant avec des dépôts de versant et des alluvions.

Dans l'avant-pays du Massif de la Ste-Croix ce n'est que dans un seul cas que ce loess atteint la puissance de 7,1 m. Dans une autre coupe, située à 2 km au nord de celle-là il n'atteint que 1 m d'épaisseur. En plus, ce loess se rencontre sur les hautes terrasses (Klatka, 1961; Jersak, 1969) où il repose à la base des alluvions et des dépôts de lac de barrage — sables, graviers et argiles à varves — attribués à la phase de l'extension maximale du glacier du Stade d'Odra (Klimaszewski, 1952; Klatka, 1962; Rózycki, 1967).

Une position stratigraphique probablement analogue possède la série de loess la plus ancienne sur le Plateau de Miechów, décrite par Lindner (1967a). Dans l'avant-pays des Sudètes le loess ancien inférieur n'est pas connu.

Les Plateaux de Lublin, d'Opatów—Sandomierz et de Miechów se trouvaient en dehors de la limite du glacier du Stade d'Odra. Les coupes connues du loess ancien inférieur se trouvent à la distance de 30 à 80 km environ des moraines frontales de ce stade. L'avant-pays

NE des Sudètes par contre a été alors entièrement couvert par le glacier et le loess ne s'y est probablement pas déposé.

A en juger d'après la position stratigraphique, l'accumulation du loess au Stade d'Odra avait précédé l'extension maximale de l'inlandsis. A l'époque de son expansion maximale la zone d'accumulation du loess se trouvait déjà beaucoup plus au sud.

Le loess ancien inférieur, dans les coupes connues aux interfluves, est dépourvu de CaCO_3 , même quand sa puissance atteint 7,0 m. C'est probablement l'effet d'une accumulation très lente de la poussière éolienne. Les processus éluviaux qui agissaient alors ont lavé entièrement le CaCO_3 et évacué dans les dépôts situés en bas des versants. Par la suite de l'action de ces processus, le loess ancien inférieur situé aux hautes terrasses est très riche en carbonates. Dans une coupe à Sandomierz, située sur la haute terrasse de la Vistule il contient jusqu'à 24% de CaCO_3 .

L'INTERSTADE — SOL DU TYPE DE TOMASZÓW

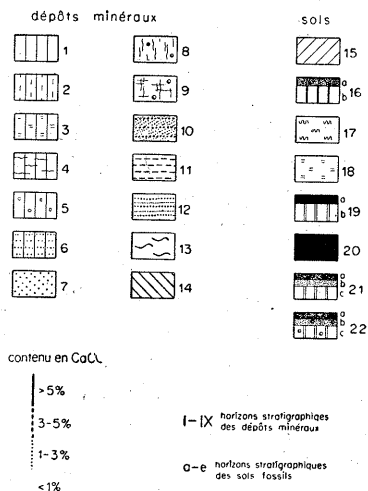
Aux interfluves, le sol du type de Tomaszów est développé au sommet du loess ancien inférieur, tandis que sur les hautes terrasses — sur des sables et graviers fluviatiles reposant sur ces loess-là. Au Plateau de Lublin c'est, selon Mojski (1965), le premier paléosol interglaciaire. En partie Est du Plateau de Lublin nous l'avons constaté en deux localités — à Szpikołosy et Grabowiec (fig. 5). Au Plateau d'Opatów—Sandomierz il s'observe à Tomaszów près d'Opatów (fig. 2).

Le profil du sol fossile du type de Tomaszów est composé par: (1) horizon d'accumulation — A_1 , (2) horizon éluvial — A_3 et (3) horizon illuvial — B.

1. L'horizon d'accumulation — A_1 , est relativement peu développé, sa puissance étant d'habitude de plusieurs cm. Parfois il est invisible à l'oeil nu, là surtout où le loess susjacent est fortement gleyifié. Le sol est gris-foncé, relativement riche en colloïdes, peut être secondairement enrichi en ces particules (tabl. I).

2. L'horizon éluvial — A_3 , de couleur de paille, parfois rubéfié — avec taches des hydroxydes de fer. Il présente de nombreuses traces de lessivage. La preuve en constitue entre autres la faible proportion de colloïdes (tabl. I). La puissance de l'horizon est de 5 à 25 cm, le matériel est meuble, dépourvu d'argile.

3. L'horizon illuvial — B_3 , brun-rouge ou brun, à de nombreuses taches gris-pâle, gleyifié en haut, fortement argileux et à structure



Explications des profils (fig. 2—6)

1. loess amorphe, non-gleyifié, jaune-clair ou jaune-ocre; 2. loess amorphe, gleyifié, argileux, avec des taches grises et rouillées, „marmorisé”; 3. loess marécageux à teinte bleu d’acier; 4. loess de versant en traînées; 5. loess de versant, en traînées, avec débris; 6. loess de vallée, stratifiés, avec des intercalations de sables fins; 7. sables éoliens; 8. argile à blocs, altérée, décalcifiée; 9. argile à blocs, non-altérée, calcareuse; 10. graviers fluvio-glaciaires; 11. dépôts de lacs de barrage: argiles, limons et sables fins; 12. limons, sables et graviers fluviaux; 13. dépôts de versant — de congélifluxion — débris sablo-argileux; 14. substratum altéré; 15. sols holocènes non-différenciés; 16. sol brun arctique: (a) horizon d’accumulation A_1 gris-brunâtre, (b) horizon de brunisation B; 17. gley à oxydo-réduction — loess fortement argileux gris-pâle à taches rouillées entièrement décalcifié, enrichi en matière organique; 18. sol marécageux noir à teinte bleue, riche en matière organique; 19. tchernoziom lessivé: (a) horizon d’accumulation de tchernoziom A_1 , (b) horizon illuvial B brunâtre, fortement argileux; 20. tchernoziom, horizon A_1 noir-brunâtre, fortement argileux; 21. sol lessivé jaune-pâle, formé sur le loess: (a) horizon d’accumulation A_1 avec des charbons de bois, gris, sableux, (b) horizon éluvial A_3 jaune-pâle, sableux, avec des charbons de bois au sommet, (c) horizon illuvial B, brunâtre ou orange, argileux à structure en agrégats; 22. sol lessivé jaune-pâle développé sur l’argile à blocs: (a) horizon d’accumulation A_1 avec des charbons de bois, gris, sableux, (b) horizon éluvial A_3 jaune-pâle, sableux, avec des charbons de bois au sommet, (c) horizon illuvial B, brunâtre ou orange, argileux, à structure en agrégats

Stratigraphie des dépôts: I — sables éoliens de la phase de décroissance du dernier étage froid; II — loess jeune IIb; III — loess jeune IIa — plénio-Würm; IV — loess jeune I — phase de croissance du dernier étage froid; V — loess ancien supérieur — Stade de la Warta de la Glaciation de la Pologne Centrale (Riss); VI — alluvions et dépôts de lacs de barrage — Stade de l’Odra de la Glaciation de la Pologne Centrale; VII — loess ancien inférieur — Stade de l’Odra de la Glaciation de la Pologne Centrale; VIII — argile morainique du Stade de l’Odra de la Glaciation de la Pologne Centrale; IX — argile morainique de la Glaciation Cracovienne (Mindel)

Stratigraphie des paléosols: a — sol du type de Komorniki; b — tchernoziom — interstade Brørup; c — sol lessivé — Interglacière Eemien (a et b — pédocomplexe du type de Nietulisko); d — sol du type de Tomaszów — interstade (interglaciaire) Ohe, Odincovo; e — horizon d’altération de l’argile morainique — Grand Interglacière

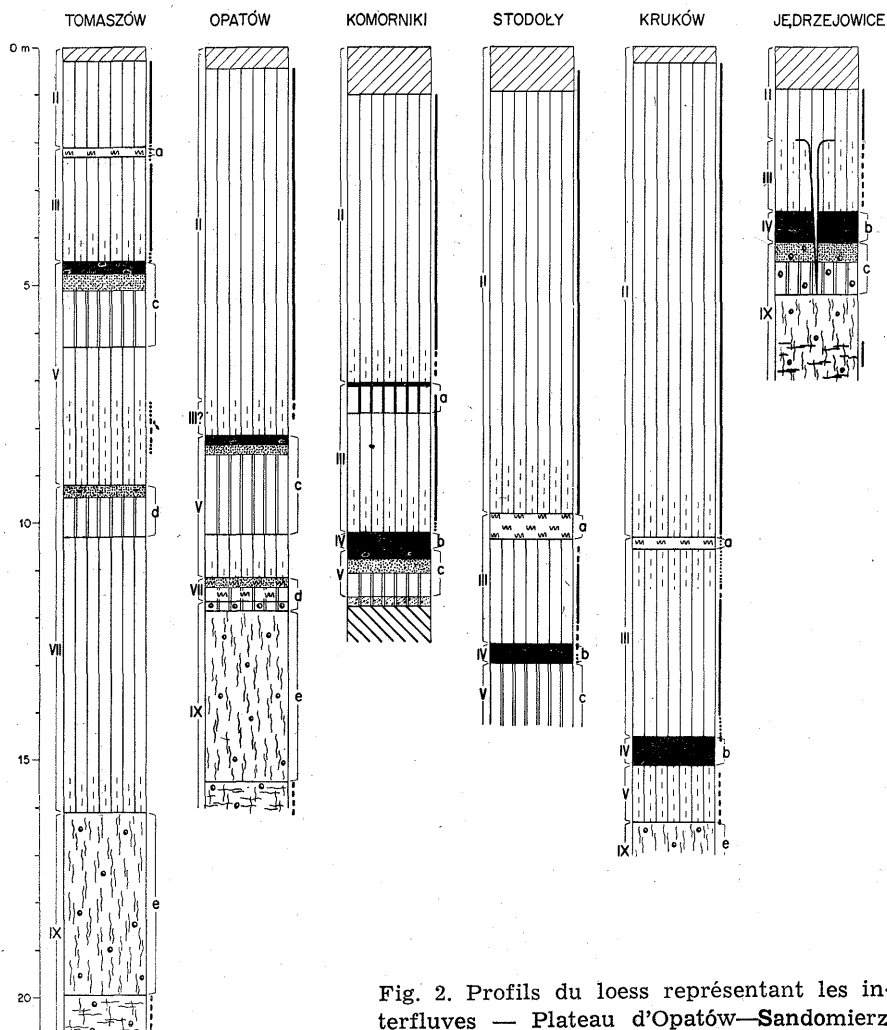


Fig. 2. Profils du loess représentant les interfluves — Plateau d'Opatów—Sandomierz

en agrégats. La puissance est de 0,5 m à 1 m. En des lieux plus nettement gleyifiés elle augmente apparemment. Les nombreuses taches rouillées, apparues par la suite des actions de réduction des oxydes, descendant jusqu'à la profondeur de 3 m, donnent l'impression que l'épaisseur de cet horizon est si grande (Mojski, 1965 — coupe de Nieledeu). L'enrichissement en colloïdes ne s'observe qu'au sommet et n'atteint que jusqu'à 0,3 m à peu près.

Tous ces traits caractéristiques du sol du type de Tomaszów, tels que la nette différenciation en horizons génétiques particuliers (A_1 , A_3 , B) et la préservation des charbons de bois dans les horizons A_1

Tableau I

Contenu en fraction argileuse dans les profils de sols du type de Tomaszów

Localité	Horizons génétiques	Profondeur de l'horizon en profil	Profondeur de l'échantillon	Argiles (au-dessous de 0,002 mm) %
Tomaszów	sol lessivé hor. A ₃	9,20-9,45 m	9,30 m	12,7
			9,45 m	17,1
	hor. B	9,45-10,3 m	9,60 m	30,2
			9,80 m	31,2
Opatów	sol lessivé hor. A ₃ /g dé- veloppé sur le loess	11,2-11,3 m	11,20 m	13,2
			11,30 m	16,0
	hor. B/g déve- loppé sur le loess	11,3-11,6 m	11,40 m	33,1
	hor. B/g déve- loppé sur l'ar- gile à blocaux	11,6-11,8 m	11,70 m	27,7
Nielew	hor. C — ar- gile à blocaux	12,3 m	12,30 m	22,7
	sol lessivé hor. A ₁	7,50-7,60 m	7,55 m	17,6
	hor. A ₃	7,60-7,80 m	7,70 m	12,0
			7,90 m	29,7
	hor. B/g	7,80-8,50 m	8,10 m	23,0
			8,30 m	21,5
			8,50 m	20,5

et A₃ témoignent que c'est un sol jaune-pâle, formé sous une forêt pendant une période chaude assez longue, aux conditions climatiques proches aux interglaciaires. Il faut se rendre compte pourtant que le profil de ce sol, malgré toutes les apparences, n'est pas très profond et que les processus de lessivage y étaient considérablement facilités. Les loess sur lequel le sol s'est formé avait déjà été dépourvu de CaCO₃, c'est-à-dire d'une combinaison renfermant des cations Ca qui freinent nettement le lessivage.

La position stratigraphique du sol du type de Tomaszów, ses caractères génétiques et l'étape de développement semblent indiquer, surtout si l'on le compare au sol fossile supérieur du type de Nietulisko I, qu'il appartient à la période chaude qui subdivise la Glaciation de la Pologne Centrale. Cette opinion est confirmée aussi par l'analyse de la répartition et du développement de diverses séries de loess en Pologne et par leur rapport étroit avec les extensions des glaciations particulières. La période en question sépare les Stades

d'Odra et de la Warta et correspond probablement, quant à l'âge, à l'interstade ou bien interglaciaire Ohe (Woldstedt, 1955; Brellie, 1955; Kapp, Woldstedt, 1965).

Les restes du sol fossile de cette période, aux nettes traces de lessivage, viennent d'être trouvées aussi aux environs de Łódź par Manikowska (1966).

Au Schleswig-Holstein, sur les argiles morainiques du Stade Drenthe, il y a des podzols recouverts par des dépôts de solifluxion du Stade de la Warta (Picard, 1958, 1964; Stremme, 1960). C'est un sol formé sous une forêt au cours d'une période chaude.

Sur la Plaine Russe c'est probablement l'interglaciaire Odincov, séparant les glaciations de Dniepr et de Moscou, qui correspond à cette période-là (Gritchuk, Monochon, Chik, 1961; Moskvitin, 1954, 1961a, 1961b; Chik, 1959, 1960, 1961).

Sur le terrain de loess de la Tchécoslovaquie le complexe pédologique IV formé également sous une forêt, est aussi attribué au Riss (Kukla, Ložek, 1961; Kukla, Ložek, Barta, 1962; Ložek, 1964, 1965).

LE STADE DE LA WARTA — LE LOESS ANCIEN SUPÉRIEUR

Sur les plateaux de la Pologne du Sud, au-dessus du sol fossile du type de Tomaszów, il y a une série de loess suivante — le loess ancien supérieur, qui se rencontre sur tous les territoires où il y a des loess les plus jeunes. Ce n'est pas partout qu'il est développé de la même façon — le mieux en partie Est du Plateau de Lublin où il forme une couverture continue et atteint une puissance dépassant même 10 m. Une telle puissance de ce loess est observée à Nieledeu (fig. 5) sur l'interfluve dans une coupe éloignée de 1 km de la coupe décrite par Mojski (1965). A Szpikolasy (fig. 5) il atteint 8 m et à Ostrówek un peu plus. En partie Est du Plateau de Lublin le loess ancien supérieur est toujours calcaireux.

Plus loin vers l'ouest, dans l'avant-pays du Massif de la Ste-Croix cette série forme également une couverture continue, bien que sa puissance soit en général moindre, rarement dépassant 2 m. Si l'on considère plusieurs dizaines de points connus à nous où ce loess s'est préservé, ce n'est que dans quelques que sa puissance atteint 3 à 5 m (fig. 2, 4), une seule fois même 10 m — c'est une coupe à Sandomierz, située sur la haute terrasse dans une position où il y avait eu une possibilité de l'apport supplémentaire du matériel de versant.

Dans la majorité des coupes sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz le loess ancien supérieur est dépourvu de CaCO_3 .

Dans le Bassin de Racibórz, dans l'avant-pays des Sudètes, il n'y a que des nappes peu extensives et peu épaisses (au-dessous de 1 m) de ce loess. Il est toujours dépourvu de CaCO_3 . Le manque de concrétions calcaireuses dans les dépôts sousjacents indique une décalcification postérieure (fig. 6).

Le trait caractéristique du loess ancien supérieur constituent les intercalations de sable éolien (fig. 3, 5). Là où la puissance est faible, il y a plusieurs pour cents de grains de sable. Là par contre où sa puissance augmente, il y a une série de sables éoliens entre les „loess purs” qui atteint une épaisseur de 2 m. On n'y observe pas de surfaces de discordance mais des passages progressifs entre les dépôts particuliers, les deux dépôts étant calcaireux. Le loess est situé en bas et en haut, tandis que le centre est occupé par les sables éoliens riches en fraction de poudres.

La position stratigraphique du loess ancien supérieur, attribué assez généralement à la phase ancienne de la Glaciation Baltique (Grabowska-Olszewska, 1963; Malinowski, 1964; Jersak, 1965) semble discutable. Si cette série avait appartenu au Stade de Szczecin du dernier âge froid (Mojski, 1968), pendant lequel le glacier a envahi la partie nord de la Pologne, il aurait dû être réparti pareillement au loess le plus jeune. Il nous semble plus vraisemblable qu'il appartient au Stade de la Warta du Riss. Une extension beaucoup plus grande du glacier de la Warta (fig. 1) a provoqué une différenciation considérable de l'accumulation du loess en régions diverses de la Pologne. C'est certainement ainsi qu'il faut expliquer le fait que le loess ancien supérieur est le mieux développé en partie Est du Plateau de Lublin, suffisamment éloignée du front glaciaire. La sédimentation du loess y était certainement rapide, accumulant une série épaisse, riche en CaCO_3 . Le Plateau d'Opatów—Sandomierz, de même que l'avant-pays des Sudètes, se trouvait alors plus près du front glaciaire. Sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz où l'influence continentale était plus forte il est arrivé à la formation d'un tapis continu de loess, bien que moins épais par rapport à la partie Est du Plateau de Lublin et dépourvu en général du CaCO_3 . Dans le Bassin de Racibórz où l'influence océanique, de même qu'aujourd'hui, était plus forte il n'y a eu qu'une déflation sporadique de la poussière. Le loess ancien supérieur ne s'y observe qu'en petites nappes à une puissance au-dessous de 1 m, embrassées en entier par les processus pédogénétiques postérieurs.

L'INTERGLACIAIRE ÉEMIEN ET LA PARTIE INFÉRIEURE DU DERNIER
ÂGE FROID — COMPLEXE DE SOL DU TYPE DE NIETULISKO I

Le profil le plus complet du complexe pédologique du type de Nietulisko I qui s'est développé au sommet du loess ancien supérieur est connu sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz (Jersak, 1965,

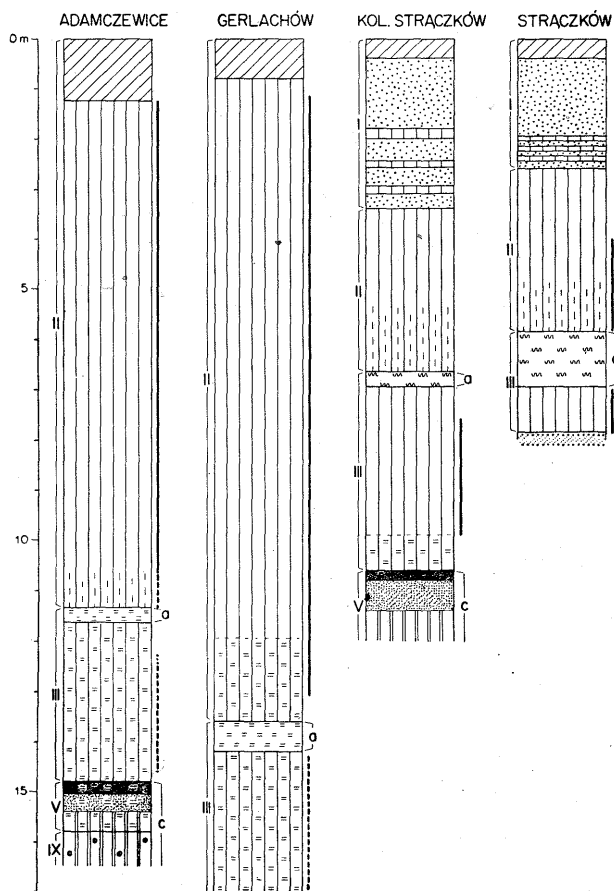


Fig. 3. Profils du loess représentant les interfluves — Plateau d'Opatów—Sandomierz

1969). Sur ce territoire il y a deux paléosols, différents aussi bien quant à la genèse que l'âge (fig. 2, 4). Le sol inférieur s'est formé sous une forêt en climat tempéré et provient probablement de l'Interglaciaire Éemien. Le sol supérieur, par contre, s'est développé pen-

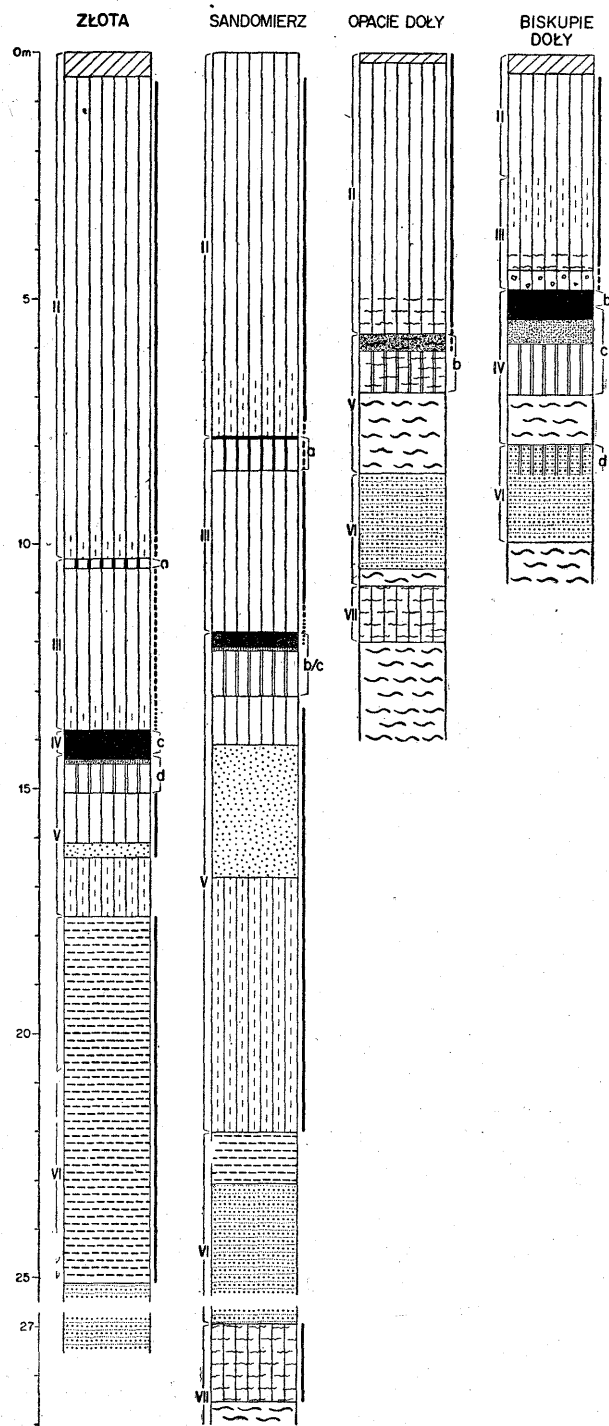


Fig. 4. Profils du loess sur la haute terrasse — Plateau d'Opatów—Sandomierz

dant une phase considérablement plus courte et fraîche — interstade Brørup. C'est un tchernoziom développé sous une végétation herbacée.

Le sol fossile inférieur du complexe de Nietulisko I est composé de 3 horizons génétiques (fig. 2, 4): (1) d'accumulation — A_1 , (2) éluvial — A_3 et (3) illuvial — B.

1. L'horizon d'accumulation — A_1 à une épaisseur de 5 à 20 cm est gris, fortement enrichi en sable et contient de nombreux charbons de bois jusqu'à 2 cm de long. Il est pauvre en fraction colloïdale (10,0 à 14,5%) et en oxydes de fer (0,9 à 1,3%) et, comme un horizon d'accumulation, possède peu de matière organique (0,2 à 0,3%). Le passage à l'horizon sousjacent est progressif, la limite très indistincte.

2. L'horizon éluvial — A_3 dont l'épaisseur oscille entre plusieurs cm et 0,5 m, le plus souvent étant de 0,3 à 0,5 m. Le matériel y est friable, blanchâtre, et de même qu'en horizon supérieur — pauvre en fraction colloïdale (9,0 à 12,0%) et en Fe_2O_3 (0,4 à 0,8%). Le passage à l'horizon sousjacent est également progressif.

3. L'horizon le plus bas, illuvial — B, atteint une épaisseur de 1,0 à 1,5 m, est orange, argileux et à structure grumeleuse. Il est nettement enrichi en colloïdes (25,0 à 33,0%) et en Fe_2O_3 (3,0 à 4,0%). Le $CaCO_3$ est lavé de tout l'horizon. A Sandomierz, sur la haute terrasse de la Vistule le lessivage est faible et n'atteint que 1,3 m. Dans d'autres coupes il est beaucoup plus important et sa profondeur dépasse 3 m.

Le sol supérieur — le tchernoziom — possède une épaisseur de 0,2 à 0,4 m, parfois même de 0,6 m. Il est beaucoup plus rare que le sol inférieur. Nous ne le connaissons qu'en plusieurs points. Le tchernoziom est composé d'un seul horizon génétique. C'est l'horizon d'accumulation A_1 , brun-noir, fortement argileux, contenant de 0,6 à 1,0% de matière organique fortement décomposée et n'observée qu'à l'état amorphe (tabl. II). Le tchernoziom s'est formé sous une végétation herbacée, en conditions d'un climat interstadiaire.

La formation du tchernoziom ne s'est pas commencée immédiatement après le développement du sol jaune-pâle inférieur. Les deux phases chaudes pendant lesquelles les deux sols fossiles du complexe de Nietulisko I se sont formés ont été séparées par un épisode froid pendant lequel agissaient d'autres processus. Dans la coupe de Stodoły (fig. 2) située directement au-dessus de la limite de la vallée, le tchernoziom repose sur l'horizon illuvial du sol jaune-pâle. A Kruków (fig. 2) où la coupe se trouve dans une position topographique analogue, le sol jaune-pâle est absent du tout. Le tchernoziom y re-

Tableau II

Contenu en humus, Fe_2O_3 et fraction argileuse dans les profils de pédocomplexe du type de Nietulisko I

Localité	Horizons génétiques	Profondeur de l'horizon en profil m	Profondeur de l'échan- tillon m	Humus %	Fe_2O_3 %	Argiles (au-des- sous de 0,002mm) %
Biskupie Doły	1. tcherno- ziom	5,45-5,70	5,50	0,67	3,06	16,0
	2. sol lessivé					
	hor. A ₁	5,70-6,00	5,75	0,20	1,31	14,5
	hor. A ₃	6,00-6,55	6,00	0,10	0,87	10,0
			6,25	0,05	0,76	12,3
	hor. B	6,55-7,50	6,75	—	2,38	16,7
Nietulisko Małe			7,25	—	2,97	19,2
	1. tcherno- ziom	5,20-5,40	5,30	0,57	2,12	16,2
	2. sol lessivé					
	hor. A ₁	5,40-5,55	5,50	0,14	1,08	8,8
	hor. A ₃	5,55-5,90				
	hor. B	5,90-6,90	6,00	0,07	2,60	16,0
Komorniki			6,25	0,08	3,28	17,0
			6,75	0,04	2,61	16,8
	1. tcherno- ziom	10,10-10,40	10,20	0,49	2,24	19,8
	2. sol lessivé					
	hor. A ₁	10,40-10,60	10,50	0,11	1,21	15,7
	hor. A ₃	10,60-10,80	10,70	0,05	0,91	14,0
	hor. B	10,80-11,60	11,0	0,04	3,50	20,8

pose directement sur du loess non-altéré, calcaireux. Une telle succession indique qu'entre les phases de formation des deux sols agissaient d'intenses processus de dénudation. Pendant la phase suivante il est arrivé à l'accumulation de la poussière loessique et à la formation d'une couverture mince et discontinue de loess jeune I sur lequel s'est développé enfin le tchernoziom — le paléosol supérieur du complexe de Nietulisko I. Une telle succession des événements est indiquée par les nettes différences en granulométrie et en contenu en oxydes de fer libres entre les horizons supérieurs du sol jaune-pâle d'une part et le tchernoziom de l'autre. Le sommet du paléosol jaune-pâle est caractérisé par un contenu faible en colloïdes (9 à 14%), tandis que le tchernoziom en est considérablement plus riche (16 à 32%). La différenciation verticale des oxydes libres de fer est pareille. Dans les horizons A₁ et A₃ du sol jaune-pâle il y a de 0,4 à 1,3% de Fe_2O_3 , tandis que le tchernoziom en contient 2 à 3%. L'enrichissement secondaire du loess sur lequel le tchernoziom s'est formé en colloïdes et en Fe_2O_3 tellement important semble peu pro-

nable. L'accumulation éolienne entre les deux phases de formation de sol est confirmée par la coupe de Jędrzejowice (fig. 2) où le paléosol supérieur est développé sur l'argile morainique, le tchernoziom seul étant formé sur du loess. Le complexe de sols de Nietulisko I constitue le profil le plus pleinement développé parmi tous les sols fossiles qui subdivisent les loess.

En conclusion, il semble que le paléosol jaune-pâle inférieur s'est formé sous une forêt au cours de l'Interglaciaire Éemien. Ces processus pédogénétiques duraient peut-être jusqu'à l'interstade Amersfoort. Pendant la phase froide entre les interstades Amersfoort et Brørup agissaient d'intenses processus de solifluxion qui avaient pu commencer plus tôt déjà, c'est-à-dire entre l'Éemien et l'interstade Amersfoort. Ensuite, il y a une déflation locale du matériel et il arrive à la formation de la couverture discontinue de loess jeune I. Plus tard encore, au cours de l'interstade Brørup le tchernoziom s'est développé. L'action éolienne avant l'interstade Brørup est décrite par Dylík (1967) aux environs de Łódź.

Sur le Plateau de Lublin le profil du sol fossile trouvé dans la même position stratigraphique est un peu différent. Il se caractérise par les horizons génétiques suivants: (1) d'accumulation — A_1 , (2) éluvial — A_3 (3) illuvial — B.

1. L'horizon d'accumulation — A_1 , de 0,2 à 0,9 m d'épaisseur, est brun-noir ou gris-noir, avec des charbons de bois, en bas de l'horizon surtout. Le CaCO_3 ne se rencontre que dans certaines coupes, situées en bas du versant surtout. Il s'observe toujours en forme de précipitations secondaires, formant des croûtes blanches le long des fissures. La couleur brun-noire est observée quand l'horizon montre de nettes traces de gleyification — les oxydes de fer produisent de fines taches et bandes rouillées. Par rapport aux horizons analogues du Plateau d'Opatów—Sandomierz cet horizon-ci est nettement plus sableux à l'opposé du tchernoziom et plus argileux par rapport à l'horizon d'accumulation du sol jaune-pâle.

2. L'horizon éluvial — A_3 possède une faible épaisseur, 0,2 m tout au plus. Une plus forte épaisseur ne s'observe que là où l'horizon d'accumulation susjacent est relativement mince. Là pourtant où celui-ci dépasse 0,5 m, l'horizon éluvial A_3 s'observe soit en restes, soit manque complètement. L'horizon est de couleur jaune-pâle, nettement enrichi en sable et décalcifié.

3. L'horizon illuvial — B est brun ou brun-rouge, argileux, en agrégats distincts. L'épaisseur est de 1,0 à 1,8 m.

Selon Mojski (1965, 1968) c'est un profil de tchernoziom pod-

zolisé dont l'évolution totale a eu lieu à l'interstade Brørup. D'après son interprétation, pendant l'épisode initial de l'interstade un tchernoziom s'est formé sous une végétation herbacée. En épisode suivant, plus chaud, la forêt entre sur ce territoire et les processus de lessivage ont mené à la podzolisation du tchernoziom. L'opinion pareille est représentée par Malinowski (1964). Koněčka-Betley (1968) appelle ce sol tchernoziom lessivé. De telles opinions semblent peu convaincantes. Le lessivage commence toujours par le sommet du profil de sol. C'est donc l'horizon supérieur d'accumulation — tchernoziom — qui serait détruit, étant donné surtout l'intensité de lessivage par la suite duquel il se serait formé un horizon éluvial d'une épaisseur de 0,1 à 0,2 m au-dessous de l'horizon d'accumulation dont l'épaisseur était de 0,3 à 0,5 m. Il semble plus probable que la course des processus pédogénétiques sur le Plateau de Lublin était pareille à celle du Plateau d'Opatów—Sandomierz décrite ci-haut. Pendant l'Interglaciaire Eemien notamment le sol jaune-pâle s'est formé à un lessivage avancé, sur lequel, à l'interstade Brørup les processus de tchernoziom se sont manifestés. Une telle succession des événements est confirmée par le fait que là où l'horizon d'accumulation dépasse 0,5 m d'épaisseur, l'horizon éluvial est soit invisible, soit présent en traces isolées. Il n'est plus distinct et puissant que là où l'horizon d'accumulation est mince (0,2 à 0,5 m). Les différences en structure du complexe pédologique du type de Nietulisko I entre le Plateau de Lublin et celui d'Opatów—Sandomierz ne consistent, comme il paraît, qu'en ce que sur le Plateau de Lublin le loess jeune I, séparant les deux phases pédogénétiques, ne s'est pas déposé.

Une pareille succession des événements est admise par Velitchko (1965) pour la Plaine de l'Europe de l'Est. Gerasimov, Velitchko, Morozova, Faustova (1966) constatent, à la base des études micromorphologiques, que le sol fossile Mikulinien de Briansk, à un profil pareil aux sols fossiles du type de Nietulisko I du Plateau de Lublin, montre deux nettes étapes de développement. A la première étape un podzol s'est formé sous une forêt. A la seconde, les actions humiques (formation du gazon) ont enrichi le sommet du sol en matière organique. Selon Velitchko (1965) cette seconde étape de développement du tchernoziom est située en partie terminale de l'interglaciaire Mikulinien qui pourrait correspondre à l'interstade Brørup.

Dans l'avant-pays des Sudètes, le profil de sol du type de Nietulisko I est encore autre. Le sol s'est formé principalement sur de l'argile morainique et sa seule partie supérieure peut être parfois

développée sur du loess (fig. 6). Dans les coupes connues jusqu'ici dans cette région on n'observe que le sol fossile inférieur du complexe de Nietulisko I. Il est composé de trois horizons: d'accumulation — A_1 , éluvial — A_3 et illuvial — B.

1. L'horizon d'accumulation — A_1 est faiblement développé, gris-foncé, fortement enrichi en sable et avec des charbons de bois. Sa puissance est de quelques à plusieurs cm.

2. L'horizon éluvial — A_3 , jaune-clair, fortement enrichi en sable, de 0,2 à 0,5 m d'épaisseur.

3. L'horizon illuvial — B, brunâtre, argileux, souvent gleyifié en haut et avec des taches grises. Les cailloux observés dans le profil entier du sol sont fortement altérés. Les seules roches siliceuses se sont conservées à l'état non-altéré. Les autres s'effritent. Dans les 10 coupes étudiées il n'y a pas de carbonates jusqu'à la profondeur de 3,5 m à partir du sommet du sol. Les processus d'altération pédogénétique sur ce terrain sont exceptionnellement avancés. Peut-être c'est l'effet de la superposition répétée des mêmes processus. Les processus de lessivage sur l'argile morainique du Riss inférieur n'y ont pu commencer qu'à l'interstade de cette glaciation. Au Stade de la Warta le sol lessivé sur une surface interfluviale plate n'a pas certainement été dégradé d'une façon plus importante. Sa fossilisation n'a été non plus trop grande. Pendant l'Interglaciale Éemien le complexe forestier envahit de nouveau la région, d'où la reprise du lessivage. La forêt s'est préservée peut-être avec de courtes interruptions jusqu'à la fin de l'interstade Brørup étant donné une influence océanique plus forte. On pourrait en juger d'après les charbons de bois datés au C^{14} , provenant de cet horizon probablement et conservés dans la coupe Racibórz—Ocice — (Cz e p p e, K o z ł o w s k i, K r y s o w s k a, 1963). La datation a donné l'âge de 52 mille ans avant J. C. Il n'est pas exclu évidemment, étant donné leur faible profondeur (5 m), qu'ils ont subi un rajeunissement postérieur par les eaux atmosphériques apportant de la matière organique récente.

L'absence d'un lessivage plus intense à l'interstade Brørup est indiqué aussi par les études palynologiques. Dans les diagrammes polliniques de cette période, à côté des arbres aux exigences thermiques considérables il y a beaucoup d'arbustes et d'herbacées parmi lesquels il y a beaucoup de plantes héliophiles. Selon Ś r o d o Ń et S o b o l e w s k a (S o b o l e w s k a, S t a r k e l, Ś r o d o Ń, 1964) une telle association de sporomorphes témoigne de longues interruptions en présence de la couverture forestière, à sapins avant tout. Les forêts n'ont certainement pas eu le temps afin d'envahir le ter-

ritoire entier, car la phase d'optimum climatique pendant laquelle elles poussaient a été trop courte (Borówko-Dłużakowa, 1964; Jańczyk-Kopikowa, Mojski, 1964).

En Autriche, Allemagne de l'Est et Tchécoslovaquie on connaît des paléosols du type pareil, représentant l'Interglaciaire Éemien et le Würm inférieur. Il s'agit du complexe de Stillfried A, pédo-complexe II et III au caractère d'un sol forestier brun plus ancien — *Parabraunerde* — attribué à l'Éemien, et des horizons d'accumulation de tchernozioms sousjacents provenant des interstades de la phase initiale du Würm (Kukla, Ložek, 1961; Unger, Rau, 1961; Fink, 1962, 1964; Lieberoth, 1963, 1964; Frenzel, 1964; Ložek, 1964).

LE PLÉNI-WÜRM

LE PLÉNI-WÜRM INFÉRIEUR: LOESS JEUNE IIA

Au pléni-Würm inférieur le loess jeune IIA s'est formé. Sur les plaines interfluviales il constitue un tapis continu d'épaisseur variable. Sa plus grande puissance s'observe du côté Est des nappes de loess respectives. En partie Est du Plateau de Lublin, à Szpikłosy (fig. 5), sa puissance atteint 2,5 m. Il est possible qu'elle augmente encore plus loin vers l'Est, au voisinage direct de la vallée du Bug. Vers l'ouest le loess IIA s'amincit progressivement. A Grabowiec, 40 km de la vallée du Bug son épaisseur ne dépasse pas 1,5 m. Les rapports pareils s'observent sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz. A l'Est, au voisinage de la vallée de la Vistule son épaisseur est de 5 m encore. Vers l'ouest pourtant il s'amincit et termine en coin. A 70 km de la vallée sa puissance tombe au-dessous de 1 m. Là où le loess jeune IIA possède une grande épaisseur, il contient jusqu'à 7 à 8% de CaCO_3 . Dans les coupes où il est plus mince, le contenu en carbonates diminue. Quand son épaisseur ne dépasse pas 1 m il est en général dépourvu du CaCO_3 . En Pologne de l'Ouest, dans le Bassin de Racibórz, le loess jeune IIA est aussi généralement réparti, sa puissance étant pourtant faible, au-dessous de 1 m. Ici il est entièrement dépourvu du CaCO_3 . Etant donné la faible puissance du loess, l'absence de carbonates est probablement son trait originel. Là où cette série de loess est dépourvue de carbonates il n'y a nulle part, à sa base, d'accumulations secondaires du CaCO_3 en forme de concrétions. En bas des versants pourtant, le loess jeune IIA contient beaucoup de

CaCO_3 . Une telle différenciation du contenu en carbonates indique que les processus pédogénétiques, agissant au cours de la déposition du tapis de loess, ont pu dissoudre (étant donné une lente accumulation) et évacuer complètement le CaCO_3 des interfluves afin de le

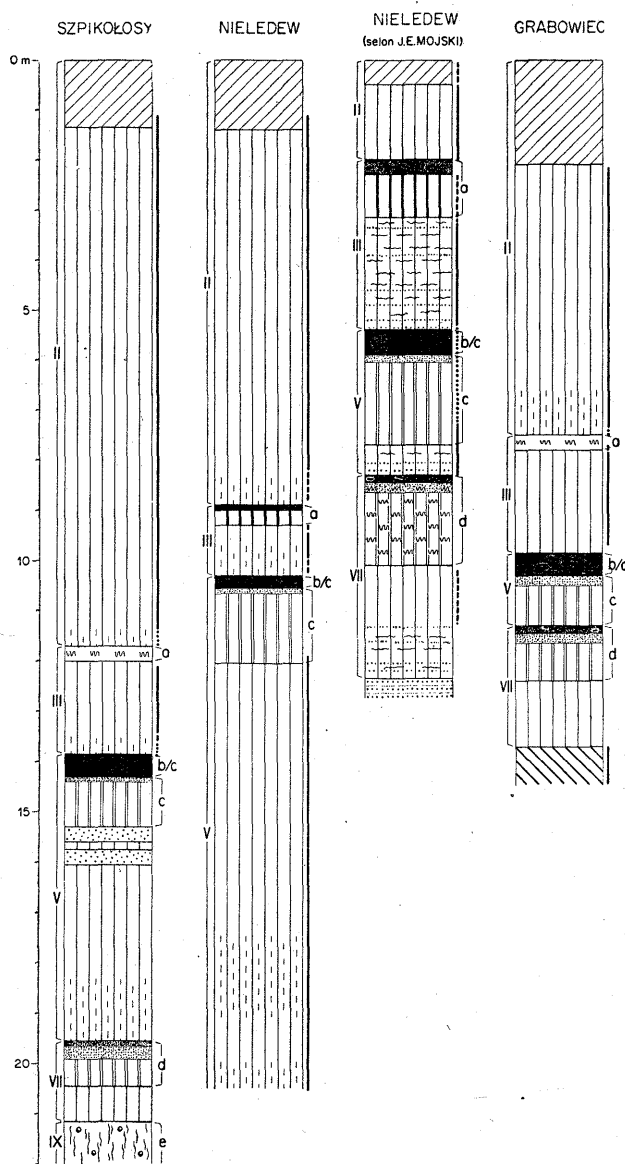


Fig. 5. Profils du loess représentant les interfluves — partie Est du Plateau de Lublin

redéposer en bas des versants où les loess en sont de cette façon nettement enrichis.

Dans le loess jeune IIa on observe aussi une autre sorte de différenciation lithologique. Dans de nombreuses coupes le dépôt est gleyifié. Une teinte bleu d'acier indique que sa déposition a eu lieu en milieu nettement réducteur — dans les marécages où la surface ne devenait sèche que sporadiquement. Dans ce loess il y a de nombreux restes de végétaux du genre de *Pediastrum* (Jersak, 1969). Le loess accumulé dans un milieu marécageux s'observe sur de plats interfluves. On l'a constaté dans de nombreuses coupes sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz et dans le Bassin de Racibórz. Sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz il a été décrit par Samsonowicz (1932). Il est certainement présent aussi en partie ouest du Plateau de Lublin (Pożaryski, 1953) et dans la région subcarpatique (Malicki, 1961). On ne le connaît pourtant pas en partie Est du Plateau de Lublin. Etant donné une influence continentale plus forte dans cette région, le loess marécageux y est probablement sporadique. Il est possible pourtant que ceci découle de la moindre connaissance des dépôts interfluviaux dans cette région. En coupes naturelles notamment le loess marécageux est difficile à distinguer du loess accumulé en milieu sec. Une teinte caractéristique bleu d'acier, due au FeO est peu durable. Au contact avec l'air atmosphérique le fer bivalent réduit s'oxyde rapidement et le dépôt acquiert une couleur jaune-clair.

Dans les autres coupes seules les parties basales et sommitales du loess jeune IIa sont gleyifiées. La partie moyenne n'est pas gleyifiée. A la base il y a alors du loess „marmorisé”, gris, avec de nombreuses petites taches rouillées et concrétions de fer. C'est un sédiment dont la déposition a eu lieu en milieu réducteur, c'est-à-dire en conditions de forte humidité périodique. Plus haut il y a du loess ocre, déposé en milieu oxydant.

La partie la plus basse du loess jeune IIa est peu calcareuse ou dépourvue du CaCO_3 . Plus haut on passe progressivement au loess calcareux. Les parties basales du dépôt possèdent aussi la plus fine granulométrie et contiennent un peu plus de matière organique par rapport aux horizons moyens de cette série.

Les caractères décrits du loess jeune IIa indiquent qu'après l'interstade Brørup l'aggravation du climat a provoqué la réapparition, ou bien apparition, du pergélisol et la reprise de l'accumulation de la poussière éolienne. Au début l'accumulation était lente. Par la suite de la présence du substrat imperméable en forme de pergélisol

et du climat humide la surface des interfluves devient fortement marécageuse et de nombreux bassins peu profonds apparaissent. Aux lieux marécageux qui dessèchent périodiquement, se dépose le loess „marmorisé”. Là où l'eau se maintient plus longtemps il arrive à la déposition du loess marécageux bleu d'acier avec les *Pediastrum*. Au même temps aussi apparaissent de nombreuses formes de la toundra à flaques de terre (Jersak, 1965) dont une partie constitue peut-être des structures du type de *load-casts* (Butrym, et. al., 1964). Les structures des deux catégories se manifestent notamment très aisément quand le sol est gorgé d'eau.

Les fentes de gel avaient dû être un phénomène sporadique. Les minces fentes observées à la base de cette série de loess, à Nieledeu, Żurawica et Nietulisko entre autres (Mojski, 1965, Straszewska, Kopczyńska, 1961; Jersak, 1965), de plusieurs cm de large en général, ne dépassent que de peu la profondeur de 0,5 m (photo 1). Les fentes particulières s'observent à petits intervalles de 2 à 3 m. Elles sont remplies soit par le loess jeune IIa, soit par du loess humifère provenant de l'horizon d'accumulation du sol du type de Nietulisko I qu'elles coupent. Il semble que la majorité de ces formes constitue des fissures de dessiccation, transformées peut-être partiellement par le gel. Peut-être, une partie de ces coins-là constitue des traces d'anciennes racines, comme Różycki (1967b) le suggère.

Aux versants il y a eu d'intenses processus de congélifluxion et de ruissellement. En parties hautes de ces versants, convexes ou droites, les séries plus anciennes sont fortement dégradées, parfois entièrement enlevées. En parties basales, concaves, il y a des dépôts de versant. Les dépôts en traînées selon Malinowski (1964) et Mojski (1965), qu'il y a à la base de cette série de loess, constituent des loess de solifluxion.

Il y a ici aussi des loess avec quelques horizons humifères, à Chobrzany par exemple (Straszewska, Mycielska, 1961). Ils sont dus à la destruction du sol fossile situé plus bas. C'est la même période aussi dont proviennent les dépôts de loess mêlé aux débris — le témoignage de très vifs processus de dénudation.

Dans les vallées, l'écoulement a été plus abondant et intense. Les loess de cette période, que l'on observe sur les terrasses, sont nettement stratifiés, fortement lavés et sableux (Jersak, 1965).

Pendant la phase suivante de la déposition du loess jeune IIa le climat devient plus continental. Les interfluves dessèchent en partie — il arrive à la déposition du loess ocre, non-gleyifié. Dans certains

lieux pourtant les bassins d'eau se maintenaient pendant toute cette période-là qui a dû être relativement humide. Au fur et à mesure que l'influence continentale augmente, s'accroît aussi la vitesse de l'accumulation de la poussière éolienne. Il se dépose un loess considérablement plus pauvre en matière organique et plus riche en CaCO_3 .

LE SOL DU TYPE DE KOMORNIKI

Au sommet du loess jeune IIa se trouve le sol fossile du type de Komorniki, représentant une faible oscillation climatique. Il semble que le pergélisol s'est maintenu pendant toute cette phase. L'échauffement a été faible mais le climat est redevenu plus océanique. On peut en juger d'après les processus pédogénétiques et les sporomorphes conservées dans cette série (Jersak, 1969). Les sols du type de Komorniki ne se sont conservés que sur les interfluves plats. Il s'agit en général des pseudogley tourbo-marécageux, plus rarement des sols bruns arctiques. Au premier cas il y a des horizons d'oxydo-réduction de 0,2 à 0,6 m d'épaisseur, gris-pâle, avec des taches rouillées et de nombreuses concrétions de fer, argileux, enrichis en matière organique (0,2 à 0,3%). Au second cas il y a des horizons d'accumulation A_1 noirs à teinte bleuâtre, avec beaucoup de matière organique (jusqu'à 2%), faiblement décomposée, d'une épaisseur de 0,3 à 0,5 m (fig. 3, 6). Le sol brun arctique possède un horizon d'accumulation gris à teinte brunâtre, d'une épaisseur de quelques cm. Plus bas il y a un horizon brun peu développé, ocre-foncé, à faible épaisseur (0,2 à 0,3 m). Les pseudogley et les sols bruns arctiques sont formés sur le loess jeune IIa non-gleyifié, tandis que les sols tourbo-marécageux — sur un dépôt formé en milieu marécageux. Tous ces sols sont presque complètement décalcifiés. Ce n'est qu'en quelques coupes que le sol du type de Komorniki contient un peu de CaCO_3 . La profondeur de la décalcification de cette série atteint 1,5 m.

Nous avons constaté la présence des sols de ce type aussi bien à l'Est du Plateau de Lublin que sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz et dans le Bassin de Racibórz.

Un caractère analogue possède le sol marécageux conservé à Pi-kulice dans la région subcarpatique (Malicki, 1961) et le loess dit IIa à Racibórz—Ocice (Czeppe, Kozłowski, Kryśowska, 1963) qui a le caractère d'un pseudogley.

Les sols décrits par Malinowski (1964) et Mojski (1965) seulement, diffèrent nettement de ceux décrits tout à l'heure. Ma-

linowski attribue, à la période en question, des tchernozioms. Dans la coupe célèbre de Niele dew, au-dessous du loess de 2 à 3 m d'épaisseur, il y a un horizon d'accumulation — A_1 assez épais, au caractère d'un tchernoziom, tandis qu'en bas repose un net horizon illuvial (B) assez fortement argileux, à couleur brune intense, de

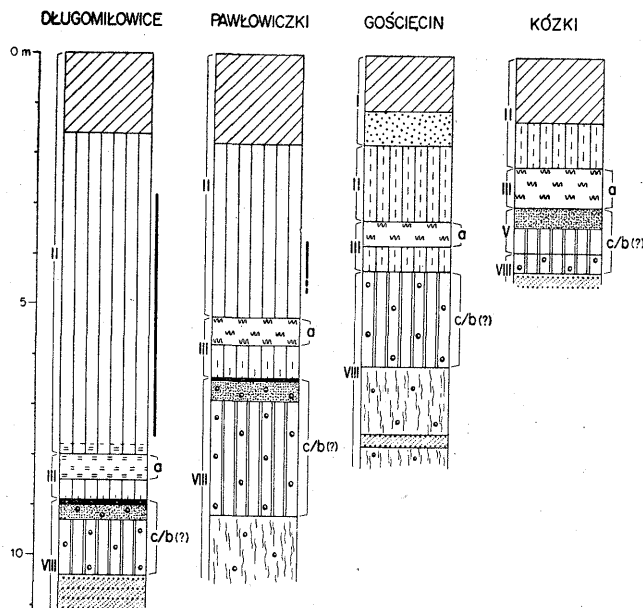


Fig. 6. Profils du loess représentant les interfluves — Bassin de Racibórz

0,5 m d'épaisseur. Selon Mojski (1965) il y a ici des traces des taupinières. D'après Konecka-Betley (1968) c'est un sol lessivé aux horizons supérieurs érodés. Konecka-Betley croit que ce sol s'est formé sous une forêt mixte à forte proportion de conifères. L'action d'une intense altération pendant la formation de ce sol à Niele dew, est indiquée par les résultats des études des minéraux lourds (Racinski, 1969). Le caractère de cet horizon réveille donc de sérieuses réserves et on n'est pas sûr si l'on peut l'attribuer à une période interstadaire de rang moindre, pendant le plénium Würm.

L'analyse pollinique de deux échantillons ramassés en haut et en bas du sol tourbo-marécageux à Rożki, effectuée par Dr. M. Sobolewska a révélé une proportion d'arbres relativement élevée, mais ce sont presque exclusivement *Pinus* (56,7%) et *Betula* (14,7%).

A côté de ces arbres à faibles exigences thermiques il y a beaucoup de sporomorphes d'*Artemisia* (14,0%), *Chenopodiaceae* (2,5%), *Ephedra* (3,2%) et de spores de *Botrychium* (30,6%) donc de végétaux héliophiles (Jersak, 1969). L'association de ces sporomorphes témoigne que le pin et bouleau poussaient en forte dispersion à l'époque de la formation du sol du type de Komorniki. Il y a eu alors probablement une toundra-parc à proportion augmentée de pin et bouleau.

Les dépôts organiques des environs de Łódź, de Witów et Rogóźno, présentant une pareille association de sporomorphes, sont aussi attribués aux phases du pléni-Würm (Manikowska, 1967) que l'on peut paralléliser, selon Dylik (1969) avec les interstades pléniglaciaires Hengelo et Denekamp représentant de faibles oscillations climatiques (Van der Hammen, Maarleveld, Vogel, Zagwijn, 1967; Vogel, Van der Hammen, 1967).

Le sol du type de Komorniki occupe probablement la position stratigraphique pareille que le pseudo-complexe I en Tchécoslovaquie (Ložek, 1964) et Stillfried B en Autriche (Fink, 1961, 1966; Frenzel, 1964). Le sol de Paudorf attribué à cette période et traité comme un horizon-repère, réveille de plus en plus de réserves (Knebllová-Vodičková, 1967). En Allemagne de l'Est c'est un sol brun arctique (Lieberoth, 1964). Dans la partie européenne de l'URSS l'équivalent chronologique des horizons mentionnés ci-haut constitue, selon Velitchko (1965) le tchernoziom de Briansk à l'horizon illuvial calcareux.

LE PLÉNI-WÜRM SUPÉRIEUR — LOESS JEUNE IIB

Le loess jeune IIB en Pologne forme la série la mieux développée. Aux interfluves sa puissance atteint 14 m. C'est en partie Est du tapis de loess sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz que l'on observe une telle épaisseur. En partie Est du Plateau de Lublin il atteint probablement une puissance pareille. A Szpikowsy, 15 km à l'ouest de la vallée du Bug, c'est-à-dire de la limite Est de ce tapis de loess, il atteint 12 m. Dans le Bassin de Racibórz par contre, sa puissance maximale ne dépasse pas 8 m. Sur tous ces territoires l'épaisseur du loess jeune IIB diminue progressivement vers l'ouest. A Grabowiec (fig. 5), sur le Plateau de Lublin, situé 25 km à l'ouest de Szpikowsy, il n'atteint que 7,5 m d'épaisseur. Sur le Plateau d'Opatów—Sandomierz, 70 km à l'ouest de la vallée de la Vistule, sa profondeur est

de 2 m encore et il termine en coin 5 km plus loin. La situation est pareille dans le Bassin de Racibórz. La puissance du loess jeune IIB y diminue lentement vers l'ouest jusqu'à 2,2 m à 20 km de la vallée de l'Odra.

Là où cette série est puissante, le loess contient beaucoup de CaCO_3 (12 à 14%), surtout dans les parties centrales de ses coupes. Là où la puissance diminue il y a moins de CaCO_3 . Si son épaisseur tombe à 3,5 m et moins, il est en général dépourvu de carbonates. Le loess sans CaCO_3 s'observe surtout aux interfluves. Aux versants et au voisinage des limites des vallées même de minces couvertures de ce loess sont fortement calcareuses.

A la phase initiale l'accumulation du loess était lente, le climat était continental, assez humide probablement. Certains bassins d'eau, provenant de la période précédente, se sont préservés encore (fig. 3, 6). Aux interfluves se déposait un loess peu calcareux, gleyifié, „marmorisé” ou à teinte bleu d'acier, argileux et contenant beaucoup de colloïdes (au-dessus de 20%). Aux versants agissaient d'intenses processus de dénudation. Les sols du type de Komorniki ne se sont préservés presque nulle part en haut des versants. Dans cette situation topographique-là, même les séries inférieures de loess sont parfois dégradées. En bas des versants on observe aussi souvent des loess en traînées, remaniés (K o p c z y ń s k a, S t r a s z e w s k a, 1961; M o j s k i, 1965; J e r s a k, 1965).

Plus tard, le climat a changé. Sur tout le territoire des loess en Pologne il est devenu nettement continental. La vitesse de l'accumulation de la poussière éolienne a augmenté d'une manière distincte. Les bassins lacustres peu profonds, laissés après la période précédente, disparaissent peu à peu. Il se forme un loess jaune-clair, non-gleyifié, calcareux, relativement grossier, à une prédominance des fractions de poudres et à faible proportion de colloïdes. Il contient aussi peu de matière organique. Ce n'est qu'en parties ouest des tapis de loess respectifs qu'un dépôt mince, non-calcaireux et argileux s'est déposé. C'est probablement l'effet de la prédominance des vents Est qui transportaient la poussière éolienne. Dans les parties ouest des nappes de loess respectives ils n'apportaient que peu de matériel, contenant des particules plus fines, en forme d'agrégats composés en majeure partie de colloïdes principalement. Les processus pédogénétiques qui agissaient contemporanément avec l'accumulation, étant donné un apport faible de matériel, causaient un lavage complet du CaCO_3 .

La domination des conditions climatiques nettement continentales

au cours de la formation de la partie essentielle du loess jeune IIb est indiquée aussi par les fentes de gel. C'est en cette période-ci qu'est situé le développement principal de ces structures. Les fentes à dimensions considérables se manifestent alors (photo 2, 3, 4). En haut, leur largeur est de plusieurs cm, la profondeur dépassant 1 m (Mojski, 1965; Jersak, 1965; Jahn, 1969). Du même âge vraisemblablement provient la fente à Sasiadka, décrite par Malinowski et Mojski (1960). Toutes ces fentes coupent les séries sous-jacentes et sont remplies de loess jeune IIb fortement calcareux.

La fin de l'accumulation éolienne de la poussière a eu lieu probablement au Dryas inférieur ou bien moyen. A l'interstade Allerød, au voisinage des vallées plus grandes, la couverture éolienne était déjà fortement disséquée par des formes d'érosion de dimensions variables. Aux versants de ces formes on trouve parfois un sol fossile provenant probablement de l'interstade Allerød. Ce sol couronne également les dépôts emboîtés dans ces formes d'érosion. Ceux-ci atteignent une épaisseur jusqu'à 2 m et contiennent une faune de mollusques à faibles exigences thermiques — *Pupilla loessica* et *Vallonia tenuilabris* (Jersak, 1965). Ce sol ne s'est préservé nulle part aux interfluves, détruit probablement par les processus pédogénétiques holocènes, superposés sur la même surface.

La fin de l'accumulation du loess (et au Dryas inférieur plutôt) est indiquée par un autre fait encore. Dans les zones marginales des nappes de loess respectives, les sables éoliens ont commencé de se déposer à l'époque du déclin de l'accumulation de la poussière éolienne. Dans la partie sommitale du loess il y a des intercalations sableuses qui passent ensuite, plus haut, aux sables proprement dits (fig. 3, 6). C'est de cette façon que s'engrenent ces deux dépôts en partie sud de la nappe de loess du Plateau d'Opatów—Sandomierz — le phénomène décrit aussi par Mycielska (1965). Les sables éoliens y forment une couverture à surface peu accidentée. Ce n'est que rarement qu'il y a de petites dunes, ne dépassant pas 2 m de haut. L'épaisseur maximale des sables alternant avec du loess atteint 2 m. Celle des sables susjacentes — 3 m. Au-dessous de ces deux dépôts repose le loess jeune IIa et plus bas encore — le sol fossile du type de Komorniki. Il nous semble qu'une telle liaison des sables éoliens et des loess existe aussi en partie NW de la région de loess du Plateau de Lublin (Maruszcak, 1961), dans une petite „île” de loess près de Przysucha (Lindner, 1967b) et en partie nord de la nappe de loess du Bassin de Racibórz. Les sables éoliens ont été déposés par les vents ouest déjà. Ils entrent du côté ouest sur le territoire de

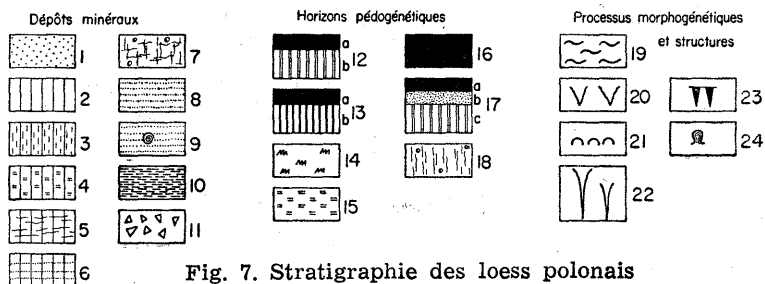
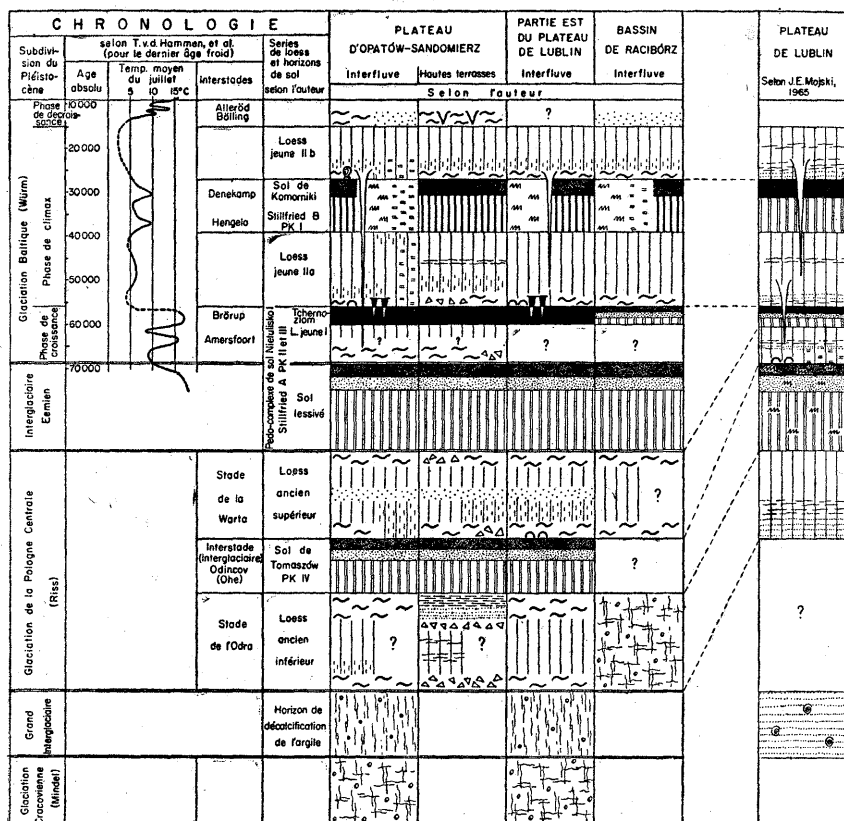


Fig. 7. Stratigraphie des loess polonais

Dépôts minéraux: 1. sables éoliens; 2. loess amorphe, non-gleyifié; 3. loess „marmorisé”, partiellement gleyifié, amorphe; 4. loess „marécageux”; 5. loess de versant, en trainées; 6. loess de vallée, stratifié; 7. argile morainique; 8. alluvions de la haute terrasse; 9. alluvions avec de la faune de mollusques; 10. dépôts de lacs de barrage; 11. dépôts de versant

Processus pédogénétiques et sols: 12. tchernoziom lessivé: (a) horizon de tchernoziom A₁, (b) horizon illuvial B; 13. sol brun arctique: (a) horizon d'accumulation A₁, (b) horizon de brunisation B; 14. gley à oxydo-réduction; 15. sol marécageux; 16. tchernoziom — horizon d'accumulation A₁; 17. sol lessivé jaune-pâle: (a) horizon d'accumulation A₁, (b) horizon éluvial A₂, (c) horizon illuvial B; 18. argile morainique altérée, décalcifiée

Processus morphogénétiques et structures: 19. dénudation; 20. érosion en profondeur; 21. structures de la toundra à flaques de terre; 22. fentes de gel; 23. structures des sols polygonaux; 24. structures d'injection

loess et terminent en coin vers l'Est. Les études des dunes existant aux environs de Łódź (Chmielewska, Chmielewski, 1960; Dylikowa, 1964, 1968; Wasylikowa, 1964; Gawlik, 1969) ont montré que les débuts de leur formation ont eu lieu au Dryas inférieur. La phase d'accumulation éolienne principale en Pologne Centrale, selon Dylikowa, est située au Dryas moyen.

La stratigraphie des loess et les traits principaux des événements morphogénétiques sont présentés sur la fig. 7.

Traduction de T. Kubiak

Bibliographie

- Baraniecki, L., 1965 — Zagadnienie pokryw gliniastych w środowisku peryglacialnym, na przykładzie Sudetów, Karpat, Czechosłowacji i Spitsbergenu (summary: Problems of clay covers in the periglacial environment, exemplified by the Sudetes, the Carpathians, Czechoslovakia and Spitsbergen). *Inst. Geol., Biul.* 187.
- Borówko-Dłużakowa, Z., 1964 — Investigations palynologiques des dépôts aurignaciens (Brörup) du Haut Plateau de Konin. *Report Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 2.
- Brelie, G. v. d., 1955 — Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 6.
- Butrym, J., Cegła, J., Dżużyński, S., Nakonieczny, S., 1964 — New interpretation of „periglacial structures”. *Folia Quaternaria*, no. 17.
- Cegła, J., 1963 — Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lesami Polski (summary: On the origin of the Quaternary silts in the Carpathian Mountains). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 18.
- Chik, S. M., 1959 — O samostoyatel'nosti moskovskovo oledeneniya (Individualité de la glaciation de Moscou). *Biul. Kom. po izuch. Tchetvertitchnogo Perioda*, nr 23.
- Chik, S. M., 1960 — Novye dannye ob odincovskikh mezhlednikovyykh otlozheniyakh (Données nouvelles sur les dépôts interglaciaires d'Odincovo). *Doklady Akad. Nauk SSSR*, t. 133.
- Chik, S. M., 1961 — Rayon moskovskogo oledeneniya, stratigrafia tchetvertitchnyykh otlozheniy (Région de la glaciation de Moscou, stratigraphie des dépôts quaternaires). *Dans: Relief i stratigrafiya tchetvertitchnyykh otlozheniy severo-zapada Ruskoy Ravniny; Moscou.*
- Chmielewska, M., Chmielewski, W., 1960 — Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, distr. de Łęczycza. *Biuletyn Peryglacialny*, no. 8.

- Czeppe, Z., Kozłowski, J., Kryszowska, M., 1963 — Le gisement paléolithique de loess de Racibórz—Ocice en Haute Silésie. *Folia Quaternaria*, no. 15.
- Dylik, J., 1967 — The main elements of Upper Pleistocene stratigraphy in Central Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 16.
- Dylik, J., 1969 — L'action du vent pendant le dernier âge froid sur le territoire de la Pologne Centrale. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 20.
- Dylikowa, A., 1964 — Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif. *Report VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.
- Fink, J., 1962a — Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. *Report VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.
- Fink, J., 1962b — Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 54.
- Fink, J., 1966 — Zametki k voprosu o liosse. Sovremennyj i tchetvertitchnyj kontinentalnyj litogenez (Remarques sur le problème du loess. Lithogénèse continentale contemporaine et quaternaire). Akad. Nauk SSSR, Kommissiya po izutcheniyu tchetvertitchnogo perioda.
- Frenzel, B., 1964 — Zur Pollenanalyse von Loessen. Untersuchung der Loessprofile von Oberfellabrunn und Stillfried, Niederösterreich. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 15.
- Gawlik, H., 1969 — Wydmy Kotliny Szczercowskiej (résumé: Les dunes dans le Bassin de Szczerców). *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*.
- Gerasimov, I. P., Velitchko, A. A., Morozova, T. D., Faustova, M. A., 1966 — Mikromorfologitcheskiy metod v izutcheniyu lessovykh obrazovaniy i pervye rezultaty ego primeneniya. Sovremennyj i tchetvertitchnyj kontinentalnyj litogenez (Méthode micromorphologique appliquée à l'étude des formations loessiques et premiers résultats de son usage. Lithogénèse continentale contemporaine et actuelle). Akad. Nauk SSSR, Kommissiya po izutcheniyu tchetvertitchnogo perioda.
- Grabowska-Olszewska, B., 1963 — Własności fizyczno-mechaniczne utworów lessowych północnej i północno-wschodniej części Świętokrzyskiej strefy lessowej na tle litologii i stratygrafii oraz warunków występowania (summary: Physico-mechanical properties of loess deposits of the northern and north-eastern part of the Holy Cross Mts. loess zone on the background of their lithology, stratigraphy and conditions of occurrence). *Biul. Geol. Univ. Warszawskiego*, t. 3.
- Gritchuk, V. P., Monochon, M. H., Chik, S. M., 1961 — Ob otlozheniyakh odincovskoj-dneprovsko-moskovskoj mezhljednikovoj epokhi u g. Glazovo (Sur les dépôts interglaciaires Odincovo—Dneper—Moscou à Glazovo). *Paleogeografiya Tchetvertitchnogo perioda SSSR*, Univ. Moscou.
- Hammen, T. van der, Maarleveld, G. C., Vogel, J. C., Zagwijn, W. H., 1967 — Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 46.

- Jahn, A., 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (summary: Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 7.
- Jahn, A., 1969 — Structures périglaciaires dans les loess de la Pologne. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 20.
- Jahn, A., Szczepankiewicz, S., 1967 — Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola (Formes de relief et formations quaternaires des Sudètes et de leur avant-pays). *Dans: Czwartorzęd Polski*; PWN, Warszawa.
- Jańczyk-Kopikowa, Z., Mojski, J. E., 1964 — Interstadiał Brørup w Podgłębkiem na Polesiu Lubelskim (summary: Brørup interstadial at Podgłębokie in the Polesie Lubelskie region). *Kwartalnik Geol.*, t. 8.
- Jersak, J., 1961 — Biskupie Doły. *Dans: Guide-Book of the Excursion from the Baltic to the Tatras*, part 2, vol. 2 Middle Poland, *Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*.
- Jersak, J., 1965 — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa (résumé: Stratigraphie et genèse des loess aux environs de Kunów). *Acta Geogr. Lodziensia*, nr 20.
- Jersak, J., 1969 — Stratigraphy of loesses in Poland on the basis of studies in the Foreland of the Świętokrzyskie Mts. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 19.
- Klatka, T., 1961 — Opacie Doły. — *Dans: Middle Poland. Guide-Book of the Excursion from the Baltic to the Tatras*, *Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*, part 2, vol. 2.
- Klatka, T., 1962 — Geneza i wiek gołoborzy Łysogórskich (résumé: Champs de pierres de Łysogóry). *Acta Geogr. Lodziensia*, nr 12.
- Kneblová-Vodičková, V., 1967 — Konference v Německé spolkové republice a Rakousku o problémech datování spraši (Réunions consacrées aux problèmes de datation du loess en Allemagne de l'Est et en Autriche). *Věstník Ústřed. Ústavu Geol.*, vol. 42.
- Konecka-Betley, K., 1968 — The typology of fossil soils on the example of Nieledeu. *Roczniki Gleboznawcze*, t. 19 (supplément).
- Kopp, E., Woldstedt, P., 1965 — Über den Charakter der Warmzeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 16.
- Kukla, J., Ložek, V., 1961 — Loesses and related deposits. *Prace Inst. Geol.*, t. 34.
- Kukla, J., Ložek, V., Barta, J., 1962 — Das Lössprofil von Nove Město im Waagtal. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 12.
- Lieberoth, I., 1963 — Löss-Sedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. *Geologie*, Bd. 12.
- Lieberoth, I., 1964 — Die Stratigraphie der Sächsischen Löss, ein Beitrag zur Würmchronologie. *Report Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.
- Lindner, L., 1967a — Lessy dorzecza Uniejówki (résumé: Les loess du bassin de l'Uniejówka). *Acta Geol. Polonica*, vol. 17.

- Lindner, L., 1967b — Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchej (résumé: L'île loessique de Borkowice près Przysucha). *Acta Geol. Polonica*, vol. 17.
- Ložek, V., 1964 — Mittel- und Jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Löss-Stratigraphie Mitteleuropas. *Report Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.
- Ložek, V., 1968 — Sprašova serie s třemi interglacialy u Dolních Kounic (Zfs.: Eine Löss-Serie mit drei Interglazialen bei Dolne Kounice). *Věstník Ústř. Ústavu Geol.*, t. 41.
- Malicki, A., 1961 — The stratigraphic value of the loess profile in Pikułice (near Przemyśl). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 15.
- Malicki, A., 1967 — Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem (Les loess sur le territoire de la Pologne et leur rapport avec le Quaternaire). *Dans: Czwartorzęd Polski*; PWN, Varsovie.
- Malinowski, J., 1964 — Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Roztocza i kotliny Zamojskiej między Szczepieszczykiem i Turobinem (summary: Geological structure and geotechnical properties of loesses in Roztocze and in Zamość basin, between Szczepieszczyk and Turobin). *Prace Inst. Geol.*, t. 41.
- Malinowski, J., Mojski, J. E., 1960 — Profil lessu w Sąsiadce koło Szczepieszczyka (summary: Geologic section of the loess at Sąsiadka near Szczepieszczyk in the Roztocze range). *Inst. Geol., Biul.* 150.
- Manikowska, B., 1966 — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi (résumé: Les sols du Pléistocène supérieur aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodziensia*, nr 22.
- Maruszczak, H., 1961 — Puławy — Włostowice. *Dans: Symposium on Loess. Guide-Book of the Excursion E, the Lublin Upland, Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*.
- Mojski, J. E., 1965 — Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy (summary: Loess stratigraphy in the drainage basin of the lower Huczwa river in the Lublin Upland). *Inst. Geol., Biul.* 187.
- Mojski, J. E., 1968 — Zarys stratygrafii lessów w Polsce (summary: Outline of loess stratigraphy in Poland). *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 17.
- Moskvitin, A. I., 1954 — Stratigraficheskaya skhema tchetvertichnogo perioda v SSSR (La stratigraphie du Quaternaire en URSS). *Izv. Akad. Nauk SSSR*, ser. geol.
- Moskvitin, A. I., 1961 — O fiziko geograficheskikh usloviyakh odincovskogo mezhdniovika (Sur les conditions physico-géographiques de l'interglaciaire Odincovo). *Materialy Vses. Sovestch. po izutsh. Tchetvertichnogo Perioda*, t. 2.
- Mycielska-Dowgiałło, E., 1965 — Mutual relation between loess and dune accumulation in Southern Poland. *Geogr. Polonica*, no. 6.
- Picard, K., 1958 — Das Werden der Landschaft Westholsteins während der Saaleeiszeit. *Geol. Jhb.*, Bd. 76.

- Picard, K., 1964 — Die stratigraphische Stellung der „Warthe-Eiszeit“ in Schleswig-Holstein (Deutschland). *Report VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 2.
- Pożaryski, W., 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe (summary: The Pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). *Prace Inst. Geol.*, t. 9.
- Prószyński, M., 1952 — Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu (résumé: Notes sur la géologie du bassin de la rivière Bug). *Państw. Inst. Geol., Biul.* 65.
- Racinowski, R., 1969 — Le profil du loess à Nieleśdew sur le Plateau de Lublin à la lumière de l'analyse de minéraux lourds. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 20.
- Rokicki, J., 1952 — Warunki występowania utworów pyłowych i lessów na Dolnym Śląsku (Zfs.: Das Vorkommen von Staubbildungen und Loess in Niederschlesien). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 5.
- Różycki, S. Z., 1967a — Zarys stratygrafii plejstocenu Polski (Esquisse de la stratigraphie du Pléistocène en Pologne). *Dans: Czwartorzęd Polski*; PWN, Varsovie.
- Różycki, S. Z., 1967b — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie (Pléistocène de la Pologne centrale sur le fond du passé au Tertiaire supérieur). PWN, Varsovie.
- Samsonowicz, J., 1934 — Objaśnienia arkusza Opatów (Explication de la feuille Opatów). *Państw. Inst. Geol., Varsovie*.
- Sobolewska, M., Starkel, L., Śröder, A., 1964 — Młodoplejstoceńskie osady z florą kopalną w Wadowicach (summary: Late-Pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice, West Carpathians). *Folia Quaternaria*, nr 16.
- Straszewska, K., Mycielska, E., 1961 — Gołębice near Sandomierz. *Dans: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*, part 2, vol. 2.
- Stremme, E. H., 1960 — Bodenbildung auf Geschiebelehmern verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. *Ztschr. Deutschen Geol. Ges.*, Bd. 112.
- Unger, K. P., Rau, D., 1961 — Gliederung und Alterstellung der Lössablagerungen in Thüringen Becken und dessen Randgebiete. *Prace Inst. Geol.*, t. 34.
- Velitchko, A. A., 1965 — Voprosy geokhronologii lessov Evropy (Problèmes de la géochronologie des loess de l'Europe). *Izv. Akad. Nauk SSSR*, ser. geogr.
- Vogel, J. C., Hammen, T. van der, 1967 — The Denekamp and Paudorf interstadials. *Geol. en Mijnbouw*, t. 46.

Wasylikowa, K., 1964 — Roślinność i klimat późnego glaciału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy (summary: Vegetation and climate of the Late-Glacial in Central Poland based on investigations made at Witów near Łęczycy). *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 13.

Woldstedt, P., 1955 — Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 4/5.

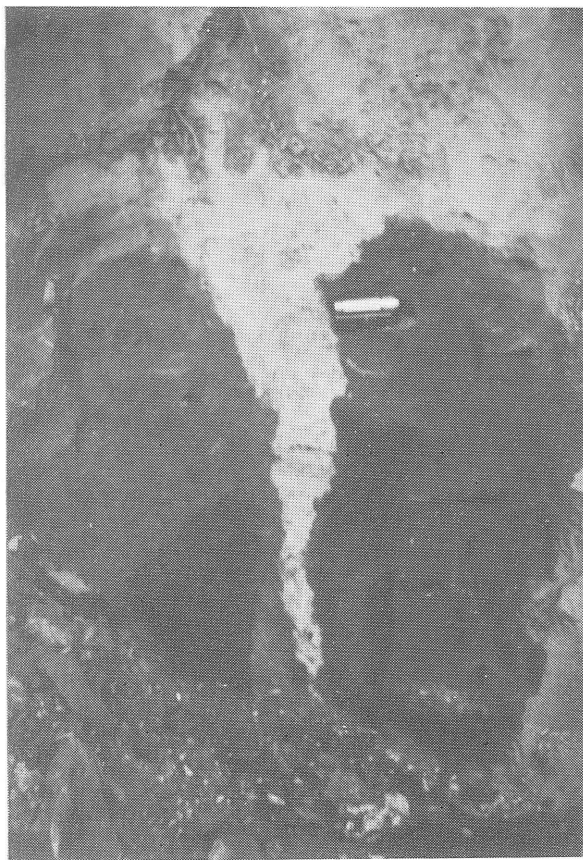


Photo de J. Jersak, 1964

Photo 1. Nietulisko Duże. Une mince fente de gel traversant l'horizon de tchernoziom du sol du type de Nietulisko I



Photo de J. Jersak, 1961

Photo 2. Jędrzejowice. Fente de gel traversant le loess jeune I et IIa, remplie par du loess jeune IIb



Photo de J. Dylik, 1961

Photo 3. Kunów-Stawiska. Structures de la toundra à flaques de terre développées au sommet du sol lessivé jaune-pâle du type de Nietulisko I et la partie inférieure de la fente de gel remplie par du loess jeune IIb



Photo de J. Dylik, 1961

Photo 4. Kunów-Stawiska. La partie supérieure de la fente de gel traversant le loess jeune IIa et les séries inférieures de loess