

K. DWUCET*, Z. ŚNIESZKO*

Sosnowiec

NEOPLEISTOCENE LOESS COVER EVOLUTION: AN EXAMPLE FROM THE ODONÓW SEDIMENTARY SUCCESSION (SOUTHERN POLAND)

Abstract

The site at Odonów represents the most complete and developed complex of loesses and cryogenic horizons formed during the Odra, Warta and Vistula cold stages (Saale, Warthe, Weichsel) on the Polish Uplands. Loess deposits of these stages are separated by soil complexes consisting of *lessivé* soils, chernozems, and horizons containing structures of frost and dessication origin. These complexes also contain thin layers of aeolian dust and solifluction material.

Pseudogley soils and horizons of pseudomorphoses after ice-wedges (two horizons within the Vistulian loess and another two in the Warta loess) occur in loess sediments lying above the soil complexes.

At Odonów site there are clear traces of activity of slope processes corresponding to the permafrost degradation (decline of the Warta and Vistula periods). Unstable activity of slope processes characterises the interplenivistulian time (40–20 ka). Traces of trough erosion (gully?) just after completion of loess accumulation during the Warta and Vistula stages, and at the beginning and towards the end of the interplenivistulian, were found.

Résumé des auteurs

Le profil à Odonów présente un complexe, le mieux développé, du loess et des horizons criogéniques correspondant aux périodes froides du stade de la Odra, de la Warta et du Vistulien. Les séries du loess sont séparées par les complexes des sols lessivés, du tchernoziom et par les horizons des structures dues à la contraction thermique et à la dessiccation. On y trouve aussi des couches minces des poussières éoliennes et des dépôts de solifluxion.

Dans les profils du loess déposé au-dessus des complexes des sols on a trouvé des sols du type de pseudo-gley et des horizons avec des pseudomorphoses, remplies de sédiments après la fusion de la glace (deux horizons dans le loess du Vistulien et deux dans le loess de la Warta).

On observe aussi à Odonów des traces distinctes de l'animation des processus de versants correspondant aux périodes de la dégradation du pergélisol (les phases tardives de la Warta et du Vistulien). La variabilité de l'activité de ces processus est caractéristique pour période de l'inter-Plénivistulien (40–20 ka). On a trouvé aussi des traces du ravinement directement après l'accumulation du loess de l'horizon de la Warta et du Vistulien, de même, qu'au début et que vers la fin de l'inter-Plénivistulien.

INTRODUCTION

Loess deposits occur in Poland as isolated patches. They are known from the area south of 51°21' N and occur in the Southern Polish Uplands, the Głubczyce Plateau and in the Sudeten and Carpathian Forelands. They are present at altitudes of 170–450 m a.s.l.

* Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60, Poland.

Both in natural and artificial outcrops, loesses of the Vistulian age predominate. Loesses of the Wartanian and even Odranian (i.e. Saalian) ages are much less common. Loesses older than those of the Odranian age are noted mainly in drill-hole cores (DOLECKI, 1995). In the Wolhynian Upland in Western Ukraine, older loesses are also observed in outcrops (BOGUCKI, 1987; MARUSZCZAK, 1994).

Lithological features of fossil soils change distinctly from Eastern to Western Poland (JERSAK, 1973; MARUSZCZAK, 1991; JERSAK *et al.*, 1992). The thickness and mean grain size of loesses as well as their carbonate content decrease westwards. Based on loess features, fossil soils and cryogenic structures, J. JERSAK distinguished the following loess types in Poland: dry, intermediate, temperate humid and humid.

In the central part of the loess area, the Miechów loess patch occurs (Fig. 1). It contains dry and intermediate loess deposits. The following well-known and stratigraphically important sites are located here: Kraków-Spadzista (KOZŁOWSKI, SOBCZYK, 1987; SOBCZYK, 1995), Kraków-Zwierzyniec (CHMIELEWSKI, KONECKA-BETLEY, MADEYSKA, 1977), Szczyglice (RACINOWSKI, RUTKOWSKI, ŚNIESZKO, 1994), and Piekary (MADEYSKA, MORAWSKI, ŚNIESZKO, TOMASZEWSKI, 1994). As they contain rich archaeological data, these sites are considered to be of great importance in the Vistulian loesses studies. The Szczyglice and Odonów sites are sources of important data about the evolution of loess cover in the period since the beginning of the Middle-Polish Glaciations. The access to the Szczyglice site (at the motorway scarp) was very brief. At Odonów, the studies can be still carried out at two currently worked quarries: Odonów I and Odonów II. They have been the richest source of information on the palaeomorphological evolution of loess-covered areas in Poland during the last 300 ka.

The Odonów quarries are located in the western part of loess area in the Polish Uplands. They occur at an altitude of 200–220 m a.s.l., about 230 km south of the maximum limit of the North-Polish Glaciation (Weichselian), and about 80 km south of the maximum limit of the Middle-Polish Glaciation (Saalian). These sites are located in the transitional zone between the moderately wet loess zone of western Poland and dry loess zone of eastern Poland. Odonów is situated in the south-eastern part of the Miechów loess cover, about 50 km north of Cracow.

The loess thickness there often exceeds 20 m (Fig. 2). The bedrock beneath the loess is lithologically diversified (LINDNER, SIENNICKA-CHMIELEWSKA, 1995). Subaerially-derived loesses overlie the Sarmatian clays and sandy silts (Tertiary), sands and gravels of the Witów Formation (pre-Pleistocene), basal tills, sands and silts of glaciolacustrine and glaciofluvial origin of the Saanian Glaciation (Mezopleistocene).

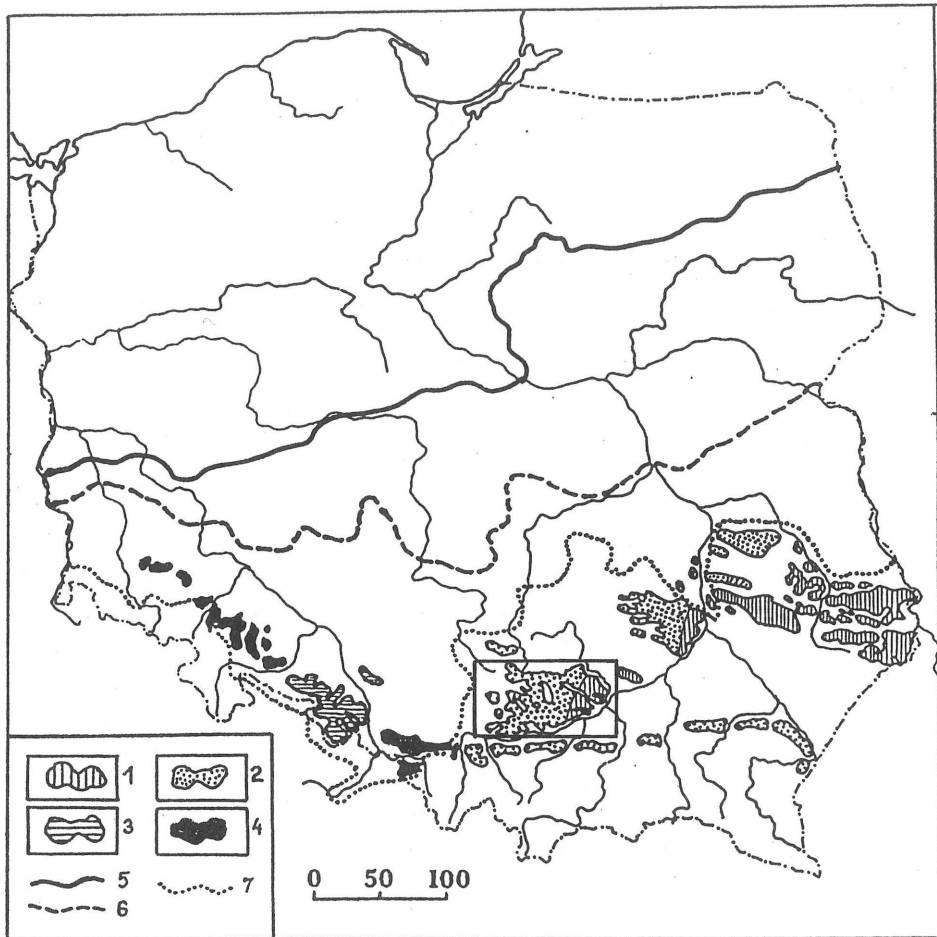


Fig.1. Distribution of loesses in Poland

1. dry loess formation; 2. intermediate loess formation; 3. moderately wet loess formation; 4. wet loess formation; 5. maximum extent of the Vistula Stage ice-sheet; 6. maximum extent of the Warta Stage ice sheet; 7. maximum extent of the Odra Stage ice sheet

Rys. 1. Rozmieszczenie pokryw lessowych w Polsce

1. lessy formacji suchej; 2. lessy formacji przejściowej; 3. lessy formacji umiarkowanie wilgotnej; 4. lessy formacji wilgotnej; 5. maksymalny zasięg lądolodu piętra wisły; 6. maksymalny zasięg lądolodu piętra warty; 7. maksymalny zasięg lądolodu piętra odry

Loess horizons, horizons of fossil soils and cryogenic structures were noted in the Odonów I and Odonów II sedimentary successions. Their variability has been studied in terms of their palaeomorphological position. The main loess horizons are separated from each other by pedocomplexes of a composite struc-

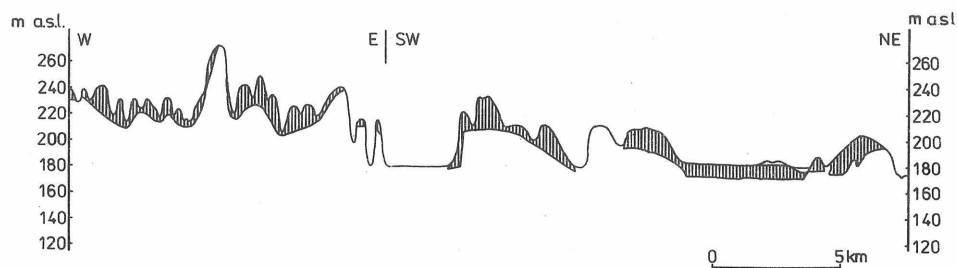


Fig. 2. Extent of the Miechów loess cover. Cross-section of the western part of the Miechów loess cover based on geological cross-section of L. LINDNER, A. E. SIENNICKA-CHMIELEWSKA (1995). Loess is represented by vertical lines

Rys. 2. Przekrój przez pokrywę lessową zachodniej części miechowskiego płata lessowego według przekroju geologicznego L. LINDNERA, A. E. SIENNICKIEJ-CHMIELEWSKIEJ (1995). Powierzchnia zakreskowana – lessy

ture. These are the Nietulisko soil complex (pedocomplex)¹ dividing the loess of the Vistula and Warta Stages, and the Tomaszów soil complex (pedocomplex)², existing between the loesses of the Warta and Odra Stages.

Within loess horizons there are pseudo-gleyed soils as well as tundra-derived brown soils which form pedocomplexes of a lower stratigraphic rank. These are as follows: the Nieledeu soil complex in the Wartanian loess and the Komorniki soil complex in the Vistulian loess. Pseudo-gleyed horizons which indicate periods of reduced aeolian accumulation are locally present in the Vistulian loess. Within the ice-wedge structures forming polygons at Odonów, the following structures are distinguished: desiccation cracks, casts of secondary seasonal infill, casts of secondary ice-wedge infill, and structures of complex origin.

THE STUDIES AT ODONÓW

Considering the abundance of frost-derived structures and fossil soils, the sedimentary profiles from Odonów have been the object of interest to geographers for many years. Since 1975, investigations have been focused mainly on the sediments in the old brick-yard excavation at Odonów II (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1975; JERSAK, 1975, 1976, 1985, 1988; ŚNIESZKO, TUCHOŁKA, 1976; MARUSZCZAK, WILGAT, 1978; STOCH, MARUSZCZAK, HELIOS-RYBICKA, 1983; ALEXANDROWICZ, 1986; BUTRYM, 1987; WAGA, 1987; BLUSZCZ, 1989;

¹ Term *the Nietulisko soil complex* has been introduced to Polish stratigraphic literature by J. JERSAK (1965). In the paper by J. JERSAK *et al.* (1992) there is a detailed description of this soil complex. It was estimated that this complex was formed between 125 and 80 ka.

² Term *the Tomaszów soil complex* has been introduced to Polish stratigraphic literature by J. JERSAK (1965). It was estimated that this complex was formed between 220 and 180 ka.

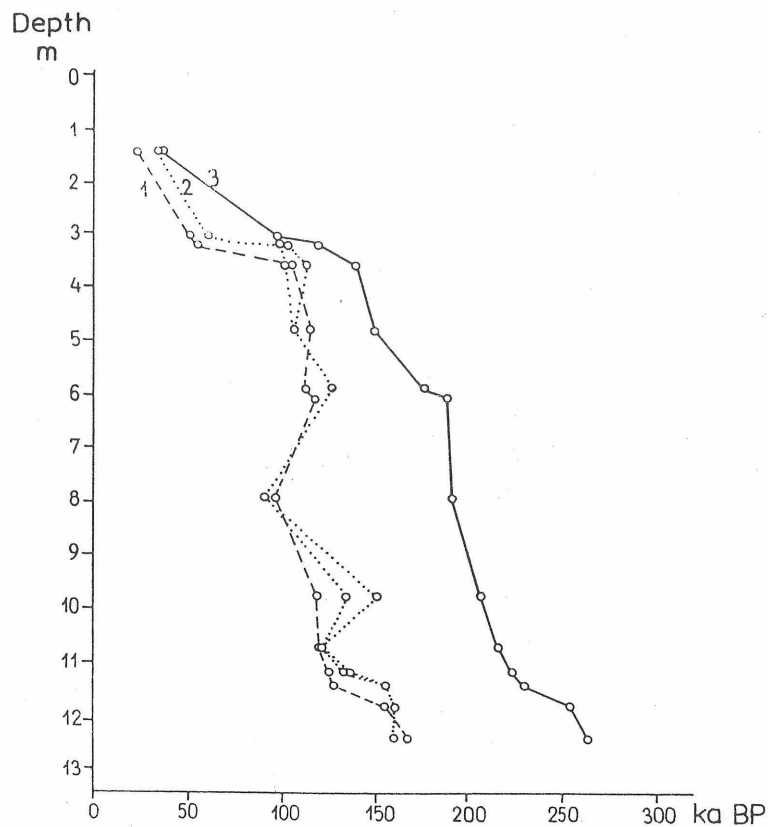


Fig. 4. TL dating results of the Odonów II loesses obtained in three laboratories in: Warsaw (1), Gliwice (2) and Lublin (3). After T. MADEYSKA (1992)

Rys. 4. Wyniki datowań metodą TL lessów w Odonowie II uzyskane z trzech laboratoriów w: Warszawie (1), Gliwicach (2) i Lublinie (3). Za MADEYSKĄ (1992)

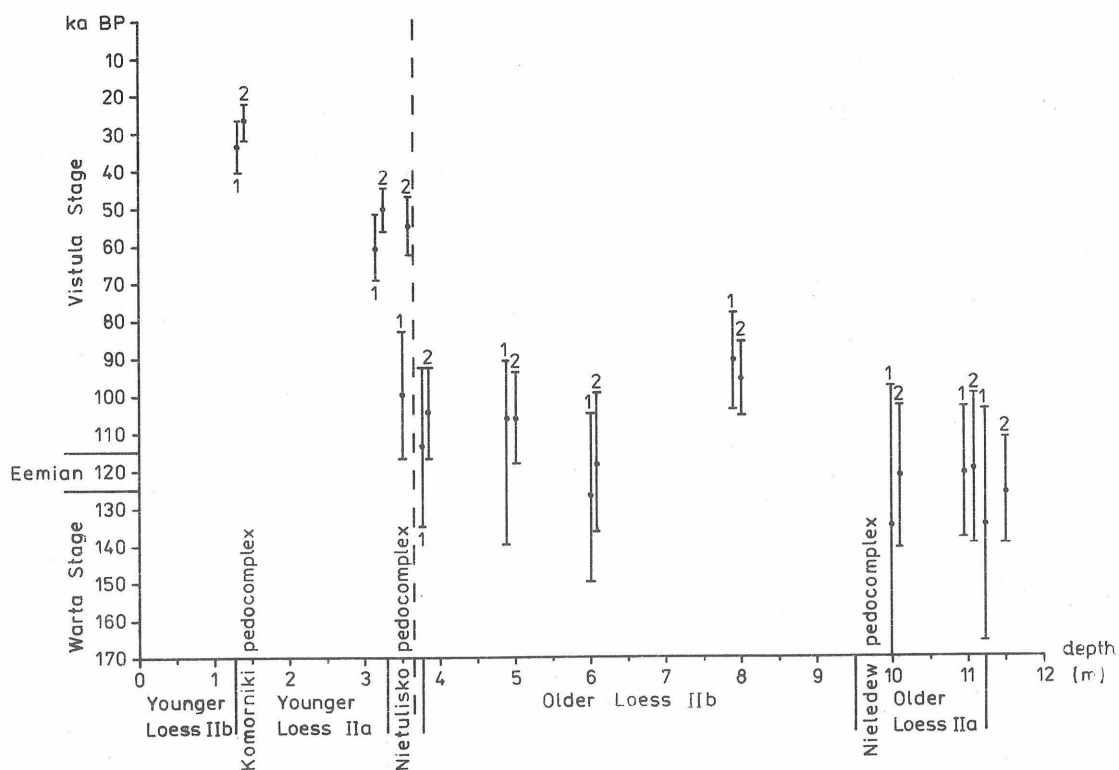


Fig. 5. TL dating results of Vistulian and Wartian loesses obtained in Gliwice (1) and Warsaw (2) laboratories. Analytical error ranges are marked

Rys. 5. Wyniki datowań metodą TL lessów warciańskich i vistuliańskich uzyskane w laboratorium w Gliwicach (1) i Warszawie (2) z uwzględnieniem błędu laboratoryjnego

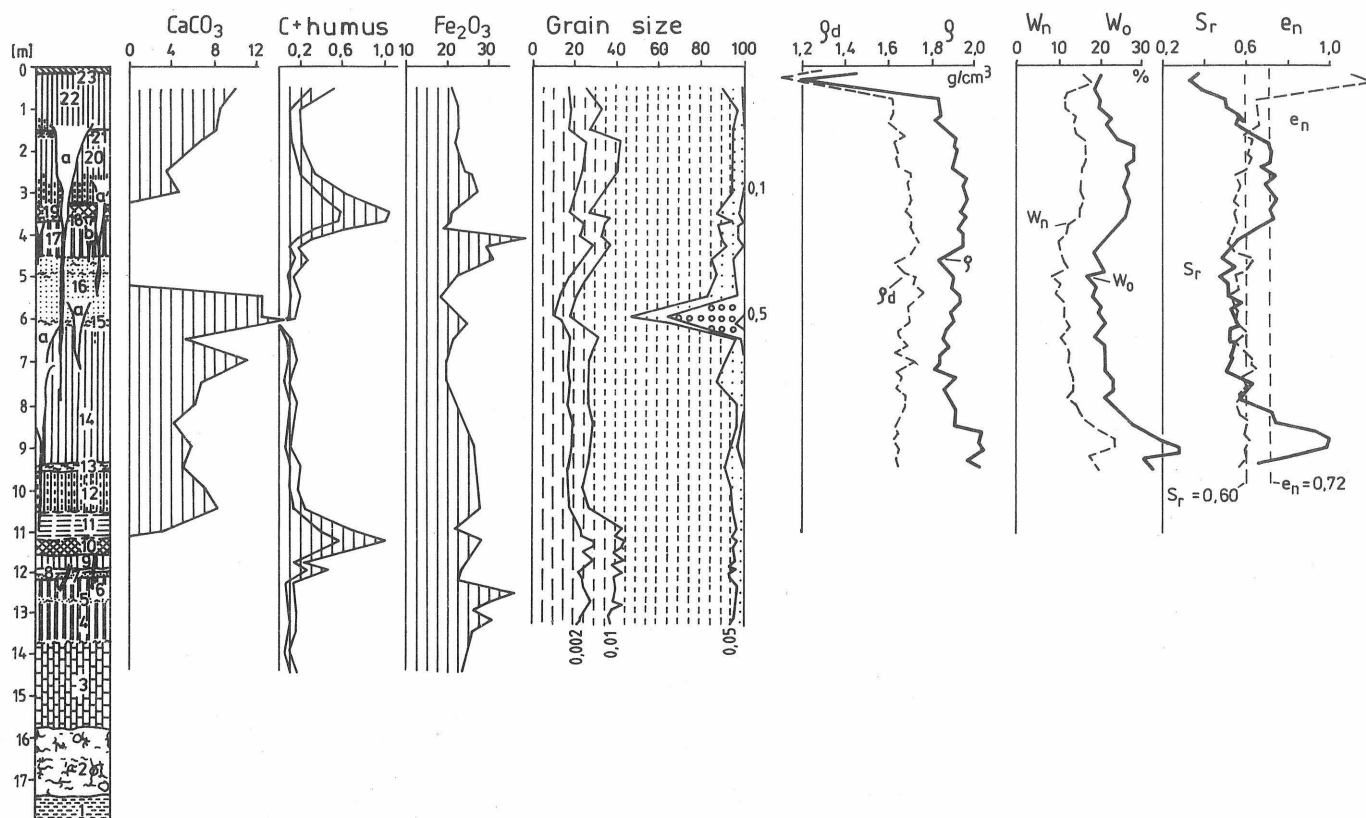


Fig.3. Characteristics of loesses at the Odonów II site

Schematic stratigraphic profile (J. JERSAK , 1976). 1. Tertiary „Kraakowickie” clays; 2. Saanian Glaciation, moraine clayey material, downwashed, banded; 3. cold Odra Stage, climax phase, part B, Older Lower Loess, clayey, greyish with rusty spots, without carbonates; 4 to 10 – *Tomaszów soil complex*: 4 to 8 – *warm Opatów Stage, lessivé* soils: 4. illuvial horizon B, strongly clayey brown material; 5. greyish and grey banded humus material derived from the upper parts of downwashed soils; 6. poorly developed illuvial gleyed horizon Bg, clayey material, brown with greyish spots and fine ferruginous concretions; 7. poorly developed gleyed horizon Eg, slightly silty material with fine ferruginous concretions; 8. humus horizon Ag, silty dark-grey material with fine ferruginous concretions; 9 to 16: *cold Warta Stage, waxing phase*: 9. loess without carbonates, unstratified, ochrous – Older Upper Loess I (?); 10. secondarily gleyed chernozem humus material, clayey, without carbonates, black-brown; 11 to 12: *climax phase, part A, Older Upper Loess IIa*: 11. banded dark-grey humus material in lower part, greyish, gleyed carbonate loess in upper part; 12. poorly gleyed carbonate loess, yellow-grey with rusty spots; 13. pseudo-gleyed Nieledeu soil, strongly clayey material, greyish with rusty spots and ferruginous concretions, carbonate concretions in upper part; 14 to 16: *climax phase, part B, Older Upper Loess IIb*, light-yellow carbonate loess, with greyish and rusty spots in lower part; 15. gleyed carbonate „marble” loess, greyish with rusty bands, with numerous snail shells; 16. *Older Upper Loess IIc* (?) – silty deposit of discontinuous stratification, carbonate in lower part, decalcified in upper part; 17 to 19: *Nietulisko I soil complex*, 17 to 18 - *warm Eemian Stage, lessivé* soil; 17. illuvial horizon Bt, clayey orange-brown material, downwashed horizon A₃, silty material ash-coloured of pea-like structure; 19 to 22. *the last cold stage*: 18. waxing phase, chernozem – humus dark-grey material with numerous molehill structures; 20. *climax phase, part A, Younger Loess IIa*, slightly clayey loess, ochrous, darker in lower part, carbonate; 21. pseudo-gleyed Komorniki soil - clayey decalcified loess, greyish with rusty spots and ferruginous concretions, 22 - climax phase, part B, *Younger Loess IIb* - light-yellow silty loess, more clayey in lower part, carbonate, 23 - present-day humus horizon, a - fissure structures of frost contraction with secondary infilling, b - fissure structures of thermal contraction and desiccation fissures with secondary seasonal infilling, c - fissure structures of various genesis. Symbols of soil horizons are the same as in JERSAK's original caption. Physical properties (Z. FRANKOWSKI 1991): γ_d – mass density of sediment rains, γ - true mass density of sediment, W_n - true humidity of sediment, W_o - humidity per volume, S_r - humidity ratio, e_n - void ratio

Rys. 3. Odonow II. Charakterystyka kompleksu utworów lessowych

Schematyczny profil stratygraficzny (według J. JERSAKA, 1976): 1. trzeciorzędowe iły „krakowickie”. 2. zlodowacenie sanu – gliniasty materiał morenowy, ze śladami smugowania; 3. **zimne piętro odry**, faza pełni, część B, less starszy dolny, ilasty, szarawy z rudymi plamami, bezwęglanowy; 4 do 10. **Kompleks glebowy tomaszów**: 4 do 8. **piętro ciepłe opatowskie**, gleby *lessivé*; 4. poziom iluwialny B, materiał silnie ilasty, brązowy; 5. siwy i szary, smugowany materiał humusowy pochodzący z górnych części rozmywanych gleb; 6. słabo rozwinięty, oglejony poziom iluwialny Bg, materiał ilasty, brązowy z szarymi plamami i drobnymi kongrecjami żelazistymi; 7. słabo rozwinięty oglejony poziom przemycowania Eg, materiał mulkowany z drobnymi kongrecjami żelazistymi; 9 do 16. **zimne piętro warty**, faza wstępująca: 9. less bezwęglanowy, niewarstwowany, koloru ochry – starszy less górny I (?); 10. wtórnie oglejony poziom humusowy czarnoziem, ilasty, bezwęglanowy, czarnobrazowy; 11, 12. faza pełni, część A, starszy less górny IIa: 11. materiał smugowany, ciemnoszary w spagowej części, w stropie oglejony less węglanowy; 12. słabo oglejony less węglanowy, żółto-brązowy z rdzawymi plamami; 13. pseudoglejowa gleba nieledew, materiał silnie ilasty, szary z rdzawymi plamami i żelazistymi kongrecjami, w stropie kongrecje węglanowe; 14 do 16: faza pełni, część B; 14. starszy less górny IIb, less węglanowy jasnożółty z szarymi i rdzawymi plamami w spagu; 15. węglanowy, oglejony less „marmurkowy”, siwy z rdzawymi smugami oraz licznymi muszelkami ślimaków; 16. starszy less górny IIc (?) – osad mulkowany o nieciągłym warstwowaniu, węglanowy w części dolnej, a odwapniony w części górnej; 17 do 19. **kompleks glebowy nietulisko I**; 17 i 18. **ciepłe piętro eemskie**, gleba *lessivé*; 17. poziom iluwialny Bt materiał ilasty, pomarańczowo-brązowy, zmyty poziom A₃, materiał mulkowany, koloru popielatego o strukturze gruzelkowej; 19 do 22. **ostatnie piętro zimne**, faza wstępująca, 18. czarnoziem – materiał humusowy ciemnoszary z licznymi kretowinami; 20. faza pełni, część A, less młodszy IIa, less lekko ilasty, koloru ochry, w dolnej części ciemniejszy, węglanowy; 21. pseudoglejowa gleba komorniki – less odwapniony ilasty, siwy z rdzawymi plamami i kongrecjami żelazistymi; 22. faza pełni, część B, less młodszy IIb, less mulkowany jasno-żółty, w dolnej części bardziej ilasty, węglanowy; 23. współczesny poziom humusowy, a – struktury szczelinowe kontrakcji mrozowej z wtórnym wypełnieniem; b – struktury szczelin kontrakcji termicznej i struktury wysychania z wtórnym wypełnieniem sezonowym; c – struktury szczelinowe różnej genezy. Symbole poziomów glebowych i opis te same co w oryginalnych objaśnieniach JERSAKA. Właściwości fizyczne (Z. Frankowski, 1991): γ_d – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego; γ – gęstość objętościowa naturalna; W_n – wilgotność naturalna osadu; W_o – wilgotność objętościowa; S_r - stopień wilgotności; e_n – współczynnik porowatości

FRANKOWSKI, 1991; RACINOWSKI, ŚNIESZKO, 1996;). This profile has attracted particular attention because of the Tomaszów pedocomplex exposed there, which had been rarely observed in Poland.

Investigations begun by J. JERSAK had two thrusts. The first included documentation of the sediments, soils and structures, and their lithological features (JERSAK, 1975, 1976, 1985; JERSAK *et al.*, 1982; WAGA, 1987; FRANKOWSKI, 1991) (Fig. 3). The second concentrated on specialist studies concerning magnetic properties, TL dating, composition of heavy minerals and clay minerals and palaeontology of mollusc assemblages. Palaeomagnetic analyses and TL dating tended towards specifying chronostratigraphy. Unfortunately, the results obtained threw doubts upon the usefulness of these methods. Palaeomagnetic investigations of the same sediments were carried out twice, at different places on the quarry working faces (ŚNIESZKO, TUCHOLKA, 1976; NAWROCKI, SIENNICKA-CHMIELEWSKA, 1996). Disappointingly, the reconstructions of palaeofield elements (magnetic inclination and declination) were radically different.

Thermoluminescence analyses of quartz grains were carried out on the same samples in three different laboratories (BUTRYM, 1987; BLUSZCZ, 1989). Different results were also obtained. Figure 4 presents differences in TL dating results connected with the place where the analyses were performed, the laboratory methods used, and poor accuracy of the measurements (Fig. 5).

Therefore, the results of palaeomagnetic and TL studies carried out at Odonów II are not sufficient for the chronostratigraphical qualification of loess

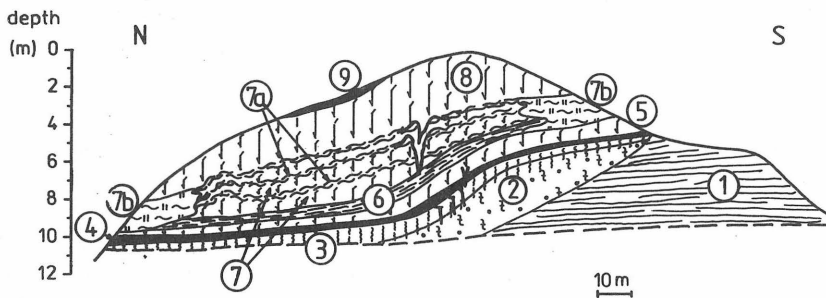


Fig. 6. The Odonów I site - sediments, soils and structures

1. Sarmatian rhythmites (Tertiary); 2. redeposited tills of Saanian Stage; 3. horizons *E* and *B* of *lessivé* soil of the Nietulisko complex; 4. horizon *A* of chernozem superimposed on *lessivé* soil within the Nietulisko complex; 5. loesses of the Vistula Stage (Younger Loess IIa); 6. gleyed soil of the Komorniki type; 7. non-gleyed loesses of the Vistula Stage (lower part of Younger Loesses IIb); 7a. gleyed loesses of the Vistula Stage with cryoturbations (lower part of Younger Loesses IIb); 7b. boggy loesses (the Komorniki horizon and lower part of Younger Loesses IIb); 8. loesses of the Vistula Stage (upper part of Younger Loesses IIb); 9. ploughing horizon

Rys. 6. Odonów I. Osady, gleby i struktury

1. rytmy sarmackie (trzeciorzęd); 2. przemieszczone gliny piętra sanu; 3. poziomy *E* i *B* gleby *lessivé* w kompleksie nietulisko; 4. poziom *A* czarnoziem nałożonego na glebę *lessivé* w kompleksie nietulisko; 5. less piętra wisły (less młodszy IIa); 6. oglejona gleba typu komorniki; 7. nieoglejony less piętra wisły (dolna część lessu młodszego IIb); 7a. less oglejony piętra wisły z krioturbacjami (dolna część lessu młodszego IIb); 7b. less bagienny (poziom komorniki i dolna część lessu młodszego IIb); 8. less piętra wisły (górna część lessu młodszego IIb); 9. wczesnoholoceński czarnoziem

and fossil soils older than the Eemian. The Vistulian loesses are developed in upland and slope facies in this profile; they have not been studied in detail so far.

During the IIIrd Congress of Polish Geomorphologists, the authors presented some results of lithological and geochemical characteristics of the Vistulian loesses exposed at the Odonów I brick-field workings (DWUCET, ŚNIESZKO, 1995).

Permanent access to the pit walls enables regular geological studies to continue. In this paper, the authors intend to recapitulate the hitherto existing state of knowledge about the Odonów I and Odonów II sedimentary successions. These outcrops contain fossil soils and cryoturbation structures younger than the last 290 ka, and represent the best developed soils and structures of such types in Poland (Fig. 3, 6, 7).

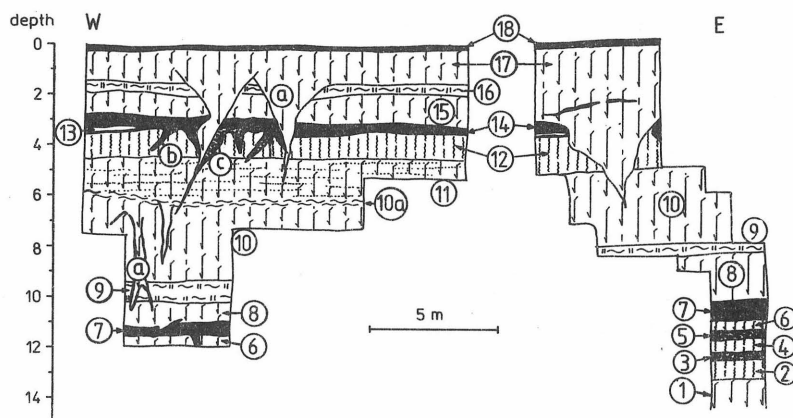


Fig. 7. The Odonów II site - sediments, soils and structures in the central part of remnant ridge. Simplified version based on J. JERSAK, K. SENDOBY, Z. ŚNIESZKO (1992)

1. loesses of the Odra Stage; 2. horizon B of lower *lessivé* soil of the Tomaszów complex; 3. horizon A of lower *lessivé* soil of the Tomaszów complex; 4. horizon B of upper *lessivé* soil of the Tomaszów complex; 5. horizon A of upper *lessivé* soil of the Tomaszów complex; 6. lower loesses of Warta Stage; 7. horizon A of chernozem soil of the Tomaszów complex; 8. loesses of Warta Stage (Older Loesses IIa); 9. gleyed soil of Nielew type; 10. loesses of Warta Stage (Older Loesses IIb); 10a. boggy-delluvial sediments; 11. silts with sand intercalations of Warta Stage decline; 12. horizon B of *lessivé* soil of the Nietulisko complex; 13. E horizon of *lessivé* soil of the Nietulisko complex; 14. A horizon of chernozem soil superimposed on *lessivé* soil within the Nietulisko complex; 15. loess of the Vistula Stage (Younger Loess IIa); 16. soil of Komorniki type; 17. loess of the Vistula Stage (Younger Loess IIb); 18. Holocene relict soil; a - ice-wedge structures; b - structures with seasonal infill (infilled with chernozem); c - structures with seasonal infill (infilled with material from horizon A of soil *lessivé*)

Rys. 7. Odonów II. Osady, gleby i struktury w centralnej części ostrogi denudacyjnej. Rysunek uproszczony, na podstawie pracy: JERSAK, SENDOBY, ŚNIESZKO (1992)

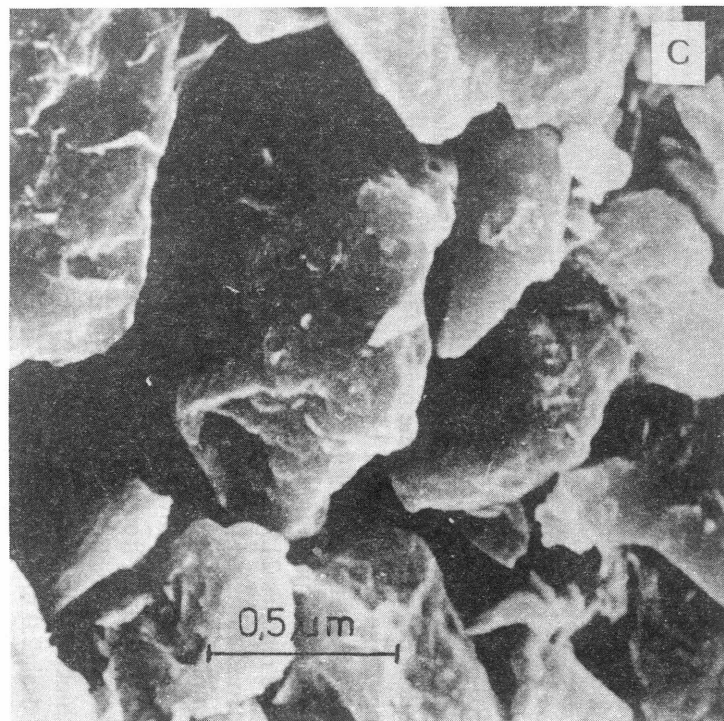
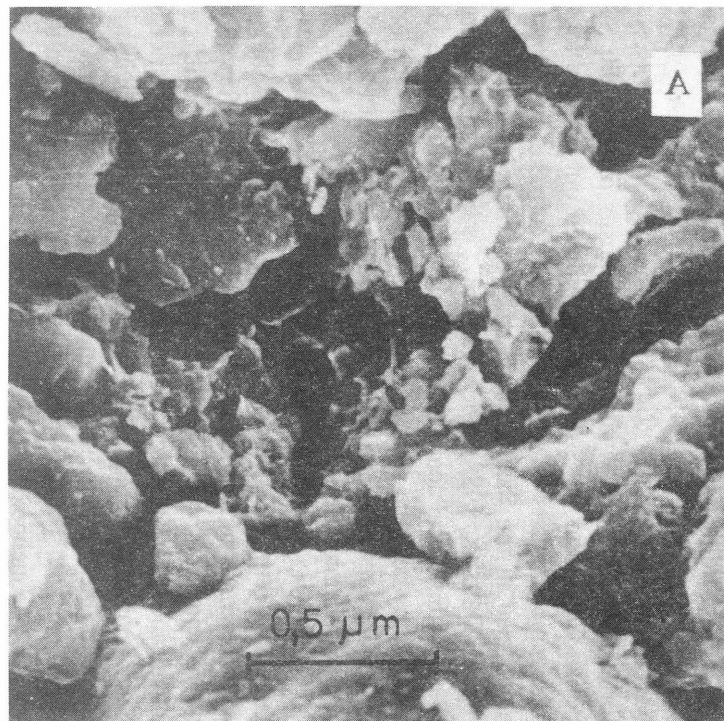
1. less z piętra odry; 2. poziom B dolnej gleby *lessivé* w obrębie kompleksu tomaszów; 3. poziom A dolnej gleby *lessivé* kompleksu tomaszów; 4. poziom B górnej gleby *lessivé* kompleksu tomaszów; 5. poziom A górnej gleby *lessivé* kompleksu tomaszów; 6. less dolny piętra warty; 7. poziom A czarnoziemiu w kompleksie tomaszów; 8. less piętra warty (less starszy IIa); 9. oglejona gleba typu nielew; 10. less piętra warty (less starszy IIb); 10a. osady bagienno-delluwialne; 11. mułki z przewarstwieniami piasku ze schyłku piętra warty; 12. poziom B gleby *lessivé* kompleksu nietulisko; 13. poziom E gleby *lessivé* kompleksu nietulisko; 14. poziom A czarnoziemiu nałożonego na glebę *lessivé* w obrębie kompleksu nietulisko; 15. less piętra wisły (less młodszy IIa); 16. gleba typu komorniki; 17. less piętra wisły (less młodszy IIb); 18. resztki gleby holocenijskiej; a - struktury klinów lodowych; b - struktury z wypełnieniem sezonowym (wypełnienie czarnoziemem); c - struktury z sezonowym wypełnieniem (materiał wypełnienia pochodzi z poziomu A gleby *lessivé*)

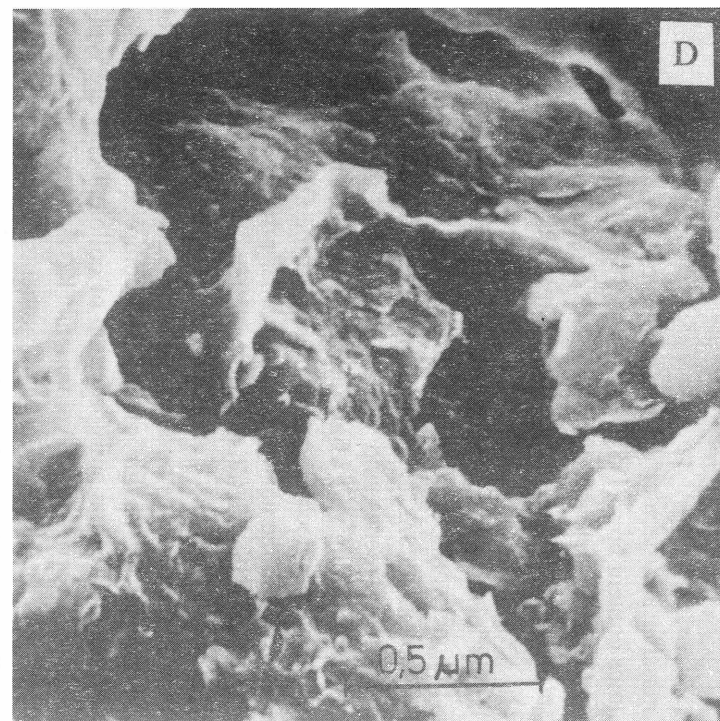
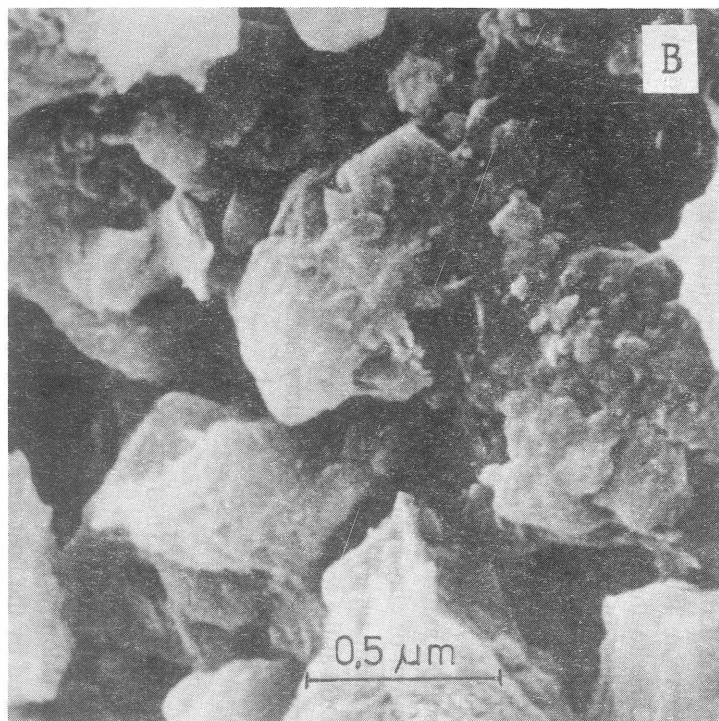
THE OLDEST LOESS OVERLYING MESOPLEISTOCENE TILL AND THE TOMASZÓW PEDOCOMPLEX (UPPER ODRANIAN, OPATOWIAN, LOWER WARTANIAN)

The Miechów loess cover lies on pre-Quaternary sediments of various age and glacial sediments of various lithology (LINDNER, SIENNICKA, 1995; RUTKOWSKI, 1986). Tertiary clays of Sarmatian age occur as pre-Quaternary sediment complex at Odonów. Their top is irregular. Faulting as well as subsequent denudation were the reason for the development of such bedrock morphology. The amplitude of bedrock surface is up to 15 m at Odonów and clearly shows an erosional character. At Odonów I, the upper part of blue, massive clay passes gradually upwards into 5 m thick clayey-silty rhythmities. Their top surface reaches 215 m a.s.l. At the Odonów II site, the rhythmities are absent due to denudation and the top of blue clay reaches 200 m a.s.l. Fold deformations of an amplitude up to 2 m have been found within the rhythmities.

At the Odonów I site, the redeposited till of Saanian age overlies the fossil slope derived from the erosion of the Tertiary clay. At the Odonów II site, this till is of a basal type; it is decalcified and strongly weathered (JERSAK, 1988). Its thickness does not exceed 2.0 m. It is overlain by loess up to 3.0 m thick. The basal, 2.0 m thick part of this sediment occurs as a clay-rich, entirely decalcified loess. The upper, 1 m thick part of the loess is changed by *lessivé* processes (Pl. 1); it is brown and more clayey. The older loesses at Odonów were classified as the Older Middle Loess in MARUSZCZAK's (1991) subdivision (LSs). They accumulated in the period 245-225 ka TL (MARUSZCZAK, 1991). The same loesses were regarded by JERSAK (1988) as the Older Upper Loess I, i.e. the sediments formed synchronously with glacial deposits of the Odra Stadial of the Middle Polish Glaciation. JERSAK (op. cit) pointed out that the top part of the Saanian glacial deposits is generally weathered. This widespread feature has been noted also in the Saanian sediments overlain by loesses in other Polish loess regions (JERSAK, 1988). The weathering is linked to an interglacial-rank climatic stage. Lithological features of loess overlying till at the Odonów II site were changed by both the postsedimentary processes connected with a shallow surface of the Tertiary clay and pedogenic processes which took place after a phase of aeolian accumulation.

The upper surface of the loess became eroded and only *B* horizon was left there as a remnant of *lessivé* soil capping the loess sediments. Redeposited silt with the bands of humic material overlies this unconformity; it originated due to the redeposition of *E* and *A* horizons of soil *lessivé*. Silt is succeeded by brown clayey loess, 0.5 m thick, with light patches of ferruginous concentrations and black patches of manganous concentrations. It is overlain by 10 cm thick fallow silt with fine ferruginous and manganous concentrations followed by dark-grey humic horizon. The three mentioned above horizons form the *lessivé* soil of a $A_g - E_g - B_g$ sequence.





Photos from J. JERSAK's collection

Pl. 1. Micromorphology of fragments of the Tomaszów soil complex

A – Basal part of Wartanian loess overlying chernozem of the Tomaszów soil complex (depth 11.2 m); B – Chernozem of the Tomaszów complex (depth 11.6 m); C – Horizon *E* of *lessivé* soil within the Tomaszów complex (depth 11.9 m); D – Horizon *B* of *lessivé* soil within the Tomaszów complex (depth 13.3 m)

Fot. 1. Mikromorfologia fragmentów materiału z kompleksu glebowego tomaszów

A – spagowa część lessu warszawskiego przykrywającego czarnoziem z kompleksu glebowego tomaszów (głębokość 11,2 m); B – czarnoziem kompleksu glebowego tomaszów (głębokość 11,6 m); C – poziom *E* gleby *lessivé* w obrębie kompleksu tomaszów (głębokość 11,9 m); D – poziom *B* gleby *lessivé* w obrębie kompleksu tomaszów (głębokość 13,3 m)

A 0.5 m thick, massive and decalcified loess overlies two *lessivé* soils. A humus horizon *A* (humus content up to 1%, Fe_2O_3 up to 3%) of similar thickness is noted above them. Desiccation cracks and thermal contraction cracks with secondary seasonal infill form polygons with organic material derived from the humus horizon (Pl. 2).

Both *lessivé* soils, the loess and the upper humus horizon of the chernozem soil together with the network of thermal contraction cracks form the Tomaszów-type soil complex. JERSAK (1988) correlated its origin with a warming during the Opatów Stage (Treene), and with a lower part of the Warta Cold Stage. He opined that this warming was of an interglacial rank. The main arguments for that conclusion were a decalcification degree of the Odranian loesses (7 m thick) in the Tomaszów sedimentary profile and other profiles and also soil successions analogous to that of the Nietulisko soil complex.

Twentyone samples taken from the Tomaszów complex at 10 cm intervals were analysed in terms of their heavy mineral content. Statistical analysis revealed traces of weathering in the profile of this pedocomplex (RACINOWSKI, ŚNIESZKO, 1996). Deep decalcification and formation of colloidal clay are typical of the initial phases of *lessivé* soil development (KOWALKOWSKI, 1988). These features, however, cannot be regarded as arguments for the interglacial character of the soil. A sedimentational gap during the period of *lessivé* soil formation was determined within the Tomaszów soil complex. Physical denudation and, probably, short-time aeolian accumulation intensified considerably during that break in sedimentation. This implies that the process of the *lessivé* soil formation took place close to the northern border of forest limit during climatic oscillations which resulted in migration of plant formations. Consequently, the soil cannot be regarded as an interglacial one. This conclusion correlates with the results of other geological research carried out in other areas of Europe (MOJSKI, 1993).

Conditions favouring loess accumulation took place again after the final stage of the *lessivé* soil formation under coniferous forest cover. Small thickness of loess and high content of clay indicate a small ratio of sedimentation and the development of synsedimentary pedogenic processes. The formation of a meadow humus horizon at the top of this loess was interrupted by climatic cooling; at that time, ice-wedge casts with primary seasonal infill were formed, whereas aeolian accumulation was partly reduced.

WARTANIAN LOESS OVERLYING THE TOMASZÓW PEDOCOMPLEX

Loess overlying the Tomaszów pedocomplex represents the main part of the Wartanian loesses. At Odonów I, its thickness does not exceed 2 m. The whole loess horizon is changed by the post-depositional soil processes. At Odonów II,

this loess is 6.5 m thick and shows composite nature (Pl. 2). At the base, it is laminated with bands of resedimented humus horizon of chernozem from the Tomaszów complex. The thickness of that part does not exceed 1 m. It is characterised by its high content (40%) of grain sizes finer than 0.01 mm. The content of carbonates increases upwards from 3.5 to 8%, whereas the humus content decreases from 0.8 to 0.2% in the same direction. All these features indicate redeposition of the sediments due to slope processes.

The laminated loess is overlain by 1 m thick, yellow loess with rusty and blue spots indicating gleying. This loess contains many fewer grains of sizes finer than 0.01 mm (up to 25%) than the underlying slope-derived sediment. Content of carbonates ranges from 6 to 9%. There are shells of molluscs within it, but only two species have been found: *Succinea oblonga elongata* (Sundb) and *Succinea oblonga* (Drap). Non-calcified (4.5% of carbonates), slightly humic (0.2% of humus), gleyed soil occurs in the top of this loess horizon.

Massive, yellow, poorly gleyed loess makes up the main part of the Wartanian sediments at Odonów II. Its thickness is 3.5 m, the grain size is homogeneous and the carbonate content increases upwards in the sedimentary profile. The uppermost part of sediments is dissected by deep casts of secondary infill, the depths of which reach 5 m. This loess is overlain by 30 cm thick banded and gleyed silt with abundant mollusc fauna. There are both typical land-derived species within it: *Pupilla loessica* (Lžk), *Pupilla muscorum* (L), *Succinea oblonga* (Drap), *Succinea oblonga elongata* (Sundb), *Vallonia tenuilabris* (A, BR), *Vertigo parcedentata* (A, BR) as well as aquatic ones: *Lymnea (Radix) Peregra* (Müller), *Lymnea (Galba) Truncatula* (Müller), *Pisidium* sp. (JASTRZĘBSKA, MAMEŁKA, 1975). The lithological features of sediments and mollusc assemblages described indicate a subaqueous sedimentary environment.

Locally, at the top of the Wartanian sediments there are sandy silts with horizontal lamination. JERSAK (1976) described a buried trough filled with similar sediments at Odonów II. The content of sand-sized admixture decreases towards the top of these sediments. Deep (up to 1.5 m) ice-wedge pseudomorphosis formed during the initial phase of sandy silt accumulation.

THE NIETULISKO PEDOCOMPLEX (UPPER WARTANIAN, EEMIAN, LOWER VISTULIAN)

This complex is built of genetically different soils, sediments and crack structures (Pl. 3, 4, 5). It is observed on a buried slope at Odonów I (Fig. 6), on a flat upland surface (Fig. 3, 7) and buried slope at Odonów II (Fig. 11). The *lessivé* soil is the older member of that complex. In both quarries, there are E_g and B_g soil horizons. The A fossil horizon is noted only as a secondary infill of ice-wedge casts (Fig. 8, Pl. 6). On the upland, this horizon is overlain by A horizon

of a chernozem soil which developed later. The *B* horizon – a diagnostic one of *lessivé* soil – was removed by denudation from the buried slope. At other sites where it was preserved, this horizon is enriched in colloidal clay (max. of 30%). The proportion of colloidal clay (<0.002 mm) to silty clay (0.02–0.002 mm) exceeds 0.9; it is up to 0.55 in the Wartanian loesses, whereas within the *E* horizon it does not exceed 0.2. On a slightly inclined slope at Odonów I, the colloidal clay content is 1.3% in the *B* horizon while the colloidal clay (<0.002 mm) to silty clay (0.02–0.002 mm) proportion is 0.7. In the *E* horizon, it is respectively 7.0% and 0.2. The aggregation ratio in *B* horizon is also high (0.75 at Odonów I, 0.84 at Odonów II). Ferruginous and manganous concretions of pepper-like type are noted in both horizons (*B* and *E*). According to JERSAK (1973; JERSAK *et al.*, 1992) the *lessivé* soil was formed since the Warta Stage decline through the whole Eemian due to *lessivé* and browned processes, especially *lessivé* processes of the Eemian decline, and later by gleying processes.

In the upland location, the ice-wedge casts with primary infill are developed at the upper levels of the *lessivé* soil. They are up to 2 m deep and about 20 to 50 cm wide, whereas the polygon diameter is up to 4 m (Pl. 6). The soil top is also dissected by smaller (0.5 m deep) desiccation cracks. Material derived from the *A* horizon of *lessivé* soil makes infill of both types of structures. Cracks with primary seasonal infill occur in a similar stratigraphic position on the fossil slope at Odonów I (Fig. 8). A measured distance between cracks was 5 m. On the fossil slope at Odonów II, apart from the cracks with primary seasonal infill there are also desiccation cracks filled with material derived from the *B* horizon of soil *lessivé*. They originated in the slope, after the denudation of the *A* and *E* horizons. All the crack structures described above are hook-like curves on the fossil slopes (Fig. 8).

A humus accumulation horizon of chernozem 0.5–0.8 m thick covers the soil *lessivé* in the upland site. Its development was synchronous with aeolian dust accumulation. On the fossil slope at Odonów I, the casts of primary infill are developed downwards from the middle part of the *A* horizon. Their depths exceed 3 m. They are totally filled with the material of the *A* chernozem horizon. They also exhibit hook-like curves. Desiccation cracks are related to the phase of congelifluction activity on the slope and processes of wedge curving within the Nietulisko complex. Congelifluction activity took place after the lower fragment of the *A* chernozem horizon (chernozem I) had developed. When desiccation cracks were formed with no traces of bend deformations, the process of chernozem formation started again (chernozem II).

Ferruginous and manganous concentrations of pepper-like type occur within the whole horizon. The humus content in the chernozem of the Nietulisko pedocomplex slightly exceeds 1%. Colloidal clay content is similar to the *B* horizon of the soil *lessivé*. The ration of colloidal clay (<0.002 mm) to silty clay

(0.02–0.002 mm) is similar and reaches 0.65. Chernozem at Odonów formed in warmer phases at the beginning of the Vistulian stage. J. JERSAK correlates it with warm periods of Brörup and Amersfort (JERSAK, 1973, 1976; JERSAK *et al.*, 1992).

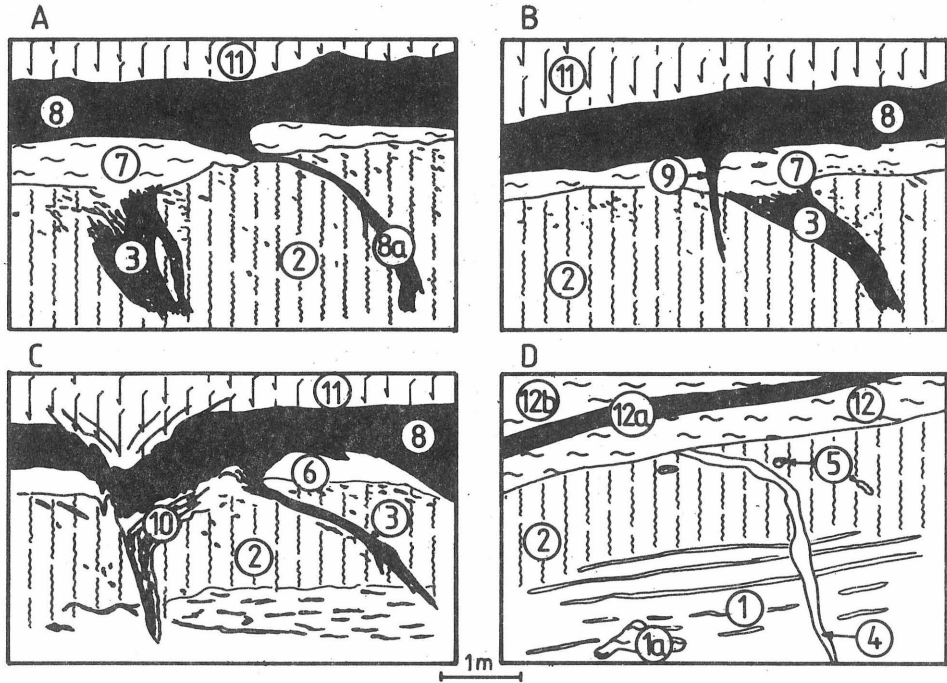


Fig. 8. Fissure structures within the Nietulisko pedocomplex on fossil slope: A, B, C – the Odonów I site; D – the Odonów II site

1. horizon Bv (with traces of cryogenic changes); 1a. deformed pseudomorphosis after zoogenic tunnel; 2. illuvium B of forest soil; 3. frost casts of primary seasonal infill. Humus horizon derived from horizon A of forest soil as an infill; 4. frost casts of primary seasonal infill. Material of horizon B derived from forest soil as an infill; 5. molehill structures; 6. horizon E of forest soil; 7. deluvium of E and B horizons derived from forest soil; 8. horizon A of chernozem soil; 8a. frost casts of primary seasonal infill. Humus of horizon A derived from chernozem soil as an infill; 9. structure of desiccation fissure. Humus of horizon A derived from chernozem soil as an infill; 10. pseudomorphosis after ice wedge; 11. younger loess IIa; 12. deluvium of A and E horizons of forest soil; 12a. deluvium of humus derived from A horizon of chernozem soil; 12b. loess deluvium

Rys. 8. Struktury szczelinowe w obrębie pedokompleksu nietulisko na stoku kopalnym. A, B, C – stanowisko Odonów I; D – stanowisko Odonów II

1. poziom Bv ze śladami zmian kriogenicznych; 1a. zdeformowana pseudomorfoza zoogeniczna; 2. iluwium poziomu B gleby leśnej; 3. sieć szczelin z pierwotnym wypełnieniem sezonowym. Wypełnienie stanowi humus z poziomu A gleby leśnej; 4. sieć szczelin z pierwotnym wypełnieniem sezonowym (wypełnieniem jest materiał z poziomu B gleby leśnej; 5. kretowiny; 6. poziom E gleby leśnej; 7. deluwium poziomu E i B pochodzące z gleby leśnej; 8. poziom A czarnoziem; 8a. sieć szczelin z pierwotnym wypełnieniem sezonowym (wypełnienie stanowi humus z poziomu A czarnoziem); 9. szczelina wysychania wypełniona materiałem humusowym z poziomu A czarnoziem; 10. pseudo-morfoza po klinie lodowym; 11. less młodszy IIa; 12. deluwium z poziomów A i E gleby leśnej; 12a. deluwium humusowe z poziomu A czarnoziem; 12b. deluwium lessowe

VISTULIAN LOESSES OVERLYING THE NIETULISKO PEDOCOMPLEX

The Vistulian loesses overlying the Nietulisko pedocomplex occur in two horizons: Younger Loess IIa and, the upper one, Younger Loess IIb. These loesses are separated by pseudo-gleyed soil of the Komorniki type. The maximum thickness of the loess IIa is 2.0 m. At Odonów I, it is a brown loess showing many features of highly developed pedogenesis. It is non-calcified at the base and poorly calcified in the upper part (2.5% CaCO_3). The aggregation ratio is higher than in the chernozem of the Nietulisko complex. This loess is characterised by its low molar proportion, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$. On the other hand, the proportion of colloidal clay to silty clay is very similar to the younger Vistulian loesses and significantly lower than in the Nietulisko complex and the Komorniki soil (Fig. 9, 10).

In the beginning of loess IIa accumulation, slope processes (mainly washing-out) caused partial degradation of the upper chernozem in the Nietulisko complex. Mollusc fauna described from this loess represents only five species. These are as follows: *Pupilla muscorum* /L/ – 49%, *Vallonia tenuilabris* – 18.5%, *Pupilla loessica* /Lžk/ – 17%, *Succinea oblonga elongata* /Sundb/ – 9%, *Succinea oblonga* /Drap/ – 6.5%.

At Odonów I, a frost-wedge structure was observed. This structure is 3 m deep and infilled with material derived from soil horizons of the Nietulisko complex and the brown loess. The upper part of the thermokarst-remodelled crack is 2 m wide. Pseudomorphosis after ice-wedge is 20 cm wide. A large number of faults occur in the vicinity of this wedge structure. Similar frost wedges were observed at Odonów by J. M. WAGA (1987). He estimated the polygon diameter to be of about 18–20 m. Melting of the ice wedges started after the loess IIa had accumulated, and probably was synchronous with formation of the Komorniki soil. At Odonów II, the Vistulian loess IIa had been dissected before that soil developed (Fig. 11, Pl. 7). Dissection was connected with intensifying wash-out processes via furrows acting probably synchronously with the degradation of ice wedges.

The Komorniki pseudo-gleyed soil is developed in the upper layers of the loess IIa. At Odonów II, that soil occurs on the sediments overlying the fossil slope, which developed after the loess IIa accumulation (Fig. 11). This soil is also developed on loess delluvium. The top and the basal parts of the gleyed loess horizon at Odonów I show different kind of features (Fig. 9). In the lower part, the carbonate content as well as molar proportions are lower than in the upper part. In the whole profile we observed a high degree of clay disintegration due to frequent regelation processes acting within the permafrost active layer. Locally, the upper part of the Komorniki horizon is redeposited. The activity of slope processes was much intensified at the end of its formation; this renewed dissection of loess cover was a result of wash-out processes (Fig. 11).

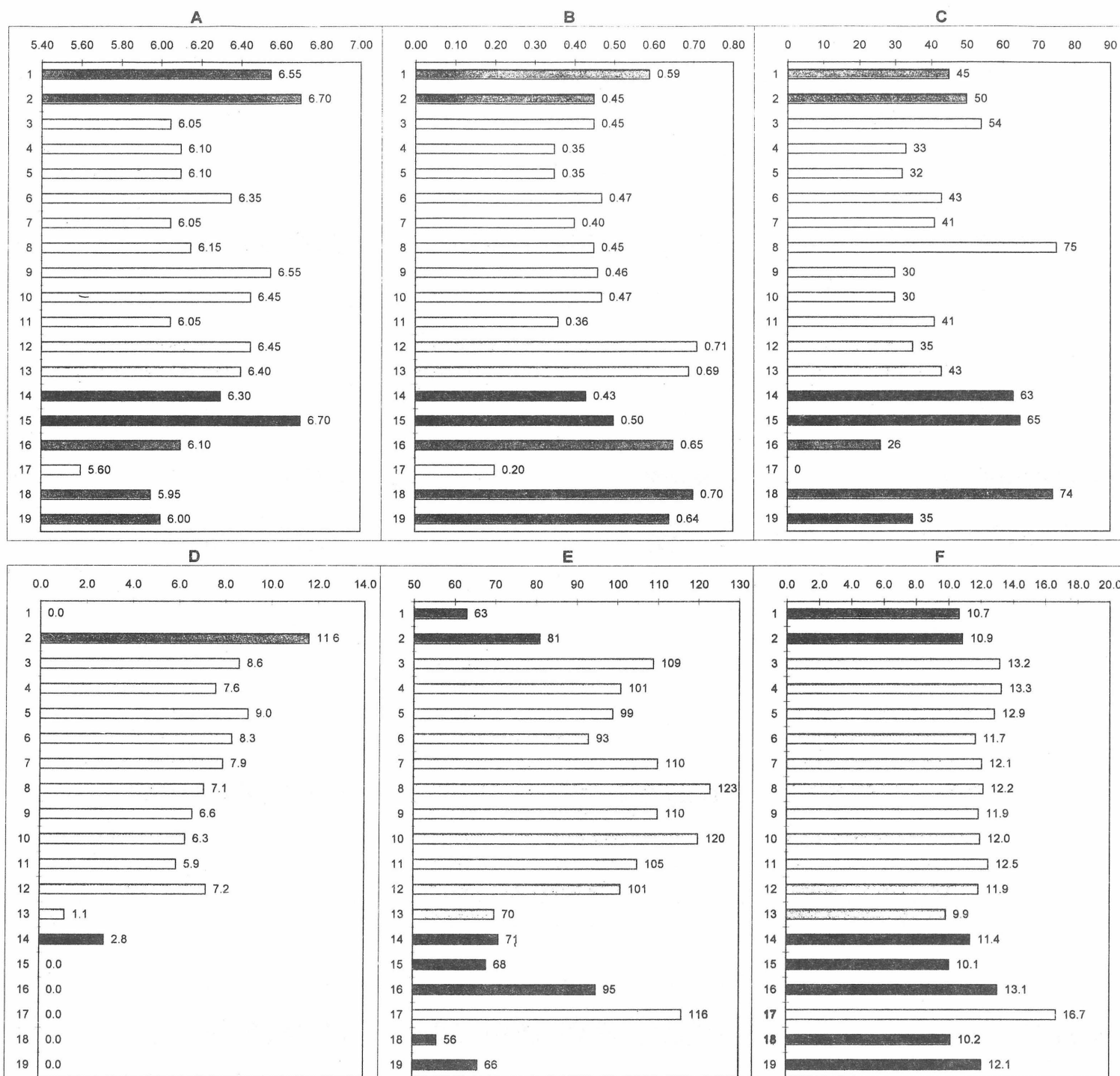


Fig. 9. The Odonów I site. Some properties of Vistulian loesses and the Nietulisko complex

A – mean grain size by FOLK and WARD; B – proportion of grains finer than 0.002 mm to grains of 0.02–0.002 mm range (both components of proportion as percentage); C – VOGELER's aggregation ratio $V = \frac{100(f_i - f_{ai})}{f_i}$; f_i – percentage content of clay in grain-size distribution; f_{ai} – percentage content of clay in aggregate distribution; D – CaCO₃ content; E – $\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$ molar proportion; F – $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ molar proportion; figures mean numbers of samples: 1–2. top part of Vistulian loess IIb subjected to Holocene pedogenesis; 3–5. non-gleyed Vistulian loess IIb – upper part of sedimentary profile; 7, 9, 11. non-gleyed Vistulian loess IIb – lower part of sedimentary profile; 6, 8, 10. gleyed Vistulian loess IIb – lower part of sedimentary profile; 12–13. the Komorniki-type soil horizon; 14–15. Vistulian IIa loess with traces of pedogenesis; 16. horizon A of chernozem within the Nietulisko complex; 17. horizon E of forest soil within the Nietulisko complex; 18–19. horizon B of forest soil within the Nietulisko complex

Rys. 9. Odonów I. Niektóre właściwości lessu piętra wistulskiego i kompleksu nietulisko

A – średnia średnica ziarna według FOLK'a i WARD'a; B – stosunek procentowego udziału ziarn mniejszych od 0.002 mm do ziarn w przedziale 0.02–0.002 mm; C – wskaźnik agregatywności według VOGELER'a $V = \frac{100(f_i - f_{ai})}{f_i}$, gdzie f_i oznacza procentową zawartość ilu w obrębie składu ziarnowego, f_{ai} – procentową zawartość ilu w obrębie składu agregatowego; D – zawartość CaCO₃; E – stosunek molarny SiO₂ do Fe₂O₃; F – stosunek molarny SiO₂ do R₂O₃. Liczby oznaczają numery próbek: 1, 2. strop lessu vistuliańskiego IIb poddanego holocenijskiej pedogenezie; 3–5. nieoglejony vistuliański less IIb – stropowa część profilu; 7, 9, 11. nieoglejony vistuliański less IIb – spagowa część profilu; 6, 8, 10. oglejony less vistuliański IIb – spagowa część profilu; 12, 13. poziom gleby typu komorniki; 14, 15. vistuliański less IIb ze śladami pedogenezy; 16. poziom A czarnoziemu w obrębie kompleksu nietulisko; 17. poziom E gleby leśnej w obrębie kompleksu nietulisko; 18, 19. poziom B gleby leśnej w obrębie kompleksu nietulisko.

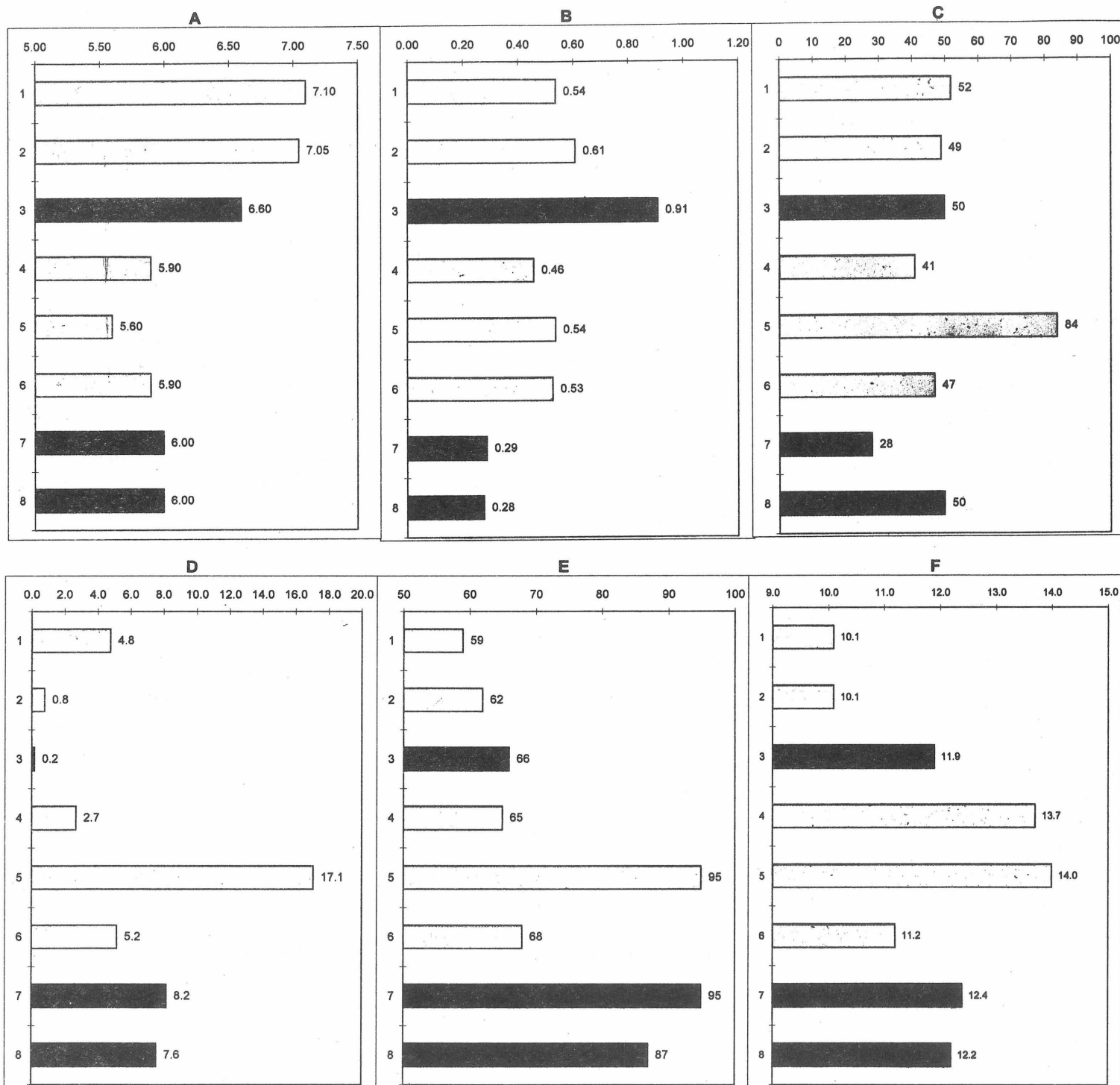


Fig.10. The Odonów II site. Some properties of Vistulian and Wartanian loesses

A – mean grain size by FOLK and WARD; B – proportion of grains finer than 0.002 mm to grains of 0.02–0.002 mm range (both components of proportions percentage); C – VOGELER's aggregation ratio $V = \frac{100(fi - fai)}{fi}$; fi – percentage content of clay in grain-size distribution; fai – percentage content of clay in aggregate distribution; D – CaCO₃ content; E – $\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$ molar

proportion; F – $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ molar proportion; figures mean numbers of samples: 1–2. Vistulian loess IIb; 3. horizon B of forest soil within the Nietulisko complex; 4–6. Wartanian loess IIb; 7,8.

stratified infill of fossil furrow – decline of Warta Stage

Rys. 10. Odonów II. Niektóre właściwości lessów piętra wisły i warty

A – średnia wielkość ziarna według FOLK'a i WARD'a; B – stosunek procentowej zawartości ziarn drobniejszych niż 0.002 mm do ziarn z przedziału 0.02–0.002 mm; C – stopień agregatyacji według VOGELER'a $V = \frac{100(fi - fai)}{fi}$; gdzie fi – oznacza procentową zawartość ilu w składzie ziarnowym; fai – zawartość ilu w składzie agregatowym; D – zawartość CaCO₃; E – stosunek molarny SiO₂ do Fe₂O₃; F – stosunek molarny SiO₂ do R₂O₃; liczby oznaczają numery próbek: 1, 2. vistuliański less IIb; 3. poziom B gleby leśnej w obrębie kompleksu nietulisko; 4–6. less warciański IIb; 7, 8. warstwowane wypełnienie bruzdy kopalnej – schyłek piętra warty

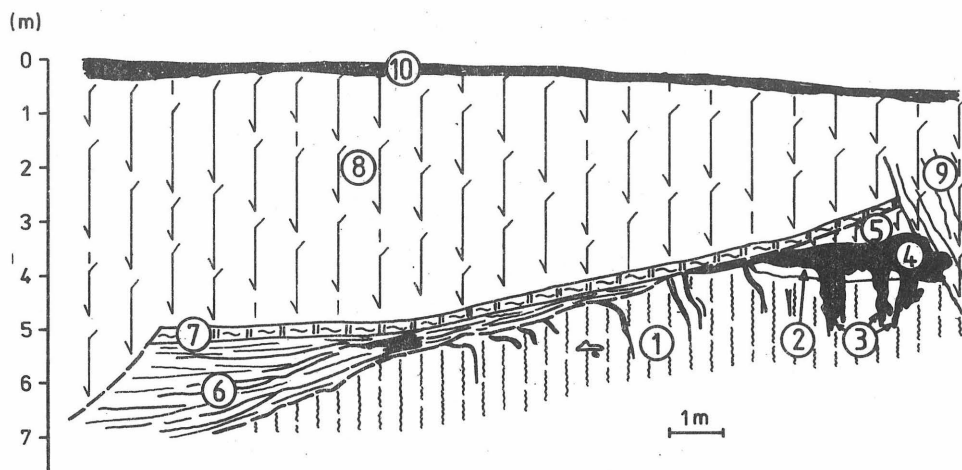


Fig.11. The Odonów II site – fossil slope

1. horizon *B* of forest soil within the Nietulisko complex; 2. horizon *E* of forest soil within the Nietulisko complex; 3. fissure structures with primary seasonal infill - polygon joint located up of the fossil slope crest; 4. horizon *A* of soil *lessive* within the Nietulisko complex; 5. younger loess IIa; 6. deluvium of loess and soil - redeposited horizons of forest soil and chernozem of the Nietulisko complex together with younger loess IIa; 7. gleyed soil of the Komorniki type; 8. younger loess IIa; 9. fragment of ice-wedge pseudomorphosis; 10. ploughed humus horizon

Rys. 11. Odonów II. Stok kopalny

1. poziom *B* gleby leśnej w obrębie kompleksu nietulisko; 2. poziom *E* gleby leśnej w obrębie kompleksu nietulisko; 3. struktury szczelinowe z pierwotnym wypełnieniem sezonowym – węzeł poligonalny znajduje się powyżej krawędzi stoku kopalnego; 4. poziom *A* gleby czarnoziemnej w obrębie kompleksu nietulisko; 5. less młodszy IIa; 6. deluwium lessowe i glebowe - przemieszczony poziom gleby leśnej i czarnoziem z kompleksu nietulisko wraz z lessiem młodszy IIa; 7. oglej na gleba typu komorniki; 8. less młodszy IIa; 9. fragment pseudomorfozy klina lodowego; 10. współczesny poziom orny

The Komorniki horizon commonly occurs on the Miechów Plateau excluding Odonów. It represents a long period when loess was not accumulated. Within the Miechów loess cover, the Komorniki horizon was precisely dated at sites close to Cracow. At the Spadzista site, some bone remnants from arctic gleyed soil were dated and their ages were determined to be of $20\,200 \pm 350$ BP and $21\,000 \pm 900$ BP; the age of the charcoal was determined to be of $23\,040 \pm 170$ BP and $24\,380 \pm 180$ BP (KOZŁOWSKI, SOBCZYK, 1987). In the Szczyglice site, in boggy loess which grades laterally into gleyed soil, some bone remnants of *Coleodonta antiquitatis* were found and their age was determined to be of $23\,400 \pm 500$ BP (RACINOWSKI, RUTKOWSKI, ŚNIESZKO, 1994).

In the slope deposits underlying gleyed soil in Spadzista, the charcoals of *Abies* sp., *Pinus* sp., *Alnus* or *Betula*, *Picea* or *Larix* were dated and their ages were determined to be of 29–31 ka BC (KOZŁOWSKI, SOBCZYK, 1987). Numerous bones were found in slope deposits younger than the gleyed soil at the Piekary site. These included: *Coleodonta antiquitatis*, *Mamuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Equus* cf. *germanicus*, *Lemmus lemmus* (MADEYSKA, MORAWSKI, ŚNIESZKO, TOMASZEWSKI, 1994).

All these facts indicate that the Komorniki gleyed horizon was formed in conditions of minimum aeolian accumulation, or permafrost-subjected areas with flora of cold park-like steppe. During its formation the climatic oscillations influenced the changes in permafrost depth, its summer thawing and slope process activity.

The Younger Loess IIb forms the youngest member of the aeolian sedimentation in Odonów. Its thickness changes in different parts of the quarry. At Odonów I, the loess occurs on the fossil slope of northwards dip. In the central part of this slope the thickness of loess IIb reaches 5 m. At Odonów II, it lies on a planar upland surface where its thickness is only 2 m. However a buried trough is filled with 6 m of loess. These differences are connected with the ratio of aeolian sedimentation. The latter has also influenced lithological differences between deposits. The rate of accumulation was the lowest on the upland, and loess shows features derived from strong pedogenesis (Fig. 9, 10). The loess sediments are characterised by their dispersion ratio which is higher than that of the Odonów I loess. Both the colloid-to-silty clay and the content of water-resistant aggregates proportions are higher on the upland whereas the carbonate content is lower.

At Odonów I, the loess IIb shows a complex structure. In the lower part of the sedimentary profile, there are gleyed loesses embedded with non-gleyed loesses. They correspond to a phase of poor aeolian accumulation. The molluscs found there represent the following species: *Succinea oblonga* (Drap), *Pupilla loessica* (Lžk), *Succinea oblonga elongata* (Sundb), *Vallonia tenuilabris* (A, Br), *Trichia hispida* (L).

There are distinct differences between the gleyed and non-gleyed loess interbedded with each other (Fig. 9). There are large differences in the clay dispersion ratio and the parameters of molar proportion. Locally, fold deformations and crack structures occur in the sediment (Fig. 6, 12, Pl. 8).

It is most probable that pseudomorphoses after ice-wedge structures present at Odonów II are younger than these deformations. Large-scale pseudomorphoses, up to 8 m deep, were observed in upland sites (Fig. 3, 7, Pl. 3). The distances between the succeeding wedge structures in the pit face were 10 and 22 m. The upper parts of these structures are changed by thermokarst processes. Thus, the wedge width reaches even 3.5 m in the upper part.

The upper part of the IIb loess horizon at Odonów I shows the features typical of subaerial loesses. It was accumulated very rapidly as a result of accretion of material transported by wind currents. The following species of molluscs have been identified there: *Pupilla loessica* (Lžk), *Pupilla muscorum densegyrata* (Lžk), *Vallonia tenuilabris* (A, Br), *Pupilla muscorum* (L).

In the Odonów profiles, no organic deposits have yet been found which would enable the age of the loess IIb establish. Data gathered from the sites near Cracow led to the conclusion that the basic part of aeolian material of the loess IIb was accumulated between 18 ka and 15.5 ka BP. Dissection of the loess

cover had taken place in the area studied before the beginning of the Holocene, when it was stopped by the ingression of forestry steppes followed by forests. Relict degraded chernozem which occurs in the upper part of loess is the direct effect of this process. Such chernozem occurs also at Odonów I as a relict soil present locally in slopes, and as fossil soil in the depression of a dry valley.

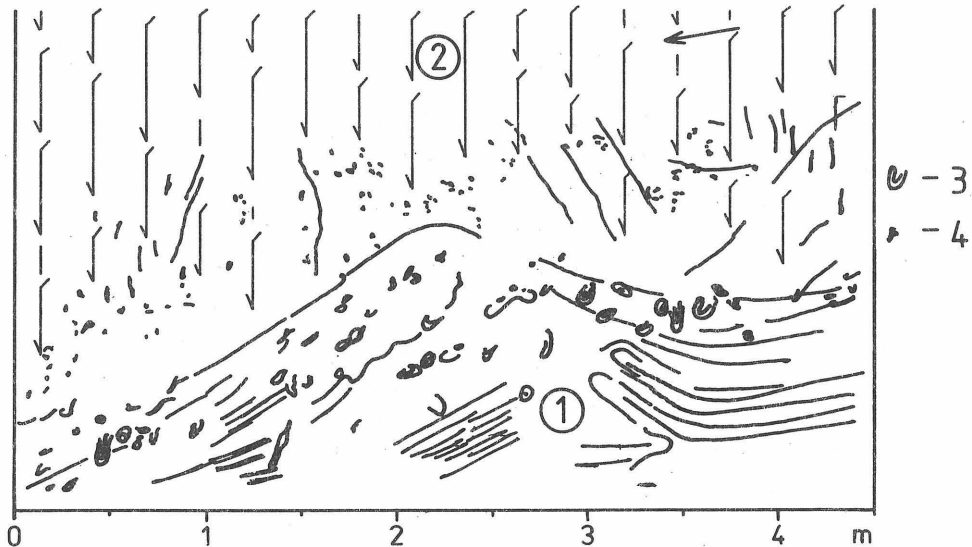


Fig. 12. Odonów I. Plastic cryogenic deformations in the base of Vistulian IIb loess

1. gleyed younger loess IIb; 2. non-gleyed younger loess IIb; 3. ferruginous-manganous concretions with concentric rings up to 20 cm in diameter; 4 - ferruginous-manganous concretions of peper-type

Rys. 12. Odonów I. Plastyczne zaburzenia kriogeniczne w spagu vistuliańskiego lessu IIb

1. oglejony less młodszy IIb; 2. nieoglejony less młodszy IIb; 3. żelazisto-manganowe konkrecje z koncentrycznymi pierścieniami do 20 cm średnicy; 4. żelazisto-manganowe konkrecje typu pieprzu

EVOLUTION OF LOESS COVER IN THE ODONÓW AREA (CONCLUSIONS)

The studies of the Odonów I and Odonów II sedimentary profiles enabled similarities to be distinguished between the Wartanian and Vistulian loess formations during these environmental succession periods.

Three different aggradation phases have been distinguished in the evolution of the loess covers:

1. Intensive accretion of aeolian cover. Massive, carbonate-rich loesses with no frost-derived structures are the effect of such accumulation there. This mode of origin has been recognized in the Older Loess IIb (of Wartanian age), and the

Younger Loess IIb (of Vistulian age). i.e. sediments formed during the younger parts of both climatic stages.

2. Slow accretion of aeolian cover. This resulted in the accumulation of clay-rich, gleyed loess of low carbonate content. The Older Loess IIa (of Wartanian age), the Younger Loess IIa (of Vistulian age), and basal parts of IIb loesses of both climatic stages correspond to this sedimentary succession.

3. Local loess accretion of limited intensity. These sediments were changed by soil processes and coexisting cryogenic structures. Intensified congelifluction and cryoturbation processes were characteristic of this phase of loess accretion.

The phases of limited loess accretion and active pedogenic processes are to be found in the boundaries between the Vistulian and Wartanian loess horizons, which divide them simultaneously into Upper (IIb) and Lower (IIa) Loesses. Periods of limited accumulation resulted in ice-wedge formation. These structures are typical of the upper sections of the IIa and IIb Vistulian loesses as well as those of the IIb Wartanian loess.

Polish geographers are convinced that bottoms of large valleys were the main source area of the material for loess formation (JERSAK, 1976; JERSAK *et al.*, 1992; MARUSZCZAK, 1991 and others). Therefore, the loess accretion ratio had to be related to the density of vegetation cover in valleys and, indirectly, to hydrologic-climatic features. The marginal zone of the Scandinavian ice sheet was the important source area of dust. This zone was especially broad during deglaciation periods. The Wartanian and Vistulian loesses IIb accreted fast, simultaneously with both deglaciation periods. Much slower accumulation was related to periods of the Scandinavian ice-sheet advance. Data gathered at Odonów indicate that the accumulation of aeolian dust took place in air currents, and not in the zones of stagnant air. Mineralogical analyses show that the same dust sources existed during the Warta and the Vistula Stages (RACINOWSKI, ŚNIESZKO, 1996).

The accumulation of loess in these three phases took place in conditions of frosty climate with permafrost presence. During the phases of maximum permafrost development (formation of ice-wedge horizons) the average annual temperature was lower than -6°C , while the ground temperature at the depth of zero annual amplitude was lower than -5°C . During the phases of permafrost degradation (when tundra-derived soils were formed) the average annual air temperature was presumably in the range from -3°C to -2°C .

Analyses of mollusc assemblages indicate that the phases of intensive aeolian deposition were conditioned by a continuous periglacial climate. The slow accretion of loess was connected with wet phases of cool climate. *Trichia hispida* noted within these sediments on northern slopes represents an environment of damp meadows and scrubs. At present, such environment does not exist north of 63°N (ALEXANDROWICZ, 1987).

Some phases of loess cover dissection have been noted in the sedimentary profile at Odonów. They are accompanied by depositional equivalents of wash-out processes. Phases of loess cover dissection started on a large scale at the end of Wartanian and Vistulian loess accumulation periods before the Eemian and Holocene. Phases of furrow erosion are also well recognized and attributed to the period after the Vistulian loess IIa accumulation (below the Komorniki horizon) and before the Vistulian loess IIb accumulation (dissection of the Komorniki horizon; Fig. 11).

Traces of wash-out processes with, however, no distinctive furrow erosion were recorded in sedimentary profiles at the base of the Vistulian loess IIa and at the base of the Wartanian loess IIa. The authors are convinced that the buried gullies will soon be found. Traces of wash-out processes at the end of loess accumulation indicate probably an increase in snow cover thickness during the winter season. Snow cover of a considerable thickness accelerated the degradation of permafrost (BROWN, PEWE, 1973). Analyses of ice-wedge pseudomorphoses at Brzostkwinia near Cracow show that the intensive wash-out processes took place before Bölling, prior to the ice melting, whereas the degradation of permafrost started not before Bölling (SOBCZYK, 1993). The initial phase of intensive washing out on the loess covers in Poland were described by Z. ŚNIESZKO (1995). They took place before Bölling and embraced vast areas of southern Poland.

The analysis of succession of the aggradation/degradation processes of the Wartanian loess above the Tomaszów complex and the Vistulian loess above the Nietulisko complex reflects the distinctive similarity of these both members of the sedimentary profile. This feature indicates that the environmental scenario was almost the same in the periods preceeding the initial climatic coolness, its climax, and phases of permafrost degradation in both the cold stages.

These similarities together with the analogy in the development of the Nietulisko and the Tomaszów soil complexes suggests the introduction of the theory of cyclic evolution of loess covers in Poland (JERSAK, 1977; JERSAK *et.al.*, 1992). Based on the present state of geological investigations at Odonów the authors conclude that the evolution of the loess area in Poland was similar during all the phases of climatic warming, i.e. during the Opatów Stage, Eemian and Holocene.

The evaluation of lithological analogies between the Tomaszów and Nietulisko soil complexes is the next matter to be discussed. Uninterrupted accessibility to the Nietulisko sedimentary profile enabled the collection of large amounts of data from this soil complex. The Tomaszów soil complex was investigated in narrow pits only. Therefore only essential differences in their development will be discussed. Two superimposed *lessivé* soils occur beneath the chernozem soil within the Tomaszów soil complex. The study of soil succession indicates that it was formed in the broad forest zone during the warming phase of interstadial

rank (see the chapter entitled: The oldest loesses overlying the Mezo-pleistocene till and the Tomaszów pedocomplex.).

Micromorphologic analyses were carried out in the *lessivé* soil from the Nietulisko complex which is common in Poland. It was proved that the soil underwent browning processes in conditions of deciduous forest (KONECKA-BETLEY, 1976). The authours are convinced that this soil is unquestionably of interglacial nature. Succession of depositional processes, physical denudation phases, and pedogenic processes since the end of the Odranian loesses accumulation period are shown in tables 1–3. Taking into account the continuous exploitation of the Odonów sites it is possible to carry out further investigations there. New cross-sections which are going to be accessible in the near future will help to complete the present state of knowledge.

Investigations of loesses in Europe and their separation from fossil soils enable the correlation of the pedocomplexes of Odonów with their European equivalents (MOROZOWA, 1981). On the other hand, the fossil slopes excavated in Odonów have revealed supplementary information of the mechanisms of the loess cover degradation in the Neopleistocene. Thus, it was possible in this research to assess approximately the stratigraphic position of the phases of slope process intensification as related to intensive pedogenesis phases. Therefore, the Odonów sedimentary succession may be regarded as a unique and stratigraphically the most important loess profile in Poland.

The Tomaszów pedocomplex

Table I

Stratigraphic position	Depositional processes	Pedogenic processes	Physical denudation	Permafrost
Lower Warta Substage	limited aeolian accumulation	chernozems chernozems		degradation casts of seasonal infill
Opatów Stage	delluvium delluvium	<i>lessivé</i> <i>lessivé</i>	splukiwanie splukiwanie	alternating aggradation and degradation

Wartanian loesses and the Nietulisko pedocomplex

Table II

Stratigraphic position	Sediments and depositional processes	Pedogenic processes	Physical denudation	Permafrost	Palaeontological data
Vistulian Vistula Lower Substage > 50 ka	limited aeolian accumulation limited aeolian accumulation	gleying chernozems	washing-out congelifluction	aggradation of permafrost degradation of permafrost aggradation of permafrost, casts of primary seasonal infill degradation of permafrost aggradation of permafrost, casts of primary seasonal infill	
≈ 115 ka Eemian	delluvium	lessive browning lessive	washing-out	beginning of aggradation of permafrost	charcoals: <i>Pinus sp.</i>
≈ 125 ka Wartanian Warta Middle Substage: Upper Older Loess IIb Warta Lower Substage: The Nieledeu complex Lower Older Loess IIa	delluvium, colluvium, boggy loess loess delluvium	<i>Bv</i> formation <i>CaCO₃</i> elluviation loess-forming processes gleying Loess-forming processes gleying	washing-out, furrow erosion washing-out	sygenetic ice wedges ice wedges ephemeral degradation of permafrost	Mollusc assemblage of thermokarst deposits: <i>Pupilla loessica</i> (Lzk), <i>Pupilla muscorum</i> (L), <i>Succinea oblonga</i> (Durp), <i>Succinea oblonga elongata</i> (Sndb), <i>Valonia tenuilabris</i> (A, BR), <i>Vertigo parcedentata</i> (A, BR), <i>Limnea (Radix) peregra</i> (Müller), <i>Limnea (Salba) truncatula</i> (Müller), <i>Pisidium sp.</i> Molluscs: <i>Succinea</i> fauna (<i>Succinea oblonga elongata</i> , <i>Succinea oblonga</i>)

Vistulian loesses above the Nietulisko pedocomplex

Table III

Stratigraphic position	Sediments and depositional processes	Pedogenic processes	Physical denudation	Permafrost	Palaeontological data (Odonów and environs)
Holocene		chernozems			
Vistula Upper Substage ≈ 13 ka	accumulation of delluvium	formation of Bv horizon, CaCO ₃ elluviation	washing-out, furrow erosion	degradation	
14 ka Vistula Middle Substage Younger Loess IIb ≈ 20 ka	loess	syndimentary soil processes alternating gleying and syndimentary soil processes		ice wedges cryoturbations	Molluscs in basal part of loess: <i>Pupilla</i> fauna (<i>Pupilla loessica</i> , <i>Pupilla muscorum densegyrata</i> , <i>Vallonia tenuilabris</i>) Molluscs in gleyed horizons: <i>Succinea</i> fauna (<i>Succinea oblonga</i> , <i>Pupilla loessica</i> , <i>Succinea oblonga elongata</i>)
Vistula Middle Substage the Komorniki horizon ≈ 35-40 ka	imited aeolian accumulation	gleying, arctic brown soil	washing-out, furrow erosion congelifluction	ephemeral, alternating degradation and accretion of permafrost	Fauna: <i>Mamuthus primigenius</i> , <i>Rangifer tarandus</i> , <i>Equus cf. germanicus</i> , <i>Coleodonta antiquitatis</i> , <i>Dicros toryx</i> , <i>Lemmus lemmus</i> , <i>Falco tinnunculus</i> , <i>Lagopus lagopus</i> , <i>Gallinago media</i> , <i>Anser anser</i> 29-31 ka Charcoals: <i>Abies</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Alnus</i> or <i>Betula</i> , <i>Picea</i> or <i>Larix</i>
Vistula Middle Substage Younger Loess IIa	loess	syndimentary soil processes	washing-out, furrow erosion	degradation of ice wedges ≈ 43 ka* ice wedges	Molluscs: <i>Pupilla</i> fauna (<i>Pupilla muscorum</i> , <i>Pupilla loessica</i> , <i>Vallonia tenuilabris</i> , <i>Succinea oblonga elongata</i> , <i>Succinea oblonga</i>)

* The phase of ice-wedge degradation has been dated on 43.3 ka BP in the site 300 km northward from Odonów (Prof. W. STANKOWSKI's oral information sincerely appreciated by authors).

References

- ALEXANDROWICZ S. W., 1986 – Molluscan assemblages from a loess profile at Odonów (Małopolska Upland). *Biul. Peryglacyalny*, 31.
- ALEXANDROWICZ S. W., 1987 – Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych. Kwartalnik AGH. Geologia. Kraków.
- BLUSZCZ, A., 1989 – Results of TL dating of the loess profile at Odonów (southern Poland) in the Gliwice TL Laboratory. *Zesz. Nauk. Politechn. Śląskiej*, 989, *Geochronometria*, 5. Gliwice.
- BOGUICKI, A., 1987 – Osnownye lessowye paleopochvennyye khorizonty peryglacyalnoy lessovo-pochvennoy platformy. In: *Stratygrafia i korelaciya otlozhenii Ukrainy* (Sbornik naucznych trudow). Kiev.
- BROWN, R. J. R., PEWE T. L., 1993 – Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment. A review 1963–1973. Permafrost, Second Int. Conf. Washington.
- BUTRYM, J., 1987 – Wiek TL lessów z profilu w Odonowie koło Kazimierza Wielkiej. *Sprawozdania z badań naukowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN*, 7. Warszawa.
- CHMIELEWSKI, W., KONECKA-BETLEY, K., MADEYSKA, T., 1977 – Paleolithic site Kraków-Zwierzyniec I in the light of the investigations carried out in 1972–1974. *Biul. Inst. Geol.*, 305. Warszawa.
- DOLECKI, L., 1995: Litologia i stratygrafia mezoplejstocenijskich utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. Lublin.
- DWUCET, K., ŚNIESZKO, Z., 1995 – Odonów. Odślonięcie lessów. In: *Przewodnik wycieczek. III Zjazd geomorfologów polskich. Uniw. Śl. Sosnowiec*.
- FRANKOWSKI, Z., 1991 – Właściwości geologiczno-inżynierskie lessów: Profil Odonów. In: *MARUSZCZAK, H. (ed.) – Podstawowe profile lessów w Polsce. UMCS Lublin*.
- JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, M., 1975 – Malakofauna utworów lessowych w Odonowie. *Przewodnik Konf. Terenowej „Less i zróżnicowanie typologiczne gleb kopalnych na Wyżynie Małopolskiej”*. Łódź.
- JERSAK, J., 1965 – Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa (Stratigraphie et genèse des loess des environs de Kunów). *Acta Geogr. Lodz.*, 20. Łódź.
- JERSAK, J., 1973 – Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski (summary: Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands). *Acta Geogr. Lodz.*, 32. Łódź.
- JERSAK, J., 1975 – Profil lessowy w Odonowie II. *Przewodnik Konf. Terenowej „Less i zróżnicowanie typologiczne gleb kopalnych na Wyżynie Małopolskiej”*. Łódź.
- JERSAK, J., 1976 – Investigations of fossil soil complexes and loess series at Odonów near Kazimierza Wielka. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, 26, 2.
- JERSAK, J., 1977 – Cyclic development of the loess cover in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 305, Warszawa.
- JERSAK, J., 1985 – Loess section at Odonów. Guide-book Intern. Symp. „Problems Stratigr. and Paleogeogr. Loesses”. UMCS Lublin.
- JERSAK, J., 1988 – Pozycja stratygraficzna lessów starszych wyżyn południowej Polski. In: *Problemy paleogeografii czwartorzędu - zlodowacenia środkowopolskie*. (ed:) J. JERSAK. Uniw. Śl. Katowice.
- JERSAK, J., SENDOBY, K., ŚNIESZKO, Z., 1992 – Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce (Evolution of loess cover in Poland during the post-Warta period). Katowice.
- KAWALKOWSKI, A., 1988 – Wiek i geneza gleb. In: *Przemiany środowiska geograficznego Polski* (ed:) L. Starkel. Wrocław - Warszawa - Kraków - Gdańsk - Łódź.
- KONECKA-BETLEY, K., 1976 – Poziomy diagnostyczne śródlessowych gleb kopalnych Polski południowo-wschodniej (Diagnostic horizons of the intra-loess fossil soils of south-eastern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 297. Warszawa.
- KOZŁOWSKI, J. K., SOBCZYK, K., 1987 – The Upper Palaeolithic site Kraków-Spadzista Street C2, Excavations 1980. Warszawa-Kraków.

- LINDNER, L., SIENNICKA-CHMIELEWSKA, A. E., 1995 – Loess and Bedrock in the South-eastern Part of the Miechów Upland (S. Poland). *Annales UMCS*, vol. L 5, sec. 8. Lublin.
- MADEYSKA, T., 1992 – Metody fizykochemiczne i sedymentacyjne. In: Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. (ed:) L. LINDNER. Warszawa.
- MADEYSKA, T., MORAWSKI, W., ŚNIESZKO, Z., TOMASZEWSKI, J., 1994 – Stan badań osadów czwartorzędowych w stanowiskach paleolitycznych Piekary k. Krakowa. *Georama*, 2. Uniw. Śl. Sosnowiec.
- MARUSZCZAK, H. (ed:), 1991 – Podstawowe profile lessów w Polsce (Main sections of loesses in Poland). Lublin.
- MARUSZCZAK, H., 1994 – Korelacja chronostratygraficzna lessów Polski Południowej i Ukrainy Północno-Zachodniej. *Przegląd Geologiczny*, 42. Warszawa.
- MARUSZCZAK, H., WILGAT, M., 1978 – Zróżnicowanie stratygraficzne i paralelizacja profilów lessowych z Nielewki i Odonowa w świetle badań minerałów ciężkich. *Fol. Soc. Sci. Lubl.*, 20, 2. Lublin.
- MOJSKI, J. E., 1993 – Europa w plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego. Warszawa.
- MOROZOVA, T. D., 1981 – Razwitiye pochvennogo pokrova Evropy w pozdnem plejstocenie. Nauka. Moskwa.
- NAWROCKI, J., SIENNICKA-CHMIELEWSKA, A. E., 1996 – Loess magnetism in the Odonów section (S Poland). *Geological Quarterly*, vol. 40. Warszawa.
- RACINOWSKI, R., RUTKOWSKI, J., ŚNIESZKO, Z., 1994 – Litologia i stratygrafia utworów pyłowych w odsłonięciu Szczyglice k. Krakowa. *Georama*, 2. Sosnowiec.
- RACINOWSKI, R., ŚNIESZKO, Z., 1996 – Statystyczna analiza wyników składu minerałów ciężkich z profilu Odonów. *Geologia*. Uniw. Śl. Katowice (in press).
- RUTKOWSKI, J., 1986 – Budowa geologiczna Niecki Nidziańskiej. *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej*. t. XIV, Warszawa.
- SOBCZYK, K., 1993 – Late Palaeolithic flint workshops at Brzoskwinia-Krzemionki near Kraków. *Prace Archeologiczne*, 55, Kraków.
- SOBCZYK, K., 1995 – Osadnictwo wschodniograweckie w dolinie Wisły pod Krakowem (The eastern Gravettian settlement in the Vistula valley near Kraków). Uniw. Jagiel., Kraków.
- STOCH, L., MARUSZCZAK, H., HELIOS-RYBICKA, E., 1983 – Clay minerals of loesses of SE Poland. *Mineralogia Polonica*, 13.
- ŚNIESZKO, Z., 1995: Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15000 lat (The loess cover evolution during last 15000 years in Polish Uplands). Katowice.
- ŚNIESZKO, Z., TUCHOŁKA, P., 1976 – Paleomagnetic investigations of loess from the Kazimierza Wielka - Odonów profile. *Bull. Sci. Lettr. de Łódź*.
- WAGA, J. M., 1987 – Struktury szczelinowe w lessach okolic Kazimierzy Wielkiej. *Geographia, studia et dissertationes*, 10, Uniw. Śl. Katowice.

K. DWUCET, Z. ŚNIESZKO

Lublin

EWOLUCJA NEOPLEJSTOCENSKIEJ POKRYWY LESSOWEJ NA PRZYKŁADZIE ZMIAN W PROFILU ODONÓW (POŁUDNIOWA POLSKA)

Lessy występują w Polsce w formie izolowanych płatów. Duże płaty leżą na południe od równoleżnika 51°21' N (na obszarze Wyżyn Polskich, Płaskowyżu Głubczyckim, Pogórzu Sudetów i Karpat). Obszar występowania tych utworów znajduje się na wysokości 170–450 m n.p.m.

W naturalnych i sztucznych odsłonięciach najpowszechniej występują lessy vistuliańskie. Rzadziej można oglądać lessy warciańskie, a wyjątkowo odrzańskie. Starsze od odrzańskich lessy opisano na Wyżynie Lubelskiej i to głównie na podstawie wierceń (DOLECKI, 1995). Na Wyżynie Wołyńskiej lessy starsze od odrzańskich można obserwować w dużych odsłonięciach (BOGUCKI, 1987, MARUSZCZAK, 1994).

W Polsce cechy lessów i gleb kopalnych zmieniają się wyraźnie ze wschodu na zachód (JERSAK, 1973; MARUSZCZAK, 1991; JERSAK, 1992 i inni). Ku zachodowi maleje generalnie miąższość lessów, zmniejsza się średnia średnica ziarna, obniża się zawartość węglanów. J. JERSAK (1973) na podstawie analizy cech lessów, gleb kopalnych i struktur kriogenicznych wyróżnił na obszarze Polski lessy suche, przejściowe, umiarkowanie wilgotne i wilgotne.

W centralnej części obszaru występowania lessów w Polsce znajduje się miechowski płat lessowy (rys. 1). W jego obrębie występują zarówno lessy suche jak i przejściowe. Na obszarze tego płata zlokalizowano i opisano szereg ważnych dla stratygrafii lessów odsłoneń. Są to: Kraków-Spadzista (*vide* KOZŁOWSKI, SOBCZYK, 1987; SOBCZYK, 1995), Kraków-Zwierzyniec (*vide* CHMIELEWSKI, KONECKA-BETLEY, MADEYSKA, 1977), Szczyglice (RACINOWSKI, RUTKOWSKI, ŚNIESZKO, 1994), Piekary (MADEYSKA, MORAWSKI, ŚNIESZKO, TOMASZEWSKI, 1994) oraz Odonów.

Odsłonięcia w Krakowie mają duże znaczenie dla badań lessów vistuliańskich ze względu na bogaty materiał archeologiczny. Odsłonięcia w Szczyglicach i Odonowie dostarczają danych o ewolucji pokrywy lessowej począwszy od początku zimnego piętra odry. Odsłonięcie w Szczyglicach było krótko dostępne dla badań (wykop pod autostradę). W Odonowie do obecnej chwili możliwe jest prowadzenie badań w dwóch odsłonięciach: Odonów I i Odonów II.

Do tej pory dostarczyły one najwięcej informacji o ewolucji obszarów lessowych w Polsce podczas ostatnich 300 tysięcy lat.

Odsłonięcia w Odonowie położone są na zachodnich peryferiach strefy lessów Wyżyn Polskich. Leżą na wysokości 200–220 m n.p.m. w odległości około 230 km na południe od linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia północnopolskiego i 80 km na południe od linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Położone są także w pobliżu granicy między umiarkowanie wilgotnymi lessami Polski zachodniej i suchymi lessami Polski wschodniej. Odonów leży w południowo-wschodniej części miechowskiego płata lessowego w niewielkiej odległości od ważnych paleolitycznych stanowisk krakowskich (50 km).

W rejonie Odonowa miąższość lessów często przekracza 20 m (rys. 2). Podlessowe podłoże jest tu urozmaicone (LINDNER, SIENNICKA, 1995). Lessy subaeralne leżą na łąkach i piaszczystych mułach sarmatu, piaskach i żwirach serii witowskiej, glinach bazalnych, piaskach i mułkach glacjilimnicznych oraz fluwioglacjalnych ze zlodowaceń sanu.

W odsłonięciach Odonowa stwierdzono obecność podkładów lessu trzech zimnych pięter, poziomy gleb kopalnych, horyzonty struktur kriogenicznych i prześledzono zmienność tych elementów w zależności od paleotopografii.

Główne pokłady lessu są tu rozdzielone pedokompleksami o złożonej budowie. Są to: kompleks glebowy nietulisko rozdzielający lessy piętra wisły i warty oraz kompleks tomaszów leżący między lessami piętra warty i odry. W obrębie pokładów lessu występują gleby pseudoglejowe tworząc poziomy o niższej randze stratygraficznej. Są to gleby należące do pedokompleksów nieledew i komorniki. Ponadto w lessach vistuliańskich lokalnie występują poziomy oglejenia wskazujące fazy osłabionej akumulacji eolicznej. Wśród struktur szczelinowych tworzących wieloboki w Odonowie wyróżniono struktury dehydratacyjne, mrozowe z wtórnym wypełnieniem sezonowym, struktury z wtórnym wypełnieniem po klinach lodowych i struktury o złożonej genezie.

ZAKRES BADAŃ W ODONOWIE

Ze względu na bogactwo struktur i gleb kopalnych profile w Odonowie były przedmiotem zainteresowania licznych badaczy. Od 1975 roku publikowano głównie wyniki badań w starej cegielni-Odonów II (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1975; JERSAK, 1975, 1976, 1985, 1988; ŚNIESZKO, TUCHOLKA, 1976; MARUSZCZAK, WILGAT, 1978; STOCH, MARUSZCZAK, HELIOS-RYBICKA, 1983; ALEXANDROWICZ, 1986; BUTRYM, 1987; WAGA, 1987; BLUSZCZ, 1989; FRANKOWSKI, 1991; RACINOWSKI, ŚNIESZKO, 1996). Profil ten wzbudzał zainteresowanie ze względu na odsłonięty w nim, rzadko spotykany w Polsce, pedokompleks tomaszów.

Rozpoczęte przez J. JERSAKA badania tego odsłonięcia zmierzały w dwóch kierunkach. Prowadzono dokumentację występujących osadów, gleb i struktur opisując ich podstawowe cechy (JERSAK, 1975, 1976, 1985; JERSAK i inni 1982; WAGA, 1987; FRANKOWSKI, 1991). Oprócz tego prowadzono badania specjalistyczne dotyczące właściwości magnetycznych, TL, składu minerałów ciężkich i ilowych, składu gatunkowego mięczaków (rys. 3).

Badania paleomagnetyczne i TL zmierzały w założeniu do uściślenia chronostratygrafii. Uzyskane wyniki wzbudziły jednak poważne wątpliwości dotyczące skali przydatności tych metod.

Badania paleomagnetyczne przeprowadzono dwukrotnie próbując tę samą ścianę (ŚNIESZKO, TUCHOLKA, 1976; NAWROCKI, SIENNICKA-CHMIELEWSKA, 1996). Uzyskane rekonstrukcje elementów paleopola (inklinacja i deklinacja) są zasadniczo odmienne. Bardzo złożone komplikacje pojawiły się w trakcie badań TL ziarn kwarcu. Analizy przeprowadzono dla tych samych prób w trzech laboratoriach (BUTRYM, 1987; BLUSZCZ, 1989).

Na rysunku 4 przedstawiono rozbieżności w datowaniach lessów metodą TL w zależności od laboratorium gdzie były wykonywane pomiary. Na rysunku 5 pokazana jest mała precyzja datowań ograniczająca ich stosowanie w chronostratygrafii.

Na podstawie badań paleomagnetycznych i datowań TL przeprowadzonych w odsłonięciu Odonów II nie można rozstrzygnąć pozycji chronostratygraficznej lessów starszych od eemu.

Na III Zjeździe Geomorfologów Polskich autorzy tego tekstu zaprezentowali wyniki badań litologicznych słabo dotychczas rozpoznanych lessów vistuliańskich odsłoniętych w cegielni Odonów I podając ich charakterystykę geochemiczną i skład mikroagregatowy. Lessy są tu wykształcone w facji wierzchowiowej i stokowej (DWUCET, ŚNIESZKO, 1995).

Stały dostęp do odsłonięć pozwala na dalsze systematyczne badania szczegółów budowy geologicznej. W niniejszej pracy autorzy zamierzają przedstawić dotychczasowy stan wiedzy o profilach Odonów I i II i aktualną interpretację paleogeograficzną.

NAJSTARSZE LESSY NADMORENOWE I PEDOKOMPLEKS TOMASZÓW

Lessy miechowskiego płata leżą na różnowiekowych utworach przedczwartorzędowych i zróżnicowanych litologicznie osadach glacialnych (LINDNER, SIENNICKA, 1995; RUTKOWSKI, 1986). Podczwartorzędowy kompleks osadów w Odonowie stanowią trzeciorzędowe iły sarmackie. Ich powierzchnia jest nierówna. Przyczyną deniwelacji stropu iłów są zarówno tektoniczne uskoki jak i późniejsza denudacja. Różnice wysokości w Odonowie sięgają 15 m, a obniżenia mają charakter erozyjny. W Odonowie I strop niebieskich iłów masywnych

przechodzi ku górze w pięciometrowej miąższości rytmity ilastopyłowe. Ich strop leży na wysokości 215 m n.p.m. W Odonowie II rytmity są zerodowane, a strop masywnych iłów niebieskich występuje na wysokości 200 m n. p.m. W obrębie rytmity stwierdzono fałdowe deformacje o amplitudzie nie przekraczającej 2 m.

W Odonowie I na kopalnym stoku z rozciętych osadów trzeciorzędowych zalegają redeponowane gliny zlodowacenia sanu. W Odonowie II gliny te mają charakter utworów bazalnych, są całkowicie odwapnione i silnie zwietrzałe (JERSAK, 1988). Ich miąższość nie przekracza jednak dwóch metrów. Na powierzchni gliny leży 3-metrowej grubości pokład lessu. Jego spagową i środkową część o miąższości 2 m tworzy less gliniasty stalowosiwy z rdzawymi plamami, bezwęglanowy. W stropowej części o miąższości 1 m less jest zmieniony przez procesy *lessivé*, przez co jest silniej ilasty, brunatny. Najstarszy less w Odonowie H. MARUSZCZAK (1991) zalicza do lessu starszego środkowego. Był on akumulowany między 245 a 225 ka TL. J. JERSAK klasyfikuje ten less jako starszy górny I formowany synchronicznie z osadami glacialnymi stadiału (zlodowacenia) odry (JERSAK, 1988). Autor ten analizując charakter osadów glacialnych zlodowacenia sanu podścielających lessy w Odonowie i innych obszarach Polski stwierdza ich powszechne zwietrzenie (JERSAK, 1988). Zwietrzenie to miało mieć miejsce w okresie interglacjału poprzedzającego akumulację lessów starszych górnych I.

Cechy lessu nadmorenowego w Odonowie II były kształtowane pod wpływem płytko leżących iłów trzeciorzędowych jak i w rezultacie zaawansowanych procesów pedogenezy. Strop lessu jest zdenudowany, a z rozwiniętej na nim gleby płowej pozostał jedynie poziom *B*. Na powierzchni ścięcia zalega redeponowany pył ze smugami próchnicznego materiału. Pochodzi on z redepozycji horyzontów *A* i *E* gleby *lessivé*. Powyżej leży 0,5 metrowej miąższości warstwa brunatnego, gliniastego lessu. Widoczne są w jego obrębie rdzawe konkracje żelaziste i czarne manganowe. Na tym lessie leży 10 cm poziom płowego pyłu z drobnymi żelazistymi i manganowymi konkracjami i ciemnoszary poziom próchniczny. Opisane wyżej utwory tworzą glebę o budowie $A_g-E_g-B_g$.

Nad tymi dwoma glebami zalega 0,5 metrowej miąższości masywny bezwęglanowy less i rozwinięty na nim podobnej miąższości poziom próchniczny *A* (do 1% próchnicy, do 3% Fe_2O_3 ; rys. 2). Od poziomu próchnicznego odchodzą w głąb profilu szczeliny dehydratacyjne i szczeliny mrozowe z pierwotnym wypełnieniem zesonowym. Tworzą one poligony wypełnione materiałem z tego poziomu próchnicznego powodując jego dwudzielność.

Obydwie gleby płowe (dolna „ogłowiona” i górna o nienaruszonym profilu), leżące na nich less i rozwinięty w stropie darniowy poziom próchniczny należą do pedokompleksu typu tomaszów. J. JERSAK wiązał jego powstanie z okresem ocieplenia piętra opatowskiego i dolną częścią piętra warty. Autor ten uważał, że ocieplenie opatowskie miało rangę interglacjału (JERSAK, 1988). Jako główny

argument podawał duże odwapnienie lessów odrzańskich (w Tomaszowie 7 m) i podobne jak w kompleksie nietulisko następstwo gleb.

W obrębie kompleksu tomaszów w Odonowie przeprowadzono szczegółowe badania składu minerałów ciężkich (21 prób co 10 cm). Posiłkując się analizą statystyczną wykazano brak oznak wietrzenia w obrębie wszystkich jego poziomów (RACINOWSKI, ŚNIESZKO, 1996). Głębokie odwapnienie i produkcja łu koloidalnego są typowe dla wczesnych faz rozwoju gleb płowych (KOWALKOWSKI, 1988) i nie mogą być argumentem przesądzającym o interglacialnym ich charakterze.

Ważnym faktem stwierdzonym w budowie kompleksu tomaszów jest przerwa w formowaniu gleby płowej. W trakcie trwania tej przerwy nasiliły się procesy stokowe i prawdopodobnie na krótko akumulacja eoliczna. To może oznaczać, że gleba w Odonowie tworzyła się w niewielkiej odległości od północnej granicy lasu podczas oscylacji klimatycznych i związanych z nimi migracji roślinności. Trudno byłoby zatem uznać gleby płowe z kompleksu tomaszów w Odonowie za odpowiedniki interglacjału. Te wątpliwości potwierdzają inne obserwacje geologiczne z terenu Europy dotyczące charakteru okresu rozdzielającego odrę i wartę (MOJSKI, 1993).

Po zakończeniu formowania gleb płowych pod lasami iglastymi ponownie wystąpiły warunki korzystne dla akumulacji lessu. Jego mała miąższość i duży udział frakcji iłowej wskazują na powolne tempo sedymentacji i syngenetyczną pedogenezę. Formowanie w stropie tego lessu, darniowego poziomu próchnicznego, zostało przerwane w okresie kiedy tworzyły się systemy szczelin mrozowych z pierwotnym wypełnieniem sezonowym.

LESS WARCIAŃSKI NAD PEDOKOMPLEKSEM TOMASZÓW

Lessy leżące nad pedokompleksem tomaszów stanowią główną masę lessów piętra warty. W Odonowie I ich miąższość nie przekracza 2 m. W całości lessy piętra warty są tu zmienione przez procesy postsedymentacyjne. W Odonowie II less jest zróżnicowany litologicznie, a jego miąższość dochodzi do 6,5 m. W spągu jest to osad laminowany z widocznymi smugami przemieszczonego poziomu próchnicznego gleby darniowej kompleksu tomaszów. Jego miąższość nie przekracza 1 m. Charakteryzuje go duży udział frakcji mniejszej od 0,01 mm (40%). Zawartość węglanów wzrasta tu ku górze od 3,5% do 8%, a próchnicy maleje od 0,8% do 0,2%. Te cechy wskazują na stokowy charakter osadu.

Powyżej leży metrowej miąższości less żółty z rdzawymi i niebieskimi plamami wskazującymi na oglejenie. Less ten zawiera zdecydowanie mniej frakcji drobnoziarnistej (mniejsza od 0,01 mm – 25%) niż podścielający utwór stokowy, a zawartość węglanu wapnia waha się od 6 do 9%. Występujące w lessie muszle ślimaków reprezentują dwa gatunki: *Succinea oblonga elongata* (Sundb.) i *Suc-*

cinea oblonga Drap. W stropie lessu rozwinięta jest nieodwapniona gleba pseudoglejowa z małą zawartością próchnicy (0,2%).

Podstawową masę osadów warciańskich w Odonowie II stanowią masywne, żółte, słabo oglejone lessy. Ich miąższość dochodzi do 3,5 m. Posiadają jednolodne uziarnienie a zawartość węglanów wzrasta w nich ku stropowi. Od góry są rozcięte przez głębokie do 5 m kliny z wtórnym wypełnieniem po lodzie. Powyżej leży 30 cm miąższości warstwa oglejonego pyłu z liczną malakofauną. W jej obrębie rozpoznano gatunki typowo lądowe jak i wodne (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1975 – *vide* tab. II). Cechy osadu i skład malakofauny wskazują na subakwalne środowisko sedimentacji. Powyżej opisanych osadów warciańskich występują lokalnie pyły piaszczyste horyzontalnie warstwowane. J. JERSAK opisał w Odonowie II kopalną bruzdę, w której występują podobne utwory. W początkowej fazie akumulacji piaszczystych pyłów formowały się głębokie do 1,5 m struktury po klinach lodowych.

PEDOKOMPLEKS NIETULISKO

Pedokompleks nietulisko jest złożonym utworem, na który składają się różne genetycznie gleby, osady i struktury deformacyjne. Kompleks ten był obserwowany na kopalnym stoku w Odonowie I oraz na kopalnym stoku i wierzchowinie w Odonowie II (fot. 3, 4, 5). Najstarszym elementem jest w nim gleba *lessivé*. W obydwu odsłonięciach zachowały się jej poziomy *Eg* i *Bg*. Kopalny poziom *A* występuje jedynie jako materiał wypełniający szczeliny z wtórnym wypełnieniem sezonowym (rys. 8, fot. 6). Na wierzchowinie poziom ten został wkomponowany w poziom *A* nadległej gleby czarnoziemnej. Diagnostyczny dla gleby płowej poziom *B* charakteryzuje się wzbogaceniem w ił koloidalny (maksymalnie do 30%). Stosunek iłu koloidalnego do iłu grubego przekracza 0,9 (w lessach warciańskich do 0,55, a w obrębie poziomu *E* do 0,2). Na łagodnie nachylonym stoku w Odonowie I zawartość iłu koloidalnego wynosi 13%, a stosunek udziału iłu koloidalnego do iłu grubego 0,7 (rys. 9). W poziomie *E* odpowiednio 7% i 0,2. Wysoki jest także wskaźnik agregatyzacji poziomu *B* (w Odonowie I – 0,75, w Odonowie II – 0,84) – rys. 9, 10. Zarówno w poziomie *E* jak i *B* widoczne są konkretne żelaziste i manganowe typu pieprzy.

Według J. JERSAKA (1973, 1992) gleba *lessivé* formowała się od schyłku piętra warty przez cały eem. Kształtowana była przez procesy przemylwania i brunatnienia. Na jej ostateczny wygląd miały wpływ procesy lessiwazu ze schyłku eemu i znacznie późniejsze oglejenie. Na wierzchowinie od stropu gleby odchodzą szczeliny mrozowe z pierwotnym wypełnieniem sezonowym (rys. 3, 7). Ich głębokość dochodzi do 2 m, a szerokość u góry wynosi 20–50 cm. Średnica poligonów nie przekracza 4 m. Ponadto strop gleby płowej rozcinają płytsze

(do 0,5 m) szczeliny z wysychania. W obydwu typach szczelin wypełnienie stanowi materiał z poziomu *A* tej gleby. W podobnej pozycji stratygraficznej występują szczeliny z pierwotnym wypełnieniem sezonowym na kopalnym stoku w Odonowie I. W Odonowie II oprócz szczelin wypełnionych materiałem z poziomu *A* gleby płowej na stoku kopalnym stwierdzono obecność szczelin z wysychania wypełnionych materiałem z poziomu *B*. Powstały one po denudacji poziomów *A* i *E*. Wszystkie opisane wyżej struktury na kopalnych stokach w Odonowie I i Odonowie II są hakowato wygięte (rys. 8).

Na wierzchowinie glebę *lessivé* przykrywa 0,5–0,8 metrowy poziom akumulacji próchnicy gleby czarnoziemnej. Jego formowanie było prawdopodobnie synchroniczne z akumulacją pyłu. Na kopalnym stoku w Odonowie I od środka poziomu *A* odchodzą szczeliny z pierwotnym wypełnieniem sezonowym o głębokości przekraczającej 3 m. Są one w całości wypełnione materiałem czarnoziemnym. Te szczeliny są również wygięte w kierunku podnóża stoku. Od środka poziomu *A* odchodzą także głębokie na 0,5 m struktury z wysychania bez charakterystycznych dla wcześniej opisanych struktur mrozowych wygięć.

Szczeliny z wysychania datują fazę kongeliflukcji na stoku. Ruchy masy materiału po stoku wystąpiły po uformowaniu spagowych fragmentów czarnoziem (czarnoziem I). Po uformowaniu struktur dehydratacyjnych ponownie tworzyła się gleba czarnoziemna. Okres, w którym zachodziły procesy kongeliflukcji, charakteryzował się odmiennymi warunkami klimatycznymi od tych, w których rozwijały się gleby czarnoziemne.

Zawartość próchnicy w czarnoziemie kompleksu nietulisko nieznacznie tylko przekracza 1%. Zawartość iłu koloidalnego jest podobna jak w poziomie *B* gleby płowej, a stosunek iłu koloidalnego do iłu pyłowego wynosi 0,65.

Czarnoziem w Odonowie tworzył się w cieplejszych podpiętrach ochłodzenia wistły. J. JERSAK korelował go z ociepleniami brørup i amersfort (JERSAK, 1973, 1976; JERSAK i inni 1992).

LESSY VISTULIAŃSKIE NAD PEDOKOMPLEKSEM NIETULISKO

Vistuliańskie lessy leżące nad pedokompleksem nietulisko tworzą dwa pokłady: dolny odpowiada lessom młodszym IIa, górny lessom młodszym IIb. Lessy rozdzielone są glebą pseudoglejową należącą do kompleksu komorniki. Miąższość lessów IIa nie przekracza dwóch metrów. W Odonowie I jest to less brunatny wykazujący wiele cech silnej pedogenezy. Jest to utwór w spagu bezwęglanowy, w stropie słabo wapnisty (2,5% CaCO_3). Wskaźnik agregatyacji jest tu wyższy niż w czarnoziemie kompleksu nietulisko (rys. 9).

Less ten charakteryzują także niskie stosunki molarne $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$. Natomiast stosunek zawartości iłu koloidalnego do iłu pyłowego jest podobny jak w wyżej

leżących lessach vistuliańskich. Jest on zdecydowanie niższy niż w kompleksie nietulisko i glebie komorniki (rys. 9).

W początkach akumulacji lessu IIa na stokach aktywnie działały procesy spłukiwania. Powodowało to częściowe niszczenie stropu czarnoziemiu z kompleksu nietulisko. Występująca w lessie IIa malakofauna reprezentowana jest przez *Pupilla muscorum* (L.) – 49%, *Vallonia tenuilabris* – 18,5%, *Pupilla loessica* (Loz) – 17%, *Succinea oblonga elongata* (Sund.) – 9%, *Succinea oblonga* (Drap) – 6,5%.

W Odonowie I stwierdzono obecność struktury po klinie lodowym wypełnionej materiałem z poziomów glebowych kompleksu nietulisko wymieszanym z lessem brunatnym IIa. Klin jest głęboki na 3 m. W górnej części, modelowanej przez termokras, szerokość szczeliny dochodzi do 2 m. Sama pseudomorfoza po lodzie ma szerokość do 20 cm. W otoczeniu klina występują liczne uskoki. Podobne struktury w tej pozycji stratygraficznej obserwował w rejonie Odonowa J. M. WAGA (1987). Obliczył on wielkość poligonów na 18–20 m. Wytapianie lodu w tych poligonach rozpoczęło się po zakończeniu akumulacji lessu IIa i przebiegało prawdopodobnie synchronicznie z formowaniem gleby komorniki.

W Odonowie II stwierdzono ślady rozcinania lessu IIa przed powstaniem poziomu glejowego komorniki (rys. 11, fot. 7). Rozcinanie to było związane z nasileniem procesów spłukiwania bruzdowego i mogło towarzyszyć degradacji klinów lodowych.

W tropie lessów IIa rozwinięta jest gleba pseudoglejowa korelowana z poziomem komorniki. W Odonowie II leży ona także na deluwacjach kopalnego stoku uformowanego po zakończeniu akumulacji lessu IIa. Stropowe i spagowe partie gleby komorniki posiadają odmienne cechy (rys. 9, 10). Generalnie w dolnej części jest mniej węglanów i niższe są wskaźniki molarne. W całym profilu stwierdzono wysoki stopień rozdrobnienia iłu. Lokalnie stropowe partie gleby wykazują ślady redepozycji co wynika z aktywności procesów stokowych pod koniec jej formowania. W efekcie nasilenia procesów stokowych pokrywa lessowa uległa ponownemu rozcięciu (rys. 11).

Poziom komorniki występuje na płacie miechowskim powszechnie. W stanowisku Kraków-Spadzista w poziomie gleby pseudoglejowej znaleziono szczątki kostne datowane na 20–21 ka BP oraz węgielki datowane na 23–24 ka BP (KOZŁOWSKI, SOBCZYK, 1987). W szczyglicach w bagiennym lessie przechodzącym w glebę glejową znaleziono szczątki kostne *Coleodonta antiquitatis* datowane na 23,5 ka BP (RACINOWSKI, RUTKOWSKI, ŚNIESZKO, 1994). W osadach stokowych pod glebą glejową na Spadzistej znaleziono węgielki *Abies* sp., *Pinus* sp., *Alnus* lub *Betula*, *Picea* lub *Larix* datowane na 29–31 ka BP (KOZŁOWSKI, SOBCZYK, 1987). W osadach stokowych młodszych od gleby glejowej w Piekarach znajdowano liczne kości m. in. *Coleodonta antiquitatis*, *Mamuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Equus* cf. *germanicus*, *Lemmus lem-*

mus (MADEYSKA, MORAWSKA, ŚNIESZKO, TOMASZEWSKI, 1994). Zebrane fakty wskazują, że poziom glejowy komorniki formował się na płacie miechowskim podczas ekspansji zmarzliny na obszar porośnięty stepotundrą i zimnym stepem parkowym. W czasie formowania tego poziomu miały miejsce oscylacje klimatyczne zmieniające miąższość letniego odmarzania gruntu i stymulujące aktywność procesów stokowych.

Lessy młodsze IIb stanowią najmłodsze ogniwo eolicznej sedymentacji w Odonowie. Ich miąższość jest zróżnicowana. W Odonowie I utwory te leżą na kopalnym stoku o północnej ekspozycji. W środkowej części stoku miąższość lessu IIb dochodzi do 5 m. W Odonowie II na płaskiej powierzchni wierzchowinowej ten sam less na zaledwie 2 m miąższości. Nad kopalnym rozcięciem wzrasta do 6 m. Te różnice są związane z lokalnymi zmianami tempa narastania osadów co wpłynęło także na zróżnicowanie cech lessów IIb. Na wierzchowinie tempo przyrostu lessu było najmniejsze stąd osady posiadają cechy wskazujące na silną pedogenezę (rys. 10). Są silnie rozdrobnione i zawierają dużą ilość mikroagregatów wodoodpornych a mniej węglanów.

W Odonowie I lessy IIb posiadają złożoną budowę. W spagowej części profilu występują lessy oglejone naprzemian z lessami „suchymi”. Wydobyte z nich skorupki mięczaków reprezentują następujące gatunki: *Succinea oblonga* (Drap.), *Pupilla loessica* (Lož), *Succinea oblonga elongata* Sand., *Vallonia tenuilabris* (A, Br), *Trichia hispida* (L). Wyraźnie widoczne są różnice litologiczne między lessami oglejonymi i rozdzielającymi je lessami nieoglejonymi. Wyrażają się głównie w stopniu rozdrobnienia iltu i wskaźnikach stosunków molarnych. Lokalnie w opisywanych utworach występują deformacje fałdowe i struktury kontrakcji (rys. 6, 12, fot. 8).

Prawdopodobnie w tym czasie albo nieco później formowały się w Odonowie II wielkie kliny lodowe. W położeniu wierzchowinowym stwierdzono tu pseudomorfozy do 8 m głębokie. Odległości na ścianie między kolejnymi strukturami wynosiły 10 i 22 m. Stropowe części klinów są zmienione przez procesy termokrasowe co powoduje, że ich szerokość sięga 3,5 m (rys. 7). Lessy górnej części profilu w Odonowie I i lessy nad kopalną bruzdą w Odonowie II wykazują cechy typowe dla osadów subaeralnych. Były one akumulowane w efekcie przyrastania pyłu niesionego przez strumienie powietrza przy małym udziale procesów pedogenezy. W składzie malakofauny wydobytej z tego osadu oznaczono (kolejność wg frekwencji: *Pupilla loessica* Lžk., *Pupilla muscorum densigrata* Lžk., *Vallonia tenuilabris* (A, Br), *Pupilla muscorum* (L).

W profilach z Odonowa brak do tej pory materiałów organicznych pozwalających na ustalenie wieku lessów IIb. Zebrane w okolicach Krakowa dane (vide cytowana literatura) pozwalają sądzić, że podstawowa masa eolicznego pyłu była akumulowana między 18 a 15,5 ka BP. Pod koniec akumulacji lessu IIb nasiliły się procesy splukiwania, które zapoczątkowały etap degradacji pokrywy lessowej. Mogą one wskazywać na wzrost miąższości pokrywy śnieżnej

w okresie zim. Dużej miąższości pokrywa śnieżna wpływała także na rozpoczęcie degradacji zmarzliny (BROWN, PÉWÉ, 1973). Badania pseudomorfoz po klinach lodowych z Brzoskwini koło Krakowa wskazują, że wytapianie lodu poprzedziło intensywne spłukiwanie przed bōlingiem, a degradacja zmarzliny odbywała się od bōlingu (SOBCZYK, 1993). Początki intensywnego spłukiwania na pokrywach lessowych w Polsce u schyłku vistulianu udokumentował Z. ŚNIESZKO (1995). Rozcinanie pokrywy lessowej zostało zahamowane na początku holocenu. Z tego okresu pozostały w Odonowie I reliktywne czarnoziemy na fragmentach stoku i w obniżeniu suchej doliny.

EWOLUCJA POKRYWY LESSOWEJ W REJONIE ODONOWA

Badania w profilach Odonów I i Odonów II pozwoliły na uchwycenie pewnych analogii w zachodzących zmianach środowiska podczas akumulacji lessów warciańskich i vistuliańskich. W ewolucji tych pokryw można wydzielić trzy etapy aggradacji:

1. szybkie narastanie pokrywy eolicznej. W efekcie powstały żółte, masywne lessy węglanowe. W osadach tych brak struktur mrozowych. Ten etap stwierdzono w obrębie młodszych części lessowej pokrywy warciańskiej i vistuliańskiej (lessy starsze IIb i lessy młodsze IIb);

2. powolne narastanie pokrywy eolicznej. Powstały wtedy lessy gliniaste, oglejone, słabo wapniste. Takie tempo charakteryzuje lessy starsze IIa (warciańskie) i lessy młodsze IIa (vistuliańskie) oraz spągowe części lessów IIb obu pięter klimatycznych;

3. ograniczone i lokalne narastanie pokrywy eolicznej. Odpowiadają temu etapowi niewielkiej miąższości utwory zmienione przez pedogenezę oraz towarzyszące im struktury kriogeniczne. Obserwuje się dużą aktywność procesów kongeliflukcji i krioturbacji. Główne fazy ograniczonego narastania pokrywy eolicznej i aktywnej pedogenezy rozdzielają lessy warciańskie i vistuliańskie na górne (IIb) i dolne (IIa). Kolejne fazy, w trakcie których pojawiają się struktury klinów lodowych stwierdzono pod koniec akumulacji lessów vistuliańskich IIa i IIb oraz pod koniec akumulacji lessów warciańskich IIb.

W polskiej literaturze panuje przekonanie, że głównymi obszarami alimentacji dla tworzących się pokładów lessu były dna dolin dużych rzek (JERSAK, 1976; MARUSZCZAK, 1991; JERSAK, 1992 i inni). Tempo narastania pokrywy lessowej miało zatem związek ze stopniem zwarcia pokrywy roślinnej w dnach dolin, a pośrednio z czynnikami klimatyczno-hydrologicznymi na większym obszarze. Równie ważnym obszarem zasilania w pył lessowy była strefa marginalna skandynawskiego lądolodu. Jej powierzchnia była szczególnie rozległa podczas deglacjacji. Synchroniczne z fazą deglacjacji lessy warciańskie IIb i vistu-

liańskie IIB narastały bardzo szybko. Znacznie wolniejsze tempo akumulacji lessów wiązało się z okresem narastania lądolodu skandynawskiego. Obserwacje profilów w Odonowie wskazują, że akumulacja eolicznych pyłów odbywała się w wyniku przyrastania podczas ruchu strumieni powietrza. Badania mineralogiczne dowodzą, że źródła dostawy pyłu eolicznego osadzonego w Odonowie były te same zarówno w piętrze warty, jak i wisły (RACINOWSKI, ŚNIESZKO, 1996).

We wszystkich trzech etapach skumulacja lessów odbywała się przy udziale zmarzliny. W okresach jej największego rozprzestrzenienia (horyzonty z klinami lodowymi) średnie roczne temperatury były niższe od -6°C , a temperatury gruntu na głębokości zerowych amplitud rocznych niższe od -5°C . W fazach z oznakami degradacji zmarzliny średnie roczne temperatury powietrza mogły być rzędu -3°C do -2°C (poziom gleb tundrowych).

W obrębie stanowisk z Odonowa stwierdzono fazy rozcinania pokryw lessowych. Towarzyszą im osady odpowiadające spłukiwaniu. Wyraźne fazy rozcinania pojawiają się wraz z zakończeniem akumulacji lessów warciańskich i vistuliańskich tj. przed eemem i holocenem. Dobrze czytelne są także fazy erozji bruzdowej po zakończeniu akumulacji vistuliańskiego lessu IIa (poniżej komornik) i przed rozpoczęciem akumulacji vistuliańskiego lessu IIB (bruzda rozcinająca poziom komorniki – rys. 11).

Ślady spłukiwania ale bez udokumentowanej erozji bruzdowej zostały utrwalone w Odonowie w spagu vistuliańskich i warciańskich lessów IIa.

Analiza następstwa faz agradacji i rozmywania pokryw lessów warciańskich leżących nad kompleksem tomaszów i vistuliańskich leżących nad kompleksem nietulisko wskazują na podobne następstwo zdarzeń w obrębie tych zimnych pięter. To podobieństwo, w połączeniu z analogiami w budowie kompleksów glebowych tomaszów i nietulisko, było podstawą do wprowadzenia pojęcia cykliczności w ewolucji pokryw lessowych Polski (JERSAK, 1977; JERSAK i inni 1992).

Na podstawie geologicznego rozpoznania w Odonowie autorzy są upoważnieni jedynie do stwierdzenia podobieństwa ewolucji pokrywy lessowej między ciepłymi piętrami opatowskim, eemskim i holoczeńskim. Dyskusyjne jest natomiast podobieństwo pedokompleksów tomaszów i nietulisko. O kompleksie nietulisko wiadomo znacznie więcej ze względu na jego łatwą dostępność do badań. Kompleks tomaszów był w Odonowie analizowany w dwu wąskich szurfach. Z dotychczasowych badań wiadomo, że w kompleksie tomaszów pod glebą czarnoziemną występują dwie gleby płowe. Jak sugerowano we wcześniejszych fragmentach tego tekstu, brak jest argumentów przemawiających za ich interglacialną pozycją. Gleba płowa w kompleksie nietulisko występuje w Polsce powszechnie. Została ona poddana badaniom mikromorfologicznym, które wskazują, że przeszła etap brunatnienia związanego z lasami optimum interglacialnego (KONECKA-BETLEY, 1976). Jej interglacialny charakter nie budzi do tej pory wątpliwości.

W tabelach 1–3 zestawiono następstwo w czasie procesów sedymentacji, mechanicznej denudacji i pedogenezy od zakończenia akumulacji lessów piętra odry w Odonowie.

W związku ze stałą eksploracją odsłonięć istnieje możliwość dalszych uściśleń i uzupełnienia uzyskanego obrazu. Badania europejskich lessów a szczególnie gleb kopalnych pozwalają na przeprowadzenie korelacji pedokompleksów z Odonowa z ich odpowiednikami na innych obszarach (MOROZOWA, 1981). Badania kopalnych stoków w Odonowie dostarczyły dodatkowej informacji o fazach degradacji pokryw lessowych w neoplejstocenie. Pozwoliły na ustalenie pozycji stratygraficznej faz nasilenia procesów stokowych w odniesieniu do przewodnich horyzontów glebowych.

Pedokompleks tomaszów

Table I

Pozycja stratygraficzna	Osady i procesy sedymentacji	Procesy glebowe	Denudacja mechaniczna	Zmarzlina
Dolne piętro Warty	ograniczona akumulacja eoliczna	czarnoziemny czarnoziemny		degradacja szczeliny z wypełnieniem szonowym
Piętro Opatowskie	deluwia deluwia	<i>lessivé</i> <i>lessivé</i>	splukiwanie splukiwanie	naprzemienna agrodacja i degradacja

Less warciański i pedokompleks nietulisko

Tabela II

Pozycja stratygraficzna	Osady i procesy sedymentacji	Procesy glebowe	Denudacja mechaniczna	Zmarzlina	Dane paleontologiczne
Dolne piętro wisły > 50 ka	ograniczona akumulacja eoliczna ograniczona akumulacja eoliczna	oglejenie czarnoziemy chernozems	splukiwanie kongeliflukcja	agradacja degradacja agradacja szczeliny z wypełnieniem sezonowym degradacja agradacja szczeliny z wypełnieniem sezonowym	
≅ 115 ka Eemian	deluwia	lessivé brunatnienie lessivé	splukiwanie	początek agrodacji zmarzliny	węgle drzewne: <i>Pinus sp.</i>
≅ 125 ka Środkowe piętro warty: less młodszy górny IIb Dolne piętro warty: kompleks niedew Lower Older Loess IIa	deluwia, koluwia, less bagienny less less delluvium	formowanie Bv ługowanie lessyfikacja oglejanie lessyfikacja oglejanie	splukiwanie, erozja bruzdowa splukiwanie	degradacja syngenetyczne kliny lodowe kliny lodowe okresowa degradacja	mięczaki osadów termokrasowych: deposits: <i>Pupilla loessica</i> (Lzk), <i>Pupilla muscorum</i> (L), <i>Succinea oblonga</i> (Durp), <i>Succinea oblonga elongata</i> (Sndb), <i>Valonia tenuilabris</i> (A, BR), <i>Vertigo parcedentata</i> (A, BR), <i>Limnea (Radix) peregra</i> (Müller), <i>Limnea (Salba) truncatula</i> (Müller), <i>Pisidium sp.</i> mięczaki: <i>Succinea</i> fauna (<i>Succinea oblonga elongata</i> , <i>Succinea oblonga</i>)

Ewolucja neoplejstoceniowej pokrywy lessowej...

Less vistuliański nad pedokompleksem nietulisko

T a b e l a III

Pozycja stratygraficzna	Osady i procesy sedymentacji	Procesy glebowe	Denudacja mechaniczna	Zmarzlina	Palaeontological data (Odonów and environs)
Holocen		czarnoziem			
Górne podpiętro wisy ≈ 13 ka	akumulacja deluwiiów	formowanie Bv, ługowanie	splukiwanie, erozja bruzdowa	degradation	
14 ka Środkowe podpiętro wisy less młodszy IIb ≈ 20 ka	less	lessyfikacja naprzemiennie lessyfikacja i oglejenie		kliny lodowe cryoturbations	mięczaki w spagu lessu: <i>Pupilla</i> fauna (<i>Pupilla loessica</i> Lzk, <i>Pupilla muscorum densegyrata</i> , <i>Vallonia tenuilabris</i>) mięczaki w lessach oglejonych: <i>Succinea</i> fauna (<i>Succinea oblonga</i> , <i>Pupilla loessica</i> , <i>Succinea oblonga elongata</i>)
Środkowe podpiętro wisy poziom Komorniki ≈ 35-40 ka	ograniczona akumulacja eoliczna	oglejenie, brunatnienie	splukiwanie, erozja bruzdowa kongeliflukcja	okresowa degradacja i agradacja	<i>Mamuthus primigenius</i> , <i>Rangifer tarandus</i> , <i>Equus cf. germanicus</i> , <i>Coleodonta antiquitatis</i> , <i>Dicros toryx</i> , <i>Lemmus lemmus</i> , <i>Falco tinnunculus</i> , <i>Lagopus lagopus</i> , <i>Gallinago media</i> , <i>Anser anser</i> węgle drzewne (29–31 ka BP): <i>Abies</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Alnus</i> or <i>Betula</i> , <i>Picea</i> or <i>Larix</i>
Dolne piętro wisy less młodszy	less	lessyfikacja	splukiwanie, erozja bruzdowa	degradacja klinów lodowych ≈ 43 ka* kliny lodowe	Molluscs: <i>Pupilla</i> fauna (<i>Pupilla muscorum</i> (L), <i>Pupilla loessica</i> (Lzk), <i>Vallonia tenuilabris</i> , <i>Succinea oblonga elongata</i> , <i>Succinea oblonga</i>)

* Faza degradacji klinów lodowych była wydatowana na około 43 ka BP w obszarze położonym 300 km na północ od Odonowa (informacja ustna prof. W. Stankowskiego, za co autorzy składają serdeczne podziękowania).

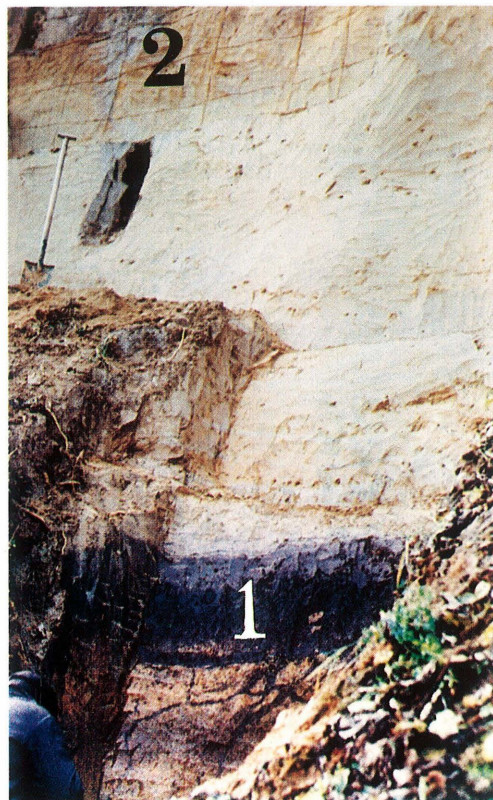


Photo by the author

Pl. 2. Wartanian loesses in the Odonów II site

1. The Tomaszów-type complex; 2. The Nietulisko-type complex

Fot. 2. Odonów II. Less warciański

1. kompleks glebowy typu tomaszów; 2. kompleks glebowy typu nietulisko



Photo by the author

Pl. 3. The Odonów II site. The Nietulisko soil complex is dissected by ice-wedge pseudomorphosis – a structure originated in final phase of the Vistulian loess IIb accumulation

Fot 3. Odonów II. Kompleks glebowy nietulisko rozcięty pseudomorfozą klina lodowego; struktura powstała w końcowej fazie akumulacji Vistuliańskiego lessu IIb



Photo by the author

Pl. 4. The Odonów I site. The Nietulisko soil complex

1. horizon A of chernozem; 2. horizon E of lessivé soil with slope wash traces; 3. horizon B of lessivé soil

Pl. 4. Odonów I. Komplex glebowy nietulisko

1. poziom A czarnoziem; 2. poziom E gleby lessivé ze śladami spłukiwania; 3. poziom B gleby lessivé



Photo by the author

Pl. 5. The Odonów II site. The Nietulisko soil complex

1. horizon A of chernozem; 2. frost structures with seasonal infilling (infilling material is from the horizon A of lessivé soil)

Fot. 5. Odonów II. Komplex glebowy nietulisko

1. poziom A czarnoziem; 2. struktury mrozowe z sezonowym wypełnieniem (wypełnienie stanowi materiał z poziomu A gleby lessivé)



Photo by the author

Pl. 6. The Odonów II site. The Nietulisko soil complex. Frost structure with seasonal infilling
Fot. 6. Odonów II. Kompleks glebowy nietulisko. Struktura mrozowa z sezonowym wypełnieniem

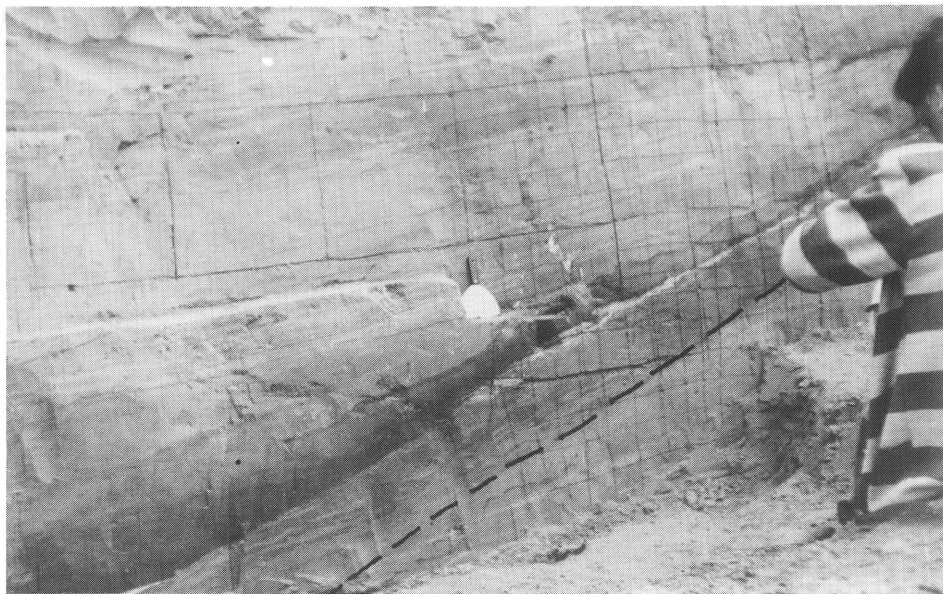


Photo by the author

Pl. 7. The Odonów II site. Delluvium infilling the fossil erosional furrow originated before the Komorniki complex formation. Erosional surface is marked by dashed line

Fot. 7. Odonów II. Deluwium wypełniające kopalną bruzdę erozyjną powstałą przed utworzeniem się kompleksu komorniki. Powierzchnia erozyjna zaznaczona jest linią przerywaną

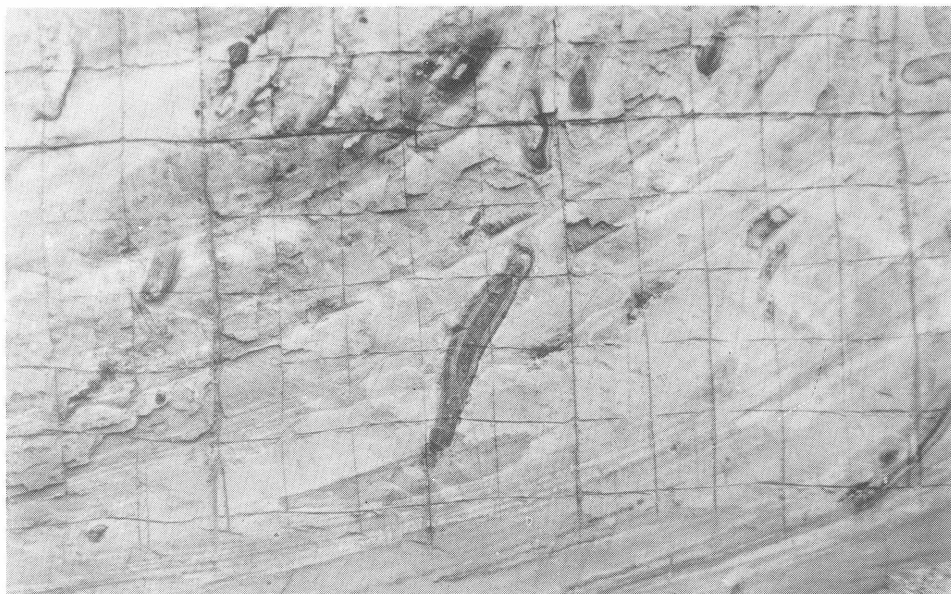


Photo by the author

Pl. 8. The Odonów I site. Ferruginous-manganous concretions overlapping deformations in the base of the Vistulian loess Iib

Fot. 8. Odonów I. Konkrecje żelazisto-manganowe nakładające się na zaburzenia w spagu vistuliańskiego lessu Iib