

HENRYK MARUSZCZAK*

Lublin

ALTITUDINAL MORPHOCLIMATIC DIFFERENTIATION OF AREAS OF YOUNGER LOESS ACCUMULATION IN EUROPE

Abstract

Younger loess (YL) was accumulated in Europe during the last glacial cycle, in the 70–12 ka BP interval that corresponds to ^{18}O stages 4, 3 and 2. Its distribution is well detectable from maps of Quaternary deposits showing the loess extent, because older loesses are, as a rule, hidden under YL layers. Distribution and features of YL are differentiated both in horizontal geographical zones and in altitudinal levels. The regularities in altitudinal differentiation of proper loesses and loess-like deposits have been studied. In that respect in the zone of periglacial loesses the following provinces can be distinguished: continental, transitional and oceanic, while in the zone of perimediterranean loesses: Pontian (some properties of YL similar to Asiatic peridesert loesses), Adriatic, and Iberian (clear marks of tropical climate influence).

INTRODUCTION

The first more thoroughly documented concept of the aeolian loess accumulation in Europe was introduced in 1899 by TUTKOVSKIY. He related it to the anticyclonic winds of the foehn type blowing from the Scandinavian ice sheet. A role of the winds was considered particularly important during ice sheet recession characterized by strong continentality of climate. Newly exposed morainic sediments were considered the main source area of dust, corresponding to the Asiatic deserts with which RICHTHOFEN connected classical Chinese loesses. TUTKOVSKIY ascribed the major stage in the accumulation of European loesses to the postglacial, which was in agreement with the prevailing at that time opinions about their interglacial age. The impossibility to break down the barrier of such an opinion caused the incoherence of the concept, because it related the transport of loessy silt to the glacial anticyclone that, in fact, disappeared in an interglacial time. More appropriate concept was put forward a few years later by ŁOZIŃSKI (1907). He dated aeolian loess accumulation to the „Neodiluvialzeit” period preceding the postglacial (= interglacial). Such an interpretation was not rather accepted, despite the correctness of the opinion on the origin of the basic loess fraction (silt) in his work „on periglacial facies of mechanical weathering” (ŁOZIŃSKI, 1909). This new periglacial concept was in those days a bit premature.

* Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin, Poland.

For the further investigations of loesses accumulated in cold areas of Europe, the work by SOERGEL (1919) documenting their relationship to glacial events seemed to be of a great importance. SOERGEL was of the opinion that anticyclonic winds from the ice sheet carried loessy silts, mainly from glaciofluvial plains, southwards. He presented at the same time the complex picture of factors conditioning the loess accumulation and, also, its transformation by weathering and pedogenetic processes. Therefore, a fairly clear picture of stratigraphic differentiation of loesses, very important from the point of view of the Quaternary geology, emerged. Such an approach resulted in the subsequent study by GRAHMANN (1934) who, synthesizing investigations of central European loesses, distinguished two basic types: glacial and continental loesses. He pointed not exactly to morainic glaciofluvial deposits but rather those of spring flood waters from which dust was blown away in summers as the direct source of glacial loesses.

Such a general outline of palaeogeographical conditions of glacial (= periglacial) loess accumulation in Europe, formulated at the beginning of the 1930's, needed more details. One of the attempts that is worth paying attention to is the profound study „on the northern boundary of loess in central Europe” by POSER (1951). He stated that in the zone near the boundary proper loesses co-occur with sandy and sandy-silty deposits (Flugsanden, Flottsanden), and also with dunes. However, in addition to that unquestionable fact, he assumed that younger loess was accumulated also during the Late Glacial, simultaneously with dunes, which is currently no longer accepted. Taking the directions of dune-forming winds into account he deduced that the northern boundary of loess accumulation was formed when westerly winds were dominant. Such a direction was suggested to be connected with the minor high pressure centres (over the Alps and the Iberian Peninsula) of the widespread Azores Anticyclone.

The two different concepts concerning dynamic conditions of the accumulation of periglacial loesses in Europe assumed distant aeolian transport of dust. Such a mode was accepted by JAHN (1950) in his theory on the loess provenance. He strongly criticized the MALICKI's (1950) point of view exposing a great role of the local transport of Polish loess material. Numerous detailed papers that began to come out then prompted JAHN (1956) to change his mind. Those works showed that directions of winds during the last glacial changed through time and space, whereas the effect of loess accumulation depended largely upon a type of orographic obstacles, forcing or limiting deposition (MARUSZCZAK, 1967).

The predominance of regional carrying of aeolian dusts in Central Europe is proved not only by the occurrence of loesses in the form of patches (Fig. 1) but also by a considerable differentiation in grain size distribution and mineral composition (MARUSZCZAK, 1965, 1967, 1985). Such properties characterize loesses of central Europe as well as western Europe (LAUTRIDOU, 1985; LEBRET, LAUTRIDOU, 1991). More continuous covers of periglacial loesses exist in East-

ern Europe only. However, the pattern of loess distribution shown in Fig. 1 provides no more unequivocal conclusions, because it seems that in Eastern Europe they are examined less narrowly.

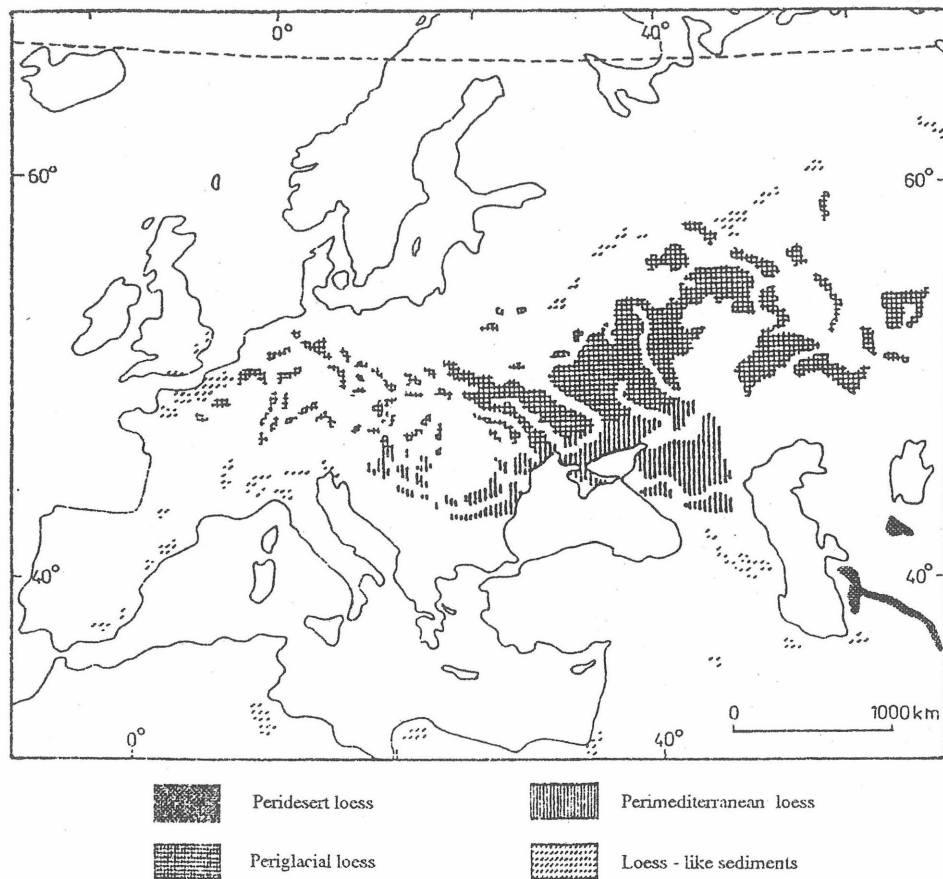


Fig. 1. Main loess varieties in Europe, by MARUSZCZAK 1996. Pattern of loess distribution and principles of zonation after MARUSZCZAK (1990)

Rys. 1. Główne typy strefowe lessów w Europie; opracował H. MARUSZCZAK w 1996. Zasięgi lessów oraz podziału na główne typy strefowe według MARUSZCZAKA (1990)

Thus, the directions of dominant winds from large anticyclonic centres which, however, changed over the Plenivistulian time (oxygen isotope stages 4 – 3 – 2, in 70–12 ka BP interval – *vide* MARUSZCZAK, 1995a) were not decisive in the loess extent/distribution in Europe. Certainly, the regional winds depending to a large degree upon the orography were substantial (MEYER, KOTTMEIR, 1989); also the location of main sources of dust must have been of a great impor-

tance. Besides the limited horizontal extent of the dust transport, its small vertical extent was very important too (MARUSZCZAK, 1995b). Just these problems are subject of the present work. The paper covers main problems referring to the Central European periglacial loesses that are fully examined. Remarks on other European regions, including the zones of perimediterranean loesses – i.e. revealing a sort of transition properties: between periglacial and peridesert loesses (MARUSZCZAK, 1990) – are presented comparatively.

PERIGLACIAL YOUNGER LOESSES IN CENTRAL EUROPE

From studies carried out in Poland follows that younger loesses accumulated – similarly to the neighbouring regions in Europe – in 87–12 ka BP interval (MARUSZCZAK, 1995a, 1996). The oldest layers are of the small thickness, are unusually formed and occur only sporadically. Thus, 75/70–15/12 ka BP interval, corresponding to the Pleniglacial (Plenivistulian), may be taken as the most reliable. Aeolian loess accumulation in the Late Glacial was practically of no importance. Late Glacial dunes had already „encroached” on the pronounced loess covers (MARUSZCZAK, 1961, p. 95, fig. 1). Therefore the analysis of Late Glacial dunes provide no basis for the reconstruction of loess bearing wind patterns, as POSER (1951) maintained.

The average thickness of younger loesses in the belt of the South Polish uplands is about 10 m; in the foreland of the Sudety Mts is smaller and does not exceed 7 m. At the loess base, well-developed soils of the last interglacial age, separating layers of older loesses, are present. As a rule, older loesses are less widespread than younger loesses overlying them, thus loess limits marked on maps of Quaternary deposits give a base for the palaeogeographical analysis of the extent of Plenivistulian loess. This remark refers also to the enclosed map showing the pattern of loess distribution in Europe (Fig. 1).

In Poland, Plenivistulian loesses were accumulated within the permafrost area. At first it was a sporadic permafrost, afterwards – discontinuous and continuous. During the Upper Plenivistulian (28–12 ka BP) a continuous permafrost was present (Fig. 2), which is evidenced by huge ice wedge casts in loess layers of that age. The above indicates that mean annual temperature ranged from –5 to –8°C. Lithological properties of the loess layers that contain the highest concentration of CaCO_3 (SE Poland up to 10–12%, W Poland up to 7–10%) suggest climate continentality and aridity. Precipitation within the area of loess accumulation was likely at least two times lower than nowadays and can be estimated at 200 to 250 mm (MARUSZCZAK, 1980). It should be stressed that despite the determination of climate indices only in general, the wide local and regional variation was noted, which is documented by the significant differentiation of lithological properties of discussed loess layers. This is supported by the investigation by JERSAK (*vide* JERSAK *et al.*, 1992), who plotted in the map changing

westwards limits of the following loess formations: dry, transition, moderately wet, and wet.

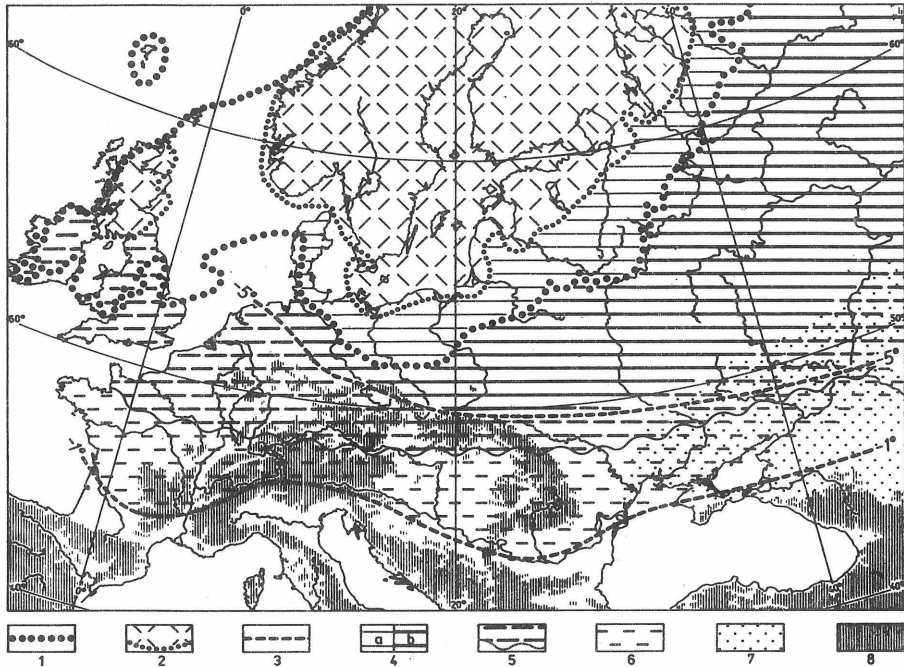


Fig. 2. Zones of permafrost in Europe in the Upper Plenivistulian against some climatic indices of non-glaciated areas (after MARUSZCZAK, 1987)

1. line of the maximal extent of the ice sheet about 20–18 ka BP; 2. extent of the ice sheet about 13 ka BP; 3. isopleths of mean annual temperature reconstructed from the investigations of cryogenetic structures; 4. zone of continuous permafrost: (a) internal subzone of embryonic and weakly developed permafrost; (b) external subzone of mature, well developed permafrost; 5. zone of discontinuous permafrost; 6. zone of sporadic permafrost; 7. dry areas with annual precipitation lower than 200 mm; 8. areas elevated higher than 500 m a.s.l. outside the line of the maximal extent of ice sheet, with distinct altitudinal zonation of the frost types and with mountain glaciers in the highest parts. Extents mentioned in points 1 and 2 according to „Atlas – monograph: Paleogeography of Europe during last one hundred thousand years”, (ed.) GERASIMOV and VELICHKO, Moscow, 1982. Isopleth of mean annual temperature of -1°C is drawn with reference to the content of map 10 in the mentioned „Atlas – monograph”, by GRICHUK

Rys. 2. Strefy zmarzliny wieloletniej w Europie w górnym plenivistulianie na tle wybranych wskaźników stosunków klimatycznych obszarów ekstraglacialnych (według MARUSZCZAKA, 1987)

1. linia maksymalnego zasięgu lądolodu około 20–18 ka BP; 2. zasięg lądolodu około 13 ka BP; 3. linie średniej rocznej temperatury rekonstruowanej na podstawie wyników badań struktur kriogenicznych; 4. strefa zmarzliny ciągłej: (a) wewnętrzna podstrefa zmarzliny embrionalnej i słabo rozwiniętej, (b) podstrefa zewnętrzna zmarzliny dojrzałej, dobrze rozwiniętej; 5. strefa wieloletniej zmarzliny nieciągłej; 6. strefa wieloletniej zmarzliny sporadycznej; 7. obszary suche o średnim rocznym opadzie poniżej 200 mm; 8. obszary wzniesione powyżej 500 m n.p.m., poza linią maksymalnego zasięgu pokrywy lodu, z wyraźnym zróżnicowaniem piętrowym typów zmarzliny oraz piętrami lodowców górskich w najwyższych partiach. Zasięgi wymienione w p. 1 i 2 według: „Atlas – monograph: Paleogeography of Europe during last one hundred thousand years”, red. GIERASIMOW, WIELICZKO, Moskwa 1982. Izotermę -1°C wykreślono w nawiązaniu do treści mapy nr 10 wymienionego atlasu opracowanej przez GRICZUKA

Proper loesses¹ in Poland are located largely in the belt of the Metacarthian (South Polish) uplands, while smaller areas are occupied by them in the Carpathian and Sudety Foothills. They are associated with the hypsometric level of 170/200–350/400 m a.s.l., i.e. with upland regions of differentiated configuration. Mean annual temperatures at the bottom boundary of that level are 7–8°C and annual precipitation is 500–550 mm; at the upper boundary the values are 6–7°C and 750–800 mm, respectively. As it was emphasized in the introduction, proper loesses do not form there a continuous cover but less or more distinctly marked patches (islands) that comprise about 1/3 of the area. As the thickness of younger loesses is no less than 10 m, the „islands” are well detectable from the landscape through pronounced accumulation scarps. More prominent loess patches are found mainly at the zones of structurally controlled escarpments (MARUSZCZAK, 1961). The escarpments in the eastern part of the South Polish uplands are roughly WNW–ESE and W–E oriented, hence loess patches are distinctly elongated here east–west. According to RÓŻYCKI (1967) such a direction of loess patches (ranges) would evidence dominantly westerly loess bearing winds. However, it is not good criterion for determining the direction of the winds. The orientation of loess ranges was, in fact, conditioned by the irregular surface of structural escarpments that brought about turbulence of atmospheric currents and intensification of aeolian dust deposition (MARUSZCZAK, 1961, 1967).

Intense sedimentation of aeolian dusts took place not only in the zones of escarpments several tens metres in height. Swellings of a loess cover were also reported from lower terrace scarps in river valleys (*vide* Fig. 3b). Enormous swellings (near-scarp loessy ridges) are known particularly from the southern bank of the lower Danube valley. In Bulgaria they are distinguished as *gyrbishts* or *greds*; their height achieves up to several tens metres (MARUSZCZAK, 1965; RÓŻYCKI, 1967). The orientation of such loess ridges provides no basis to infer the direction of dust bearing winds either (MARUSZCZAK, 1991).

The lower limit of the hypsometrical level of the periglacial loess occurrence (170/200 m a.s.l.) coincides with the border between the South Polish uplands and Middle Polish lowlands. In the lowland area, which in the Upper Plenivis-tulian was the foreland of the ice sheet when it had reached its greatest extent (Fig. 2), proper loesses are absent. Only sandy and sandy-silty cover deposits occur there. Among these are occasionally types containing more silt, which were by DYLIK (1951) determined as loess-like deposits. Along the border between the regions they do not permit the identification of the proper loess limit (*vide* Fig. 3A). Loess-like deposits are sporadically present also in northern Poland, within the last ice sheet maximum extent. They date back to the

¹ The terms „proper loesses” and „loess-like deposits” are not always interpreted in the same way. In the present paper I use them according to the published definitions (MARUSZCZAK, 1990).

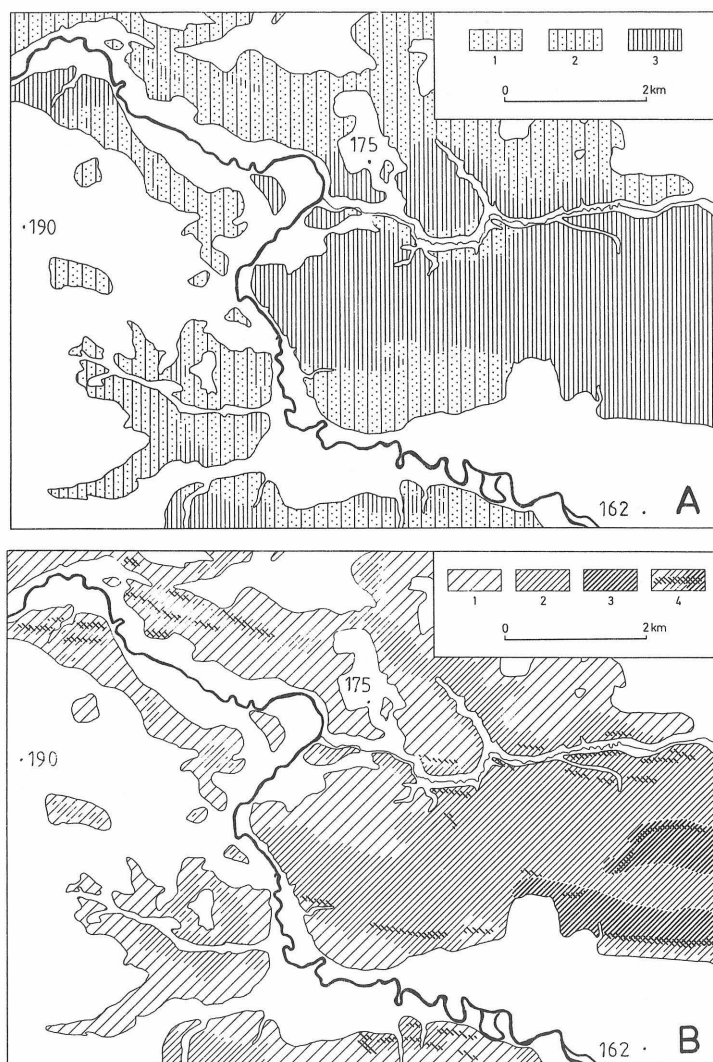


Fig. 3. Lithological varieties (A) and thickness of loess deposits (B) in the Łęczna environs in the Wieprz valley, the borderland between the South Polish uplands and Middle Polish lowlands (after MARUSZCZAK, 1991, adapted)

A: 1. fine sands with silty carbonate deposits and silty-loamy interbeddings; 2. silty carbonate deposits with interbeddings of fine sands; 3. mostly sandy loesses with frequent interbeddings of silty sands, particularly in the lower part of the cover.
B: 1. 2 to 4 m; 2. 4 to 6 m; 3. over 6 m; 4. thickness swellings in the form near-edge ridges

Rys. 3. Zróżnicowanie odmian litologicznych (A) i miąższości (B) utworów lessowych w okolicy Łęcznej w dolinie Wieprza, w strefie pogranicza wyżyn południowopolskich i nizin środkowopolskich (według MARUSZCZAKA, 1991, odpowiednio adaptowane)

A: 1. drobne piaski z przewarstwieniami węglanowych utworów pylastych i pylasto-gliniastych; 2. utwory pylaste węglanowe z wyraźnymi przewarstwieniami drobnych piasków; 3. lessy przeważnie piaszczyste często z cienkimi przewarstwieniami piasków mułkowatych, szczególnie w dolnej części pokrywy. B: 1. od 2 do 4 m; 2. od 3 do 6 m; 3. powyżej 6 m; 4. nabrzemia miąższości w postaci przykrawędziowych wałów

Pomeranian Phase of the Vistulian and are by some authors defined as loesses (KOZARSKI, NOWACZYK 1991). They generate thin covers of mainly slope deposits that correspond to some stages/phases in the development of the covers of upland younger loesses. So far, in the Middle Polish lowlands, there are no sections of loess-like deposits which would represent a complete glacial cycle, with an interglacial soil at the base, as in proper loesses of the South Polish uplands exist.

The absence of proper loesses in the Middle Polish lowlands needs a comment. Climatic conditions in the Plenivistulian were, in fact, similar to these of the upland belt. In the presence of permafrost the frost weathering was common. Possibly the weathering was less effective, since the thickness of the active layer on the ice sheet foreland was smaller than in the South Polish uplands. However, the differences were not essential.

The common production of dusts under frost weathering conditions in the belt of the Middle Polish lowlands is evidenced not only by sandy-silty cover deposits. Recent researches point to a dense system of small valleys and closed depressions there. Many of them are fossil forms filled mostly with mud deposits up to 10–20 m thick, dated back to the Middle Plenivistulian (GOŹDZIK, ZIELIŃSKI, 1996; TURKOWSKA, 1996). The deposits are to a large degree made up of the silt fraction that became buried, i.e. prevented from deflation and aeolian selection.

This way we approach the problem of main sources of loessy silt. Frost weathering was a common feature in the lowland and upland belt, particularly within the permafrost area. Much amounts of silt were secondarily deposited by wash, in river valleys. In the upland belt, the drainage network of valleys was better developed – they were more extensive and deeper, hence in summers, i.e. at a low water level, flood silts dried up quicker and more efficiently, so became available for aeolian selection. Whereas in the lowland belt, poorer drainage attributed to smaller differences in height caused that flood deposits dried up slower, thus were less predisposed to deflation.

It seems that, as I stressed several years ago (MARUSZCZAK, 1967), the wind features were not the only reason why proper loess accumulation did not develop in the lowlands on a larger scale. Mean annual velocity of winds in the Middle Polish lowlands exceeds now 3.0–3.5 m/s, in the uplands is below 3.0 m/s. In the Pleniglacial, as the lowlands were situated close to the ice sheet front, the difference in velocity was presumably bigger. Considerable wind velocities and the lack of distinct orographic obstacles did not favour locally increased sedimentation of aeolian dust. Perhaps yet more substantial limitations might have resulted from less aeolian dust pollution, which was due to less mobility (the susceptibility to deflation) of potential source deposits.

The upper limit of the hypsometrical level of the loess occurrence (350/400 m a.s.l.) reveals other features. Above it climatic conditions (higher precipitation

and lower temperatures) were unfavourable for proper loess accumulation. At the height of about 350 m a.s.l. a loamy variety characterized by a low concentration of CaCO_3 and the small thickness dominates. Higher up exclusively loess-like loamy deposits occur, occasionally they are found even at the height of about 450 m a.s.l. It is obvious that at these altitudes the amount of dust was limited. Besides, on settling it was quickly carried on slopes, thus incorporated into efficiently developing loamy slope deposits (ŁANCZONT, 1995); this is well illustrated in the cross-section of the San valley in the Przemyśl environs in the Carpathian Foothills (Fig. 4).

The next problem to discuss is the vertical extent of the dust carrying from main source areas. In the belt of the South Polish uplands these areas were located in major river valleys; all students of the problem have accepted this (JAHN, 1956; JERSAK, 1976; MARUSZCZAK, 1985). The upper limit of the proper loess occurrence was more fully examined in the Central Roztocze, in the eastern part of the South Polish uplands (MARUSZCZAK, 1995b). It was registered here at the height of 350–355 m a.s.l. Whereas the vertical extent of effective, in geomorphic terms, dust carrying was 100–120 m above the bottom of the upper Wieprz valley, where was the main source area. Lower than 40 m loess-like sandy deposits and sandy loesses up to 10 m thick accumulated, at the height of 40–100 m – loesses containing up to 8–10% of carbonates, at the height of 100–120 m a loamy variety of loess characterized by a poor CaCO_3 concentration and the small thickness dominated. A similar vertical extent has been reported also from the Carpathian Foothills (ŁANCZONT, 1995) – *vide* Fig. 4.

Similar regularities in the distribution of proper loesses have been registered in eastern Germany. Younger loesses are there a bit less thick and less rich in carbonates, which is assumed to result from higher climate humidity. Much of loesses originated, as in Poland, in the Upper Pleniweichselian. The limits of the hypsometrical levels are about 190 and 400 m a.s.l. in the Saxony (UNGER, RAU, 1961; HAASE *et al.*, 1970), while 190 and 330 m a.s.l. in the SW foreland of the Harz Mts (RICKEN, 1983). At the height of 350–450 m, exclusively loamy loess-like deposits, occasionally widely distributed, are present (FRUHAUF, 1990). The vertical extent of effective, from the geomorphic point of view, loess accumulation was estimated for the area of 40 km² in the SW foreland of the Harz at about 100 m (RICKEN, 1983, p. 125).

The presented regularities in the altitudinal differentiation of younger loesses refer to areas extending from the Harz Mts in the west to the Volhynia Upland in the east.

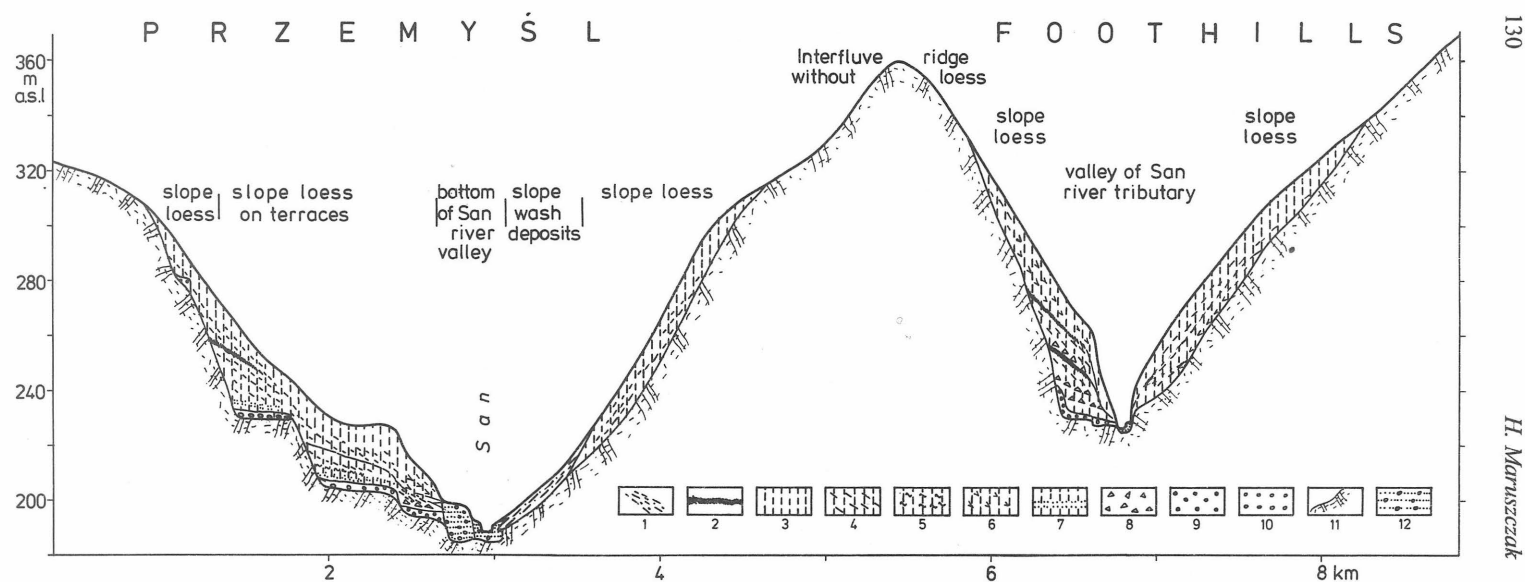


Fig. 4. Summary cross-section showing facies differentiation of loess deposits in the San valley, the Carpathian Foothills, the Przemyśl environs (after ŁANCZONT, 1995)

1. loess deluvia; 2. intraloess paleosols of interglacial rank; 3. eolian loess; 4. loess of deluvial facies; 5. loess of solifluction facies; 6. loess of colluvial facies; 7. loess of alluvial-boggy facies; 8. intraloess debris covers; bedrock of loess cover; 9. glacial and glaciofluvial deposits of the Sanian II glaciation; 10. Pleistocene fluvial deposits; 11. flysch rocks (Cretaceous, Tertiary); 12. Holocene alluvia in the bottom of valley

Rys. 4. Syntetyzujący przekrój geologiczny przedstawiający facjalne zróżnicowanie utworów lessowych w dolinie Sanu, na Pogórzu Karpackim w okolicy Przemyśla (według ŁANCZONT, 1995)

1. deluwia lessowej; 2. śródlessowe gleby kopalne o randze interglacjału; 3. less eoliczny; 4. less facji deluwialnej; 5. less facji soliflukcyjnej; 6. less facji koluwalnej; 7. less facji aluwialno-bagiennej; 8. śródlessowe pokrywy gruzowe; podłoże pokrywy lessowej; 9. glacialne i glacialno-fluwialne osady zlodowacenia Sanian II; 10. plejstoceńskie osady fluwialne; 11. skały fliszowe (kreda, trzeciorzęd); 12. holoceńskie aluwia na dnie doliny

PERIGLACIAL YOUNGER LOESSES IN OTHER EUROPEAN REGIONS

EASTERN EUROPE

From the Podolia Upland a more extensive zone of eastern European loesses spreads. They were accumulated within well developed continuous permafrost, under severer than in Central Europe climatic conditions (*vide* Figs. 1, 2). Symptoms of continentality and aridity clearly grew southwards, which is reflected in the increasing carbonate content, from 6–7% to 15–20% (SERGEYEV *et al.*, 1986, II, p. 12 and 35). The loess extent is known here in less detail and, in addition, is differently shown (*vide* Paleogeography of Europe... 1982; SERGEYEV *et al.*, 1986; VELICHKO, 1990). For this reason it is possible to present the hypsometrical level of its distribution only in general.

Periglacial proper loesses of the last glaciation age are associated largely with uplands (150/200–350/400 m a.s.l.). It seems that in lowlands occur only loess-like cover deposits, up to 2–3 m, exceptionally 5 m thick, mostly sandy-loamy and loamy („suglinoks” – *vide* SERGEYEV *et al.*, 1986, II, p. 7–9). Therefore, one may conclude that regularities in the altitudinal differentiation are similar to these in Central Europe.

WESTERN EUROPE

West of the Harz Mts the pattern of loess distribution is more complex. Carbonate proper loesses from the last glaciation period are present both in uplands and lowlands. They were accumulated here under milder climatic conditions, in a maritime province of the periglacial zone, at presence of sporadic and discontinuous permafrost (*vide* Fig. 2). Contrary to Central Europe, the ice sheet did not block river waters entering from south. It was possible for waters from the Rhine drainage basin and northern France to flow freely westwards, through the English Channel furrow emerged in the Pleniglacial. Hence, the drainage in lowlands was more efficient than in Central Europe. In spite of higher temperatures, flood deposits dried up better in summers, facilitating aeolian selection of dusts in main source areas. For this reason proper loesses accumulated occasionally (in patches) also in the lowland belt, north of the upland limit of their occurrence. The observation by SIEBERTZ (1988, 1991) shows that among aeolian cover deposits in the Nordrhein and the Westfalen are proper loess patches on hills merely 40 m a.s.l. high. He stresses that the accumulation was independent of the type of plant cover, but first of all affected by orographic obstacles. This is in agreement with the above presented role of upland escarpments „forcing” intense loessy silt accumulation in Central Europe.

Patches of proper loess in the lowland part of the Nordrhein are relatively thin and have no distinctive accumulation scarps, thus dust supplies were here limited, surely adequate for the frost weathering intensity. Similar patches of carbonate loesses exist in lowlands in Belgium and northern France (LAUTRIDOU, 1985).

In the upland belt, loesses are thicker; layers of the last glaciation age are mostly below 10 m. In the Alsace, they occur at the hypsometric level of 150–250 m while in the Baden-Württemberg do not exceed 350 m a.s.l. (BURACZYŃSKI, 1984). In the Hessen, carbonate loesses are found at the hypsometric level of 120–250 m (SEMMELE, 1968). West of the Rhine valley the lower limit decreases and in Belgium and northern France runs much below 100 m a.s.l. (LAUTRIDOU, 1985). Therefore, one can state that the northern boundary of upland loesses in Western Europe ranges from about 200 m a.s.l. in the Harz foreland to about 100 m a.s.l. in the Normandy. Did this coincide with a low level of the Atlantic Ocean during the maximum ice sheet extent in the Upper Pleniglacial? Besides, one should note that annual precipitation in the Western European areas of upland loesses is currently relatively low for the maritime climate (below 750 mm).

Areas with annual precipitation of 750–1000 mm in N and NW France are dominated by loess-like deposits of the *limons à doublets* type, both in the lowland and upland hypsometrical level. They are free of CaCO_3 , of the rhythmically layered character, up to 4–5 m in thickness. Irrespective of the cause of the lack of carbonates, viz. is it primary or secondary feature, which is still questionable (VAZART *et al.*, 1985), there is no doubt that they accumulated under wetter climatic conditions than proper loesses. Provided they originally contained carbonates, the content was poor enough to leach them out afterwards. Such conditions affected the development of insignificantly thick, often non-carbonate sandy loesses as well. These occur on the northern coast of France, the southern coast of Britain and on the Channel Islands (LAUTRIDOU, 1985). Main source areas were situated at the bottom of the English Channel furrow that during the maximum of the last glaciation emerged above the Atlantic Ocean level. This is proved among others by grain size distribution of loess deposits from the Normandy (BIGOT, 1986). Most of these sandy loesses rests now below sea level (LAUTRIDOU, 1990).

PERIMEDITERRANEAN YOUNGER LOESSES IN EUROPE

They were accumulated in the southern part of Europe, outside continuous permafrost, under fairly differentiated climatic conditions. According to the conditions it is possible to distinguish three provinces: Pontian, Adriatic and Iberian.

PERIMEDITERRANEAN LOESSES OF THE PONTIAN PROVINCE

SE Europe offered the most favourable conditions of the perimediterranean loess formation. In the Upper Pleniglacial, areas adjacent to the northern and north-western coasts of the Black Sea were characterized by the transition cli-

mate between a tundra-steppe periglacial zone and mid-latitude semideserts (*vide* Fig. 2). Climate aridity is testified by a gypsum admixture and gypsum concretions found in loesses of this region (GOZHIK *et al.*, 1976). Mean annual temperatures (-1 to -3°C) were sufficient to develop a sporadic permafrost. Nevertheless, it was presumably so called dry permafrost, ineffective from the geomorphic point of view. Consequently, in younger loesses of the Upper Pleniglacial age ice wedge casts are absent (MARUSZCZAK, 1987). Main sources of dust were deposits of rivers draining the adjacent periglacial zone or periglacial vertical zones of nearby mountains. Since during the Pleniglacial the sea level dropped by about 100 m, deposits from the emerged shelf must have been involved as well.

Younger loesses of the Pontian province lie at the 0–200 m hypsometric level. Above only small patches of insignificantly thick loess exist. Below the lower limit, i.e. below sea level, to the depth of 25–70 m, occur submarine loesses which cover a third of the shelf of the Black Sea and the Sea of Azov (BALANDIN, BOGUNENKO, 1979; GOZHIK, 1986). Mean precipitation is now below 500 mm, in the Upper Pleniglacial was below 200 mm (Fig. 2). In loesses originating under such conditions the carbonate content ranges from 20 to 25%.

The loess thickness varies. After „Paleogeography of Europe...” (1982) in a large part of the northern nearshore of the Black Sea, loesses are less than 2 m thick and only in the area rising above 100 m a.s.l. the thickness increases to 5–7 m. That very simplified picture does not reflect the actual differentiation. The small thickness (3–5 m) is characteristic for low shores of the Sea of Azov, whereas on high cliff coasts, west of the Crimea, younger loesses achieve the thickness of 30 m (GOZHIK *et al.*, 1976). Thus, it seems that large orographic obstacles enhanced the loess accumulation very effectively.

The Pontian province comprises also loesses from the lower Danube basin. In spite of the fact that the climate was somewhat wetter (present annual precipitation 500–600 mm), strong continental features enabled a sporadic permafrost to develop in the Upper Pleniglacial, at least in the northern part of the basin. The regularities in the altitudinal distribution and loess properties are similar, although there are no gypsum concretions. Differences in thickness are bigger than on the northern coast of the Black Sea – on the high right bank of the Danube the thickness increases up to 30–40 m according to MINKOV (1968) or even up to 50 m (!) according to STOILOV (1985). This indicates the important, dominant role of flood deposits of a big river in the dust supply. Fifty kilometres southward away from the source, e.g. the Danube valley bottom, younger loesses disappear. The above fact supports the dominant role of a main source area and, at the same time, points to the regional extent of wind-transported dusts.

PERIMEDITERRANEAN LOESSES OF THE ADRIATIC PROVINCE

In the part of the Balkan and Appenine Peninsulas adjacent to the northern Adriatic, loesses cover smaller areas, yet are more differentiated.

The most representative proper loess has been recorded inside the land, in the southern part of the Pannonian Basin, at the 80–200/250 m hypsometric level; above are rather loess-like deposits exclusively (BOGNAR, 1978). Annual precipitation at this level is 600–700 mm, therefore during loess accumulation the climate must have been wetter than in the Pontian province. In the Upper Pleniglacial only a sporadic permafrost was present; loess profiles do not reveal ice wedge casts at all (MARUSZCZAK, 1987). When compared to periglacial loesses, deposits of the southern Pannonian Basin contain more carbonates and show a difference in mineral composition. In that respect they resemble loesses of the lower Danube basin (MARUSZCZAK, WILGAT, 1995). Deposits supplying dust were concentrated at the valley bottom of the Danube and its tributaries. The loess thickness is somewhat smaller and less differentiated than in the lower Danube basin.

On the Dalmatian coast of the Adriatic Sea and in the northern part of the Appenine Peninsula, loesses occur in small patches only. This results from less favourable, wetter climatic conditions in the Pleniglacial. On the Dalmatian coast, where present annual precipitation is more than 1000 mm, sandy loesses up to a few metres thick prevail. Only younger loesses on the high cliff coast of the Susak Island achieve the thickness of 15–20 m. Possibly they are remnants of a widespread loess cover supplied by deposits of the Adriatic shelf emerged in the Pleniglacial (CREMSCHI, 1990). It cannot be excluded from consideration that such a source was responsible for a high concentration of carbonates in loesses on the Susak Island (to 14–23%).

To the north and south of the Po Lowland, in the northern part of the Appenine Peninsula, loess-like deposits up to a few metres thick developed. As a rule, they are free of CaCO_3 and contain a considerable sand admixture, and occasionally gravels. They are associated with the 100–350 m hypsometric level. Annual precipitation is here about 1000 mm. The results of detailed investigations that have been obtained lately allow to assume the accumulation beyond the permafrost extent (CREMASCHI, VAN VLIET-LANOE, 1990). Silt fractions possibly came from a mountain periglacial zone, and were carried by rivers to the bottom of the major valley of the Po Lowland. Many authors regard the presented deposits as loesses, which seems rather wrong. I have suggested to distinguish them as *Piemontian silts* (MARUSZCZAK, 1990).

PERIMEDITERRANEAN LOESSY DEPOSITS OF THE IBERIAN PROVINCE

In SE Spain loess-like yellowish loamy deposits occur which Spanish authors have distinguished as *limos amarillos* (SOLÉ SABARIS *et al.*, 1957). They form insignificant patches to 5 m thick at the 50/100–200 m hypsometric level on the slopes of coastal mountains, while in nearby mountain depressions are found up to 700/800 m a.s.l. Contemporary annual precipitation ranges from 450

to 750 mm. Beyond the loessy fraction, yellow loams contain grains coarser than 0.2 mm (including gravels) which make up 20% of the total and clay fractions making up 30%. The carbonate content reaches 35%, but in upper layers increases to 70% (thus they are calcretes). According to the mentioned Spanish authors, the source area was located in coastal plains during eustatic lowering of ocean level in the Pleniglacial, while in BRUNNACKER's and LOŽEK's view (1969) in a periglacial vertical zone of nearby mountains. Lithological properties indicate the formation in the environment characterized by drier and longer summers in comparison to the Pontian province. Present annual precipitation (450 mm) is in fact similar to the value noted on the northern coasts of the Black Sea, but mean annual temperatures are 5°C higher. Considerable differentiation in grain size distribution points to the genetic relationship with loess-like slope deposits occurring in other perimediterranean provinces above the proper loess level. Since proper loesses are absent in the Iberian province, one may conclude that the effect of frost weathering in mountain periglacial vertical zones was far more limited.

CONCLUDING REMARKS

(1) In Europe, during the last glaciation, effective in the geomorphic sense carrying and accumulation of loessy silts took place within the vertical range of about 300 m. The phenomena developed in the Pleniglacial at hypsometrical levels which altitudes varied according to the location: within the periglacial area (periglacial loesses) or beyond (perimediterranean loesses). Above these levels, higher precipitation coincided with the smaller amount of airborne dusts, and the effect of sedimentation, i.e. the opportunity to individualize the loess covers, was limited due to more intense slope processes. The limited vertical extent of proper loess accumulation points to the dominance of regional (local) aeolian transport. Since local transport took place in lower layers of the atmosphere, dusts accumulated largely near to orographic obstacles that caused turbulence, so that the weakening of the bearing capacity of winds. The type and differentiation of vegetation were of no significant importance. The above explains insular distribution of proper loess, characteristic for many areas of its occurrence. Predomination of the local transport is also supported by the small vertical extent of effective bearing of dusts. For concrete supply areas it was determined at only 100–120 m.

(2) Periglacial proper loesses, comprising the continental (Eastern Europe) and transional (Central Europe) provinces, were accumulated at the 150/200–350/400 m hypsometric level. In the presence of permafrost all relief elements suffered frost weathering, yet the resulting dust fraction was secondarily deposited, by wash, in flood deposits of major river valleys. In more dissected uplands

the drainage network of such valleys was better developed – they created local centres of noticeable aeolian dust pollution. Where orographic obstacles forced the intense sedimentation of aeolian dust, loess patches of the considerable thickness were generated. In less drained lowlands, in the foreland of the ice sheet that blocked outflow, silt fractions dried up slowly, thus were less mobile, and became largely fossilized in river flood deposits. Thus, less effective aeolian dust pollution resulted in the formation of loess-like deposits only. In the oceanic province (Western Europe) proper loesses were accumulated at the hypsometric level of 50–350 m. Source areas were located both at the bottoms of river valleys and in coastal plains, including the emerged shelf. Below this level, as an ice sheet did not block river outflow, lowlands were drained better than in the foregoing. Humid maritime climate did not favour proper loess accumulation; it was „replaced” there with loamy cover deposits (*limons à doublets*) and thin sandy loesses on the emerged shelf.

(3) In the perimediterranean zone, main sources of dust were deposits brought by rivers from adjacent periglacial areas as well as periglacial vertical zones of nearby mountains. The thickest proper loesses originated in the Pontian province characterized by climate continentality. Loesses of its eastern part contain gypsum concretions, typical largely of deserts. Pontian loesses were accumulated lower than 200 m a.s.l., and occupied a considerable part of the emerged shelf. They have survived in the present-day shelf as submarine loesses registered to the depth of about 70 m. More humid climatic conditions of the Adriatic province less favoured proper loess accumulation. The best developed layers are associated with the inland area, mainly the southern Pannonian Basin, at the 80–250 m hypsometric level. On the Dalmatian coast and emerged shelf of the Adriatic, a sandy variety of proper loess below 100 m a.s.l. was formed. The northern Appenine Peninsula (the 100–350 m hypsometric level on the Po Lowland rims) underwent the accumulation of non-carbonate loess-like deposits (*Piemontian silts*). In the Iberian province occur exclusively loamy carbonate deposits (*limos amarillos*) that in respect of origin and sedimentology are comparable to loess-like deposits recorded above the proper loess level in the Pontian and Adriatic provinces. The Iberian variety of loess-like deposits shows the clear influence of tropical climate because upper layers reveal occasionally calcrete crusts.

Translated by Danuta Szafrńska

References

- BALANDIN, YU. G., BOGUNIENKO, O. D., 1979 – Novye dannye o litologo-geokhemicheskom preobrazovanii lessov v usloviyakh materikovoy otmeli severo-zapadnoy chasti Chernogo moriya (New data on lithological and geochemical changes of loesses under continental

- conditions in NW part of the Black Sea). in: *Litologo-geokhimicheskiye usloviya formirovaniya donnikh otlozheniy*. Naukova Dumka, Kiev; p. 145–155.
- BIGOT, B., 1986 – Essai de modelisation de l'apport loessique en Bretagne (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303; p.919–921.
- BOGNAR, A., 1979 – Distribution, properties and types of loess and loess-like sediments in Croatia. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 22; p. 267–286.
- BRUNNACKER, K., LOŽEK, V., 1969 – The presence of loess in south-eastern Spain. *Ztschr. f. Geomorph.*, 13; p.297–316.
- BURACZYŃSKI, J., 1984 – Etude lithostratigraphique des loess d'Alsace (France). *Annales U.M.C.S.*, B, 37, Lublin; p.1–41.
- CREMASCHI, M., 1990 – Stratigraphy and palaeoenvironmental significance of the loess deposits on Susak Island (Dalmatian Archipelago). *Quaternary Intern.*, 5; p. 97–106.
- CREMASCHI, M., VAN VLIET-LANOË, B., 1990 – Traces of frost activity and ice segregation in Pleistocene loess deposits and till of northern Italy: deep seasonal freezing or permafrost? *Quaternary Intern.*, 5; p. 39–48.
- DYLIK, J., 1951 – The loess-like formation and wind-worn stones in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*, 3, 3.
- FRÜHAUF, M., 1990 – Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genes der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Fremdmaterialnachweis und Decksedimentenerfassung. *Pet. Geogr. Mitt.*, 134; p. 249–256.
- GOZHIK, P. F. *et al.*, 1976 – The guide of 8th International Symposium on loessial rocks. Naukova Dumka, Kiev; 72 pp.
- GOZHIK P. F., 1986 – Antropogenovye otlozheniya Prichernomoriya – otlozheniya lessovoy formacii. in: *Antropogenovye otlozheniya Ukrainy*. Naukova Dumka, Kiev; p. 92–99.
- GOŹDZIK, J., ZIELIŃSKI, T., 1996 – Sedymetologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykład z kopalni Bełchatów (Sedimentology of Vistulian deposits of small valleys in Central Poland – a case study from Bełchatów). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373; p. 67–77.
- GRAHMANN, R., 1932 – Der Löss in Europa. *Mitt. Ges. Erdkunde zu Leipzig*, 1930–31; p. 5–24.
- HAASE, G., LIEBEROTH, I., RUSKE, R., 1970 – Sedimente und Paläoboden im Lössgebiet. in: *Periglazial-Löss-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR*. *Pet. Geogr. Mitt.*, Ergänzt.-Heft, 274; p. 99–212.
- JAHN, A., 1950 – Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch). *Acta Geol. Polonica*, 1; p. 257–310.
- JAHN, A., 1956 – Wyżyna Lubelska – rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7; 454 pp.
- JERSAK, J., 1976 – Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski (summary: Interrelation between the loess accumulation and development of fluvial processes in the Carpathian and on the southern Polish Uplands). *Acta Geogr. Lodz.*, 37.
- JERSAK, J., SENDOBY, K., ŚNIESZKO, Z., 1992 – Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce (Evolution of loess covers in Poland during the post-Warta period). *Prace Uniw. Śl.*, 1227, Katowice; 198 pp.
- KOZARSKI, S., NOWACZYK, B., 1991 – Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. *Ztschr. f. Geomorph.*, Suppl.-Bd., 90; p. 107–122.
- LAUTRIDOU, J. P., 1985 – Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse du doctorat d'Etat, Centre de Géomorph., du CNRS, Caen; 907 pp.

- LAUTRIDOU, J.P., 1990 – A propos des relations entre les formations marines pléistocène et les loess Normands. *Rev. Archéol. Ouest*, Suppl., 2; p. 41–44.
- LEBRET, P., LAUTRIDOU, J. P., 1991 – The loess of West Europe. *Geogr. Jour.*, 24; p. 151–156.
- ŁANCZONT, M., 1995 – Stratigraphy and paleogeography of loess on the Przemyśl Foothills (SE Poland). *Annales U.M.C.S.*, B, 50, Lublin; p.91–126.
- ŁOZIŃSKI, W., 1907 – Quartärstudien im Gebiete des nordischen Vereisung Galiziens. I–II, *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, Wien, 57; p. 375–398.
- ŁOZIŃSKI, W., 1909 – Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bull. Intern. Acad. Sci., Cracovie*; p. 1–25.
- MALICKI, A., 1950 – Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce (The origin and distribution of loess in Central and Eastern Poland). *Annales U.M.C.S.*, B, 4, Lublin; p. 195–228.
- MARUSZCZAK, H., 1961 – Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin. *Annales U.M.C.S.*, B, 15, Lublin; p. 93–122.
- MARUSZCZAK, H., 1965 – Development conditions of the relief of loess areas in East-Middle Europe. *Geogr. Polonica*, 6; p.93–104.
- MARUSZCZAK, H., 1967 – Kierunki wiatrów w okresie akumulacji lessu młodszego we wschodniej części Europy (Wind directions during the accumulation of the younger loess in East-Central Europe). *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 37; p. 177–188.
- MARUSZCZAK, H., 1980 – Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 2; p. 57–76.
- MARUSZCZAK, H., 1985 – Main genetic features and relief of loess covers in southern Poland. Guide-book Intern. Symposium „Problems stratigr. paleogeogr. loesses”, U.M.C.S., Lublin; p. 9–37.
- MARUSZCZAK, H., 1987 – Problems of paleogeographic interpretation of ice wedge casts in European loesses. *Studies in Geogr. in Hungary*, 20; p. 285–302.
- MARUSZCZAK, H., 1990 – Zróżnicowanie strefowe lessów na półkuli wschodniej (Zonal differentiation of loesses on the Eastern Hemisphere). *Przegl. Geogr.*, 62; p. 51–74.
- MARUSZCZAK, H., 1991 – The accumulation condition of Neopleistocene loess deposits in the northern periphery of their distribution in East Poland. *Annales U.M.C.S.*, B, 46, Lublin; p. 155–171.
- MARUSZCZAK, H., 1995a – Glacial cycles of loess accumulation in Poland during the last 400 ka and global rhythms of paleogeographical events. *Annales U.M.C.S.*, B, 50, Lublin; p. 127–156.
- MARUSZCZAK, H., 1995b – Accumulation conditions and the upper limit of Neopleistocene loess in the Central Roztocze region (SE Poland). *Annales U.M.C.S.*, B, 50, Lublin; p.157–171.
- MARUSZCZAK, H., 1996 – Korelacja stratygraficzna lessów polskich, ukraińskich i niemieckich (Stratigraphic correlation of Polish, Ukrainian and German loesses). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373; p. 107–115.
- MARUSZCZAK, H., WILGAT, M., 1995 – Stratigraphical and paleogeographical interpretation of results of heavy minerals analyses in loesses of Voivodina. *Annales U.M.C.S.*, B, 50, Lublin; p. 173–190.
- MEYER, H. H., KOTTMEIER, CH., 1989 – Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modell-simulation. *Eiszeitalter u. Gegenw.*, 39; p.10– 18.
- MINKOV, M., 1968 – Loessat v severna Bylgariya (The loess in north Bulgaria). Sofia; 202 pp.
- Paleogeography of Europe during the last hundred thousand years (Atlas – monograph.), 1982, eds. I. P. GERASIMOV and A. A. VELICHKO, „Nauka”, Moscow.
- POSER, H., 1951 – Die nördliche Lössgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. *Eiszeitalter u. Gegenw.*, 1; p. 27–55.

- RICKEN, W., 1983 – Mittel- und Jungpleistozäne Lössdecken im südwestlichen Harzworland. *Catena*, Suppl., 3; p. 95–138.
- RÓŻYCKI, S. Z., 1967 – Le sens des vents portant la poussière de loess à la lumière de l'analyse des formes d'accumulation du loess en Bulgarie et en Europe Central. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 17; p. 1–9.
- SEMMEI, A., 1968 – Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. *Frankfurter Geogr. Hefte*, 45; 133 pp.
- SERGEYEV, E. M., LARIONOV, A. K., KOMISSAROVA, N. N. (eds.), 1986 – Lessovye porody SSSR. „Nedra”, Moskva.
- SIEBERTZ, H., 1988 – Die Bezeichnungen der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lössgrenze. *Eiszeitalter u. Gegenw.*, 38; p. 106–114.
- SIEBERTZ, H., 1992 – Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und zur Alterszuordnung der äolischen Decksedimente auf dem Niederreinschen Höhenzug. *Eiszeitalter u. Gegenw.*, 42; p. 72–79.
- SOERGEL, W., 1919 – Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen; eine Gliederung und altersbestimmung der Löss. Jena; 177 pp.
- SOLÉ SABARIS L., VIRGILI, C., RIPOLLO PERELLÓ, E., 1957 – Environs de Barcelone et Montserrat. *Livre guide de l'excursion B1, INQUA, V Congrés International, Madrid-Barcelone*.
- STOILOV, K., 1984 – Lossovata formaciya v severna Bylgariya (Loess formation in Bulgaria). Sofia; 351 pp.
- TURKOWSKA, K., 1996 – Vistuliańskie serie pylaste w okolicach Łodzi (Vistulian dust deposits in the Łódź Plateau). *Biuletyn Państw. Inst. Geol.*, 373; p. 173–178.
- TUTKOVSKIY, P. A., 1899 – K voprosu o sposobie obrazovaniya lossa. *Zemlevedeniye*, 6; p. 213–311.
- UNGER, K. P., RAU, D., 1961 – Gliederung und Altersstellung des Lössablagerungen im Thüringer Becken und dessen Randgebiete. in: Quaternary of Central and Eastern Europe. *Prace Inst. Geol.*, 34, 1, Warszawa; p. 227–235.
- VAZART, M., DEWLOF, Y., LAUTRIDOU, J. P., 1985 – The contribution of micromorphology to the study of the loessic provinces of the North-West Paris Basin. Abstracts Intern. Working-Meeting on „Soil Micromorphology”, S. 8–2, Paris; p. 160.
- VELICHKO, A. A., 1990 – Loess-paleosol formation on the Russian Plain. *Quatern. Intern.*, 7–8; p. 103–114.

HENRYK MARUSZCZAK

Lublin

PIĘTROWE ZRÓŻNICOWANIE MORFOKLIMATYCZNE OBSZARÓW AKUMULACJI LESSÓW MŁODSZYCH W EUROPIE

WPROWADZENIE

Pierwszą gruntownie udokumentowaną koncepcję eolicznej akumulacji lessu w Europie przedstawił w 1899 r. TUTKOVSKIY. Powiązał ją z antycyklonalnymi wiatrami typu fenowego, wiejącymi od lądolodu skandynawskiego. Rola tych wiatrów miała być szczególnie duża w etapie recesji lądolodu, charakteryzującym się silną kontynentalizacją klimatu. Świeżo odsłonięte utwory morenowe miały wówczas stanowić główny obszar alimentacji pyłu, odpowiadający pustyniom azjatyckim, z którymi RICHTHOFEN powiązał klasyczne lessy chińskie. Główny etap akumulacji lessów europejskich przypisał TUTKOVSKIY postglacjacji, co było zgodne z panującymi wówczas poglądami o interglacjalnym wieku tych utworów. Niemożność pokonania bariery takiego poglądu decydowała o tym, że koncepcja była niespójna. Wiązała ona bowiem transport pyłu lessowego z antycyklonem glacialnym, który przecież zanikał w interglacjale. Bardziej poprawną koncepcję przedstawił kilka lat później ŁOZIŃSKI (1907), datując eoliczną akumulację lessu na okres „Neodiluvialzeit”, poprzedzający postglacjal (= interglacjal). Taka interpretacja raczej nie była akceptowana, pomimo, iż jej autor w pracy „O peryglacjalnej facji wietrzenia mechanicznego” poprawnie tłumaczył powstanie podstawowej dla lessu frakcji pyłowej (ŁOZIŃSKI, 1909). Ta nowa, peryglacjalna koncepcja była wówczas jeszcze przedwczesna.

Dla rozwoju dalszych badań nad lessami akumulowanymi w chłodnych obszarach Europy duże znaczenie miała monografia SOERGELA z 1919 r., dokumentująca związek tych utworów z okresami glacialnymi. Według tego autora wiatry antycyklonalne z nad lądolodu przenosiły na południe pył lessowy, pochodzący głównie z równin fluwioglacialnych. Przedstawił on przy tym kompleksowy obraz warunków akumulacji lessu, a także jego przekształcania w wyniku wietrzenia i powstawania gleb. Zarysowany więc został jasny obraz stratygraficznego zróżnicowania tych utworów, bardzo ważny z punktu widzenia geologii czwartorzędu. Dzięki temu w późniejszym studium syntezującym wyniki badań lessu środkowoeuropejskiego, GRAHMANN (1932) wyróżnił dwa zasadnicze typy lessów: glacialnych i kontynentalnych. Jako bezpośrednie źródła

pyłu lessów glacialnych autor ten wskazywał nie tyle utwory morenowe (fluwioglacialne), ile raczej osady roztopów wiosennych, z których wiatry wywiewały pył w okresie lata.

Tak zarysowany na początku lat trzydziestych ogólny zarys paleogeograficznych warunków akumulacji lessów glacialnych (=peryglacialnych) w Europie wymagał uszczegółowienia. Spośród prób zmierzających w tym kierunku, na uwagę zasługuje przedstawiona przez POSERA (1951), w obszernym studium „północnej granicy lessu w Europie Środkowej”. Stwierdzał on, że w szerzej ujmowanej strefie tej granicy lessy właściwe współwystępują z utworami piaszczystymi i piaszczysto-pylastymi (Flugsanden, Flottsanden), a także z wydrami. Oprócz tego niewątpliwego faktu przyjął jednak, nieaktualne obecnie założenie, że less młodszy akumulowany był jeszcze w późnym glacie równocześnie z wydrami. Uwzględniając kierunki wiatrów wydymotwórczych dedukował, że północna granica akumulacji lessu ukształtowana była w okresie przeważających wiatrów zachodnich. Kierunek ten miał być związany z drugorzędnymi ośrodkami wysokiego ciśnienia (nad Alpami i półwyspem Iberyjskim) rozległego, azorskiego maksimum barycznego.

Obie różne koncepcje interpretacji warunków dynamicznych akumulacji lessu peryglacialnego w Europie zakładały odległy transport eoliczny pyłu. Taki transport przyjął JAHN (1950) w swojej koncepcji pochodzenia lessu; zdecydowanie skrytykował przy tym MALICKIEGO (1950), eksponującego dużą rolę lokalnego transportu tworzącego lessy polskich. Liczne opracowania szczegółowe, które zaczęły się wówczas ukazywać, już po kilku latach skłoniły JAHNA (1956) do zmiany poglądu na ten temat. Opracowania te wykazywały bowiem, że kierunki wiatrów w okresie ostatniego glacialu zmieniały się w przestrzeni i w czasie, zaś efekty akumulacji lessu w dużym stopniu były zależne od charakteru przeszkód orograficznych, wymuszających lub utrudniających osiadanie pyłu (MARUSZCZAK, 1967).

O przewadze regionalnego (miejscowego) przenoszenia pyłu eolicznego w Europie środkowej świadczy nie tylko wyspowe występowanie lessów (rys. 1), ale także znaczne zróżnicowanie ich uziarnienia i składu mineralnego (MARUSZCZAK, 1965, 1967, 1985). Takie cechy charakteryzują zresztą nie tylko lessy Europy Środkowej, ale także i Zachodniej (LAUTRIDOU, 1985; LEBRET i LAUTRIDOU, 1991). Bardziej zwarte (ciągłe) pokrywy lessu peryglacialnego występują tylko w Europie Wschodniej. Z przedstawionego na rys. 1 obrazu ich rozmieszczenia nie można jednak wyciągać bardziej jednoznacznych wniosków. Wydaje się bowiem, że są one zbadać znacznie mniej szczegółowo niż w Europie Środkowej i Zachodniej.

O zasięgu (rozmieszczeniu lessu w Europie nie decydowały więc kierunki wiatrów przeważających, związanych z dużymi ośrodkami barycznymi, które zresztą zmieniały się w ciągu plenivistulianu (stadia izotopowo-tlenowe 4–3–2, w interwale 70–12 ka BP – *vide* MARUSZCZAK, 1995a). Istotne znaczenie miały

na pewno wiatry regionalne, zależne w dużym stopniu od orografii (MEYER i KOTTMEIR, 1989); duże znaczenie musiało mieć także rozmieszczenie głównych źródeł alimentacji pyłu. Oprócz ograniczonego zasięgu poziomego transportu pyłu duże znaczenie miał także jego niewielki zasięg pionowy (MARUSZCZAK, 1995b). Te właśnie zagadnienia są przedmiotem niniejszej rozprawy. Uwzględniono w niej głównie fakty odnoszące się do peryglacjalnych lessów środkowoeuropejskich, które są najlepiej zbadane. Uwagi odnoszące się do innych regionów Europy, w tym także strefy występowania lessów perymedyterańskich – tzn. jakby o cechach pośrednich między peryglacjalnymi i perydesertycznymi (MARUSZCZAK, 1990) – ujęte są porównawczo.

PERYGLACJALNE LESSY MŁODSZE W EUROPIE ŚRODKOWEJ

Na podstawie badań prowadzonych w Polsce stwierdzono, że młodsze lessy akumulowane były – podobnie jak i w sąsiednich regionach Europy – w interwale 87–12 ka BP (MARUSZCZAK, 1995a, 1996). Najstarsze warstwy są przy tym mało miąższe, nietypowo wykształcone i występują tylko miejscami. Jako bardziej miarodajny można więc przyjąć interwał 75/70–15/12 ka BP, odpowiadający pleniglacjałowi (plenivistulianowi). Eoliczna akumulacja lessu w późnym glacjałie praktycznie nie odgrywała żadnej roli. Wydmy późnoglacialne „wkraçały” już na pokrywy lessowe w pełni uformowane (MARUSZCZAK, 1961, s. 95, rys. 1). Wobec tego o kierunku wiatrów lessotwórczych nie można wnioskować na podstawie analizy wydm późnoglacialnych, tak jak to przyjmował POSER (1951).

Przeciętna miąższość lessów młodszych w pasie wyżyn południowopolskich wynosi około 10 m; na przedgórzu sudeckim w Polsce zachodniej jest ona wyraźniej mniejsza i nie przekracza 7 m. W spagu lessów występują dobrze rozwinięte gleby z ostatniego interglacjału, oddzielające warstwy lessów starszych. Rozprzestrzenienie lessów starszych jest przy tym z reguły mniejsze niż przykrywających je lessów młodszych. Dzięki temu zasięgi ogólne lessu, przedstawione na mapach utworów czwartorzędowych, dają podstawę do paleogeograficznej analizy rozprzestrzenienia lessów plenivistuliańskich. Uwaga ta odnosi się także do załączonej mapy rozmieszczenia lessu w Europie (rys. 1).

Lessy pleniglacialne akumulowane były w Polsce w zasięgu występowania zmarzliny wieloletniej. Początkowo była to zmarzlina wyspowa, a następnie nieciągła i ciągła. W górnym plenivistulianie (28–12 ka BP) zmarzlina występowała w zasięgu ciągłym (rys. 2); poświadczają to pseudomorfozy wielkich klinów lodowych, występujące w lessowych warstwach tego wieku. Na tej podstawie przyjęto, że średnia roczna temperatura była wówczas w przedziale od –5 do –8°C. Klimat górnego pleniglacjału był kontynentalny i suchy; wskazują na to cechy litologiczne odpowiednich warstw lessu, zawierającego najwięcej wę-

głanów (w Polsce SE do 10–12%, a w Polsce W do 7–10%). Opady w zasięgu akumulacji lessu były prawdopodobnie co najmniej dwukrotnie niższe niż obecnie i wynosiły 200–250 mm (MARUSZCZAK, 1980). Należy podkreślić, że przy tak ogólnie tylko określonych wskaźnikach klimatu występowała duża zmienność lokalna i regionalna; dokumentuje to znaczne zróżnicowanie cech litologicznych omawianych warstw lessu. Zwracał na to uwagę przede wszystkim JERSAK (*vide* JERSAK *et al.*, 1992), który na mapie przedstawił, zmieniające się w kierunku E–W, zasięgi lessów formacji: suchej, przejściowej, umiarkowanej wilgotnej i wilgotnej.

Lessy właściwe* w Polsce największe powierzchnie zajmują w pasie wyżyn metakarpaccich (południowopolskich) i mniejsze na przedgórzach – karpaccim oraz sudeckim. Związane są one z piętrem hipsometrycznym 170/200–350/400 m, tzn. z regionami wyżynnymi o różnym stopniu urzeźbienia. Przy dolnej granicy tego piętra średnie roczne temperatury wynoszą obecnie 7–8°C, a opady 500–550 mm, natomiast przy górnej granicy odpowiednio 6–7°C oraz 750–800 mm. Jak podkreślono we wprowadzeniu nie tworzą one w tym piętrze ciągłej pokrywy, a tylko mniej lub bardziej wyraźnie wyodrębniające się płaty (wyspy), zajmujące około 1/3 powierzchni ogólnej. Gdy lessy młodsze mają miąższości nie mniejsze niż 10 m, ich „wyspy” wyodrębniają się w krajobrazie dzięki temu, że mają wyraźne, akumulacyjne krawędzie. Znaczniejsze płaty lessów najczęściej związane są ze strefami progów/krawędzi wyżynnych, predysponowanych strukturą geologiczną (MARUSZCZAK, 1961). Takie strukturalne krawędzie we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich mają kierunki zbliżone do WNW–ESE oraz W–E. Dlatego też płaty lessowe są tu wyraźnie wydłużone w kierunku równoleżnikowym. Ten kierunek wydłużonych płatów (grzęd) lessowych wg RÓŻYCKIEGO (1967) miałby świadczyć o przeważających, zachodnich wiatrach lessotwórczych. Nie jest to jednak właściwe kryterium określania kierunku wiatrów transportujących pył. Taka orientacja grzęd lessowych predysponowana była bowiem intensywniejszym urzeźbieniem stref progów strukturalnych, wymuszającym turbulencje prądów atmosferycznych i wzmożone osiadanie pyłu eolicznego (MARUSZCZAK, 1961, 1967).

Wzmożona sedimentacja pyłów eolicznych odbywała się nie tylko w strefach progów wyżynnych o wysokościach rzędu kilkudziesięciu metrów. Nabrzemia (zgrubienia) pokrywy lessowej występują bowiem także przy znacznie niższych krawędziach teras w dolinach rzecznych (*vide* rys. 3B). Gigantyczne formy takich nabrzemi (lessowych wałów przykrawędziowych) znane są szczególnie ze strefy południowego brzegu doliny dolnego Dunaju. W Bułgarii wyodrębniane są one jako gyrbiszta (gyrbishts) lub gredy (greds); osiagają one wyso-

* Pojęcia „lessy właściwe” oraz „utwory lessopodobne”, nie zawsze są jednoznacznie interpretowane. W niniejszym artykule stosuję je zgodnie z definicjami opublikowanymi (MARUSZCZAK, 1990).

kości do kilkudziesięciu metrów (MARUSZCZAK, 1965, RÓŻYCKI, 1967). Orientacja takich grzęd lessowych także nie daje podstaw do jednoznacznego określenia kierunku wiatrów transportujących pył (MARUSZCZAK, 1991).

Określona w tym rozdziale dolna granica hipsometrycznego piętra występowania lessu peryglacjalnego (170/200 m n.p.m.) odpowiada granicy dzielącej pas wyżyn południowopolskich i nizin środkowopolskich. W pasie nizin, które w górnym plenivistulianie stanowiły przedpole lądolodu w etapie jego maksymalnego rozprzestrzenienia (rys. 2), nie ma lessów właściwych. Występują tylko pokrywowe utwory piaszczyste i piaszczysto pylaste, wśród których wyróżniają się niekiedy odmiany zawierające więcej pyłu, które DYLIK (1951) wyodrębniał jako lessopodobne. W strefie pogranicza nizin i wyżyn utrudniają one wyznaczanie zasięgu lessów właściwych (rys. 3A). Utwory lessopodobne występują sporadycznie także w Polsce północnej, wewnątrz maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Powstawały one w fazie pomorskiej Vistulianu i przez niektórych autorów wyodrębniane są jako lessy (KOZARSKI i NOWACZYK, 1991). Są to cienkie pokrywy, przeważnie utworów stokowych, odpowiadające tylko niektórym etapom (fazom) rozwoju pokryw wyżynnych lessów młodszych. Nie stwierdzono dotychczas profili takich utworów lessopodobnych w pasie nizin środkowopolskich, które reprezentowałyby cały glacialny cykl, z glebą interglacialną w spągu, tak jak to obserwujemy w lessach właściwych na wyżynach południowopolskich.

Brak lessów właściwych w pasie nizin środkowopolskich wymaga odpowiedniego komentarza. Warunki klimatyczne w plenivistulianie były w tym regionie podobne do tych jakie panowały w pasie wyżyn. W podłożu występowała zmarzlina wieloletnia, a więc wietrzenie mrozowe rozwijało się powszechnie. Być może efekty tego wietrzenia były nieco mniejsze, gdyż grubość warstwy czynnej na przedpolu lądolodu była mniejsza niż w pasie wyżyn południowopolskich. Różnice w tym zakresie nie miały jednak zapewne istotnego znaczenia.

O tym, że w pasie nizin środkowoeuropejskich pyły wietrzenia mrozowego powstawały dość powszechnie świadczą nie tylko piaszczysto-pylaste utwory pokrywowe. Ostatnie badania wykazują bowiem, że w tych obszarach występuje dość gęsta sieć małych dolin i zagłębień bezodpływowych. Liczne z nich znajdują się przy tym w stanie kopalnym; wypełniają je w przeważającej części utwory mułkowate o miąższości do 10–20 m, datowane na środkowy plenivistulian (GOŹDZIK i ZIELŃSKI, 1996; TURKOWSKA, 1996). Dużą część tych utworów stanowią frakcje pyłowe, które w ten sposób zostały pogrzebane, tzn. zabezpieczone przed deflacją i eolicznym wyselekcjonowaniem.

Tak dochodzimy do zagadnienia głównych źródeł alimentacji pyłu lessowego. Wietrzenie mrozowe, szczególnie w zasięgu ciągłej zmarzliny wieloletniej, rozwijało się powszechnie w pasie wyżyn i nizin. W znacznie większych ilościach pył był gromadzony wtórnie, w wyniku splukiwania przez wody roztopowe,

w dolinach rzecznych. W pasie wyżyn drenażowa sieć takich dolin była lepiej rozwinięta – były one rozleglejsze i głębsze. Dzięki temu w okresie lata – tzn. niskiego stanu wód rzecznych – namuły powodziowe wysychały szybciej i skuteczniej, czyli stawały się dostępne dla selekcji eolicznej. W pasie nizin natomiast, przy słabszym drenażu odpowiadającym mniejszym deniwelacjom powierzchni, osady powodziowe wysychały słabiej, a więc były mniej narażone na deflację.

Wydaje się więc, że w pasie nizin akumulacja lessu właściwego nie rozwinęła się na większą skalę nie tylko ze względu na charakter wiatrów, tak jak to podkreślałem przed laty (MARUSZCZAK, 1967). Przeciętna roczna szybkość wiatrów na nizinach środkowopolskich przekracza obecnie 3,0–3,5 m/s, a w pasie wyżyn jest poniżej 3,0 m/s. W pleniglacji różnica szybkości była zapewne większa, ze względu na położenie nizin w sąsiedztwie czoła lądolodu. Znaczna szybkość wiatrów oraz brak większych przeszkód orograficznych na nizinach nie sprzyjały więc lokalnie wzmagającej się sedymentacji pyłu eolicznego. Chyba jeszcze bardziej istotne ograniczenie mogło wynikać z tego, że eoliczne zapylenie atmosfery było tu mniejsze niż w pasie wyżyn, ze względu na mniejszą mobilność (podatność na deflację) potencjalnych osadów alimentujących.

Inny charakter ma górna granica hipsometrycznego piętra występowania lessu (350/400 m n.p.m.). Powyżej tej granicy warunki klimatyczne (wyższe opady i niższe temperatury) nie sprzyjały akumulacji lessu właściwego. Na wysokości około 350 m n.p.m. wyraźnie przeważają gliniaste odmiany tego utworu, słabo węglanowe i mało mięjsze. Wyżej występują już tylko lessopodobne, gliniaste utwory, miejscami wyróżniane nawet na wysokościach do 450 m n.p.m. Wynika z tego, że na tych wysokościach pył występował już w ograniczonych ilościach. Poza tym przy osiadaniu był on szybko przemieszczany na zboczach, a więc inkorporowany przez aktywnie rozwijające się, gliniaste utwory stokowe (ŁANCZONT, 1995); dobrze ilustruje to przekrój opracowany dla doliny Sanu w okolicy Przemyśla na Pogórzu Karpackim (rys. 4).

Pozostaje jeszcze do określenia zasięg pionowy eolicznego przenoszenia pyłu z głównych obszarów alimentacji. W pasie wyżyn południowopolskich takie obszary alimentacji występowały przede wszystkim w znacznie większych dolinach rzecznych; przyjmowali to zgodnie różni autorzy zajmujący się tym zagadnieniem (JAHN, 1956; JERSAK, 1976; MARUSZCZAK, 1985). Górną granicę rozprzestrzenienia lessu właściwego przestudiowano dokładniej na przykładzie Rostocza Środkowego, we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich (MARUSZCZAK, 1995b). Stwierdzono, że znajduje się ona na wysokości 350–355 m n.p.m. Zasięg zaś pionowy efektownego w sensie geomorfologicznym przenoszenia pyłu wynosił 100–120 m w stosunku do dna doliny górnego Wieprza, na którym znajdował się główny obszar alimentacji. Do wysokości 40 m akumulowane były piaszczyste utwory lessowe i lessy piaszczyste o miąższości do 10 m, na wysokości 40–100 m lessy zawierające do 8–10% węglanów, a na

wysokości 100–120 m dominowały gliniaste odmiany lessu słabo węglanowego o małej miąższości. Podobny zasięg pionowy przenoszenia lessowego stwierdzono także na Pogórzu Karpackim (ŁANCZONT, 1995) – *vide* rys. 4.

Podobnie jak na obszarze Polski przedstawia się piętro hipsometryczne występowania lessów właściwych w Niemczech wschodnich. Lessy młodsze są tam nieco mniej miąższe i mniej zasobne w węglany niż w Polsce wschodniej, co tłumaczy się nieco wilgotniejszym klimatem. Przeważająca część tych lessów była akumulowana, tak, jak w Polsce, w górnym pleniweichselianie. Granice hipsometryczne piętra rozprzestrzenienia znajdują się na wysokości około 190 i 400 m n.p.m. w Saksonii (UNGER i RAU, 1961; HAASE *et al.*, 1970), a na SW przedpołu Harzu 190 i 330 m n.p.m. (RICKEN, 1983). Na wysokości 350–450 m występują tylko gliniaste utwory lessopodobne niekiedy nawet znacznie rozprzestrzenione (FRÜHAUF, 1990). Zasięg pionowy efektywnej z geomorfologicznego punktu widzenia akumulacji lessu – określony dla obszaru 40 km² na SW przedpołu Harzu – wynosił niespełna 100 m (RICKEN, 1983, s. 125).

Przedstawione prawidłowości piętrowego zróżnicowania lessów młodszych odnoszą się do obszarów rozciągających się od Harzu na zachodzie do Wyżyny Wołyńskiej na wschodzie.

PERYGLACJALNE LESSY MŁODSZE W POZOSTAŁYCH REGIONACH EUROPY

Od Wyżyny Podolskiej poczynając rozciąga się znacznie rozleglejsza strefa lessów wschodnioeuropejskich. W górnym pleniglacie akumulowane one były w zasięgu silnie rozwiniętej, ciągłej zmarzliny wieloletniej, w klimacie bardziej surowym niż w Europie Środkowej (rys. 1 i 2). Oznaki kontynentalizmu i suchości narastały tutaj wyraźnie ku południowi, o czym świadczy zawartość węglanów rosnąca w tym kierunku od 6–7% do 15–20% (SERGEIEW *et al.*, 1986, II, s. 12 i 35). Ze względu na to, że zasięg lessu poznany jest tutaj mniej szczegółowo, a przy tym przedstawia się go dość różnie (*vide* Paleogeography of Europe... 1982; SERGEIEW *et al.*, 1986; WIELICZKO, 1990), hipsometryczne piętro jego rozprzestrzenienia można zaprezentować tylko dość ogólnie.

Peryglacjalne lessy właściwe z okresu ostatniego zlodowacenia związane są przede wszystkim z wyżynami wznoszącymi się od 150/200 do 350/400 m n.p.m. Na nizinach występują chyba tylko lessopodobne utwory pokrywowe o miąższości do 2–3 m i wyjątkowo do 5 m, głównie piaszczysto-gliniaste i gliniaste („suglinoks” – *vide* SERGEIEW *et al.*, 1986, II, s. 7–9). Można więc sądzić, że prawidłowości piętrowego zróżnicowania są podobne jak w Europie Środkowej.

EUROPA ZACHODNIA

Na zachód od Harzu obraz hipsometrycznego rozmieszczenia lessów jest bardziej zróżnicowany. Węglanowe lessy właściwe z okresu ostatniego zlo-

wacenia występują bowiem nie tylko na wyżynach, ale także w pasie nizinnym. Akumulowane były tutaj w łagodniejszych warunkach klimatycznych, w morskiej prowincji strefy peryglacjalnej; zmarzlina wieloletnia występowała tylko wysoko i w zasięgu nieciągłym (rys. 2). Łądołów nie barykadował, w odróżnieniu od Europy Środkowej, odpływu wód napływających z południa. Wody z dorzecza Renu oraz północnej Francji odpływały swobodnie na zachód, przez wynurzoną w pleniglacjale bruzdę La Manche. Drenaż terenów nizinnych był więc lepszy niż w Europie Środkowej. Osady powodziowe dzięki wyższym temperaturom wysychały skuteczniej w okresie letnim; ułatwiało to eoliczną selekcję pyłu z głównych obszarów alimentacji. Dzięki temu lessy właściwe były akumulowane miejscami (wyspowo) także w pasie nizin, na północ od wyżynnej granicy ich rozprzestrzenienia. Badania SIEBERTZA (1988, 1992) wykazały, że wśród eolicznych utworów pokrywowych Nadrenii i Westfalii wyspy lessu właściwego występują na wzgórzach wznoszących się zaledwie około 40 m n.p.m. Autor ten podkreśla, że ich akumulacja była niezależna od charakteru roślinności – warunkowało ją przede wszystkim występowanie przeszkód orograficznych. Jest to w pełni zgodne z przedstawioną oceną roli progów wyżynnych, „wymuszających” wzmożoną akumulację pyłu lessowego w Europie Środkowej.

Płaty lessu właściwego w nizinnej części Nadrenii są jednak mało miąższe i nie mają wyraźniejszych krawędzi akumulacyjnych. Zasoby pyłu były więc tutaj ograniczone, zapewne odpowiednio do natężenia wietrzenia mrozowego. Podobne płaty lessów węglanowych o miąższościach do 4–5 m występują na terenach nizinnych Belgii i Francji Północnej (LAUTRIDOU, 1985).

W pasie wyżyn lessy są bardziej miąższe; warstwy z okresu ostatniego zlodowacenia przeważnie mają miąższości poniżej 10 m. W Alzacji występują w piętrze hipsometrycznym 150–250 m, a w Badenii i Wirtembergii nie sięgają wyżej niż do 350 m n.p.m. (BURACZYŃSKI, 1984). W Hessji lessy węglanowe występują w piętrze hipsometrycznym 120–250 m (SEMMELE, 1968). Na zachód od doliny Renu dolna granica tego piętra obniża się, w Belgii i północnej Francji, nawet znacznie poniżej 100 m n.p.m. (LAUTRIDOU, 1985). Można więc stwierdzić, że północna granica lessów wyżynnych w Europie Zachodniej obniża się od około 200 m n.p.m. na przedpolu Harzu do około 100 m n.p.m. w Normandii. Czy miało to jakiś związek z niskim położeniem poziomu oceanu Atlantyckiego w fazie maksymalnego zasięgu łądołodu w górnym pleniglacjale? Należy jeszcze zwrócić uwagę, że obszary występowania lessu wyżynnego w Europie Zachodniej wyróżniają się obecnie stosunkowo niskim, jak na morską odmianę klimatu, opadami rocznymi (poniżej 750 mm).

Na obszarach z opadami rocznymi 750–1000 mm we Francji N i NW dominują lessopodobne utwory typu *limons à doublets*, zarówno w nizinnym jak i wyżynnym piętrze hipsometrycznym. Są to bezwęglanowe utwory typu rytmicznie warstwowanych, o miąższości do 4–5 mm. Niezależnie od tego czy

ciagle dyskutowany problem braku węglanów jest cechą pierwotną czy wtórną (VAZART *et al.*, 1985), nie ulega wątpliwości, że były one akumulowane w warunkach klimatu wilgotniejszego niż lessy właściwe. Jeśli nawet pierwotnie zawierały one węglany, to zapewne w tak małych ilościach, że później zostały całkowicie wyługowane. W takich warunkach powstawały także mało miąższe lessy piaszczyste, często także bezwęglanowe, występujące w strefie północnych wybrzeży Francji, południowych Wielkiej Brytanii i na Wyspach Normandzkich (LAUTRIDOU, 1985). Główne obszary ich alimentacji znajdowały się zapewne na dnie bruzdy La Manche, gdy w okresie pełni ostatniego zlodowacenia znajdowała się ona powyżej poziomu oceanu Atlantyckiego. Wskazują na to m. in. analizy granulometryczne utworów lessowych występujących w Normandii (BIGOT, 1986). Znaczna część takich lessów piaszczystych znajduje się obecnie poniżej poziomu morza (LAUTRIDOU, 1990).

PERYMEDYTERAŃSKIE LESSY MŁODSZE W EUROPIE

Akumulowane one były w południowej części Europy, poza zasięgiem ciągłej zmarzliny wieloletniej, w obszarach o dość zróżnicowanych warunkach klimatycznych. Odpowiednio do tych warunków można wyróżnić trzy prowincje lessów perymedyterańskich: pontyjską, adriatycką oraz iberyjską.

LESSY PERYMEDYTERAŃSKIE PROWINCJI PONTYJSKIEJ

Warunki najbardziej sprzyjające dla akumulacji lessów perymedyterańskich były w Europie SE. W obszarach przyległych do północnych i północno-zachodnich wybrzeży morza Czarnego klimat w górnym pleniglacjaie miał cechy pośrednie między tundrowo-stepową strefą peryglacialną i półpustyniami umiarkowanymi (rys. 2). O znacznej suchości klimatu świadczy występowanie gipsu i konkrecji gipsowych w lessach tego regionu (GOZHNIK *et al.*, 1976). Temperatury średnie roczne były na tyle niskie (od -1 do -3°C – *vide* rys. 2), że występowała zmarzlina wieloletnia w zasięgu wyspowym. Była to jednak chyba głównie tzw. zmarzlina sucha, nie efektywna w sensie geomorfologicznym. Dlatego w lessach młodszych z górnego pleniglacjału nie ma tutaj pseudomorfoz struktur kriogenicznych (MARUSZCZAK, 1987). Główne źródła pyłu znajdowały się w osadach rzek drenujących sąsiadującą od północy strefę peryglacialną, względnie peryglacialne piętra pobliskich gór. Wielką rolę musiały odgrywać także osady z wynurzonego szelfu, gdy podczas pleniglacjału poziom morza obniżył się około 100 m.

Lessy młodsze tej prowincji związane są z piętrzem hipsometrycznym 0–200 m. Powyżej jego górnej granicy występują tylko niewielkie płyty mało miąższego lessu. Natomiast poniżej podanej granicy dolnej, tzn. poniżej pozio-

mu morza, występują lessy podmorskie, stwierdzone do głębokości 25–70 m; zajmują one około trzeciej części powierzchni szelfu morza Czarnego i Azowskiego (BALANDIN i BOGUNIENKO, 1979; GOZHIK, 1986). Opady roczne są obecnie poniżej 500 mm, a w górnym pleniglacjale były poniżej 200 mm (rys. 2). W lessach akumulowanych w takich warunkach klimatycznych zawartość węglanów wynosi do 20–25%.

Miąższość lessu jest dość zróżnicowana. Według *Paleogeography of Europe...* (1982) w dużej części północnej strefy przybrzeżnej morza Czarnego jest ona poniżej 2 m; tylko w części obszarów wznoszących się ponad 100 m n.p.m. wzrasta do 5–7 m. Ten bardzo zgeneralizowany obraz nie odzwierciedla w pełni dużego zróżnicowania. Miąższości małe, do 3–5 m, charakterystyczne są dla strefy niskich brzegów morza Azowskiego. W strefie wysokich, klifowych brzegów po zachodniej stronie Krymu miąższości lessu młodszego wzrastają nawet do 30 m (GOZHIK *et al.*, 1976). Wydaje się więc, że znaczniejsze przeszkody orograficzne bardzo skutecznie wymuszały tutaj wzmożoną akumulację pyłu lessowego.

Do pontyjskiej prowincji należy zaliczyć także lessy w basenie dolnego Dunaju. Klimat był tu wprawdzie nieco wilgotniejszy (opady roczne wynoszą obecnie 500–600 mm), ale cechy kontynentalizmu były mocno zaznaczone; przynajmniej w północnej części tego basenu w górnym pleniglacjale występowała wyspowa zmarzlina wieloletnia. Prawidłowości hipsometrycznego rozmieszczenia oraz właściwości lessu są podobne, chociaż brak jest koncentracji gipsowych. Zróżnicowanie miąższości jest nawet większe niż w strefie północnych wybrzeży morza Czarnego; na wysokim, prawym brzegu Dunaju miąższości lessu młodszego wzrastają do 30–40 m według MINKOWA (1968, a według STOLŁOWA (1985) nawet do 50 m (!). Świadczy to o wielkiej, dominującej roli źródła pyłu w osadach powodziowych wielkiej rzeki. W odległości około 50 km na południe od tego źródła, czyli od dna doliny Dunaju, pokład lessu młodszego zanika. Fakt ten podkreśla nie tylko dominującą rolę głównego obszaru alimentacji, ale świadczy także o regionalnym zasięgu eolicznego przenoszenia pyłu.

LESSY PERYMEDITERAŃSKIE PROWINCJI ADRIATYCKIEJ

W sąsiadującej z północnym Adriatykiem części Półwyspu Bałkańskiego oraz Apenińskiego less zajmuje mniejsze powierzchnie, ale wykazuje większe zróżnicowanie.

Najbardziej reprezentatywny less właściwy występuje wewnątrz lądu, w południowej części Kotliny Panońskiej, w piętrze hipsometrycznym 80–200/250 m; wyżej są raczej tylko utwory lessopodobne (BOGNAR, 1978). Opady roczne w tym piętrze wynoszą obecnie 600–700 mm; w okresie akumulacji lessu klimat był więc zapewne wilgotniejszy niż w prowincji pontyjskiej. W górnym pleniglacjale zmarzlina wieloletnia występowała tylko wyspowo; w profilach

lessowych nie ma tu pseudomorfoz struktur kriogenicznych (MARUSZCZAK, 1987). Zawartość węglanów jest wyższa niż w lessach peryglacialnych, inny jest także skład mineralny; pod tym względem lessy południowej części Kotliny Panońskiej są podobne do występujących w basenie dolnego Dunaju (MARUSZCZAK i WILGAT, 1995). Osady alimentujące pył były skoncentrowane na dnach doliny Dunaju oraz jego dopływów. Miąższości lessu są nieco mniejsze i mniej zróżnicowane niż w basenie dolnego Dunaju.

Na dalmatyńskim wybrzeżu Adriatyku i w północnej części Półwyspu Apenińskiego klimat, tak jak i obecnie, w pleniglacie był wilgotniejszy, a więc mniej sprzyjający akumulacji lessu. Występuje on więc tylko w małych płatach. Na wybrzeżu dalmatyńskim, gdzie opady roczne wynoszą obecnie ponad 1000 mm, przeważają lessy piaszczyste o miąższości do kilku metrów. Tylko na wyspie Susak, w strefie wysokiego brzegu klifowego, miąższość lessu młodszego wzrasta do 15–20 m. Są to zapewne tylko ostańce rozleglejszej pokrywy lessowej, alimentowanej przez osady szelfu adriatyckiego wynurzonego w pleniglacie (CREMASCHI, 1990). Nie wykluczone, że takie źródło zasilania tłumaczy znaczną zawartość węglanów w lessach wyspy Susak (do 14–23 %).

W północnej części Półwyspu Apenińskiego, po południowej i północnej stronie Niziny Padańskiej, występują chyba tylko lessopodobne utwory o miąższości do kilku metrów. Z reguły są one bezwęglanowe, ze znaczną domieszką frakcji piaszczystych a nawet i żwirowych. Związane są one z piętnem hipsometrycznym 100–350 m, w którym opady roczne wynoszą obecnie około 1000 mm. Utwory te akumulowane były poza zasięgiem zmarzliny wieloletniej, co ostatnio udokumentowano szczegółowymi badaniami (CREMASCHI i VAN VLIET-LANOË, 1990). Frakcje pylaste pochodziły zapewne z górskiego piętra peryglacialnego, skąd rzeki przenosiły je na dno głównej doliny Niziny Padańskiej. Utwory te zaliczone są przez wielu autorów raczej niesłusznie do lessów; zaproponowałem wyodrębniać je jako lessopodobne utwory typu *Piemontian silts* (MARUSZCZAK, 1990).

PERYMEDYTERAŃSKIE UTWORY LESSOWE PROWINCJI IBERYJSKIEJ

W Hiszpanii SE występują lessopodobne utwory gliniaste żółtawo zabarwione, które autorzy hiszpańscy wyodrębnili jako *limos amarillos* (SOLÉ SABARIS *et al.*, 1957). Występują one w niewielkich płatach o miąższości do 5 m, w piętrze hipsometrycznym 50/100–200 m na skłonach gór nadbrzeżnych, a w przyległych kotlinach śródgórskich nawet do wysokości 700/800 m n.p.m. W obszarach tych opady roczne wynoszą obecnie od 450 do 750 mm. Gliny żółte oprócz lessowych frakcji pylastych zawierają do 20% ziarn powyżej 0,2 mm ze żwirami włącznie oraz frakcji ilastych do 30%. Węglanów jest w nich do 35%, przy czym w górnych warstwach ich udział wzrasta do 70% (są to więc warstwy typu *calcretes*). Obszary alimentacji pyłu według wymienionych auto-

rów hiszpańskich miały się znajdować na równinie przybrzeżnej w okresie eustatycznego obniżenia poziomu oceanu w pleniglacjale, zaś według BRUNNACKERA i LOŽKA (1969) w piętrze peryglacjalnym sąsiednich gór. Cechy litologiczne wskazują, że powstały one w środowisku ze znacznie bardziej suchym i długotrwałym okresem letnim niż w prowincji pontyjskiej; dzisiejsze opady roczne 450 mm są wprawdzie podobne jak na północnych wybrzeżach morza Czarnego, ale przy temperaturze średnich rocznych o 5°C wyższych. Duże zróżnicowanie frakcji uziarnienia wskazuje na genetyczne pokrewieństwo z lessopodobnymi utworami stokowymi, występującymi w innych prowincjach perymedyterańskich powyżej piętra lessów właściwych. Ponieważ lessów właściwych w prowincji iberyjskiej nie ma, więc można wnioskować, że efekty wietrzenia mrozowego w górskich piętrach peryglacjalnych były tutaj znacznie bardziej ograniczone.

UWAGI KOŃCOWE

1. W okresie ostatniego zlodowacenia w Europie efektywne w sensie geomorfologicznym przenoszenie i akumulowanie pyłu lessowego następowało w przedziale pionowym około 300 m. Zjawiska te rozwijały się w pleniglacjale w piętrach hipsometrycznych układających się różnie w strefie występowania zmarzliny wieloletniej (lessy peryglacjalne) oraz na zewnątrz od tej strefy (lessy perymedyterańskie). Powyżej tych pięter, ze wzrostem wysokości opadów zmniejszała się ilość pyłu w atmosferze, a efekty jego sedymentacji – czyli możliwości indywidualizowania się pokryw lessowych – były ograniczone przez intensywniej rozwijające się procesy stokowe. Ograniczony zasięg pionowy akumulacji lessów właściwych wskazuje, że regionalny (miejscowy) transport eoliczny wyraźnie przeważał nad odległym. Ponieważ transport miejscowy odbywał się w niskich warstwach atmosfery, pył akumulowany był w największych ilościach w strefie przeszkód orograficznych, powodujących turbulencję, a więc i osłabienie siły nośnej wiatrów transportujących. Charakter i zróżnicowanie roślinności odgrywały przy tym drugorzędną rolę. Tłumaczy to wyspowe rozmieszczenie lessu właściwego, charakterystyczne dla wielu obszarów jego występowania. Na przewagę miejscowego transportu wskazuje także mały zasięg pionowy efektywnego unoszenia pyłu; zasięg taki, obliczony dla konkretnych obszarów alimentacji, wynosił tylko około 100–120 m.

2. Peryglacjalne lessy właściwe w prowincji kontynentalnej (Europa Wschodnia) i przejściowej (Europa Środkowa), były akumulowane w piętrze hipsometrycznym 150/200–350/400 m. Wietrzenie mrozowe rozwijało się tu na wszystkich elementach rzeźby ze względu na występowanie zmarzliny wieloletniej. Efekty jego w postaci frakcji pyłowych koncentrowały się jednak wtórnie – w wyniku spłukiwania – w osadach powodziowych znacznie większych dolin rzecznych. W silnie rozciętych obszarach wyżynnych sieć drenażowa takich

dolin była lepiej rozwinięta – stanowiły one lokalne ośrodki dużego zapylenia atmosferycznego. Tam, gdzie przeszkody orograficzne wymuszały wzmogoną sedimentację pyłu eolicznego powstawały wyspy lessów znaczniejszej miąższości. Poniżej wymienionego piętra, tzn. w pasie słabiej zdrenowanych nizin na przedpolu łądolodu barykadującego odpływ, wolniej wysychające i mniej mobilne frakcje pyłowe były w znacznej części fosyilizowane w rzecznych osadach powodziowych. Efektywne zapylenie atmosfery było więc mniejsze – powstawały tylko lessopodobne utwory pokrywowe. Natomiast w prowincji oceanicznej (Europa Zachodnia) lessy właściwe akumulowane były w piętrze hipsometrycznym 50–350 m. Obszary alimentujące znajdowały się tu nie tylko na dnach dolin rzecznych, ale także na równinach nadmorskich, z wynurzoną częścią szelfu włącznie. Poniżej wymienionego piętra niziny były lepiej zdrenowane niż w obu poprzednich prowincjach, gdyż łądolód nie barykadował tu wód rzecznych. Wilgotny klimat morski nie sprzyjał jednak akumulacji lessów właściwych; „zastępowały” je w tych obszarach gliniaste utwory pokrywowe (*limons à doublets*) oraz mało miększe lessy piaszczyste na wynurzonej części szelfu.

3. W perymedyterańskiej strefie główne źródła pyłu znajdowały się w osadach przynoszonych przez rzeki z sąsiednich obszarów peryglacialnych, a także z peryglacialnych pięter pobliskich gór. Lessy właściwe o największej miąższości powstawały tu w prowincji pontyjskiej, wyróżniającej się kontynentalizmem klimatycznym. We wschodniej jej części w pokładach lessowych występują konkretje gipsowe, charakterystyczne przede wszystkim dla obszarów pustynnych. Lessy pontyjskie akumulowane były poniżej 200 m n.p.m., przy czym zasięg ich obejmował znaczną część wynurzonego szelfu. Zachowały się one dotychczas w dzisiejszej strefie szelfowej jako lessy podmorskie, stwierdzone do głębokości około 70 m. Wilgotniejszy klimat prowincji adriatyckiej był mniej sprzyjający akumulacji lessu właściwego. W dobrze rozwiniętych warstwach powstawał on w śródlądowych obszarach tej prowincji, głównie w południowej części Kotliny Panońskiej, w piętrze hipsometrycznym 80–250 m. Na wybrzeżu dalmatyńskim i na wynurzonej części szelfu adriatyckiego lessy właściwe akumulowane były głównie w odmianach piaszczystych, w piętrze poniżej 100 m n.p.m. W północnej części Półwyspu Apenińskiego akumulowane były głównie bezwęglanowe utwory lessopodobne (*Piemontian silts*), na obrzeżach Niziny Padańskiej, w piętrze hipsometrycznym 100–350 m. W prowincji iberyjskiej występują tylko gliniaste utwory węglanowe (*Limos amarillos*), które pod względem genetycznym i sedimentologicznym odpowiadają lessopodobnym utworom występującym powyżej piętra lessów właściwych w obu poprzednich prowincjach. Iberyjska odmian utworów lessopodobnych wykazuje oznaki wyraźnych wpływów klimatu zwrotnikowego; górne ich warstwy miejscami mają naskorupienia typu *calcretes*.