

Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz?

DR. PÉCSI MÁRTON

Az utóbbi években Európa és Ázsia löszövezetében egyre több jellegzetes löszfeltárást elemeztek ki abszolút kronológiai módszerekkel. Az ismételten elvégzett legtöbb paleomágneses vizsgálat szerint a kőzettanilag valódi lösznek nevezhető – szoros értelemben vett – *löszformáció* nem vagy alig idősebb, mint a Jaramillo esemény (0,9 millió év).

A löszformáció alatt egyes területeken a lösztől kőzettanilag és pedológiaiilag is eltérő jellegű jelentős vastagságú szubaerikus képződmény telepszik. Ez utóbbi uralkodóan halvány rózsaszínű, vöröses, barnás-vöröses, olykor glejes agyag, vályog, továbbá homoklisztes agyag- és vályogtalajok szorosan egymásra települt sorozatából áll. A különböző eltemetett talajokat hasonló színű homokos vagy agyagos homoklisztrétegek különítik el egymástól. Ezt a lösztől különböző, uralkodóan fosszilis talajokból álló formációt egyes kutatók „lösszerű” képződménynek, mások löszderivátumnak is nevezik. A szerző ez utóbbi szubaerikus sorozatot nem sorolja a löszformációhoz. Ennek a formációnak a képződése a paleomágneses vizsgálatok alapján helyenkint a *Matuyama* közepéig (1,8 millió év), ill. kezdetéig (2,4 millió év), esetenként még a *Gauss* epochnál korábbi időre is visszanyúlik (*Gauss-Gilbert* határ, 3,4 millió év).

A Kárpát-medencebeli löszök abszolút kora

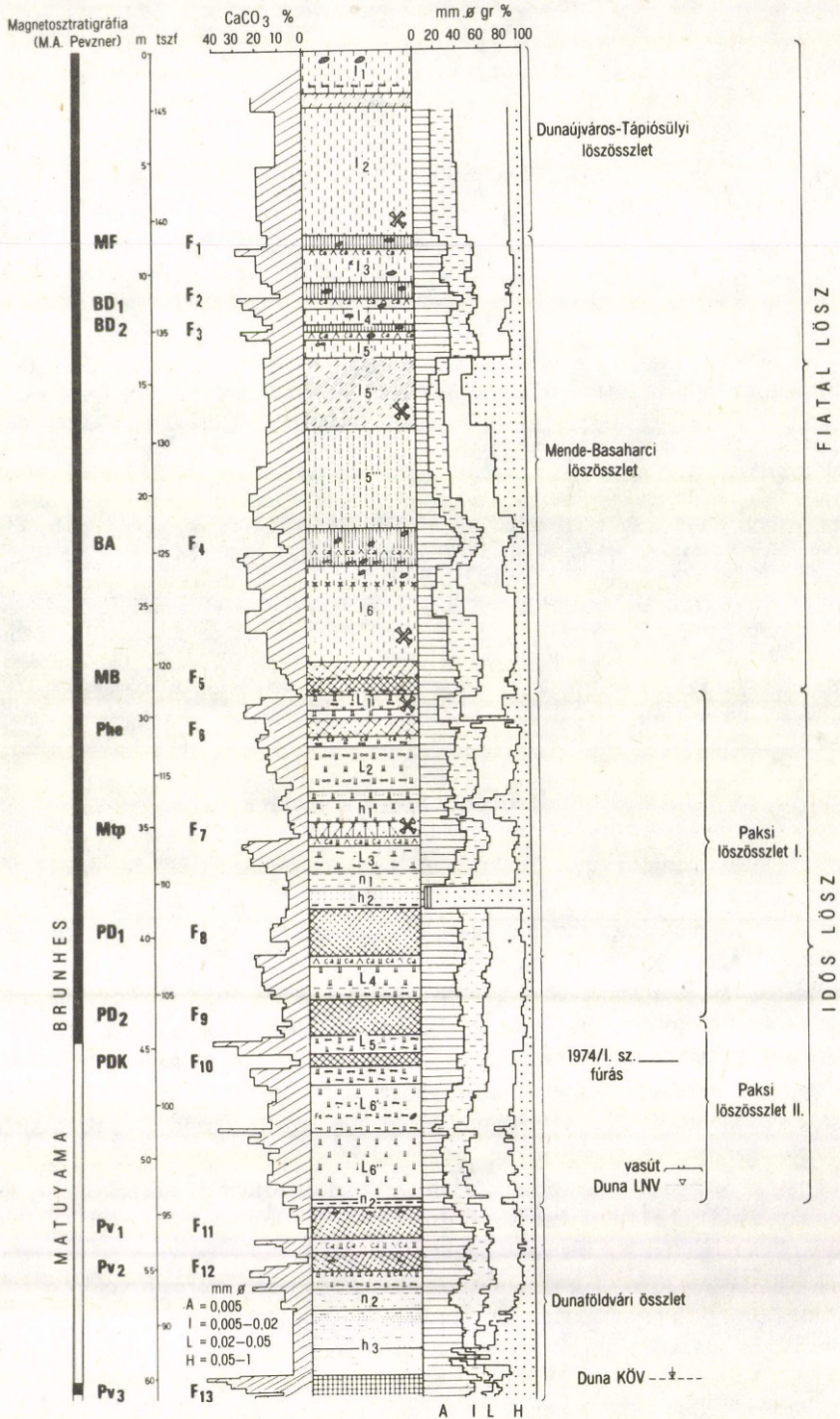
Tekintélyes vastagságú és uralkodóan típusos löszösszletek fordulnak elő a Középső-Duna medencéjében (a Kárpát-medencében). A legjellemzőbb löszfeltárások többnyire a folyó menti teraszokon, hordalékkúpokon, de több esetben közvetlenül pannóniai tavi üledékeken települnek (PÉCSI M. 1979, 1982). A löszösszletben a típusos lösz és lejtőlösz rétegei mellett ciklikusan fosszilis talajok ismétlődnek, továbbá eolikus, fluviális és proluviális homok, tavi és mocsári képződmények is közébeékelődnek.

Számos löszfeltárási rétegeinek litogenetikai, paleoökológiai vizsgálata és összehasonlítások alapján a Kárpát-medencebeli löszformációban néhány jellegzetes „löszösszlet” elkülönítése vált lehetővé. Ezekben belül a löszös és nem löszös képződmények és a közbe-települt talajok genetikai típusai is rokon vonásúak.

1. *A fiatal löszösszlet* – felsőpleisztocén – a legelterjedtebb a teraszokon, hordalékkúpokon, heglábfelszíneken, alacsonyabb dombháton, ahol 10–30 m vastag köpenyként fordul elő a felszínen. Ez az összlet is két részre osztható.

– A legfiatalabb löszkötegek többnyire homokos löszök, löszös homokok, csupán 1–2 embrionális talaj, humuszos löszréteg fordul elő bennük.

– A fiatal löszösszlet alsó kétharmada uralkodóan típusos löszrétegekből és 3–4 fosszilis talajból tevődik össze. E löszrétegekben általában a valódi löszre jellemző valamennyi kritérium fellelhető, de csak apró löszkonkréciók fordulnak elő (PÉCSI M. és



társai 1977; PÉCSI M. 1979). Dombvidékeken jellemző változatuk a rétegzett lejtőlősz (völgyi lősz, derázios lősz, PÉCSI M. 1972).

– A fiatal lőszök felső része, az ún. „Tápiósülyi összlet” 5–10 m vastag és napjaink előtt 11–28 ezer évek között képződött.

– A fiatal lőszök nagyobb részét a Mende–Basaharc összlet alkotja, amely 28–125 ezer éve keletkezett, beleértve a bázisban fekvő „MB” talajkomplexumot is (1. ábra).

– A legfiatalabb lősznek egy sajátos lőszszerű fáciése fordul elő az Alföldön, főként a Tisza kiterjedt alluviális síkságán. Itt sok tízezer km² területet borít be az ún. „infúziós lősz”, amely a folyók árterein és az ártéri szintnél csupán néhány méterrel magasabb hordalékkúp-felszíneken telepszik (PÉCSI M. 1982). Ennek a helyről helyre váltakozóan

1. ábra. A paksi fiatal és idős lőszformáció litosztratigráfiai tagolása. – l_1, l_2 = a szelvény legfiatalabb típusos lőszrétege; az l_1 és l_2 jelű rétegek között derázios völgyet kitöltő homokos lejtőlősz, az l_2 (+) réteg alsó részén rénszarvascsont-töredékek, helyenként 1–2 humuszszint; MF = „Mende Felső” csernozjomszerű fosszilis talaj, csak az MF₁ őrződött meg; l_3, l_4, l_5 = a fosszilis talajszintek (MF, BD₁, BD₂) alatti fiatal lőszrétegek sok krotovinával; BD₁, BD₂ = „Basaharc Dupla” fosszilis talajösszlet, csernozjomszerű, helyenként hidromorf réti talajtípus; l_5'' = jól rétegzett homokos lejtőlősz, lőzsos homok a derázios völgy felső szakaszán (*Cervus sp.* és *Elephas primigenius* maradványokkal); l_5''' = homokos lősz; BA = „Basaharc Alsó” sötét fosszilis erdősztyep talaj; l_6 = a legalsó fiatal lőszösszlet (*Elephas primigenius* maradványokkal) a felső részén vékony vulkáni tufacsíkkal; MB = „Mende Alsó” fosszilis talajösszlet; felső része erdős sztyep talaj, az alsó viszont jól fejlett barna erdőtalaj (BORSY Z. és tsai 1980 termolumineszcencia elemzése szerint kb. 105 000 éves); L_1 = idős lősz, homokos lősz, nagy lőszbabákkal; két alkalommal *Elephas trogontherii* őrlőfogait és agyaráit találták benne; Phe = gyengén fejlett homokos barna erdőtalaj; L_2, L_3 = idős lősz (2–3 lőszbabaréteggel); Mtp = hidromorf fosszilis talaj (ártéri, agyagos talaj) *Allohippus sp.* fogaival; h_1, h_2, n_1 = a hordalékkúp homokja és iszapos agyaga; PD₁, PD₂ = a „Paksi Alsó Dupla” fosszilis talajösszlet sztratotípusa, krotovinákkal (szubmediterrán xerofil erdő gesztenyebarna, vörösesbarna talaja); a PD₂ szint alatt helyezkedik el a *Brunhes–Matuyama* határ (0,73 millió év); L_4, L_5, L_6 = idős lőszrétegek, lőszbabarétegekkel; L_6 = legalsó idős lőszréteg, a lőszbabák ritkák; n_2, n_3 = hordalékkúp homokos agyaga, iszapos agyaga és homokja; Dv₁, Dv₂, Dv₃ = vöröses, okkervörös fosszilis talajok az idős lőszösszlet alatt (a „Dunaföldvári Formáció” részei)

Lithostratigraphical subdivision of the old and young loess formation at Paks. – l_1, l_2 = the typical youngest loess beds of the profile; between l_1, l_2 deposited sandy slope loess in a derasional valley (dell) the lower part of l_2 (+) fragments of reindeer bones occur as well as locally 1–2 humus horizons; MF = chernozem-like fossil soil of “Mende Upper”, only the MF₁ remained; l_3, l_4, l_5 = young loess beds, below the fossil soil horizons (MF, BD₁, BD₂), with many krotovinas in it; BD₁, BD₂ = “Basaharc Double” fossil soil complex chernozem-like locally hydromorphous meadow soil type; l_5'' = well-stratified sandy slope loess, the loessy sand field up the derasional valley (with *Cervus sp.* and *Elephas primigenius* fauna remnants); l_5''' = sandy loess; BA = “Basaharc Lower” forest-steppe-like dark fossil soil; l_6 = the lowest young loess bed (with *Elephas primigenius* remnants) with a thin layer of volcanic tuffite too in the upper part of it; MB = “Mende Base” fossil soil complex; the upper part of it a forest-steppe-like and but the lower one a well-developed brown forest soil (according to the thermoluminescence analysis of BORSY, Z. et al. 1980 about 105 thousand years old); L_1 = old loess, sandy loess with large “loess dolls”; molars, tusks of *Elephas trogontherii* were found on two occasions; Phe = weakly developed sandy brown forest soil; L_2, L_3 = old loess (with 2–3 layers of “loess dolls”); Mtp = hydromorphous fossil soil (flood-plain, clayey soil) with *Allohippus sp.* teeth; h_1, h_2, n_1 = sand and silty clay of alluvial fan; PD₁, PD₂ = stratotype of “Paks Lower Double” fossil soil complex, with krotovinas (Submediterranean xerophile forest soil or chestnut, usually reddish brown) below the PD₂ fossil soil occurs the *Brunhes–Matuyama* boundary (0,73 million years); L_4, L_5, L_6 = old loess strata, with “loess doll” layers; L_6 = lowermost old loess bed, loess dolls rarely occur; n_2, n_3 = sandy clay, silty clay and sand of alluvial fan; Dv₁, Dv₂, Dv₃ = reddish ochre-red fossil soils, below the old loess (belonging to the “Dunaföldvár formation”)

homokosabb, ill. agyagosabb – lösszerű képződménynek a vastagsága csupán 1–3 m. Kisebb részben holocén öntésszapon keletkezett, az „infúziós lösz”-nek (alföldi lösznek is nevezik) a túlnyomó része azonban fiatal felső-pleisztocén korú, a rádiokarbon-vizsgálatok szerint 18–24 ezer évvel ezelőtt keletkezett, szintén ártéri üledékből.

2. Az *idős löszösszlet* a fiataltól litológiailag határozottan elkülönül, nemcsak nagyobb tömörsége, hanem a közbetelepült fosszilis talajok alapján is, továbbá löszkonkréciós rétegek, nagy löszbabák jellemzik. Az idős löszök csak foltokban és egyes nagyobb löszfeltárásokban fordulnak elő, főként a Duna menti löszös magaspárt mentén. A legjobban tanulmányozott típusfeltárás nyomán *Paksi löszösszlet* néven foglaltuk össze, amely tulajdonképpen szintén két, egymástól elkülönülő részre tagolódik.

– A Paksi löszösszlet felső részében homokos rétegek uralkodnak. E rétegsor eléggé hiányos, nem teljes, ezért kronológiai beillesztése a középső pleisztocénbe részben sztratigráfiai helyzete, részben TL-vizsgálatok és faunaletek alapján lehetséges (BORSY Z. és tsai 1979; BUTRYM J.–MARUSZCZAK, H. 1984; PÉCSI M. 1982). A homokos rétegek korára a TL-vizsgálatok 125–200 ezer évet engednek következtetni (1. ábra).

– A Paksi löszösszlet alsó részéhez három fosszilis talaj (PD₁, PD₂, PDK) és három idős löszköteg tartozik; közöttük réteghiány nem észlelhető. A paksi löszfeltárásban ezek a talajok felülről lefelé számolva a 8–10. sorszámú fosszilis talajokat képviselik (1. ábra).

A 9. sorszámú fosszilis talaj alatt (PD₂ jelzésű) sikerült meghatározni a *Brunhes–Matuyama* paleomágneses határt (0,73 millió év). A paksi tégiagyári feltárásokban és fúrásokban négy alkalommal megismételt vizsgálat során egyértelműen azonos litosztratigráfiai helyzetben (2. ábra) észleltük e fontos kronosztratigráfiai jelenséget (MÁRTON P. 1979; PÉCSI M.–PEVZNER, M. A. 1974; PEVZNER, M. A.–PÉCSI M. 1980; PÉCSI M. 1982). Hasonló eredményt kaptunk a Pakstól 20 km-rel északabbra fekvő Dunaföldváron, ahol három szelvény került paleomágneses vizsgálatra (3. ábra, PÉCSI M.–PEVZNER, M. A. 1974; PÉCSI M. és tsai 1979).

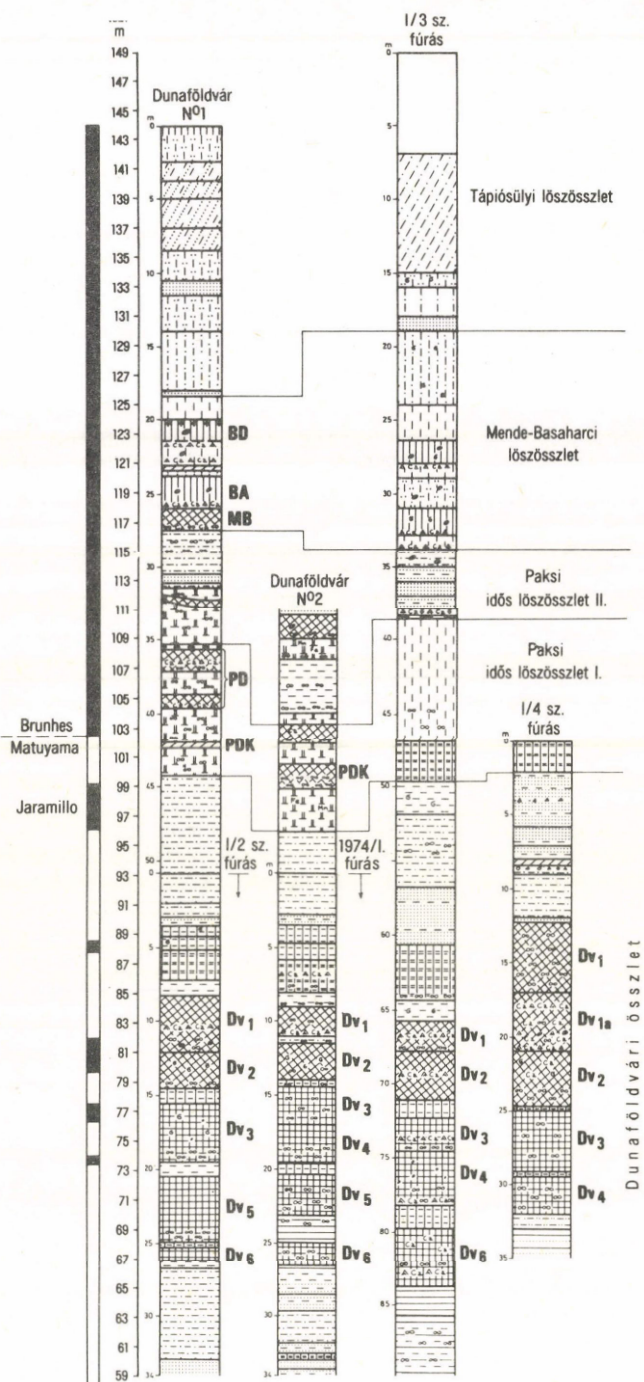
A paksi és a dunaföldvári feltárásokban a *Brunhes–Matuyama* határ alatt az idős löszösszletnek még egy fosszilis talaja és egy vastag löszkötege telepszik, amely alatt már nem a löszformációban, hanem halvány rózsaszínű, rétegzett homokos sziltben feltehetően a Jaramilló (0,9 millió év) eseményt jelző normális polaritású réteget találtuk meg (4. ábra). Hasonló kronológiai értékelést ad MARKOVIC–MARJANOVIC, J. (1979) a jugoszláviai Duna menti nagy löszfeltárásokról.

Fenti vizsgálataink alapján tehát a Kárpát-medencebeli valódi idős löszök egymillió évnél valamivel fiatalabbak.

Az eurázsiai löszformációk abszolút korára

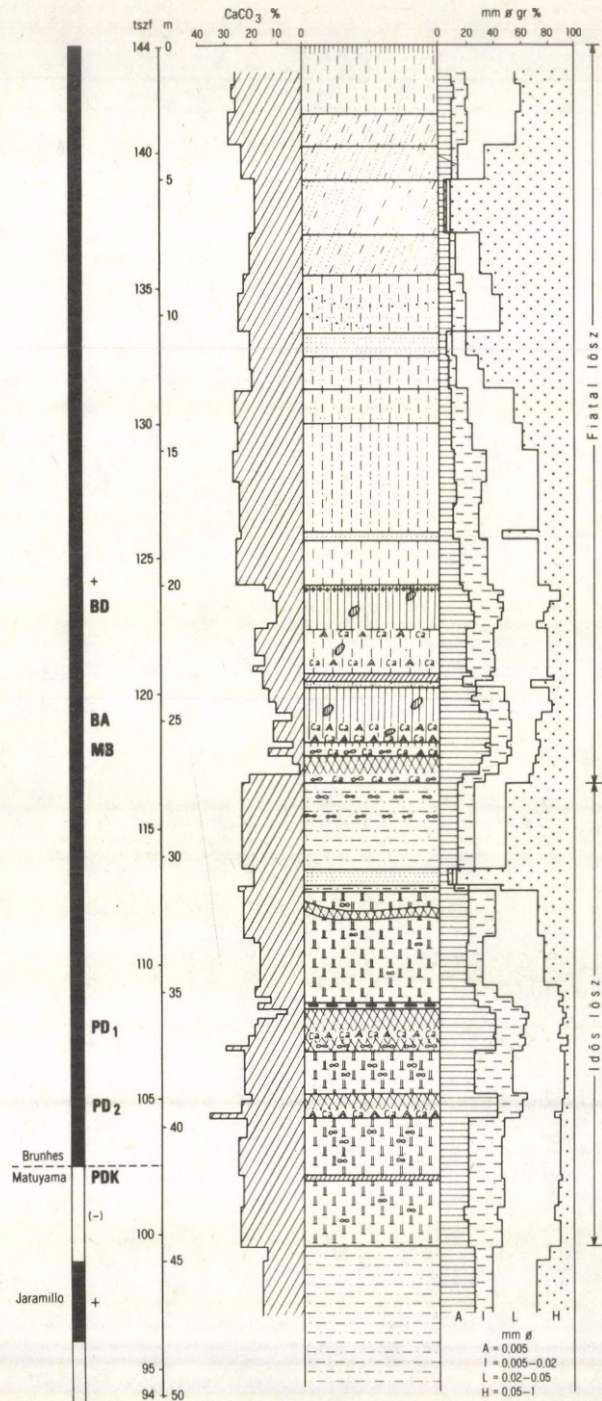
– *Csehszlovákiában* KUKLA, J. (1970) a Bmo környéki Červený Kopec-i löszfeltárásban ugyancsak a 9. és a 10. fosszilis talajok között mutatta ki a *Brunhes–Matuyama* határt. KUKLA, J. az ez alatt fekvő idős löszköteget tartotta Közép-Európa legidősebb löszképződési ciklusának.

– *Ausztriából* FINK, J. (1979) értesített arról, hogy a kremsi feltárás idős löszkötegei Jaramillo eseménynél idősebbek, a stranzendorfi feltárásban pedig a löszös rétegek a *Matuyama–Gauss* határig nyúlnak vissza. Ez utóbbi feltárás rétegsorában azonban az



3. ábra. A különböző dunaföldvári feltárások és fúrásszelvények korrelációja (PÉCSI M.–SZEBÉNYI E.–M. A. PEVZNER)

Correlation of the different exposures and borehole profiles at Dunaföldvár (PÉCSI, M.–SZEBÉNYI, E.–PEVZNER, M. A.)



4. ábra. Az 1. sz. feltárás (1971) litológiai és pedológiai szelvénye paleomágnességi adatokkal, Duna-földvár, Kálvária-domb (PÉCSI M.–SZEBÉNYI E.–M. A. PEVZNER)

Lithological and pedological profile No. 1. of the open exposure (1971) with paleomagnetic polarity information, Dunaföldvár, Kálvária Hill (PÉCSI, M.–SZEBÉNYI, E.–PEVZNER, M. A.)

eltemetett talajok mellett a „lösszerű” képződmények dominálnak. A kremsi feltárás – FINK, J. (1979) szerint is – bizonytalan sztratigráfiai helyzetű.

Nyugat-Európában a normandiai löszök mind normális polaritást mutatnak, csupán a Mesnil–Esnard-i löszfeltárás legalsó fosszilis talaja (N^oVII) fordított mágnesezettségű (LAUTRIDOU, J. P. 1979).

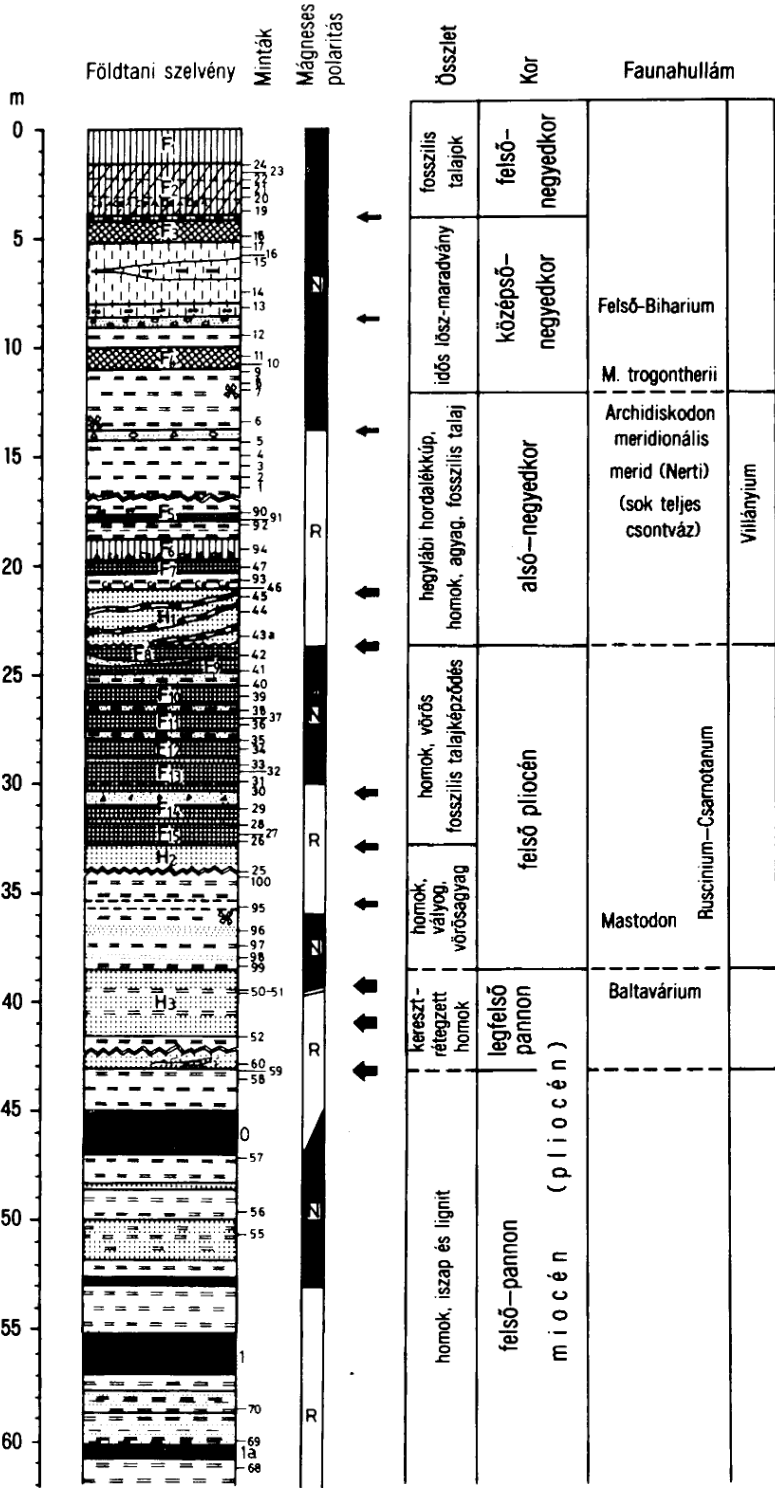
– *Kelet-Európában* az ukrainai löszök abszolút korát ugyancsak 1 millió éven belül datálják (VEKLICH, M. F. 1979).

– *Közép-Ázsiában Üzbegisztán* löszben gazdag területén számos paleomágneses vizsgálatot végeztek (SERMATOV, M. S.–TOJCSIJEV, K. 1982). A fiatal „Éhség-sztyepp” (Golodnaja sztyepp) löszkomplexum és az idős Taskent löszkomplexum feltárásának paleomágneses elemzése szerint ezek sem idősebbek 0,7 millió évnél. A *Taskent* lösz alatt települt, erősen kompakt, rózsaszínű, vörösbarna „köves lösz” nézetünk szerint már nem sorolható a közettani értelemben vett löszformációhoz. De még az Orkutsai 65 m-nyi feltárás sem idősebb a Jaramillo eseménynél, bár alsó harmada már a vöröses színű „köves lösz” (SERMATOV, M. S.–TOJCSIJEV, K. 1982).

– *Tadzsiszisztánból* DODONOV, A. E., PENYKOV, A. V. (1977) és LAZARENKO, A. A. et al. (1977) ugyancsak nagy feltárások paleomágneses vizsgálatáról adnak fontos információkat. A híres Karamaidan feltárásokban szintén azt tapasztalhattuk, hogy a szorosabb értelemben vett löszformáció – a kb. 120 m vastag Kizilszu sorozat bázisa is alig lépi át a B/M határt.

Az idősebb összlet – a Kuliab sorozat, 125 m – tulajdonképpen vörösbarna és barna eltemetett talajok sorozata. Az egyes fosszilis talajok 0,5–3,5 m vastagok, amelyeket csupán 0,3–1 m vastag barna és halvány rózsaszínű szilt különít el egymástól. Az összlet alsó része a *Gauss–Matuyama* határfordulón is túlnyúlik, tehát 2,5 millió évnél is idősebb. Feltehető, hogy a *Gauss*-epochot is magába foglalja (3,5 millió év). Ez utóbbi formációt azonban nem tartjuk sem lösszerű képződménynek, sem löszderivátumnak. Nincs bizonyíték arra, hogy elváltozott löszök, vagy valaha is löszök voltak. DODONOV (1979) szelvényeiben – a Tadzsisz depresszióban – a *Brunhes–Matuyama*-határ szintén a IX. és X. sz. fosszilis talajok között van. A X. sz. paleoszol alatt mindenütt éles hiátus jelentkezik. Személyes tapasztalataink szerint is itt litológiai változás következik, és a vörös talajok formációjába megy át a rétegsor.

– Az utóbbi évek során a *kínai löszöket* is igen alaposan és sokrétűen tanulmányozták, számos alapvető és híres szelvényről paleomágneses vizsgálati eredményeket és részletes közettani vizsgálatokat publikáltak (HELLER F.–LIU TUNG–SHENG 1982; ZHANG ZHONG-HU 1982; LIU TUNG-SHENG–DING MENG-LIN 1982; WANG YON-YAN et al. 1982). A 100 m vastagságot is meghaladó kínai löszöket általában három nagyobb összletre tagolják: a legfelső a *fiatal pleisztocén Malán lösz*, a *Lishih löszösszlet* középső pleisztocén, az alsó, ún. *Wucheng-lösz*t pedig az alsópleisztocénba sorolják. Ez utóbbit a kínai szakértők lösszerű agyagtalajok, sziltvályogok, durva sziltes agyagtalajok komplexumaként emlegetik, amely alatt helyenkint még (homokos) vörös agyag telepszik. Ez a „lösszerű” formációnak leírt összlet jelentős eróziós hézaggal különül el a Lishih-lösztől és a paleomágneses vizsgálatok szerint a *Matuyama*-epochba sorolható. Míg a Lishih-lösz egyes szelvényekben csupán a Jaramillo-eseményt foglalja magába (HELLER, F.–LIU TUNG-SHENG 1982), más esetekben a B/M határt csak kis mértékben lépi túl (ZHANG ZHONG-HU 1982; WANG YOUNG-YAN–JUE LE-PING 1982). A *kínai Lishih löszösszlet abszolút korát* tehát nem több mint 0,9–1,1 millió évekre datálják.



A löszképződés előtti tarka agyagos és vöröstalajos szubaerikus formáció

A rózsaszínű és vöröses, vörösbarnás agyagos, sziltes talajok sorozatából álló kínai Wucheng-, a közép-ázsiai „köves lösz”, ill. Kurukszay és Kurubak összleteket, a Kárpát-medencebeli dunaföldvári formációt a szoros értelemben vett löszformációtól elkülönítve nem löszképződménynek minősítjük (PÉCSI M. 1979, 1982). Ennek a lösznél idősebb szubaerikus formációnak a képződése a Jaramillo-eseményt közvetlen megelőzően, ill. kissé azután fejeződött be, valószínűleg a változások térbeli hatásának eltolódása miatt.

Magyarországon a medenceperemi nagyobb feltárásokban a löszformáció alatt települő és attól litológiai, rétegtanilag határozottan elkülönülő szubaerikus sorozatot „Dunaföldvári összlet” néven foglaltuk össze (3. ábra, PÉCSI M.–PEVZNER, M. A. 1974; PÉCSI M. és tsai 1979; PÉCSI M. 1982). Litosztratigráfiai helyzete alapján alsópleisztocén és (felső-) pliocén képződmény, amelynek bázisa egyes helyeken erősen fejlett vörösayag és ez kb. 4–5 millió éves tengeri-tavi homokos üledéken telepszik. A sok vöröses talajjal jellemzett tarka agyagos formáció a medenceperemeken 30–40 m vastag (3., 5. ábra), az Alföld belsejében pedig COOKE, H. B. S.–HALL, J. M.–RÓNAI, A. (1979) paleomágneses vizsgálatai szerint több száz m vastagságú és túlterjedhet a Gilbert és az 5. paleomágneses korszak határán is. Az Alföld peremi hegyláb felszíni zónában hiányos szelvényű idős lösz alatt a szóban forgó szubaerikus formáció – paleopedológiai, sztratigráfiai adatok és a paleomágneses vizsgálatok alapján – napjaink előtt 1 és 4 millió évek között keletkezhetett (5. ábra, KRETZOI M.–MÁRTON P.–PÉCSI M.–SCHWEITZER F.–VÖRÖS I. 1982). E szelvényben mint hegységperemi hordalékkúp-képződményekben több réteghiány is van, és a sorozat bázisát képező néhány méter vastag vörösayag-komplexum a vizsgált szelvényen kívül lencsés maradványokban fordul elő.

Következtetés

A fentiek szerint az eurázsiai löszformáció jelentősebb feltárásaiban az eddigi lito- és magnetosztratigráfiai elemzések alapján a közettanilag lösznek nevezhető szubaerikus képződmény lényegében egymillió évnél nem idősebb. A Jaramillo-eseményt megelőzően képződött szubaerikus összletekben a fosszilis talajok – többnyire etéziás meleg klímára



5. ábra. A gyöngyösvisontai külszíni fejtésű lignitbánya (Thorez-bánya) komplex szelvénye. 1981. A szelvényt felvette és vizsgálta BALOGH J.–MÁRTON P.–SCHWEITZER F.–SZOKOLAI GY., PÉCSI M. irányításával. F_1 = fekete réttalaj; F_2 = idős lösz a B/BC talajszint maradványaival; F_3 , F_4 = barna erdőtalaj; F_5 = lilás agyagtalaj; F_6 = szürkésbarna agyag tufatörmelékkal; F_7 = vöröses agyag; H_1 = alluviális homok vékony agyagrétegekkel; F_8 – F_{15} = fosszilis talajok, lila agyagtalajok aggregált tufatörmelékkal; H_2 , H_3 = keresztretegzett csillámos homok; 0, 1, 1a = lignit

Comprehensive profile of the Gyöngyösvisonta open cast lignite mine (Thorez Mine). 1981. The profile was surveyed and identified by BALOGH, J.–MÁRTON, P.–SCHWEITZER, F.–SZOKOLAI, GY. under the guidance of PÉCSI, M. – F_1 = black meadow soil; F_2 = old loess with remnants of B/BC soil horizon; F_3 , F_4 = brown forest soils; F_5 = purplish clay soil; F_6 = greyish-brown clay with tufa detritus; F_7 = reddish clay; H_1 = alluvial sand with thin clay layers; F_8 – F_{15} = fossil soils, purple clay soils with aggregated tufa detritus; H_2 , H_3 = crossbedded micaceous sand; 0, 1, 1a = lignite

utaló vörös talajok – dominálnak. Az eltemetett talajok általában szorosan egymásra települnek, a vékony köztes üledékeket a talajképződés erősen átalakította. Bár a fosszilis talajok pontosabb genetikai típusainak meghatározásához további részletvizsgálatokra lesz még szükség, az azonban már ma is megállapítható, hogy a paleoökológiai feltételek általában hiányoztak a felhalmozódott ásványi anyag lösszé való formálódásához. A löszképződéshez nemcsak hullópor, ill. más módon lerakódott sziltszerű üledék kell, hanem ahhoz megfelelő klimatikus, ökológiai adottságok is. Úgy tűnik, a löszképződésre alkalmas körülmények – globális méretben a késő-kainozoikum során csaknem azonos időszakban – kb. egymillió évvel ezelőtt jöttek létre és ciklikus szakaszokban ismétlődtek meg.

IRODALOM

- BORSY, Z.–FÉLSZERFALVI, J.–SZABÓ, P. P. 1979. Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende (Hungary). – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22. 1–4. pp. 451–459.
- BUTRYM, J.–MARUSZCZAK, H. 1984. Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. – In „Lithology and stratigraphy of loess and paleosols”. Proceeding of the symposium org. by INQUA Commission on Loess and Paleopedology. XIth INQUA Congress Moscow., Publ. Geogr. Inst. HAS, Budapest
- COOKE, H. B. S.–HALL, J. M.–RÓNAI, A. 1979. Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22. 1–4. pp. 98–109.
- DODONOV, A. E. 1979. Stratigraphy of the Upper Pliocene-Quaternary deposits of Tajikistan (Soviet Central Asia). – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22. 1–4. pp. 63–73. – *Studies on Loess.* Budapest, Akad. K. 1980.
- DODONOV, A. E. (ed.) 1982. Guidebook for excursions A–11 and C–11. Uzbek SSR, Tajik SSR, XIth INQUA Congress Moscow, 68.
- DODONOV, A. E.–PENYKOV, A. V. 1977. Nekotorye dannye po stratigrafii vodorazdel'nykh lessov Tajikskoy depressii (Yuzhny Tajikistan). (Some data on the stratigraphy of the watershed loesses in Tajik depression.) – *Bull. Comiss. Quaternary Research.* 47. pp. 67–76.
- FINK, J. 1979. Paleomagnetic research in the northern foothills of the Alps and in the Vienna Basin. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22. 1–4. pp. 125–132. – *Studies on Loess.* Budapest, Akad. K. 1980.
- HELLER, F.–LIU TUNG-SHENG 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. – *Nature*, 300. pp. 431–433.
- KRETZOI, M.–PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22. 1–4. pp. 3–33. – *Studies on Loess.* Budapest, Akad. K. 1980.
- KRETZOI, M.–MÁRTON P.–PÉCSI, M.–SCHWEITZER, F.–VÖRÖS, I. 1982. Pliocene-Pleistocene piedmont correlative sediments in Hungary (based on lithological, geomorphological, paleontological and paleomagnetic analyses of the exposures in the open-cast mine at Gyöngyösvonta). – In: *Quaternary studies in Hungary.* Budapest. INQUA Hung. Nat. Comm. pp. 43–73.
- KUKLA, J. 1970. Correlation between loesses and deep-sea sediments. – *Geol. Föreningen i Stockholm Förhandlingar.* 92. 2. pp. 138–180.
- LAUTRIDOU, J. P. 1979. Lithostratigraphie et chronostratigraphie des loess de Haute Normandie. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 22. 1–4. pp. 125–132. – *Studies on Loess.* Budapest, Akad. K. 1980.
- LAZARENKO, A. A.–PAHOMOV, M. M.–PENYKOV, A. V.–SELKOPLJASZ V. N.–GITERMAN, R. E.–MÍNYINA, E. A.–RANOV, V. A. 1977. O vozmozhnosti klimato-stratigraficheskogo raschleneniya lessovoi formatsii Srednei Azii. (On the possibility of climatic-stratigraphic differen-

- tiation of loess formation of Central Asia.) – In: Late Cenozoic of North Eurasia. I. Moscow, Izd. Geol. Ins. AN SSSR. pp. 70–132. (oroszul), 133. (angolul).
- LIU TUNG-SHENG–DING MENG-LIN 1982. Pleistocene stratigraphy and Plio/Pleistocene boundary in China. – In: LIU TUNG-SHENG (ed.), Quaternary geology and environment in China. Beijing China Ocean Press. pp. 1–6.
- MARKOVIĆ–MARJANOVIĆ, J. 1979. Sédiments lacustres-fluviaux de l'Éopléistocène – base de la série des loess pléistocènes de la rive droite du Danube en Yougoslavie. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 22. 1–4. pp. 133–139. – Studies on Loess. Budapest, Akad. K. 1980.
- MÁRTON, P. 1979. Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 22. 1–4. pp. 443–449. – Studies on Loess. Budapest, Akad. K. 1980.
- PÉCSI, M. 1972. Scientific and practical significance of loess research. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 16. 4. pp. 317–328.
- PÉCSI, M. 1979. Lithostratigraphical subdivision of the loess profiles at Paks. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 22. 1–4. pp. 409–418. – Studies on Loess. Budapest, Akad. K. 1980.
- PÉCSI, M. 1982. The most typical loess profiles in Hungary. – In: Quaternary studies in Hungary. Budapest, INQUA Hung. Nat. Comm. pp. 145–169.
- PÉCSI, M.–PEVZNER, M. A. 1974. Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary. – Földr. Közlem. 22. (98.) 3. pp. 215–226.
- PÉCSI, M.–MRS. PÉCSI, DONÁTH, É.–SZEBÉNYI, E.–HAHN, GY.–SCHWEITZER, F.–PEVZNER, M. A. 1977. Paleogeographical reconstruction of fossil soils in Hungarian loess. – Földr. Közl. 25. (101.) 1–3. pp. 94–137.
- PÉCSI, M.–SZEBÉNYI, E.–SCHWEITZER, F.–PÉCSI–DONÁTH, É.–WAGNER, M.–PEVZNER, M. A. 1979. Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils. (Bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal and paleomagnetic investigation.) – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 22. 1–4. pp. 513–537. – Studies on Loess. Budapest, Akad. K. 1980.
- PEVZNER, M. A.–PÉCSI, M. 1980. Paleomagnetizm i stratigrafiya lessovgo-pochvennykh otlozheniy Vengrii. – Byull. Komiss. po izuch. chetvertichnogo perioda. 50. pp. 24–34.
- SERMATOV, M. S.–TOJCSIJEV, Kh. 1982. Route from Tashkent to the lower reaches of the Chirchik and Keles rivers. – In: Guidebook for excursion A–11 and C 11. XI. INQUA Congress, Moscow, 1982. p. 19–26.
- VEKLICH, M. F. 1979. Pleistocene loesses and fossil soils of the Ukraine. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 22. 1–4. pp. 35–62. – Studies on Loess. Budapest, Akad. K. 1980.
- WANG YONG-YAN (ed.) 1982. Loess and Quaternary geology 1976–1980. Loess Research Section, Department of Geology, Northwest University, Xian, China. 137 p + 39 tábla (kínaiul, angol kivonat).
- WANG YONG-YAN–YUE LE-PING 1982. Paleomagnetic stratigraphy of loess in China. – In: LIU TUNG-SHENG (ed.), Quaternary geology and environment in China. Beijing, China Ocean Press. 42 p.
- ZHANG ZHONG-HU 1982. Lithological and stratigraphical analysis on loess profiles of the Loess Plateau in China. – Paper of Chinese Geologists submitted to XI. INQUA Congress. pp. 1–11.

IS THERE TYPICAL LOESS OLDER THAN ONE MILLION YEARS?

by *Dr M. Pécsi*

S u m m a r y

In recent years ever more characteristic loess profiles of the European and Asian loess zone have been analyzed by absolute chronological methods. For most of the repeated paleomagnetic analyses the lithologically *sensu stricto* true loesses are not or hardly older than the Jaramillo event (0.9 m. y. B. P.).